

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА 1969

ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ СО АН СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК АН УССР
ЛЬВОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. Ив. ФРАНКО
ЛЬВОВСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИЙ
III ВСЕСОЮЗНОГО
ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1969

Составители

С. М. Спитковская, Э. А. Лазаренко, М. Ю. Фишкин

Ответственный редактор
член-корреспондент АН УССР
профессор Е. К. ЛАЗАРЕНКО

ВВЕДЕНИЕ

К Закарпатыю относится территория, простирающаяся на юго-запад от водораздельных хребтов Карпат до государственной границы с Чехословакией, Венгрией и Румынией.

Площадь Закарпатья 12,8 тыс. км². Четыре пятых территории занимают горы. Горные Карпаты разделяют на флишевые, кристаллические и вулканические.

Для горных хребтов флишевых Карпат характерны плоские вершины, покрытые горными лугами — полонинами. В западной части Закарпатья горные массивы флишевых Карпат поднимаются до 1500—1700 м. Они сильно изрезаны реками Ужем, Латорицей, Боржавой, Рикой и Тереблей. На востоке горные сооружения более высокие, чем на западе, и достигают в среднем 1720—1850 м, а отдельные вершины поднимаются выше 2000 м — Говерла (2061 м) и Петрос (2020 м).

На крайнем юго-востоке флишевые Карпаты переходят в кристаллические. Здесь берет свое начало наибольшая река Закарпатья — Тиса, образующаяся от слияния Черной и Белой Тисы.

На юго-запад от флишевых Карпат через все Закарпатье простираются вулканические Карпаты — это Выгорлат-Гутинская вулканогенная гряда. Стоит она из нескольких горных хребтов. Западная часть вулканической гряды, между Ужем и Латорицей, называется Синяком. Наибольшие вершины Синяка — горы Маковица (978 м), Плеска (993 м) и Средняя (981 м). Далее к юго-востоку между Латорицей и Боржавой расположен хребет Борлио-Дил с вершинами Великий Дил (1022 м) и Бужора (1086 м). Между Боржавой и Тисой расположен хребет Великий Шоллес с вершинами Тупая (878 м), Острая (839 м) и Толстая (818 м), а южнее Хуста за Тисой простирается хребет Аваш, или Гу-

тин. У Хуста хребты Великий Шоллес и Аваш разделены р. Тисой и образуют так называемые Хустские ворота.

Лучшими перевалами, по которым осуществляется связь с Закарпатьем, являются Воловецкий (1014 м), Верецкий (845 м), Ужокский (889 м) и Ясинянский (931 м).

Своеобразная красота природы — живописные горы и долины, реки и леса, сады и виноградники; мягкий климат, обилие целебных минеральных источников, удобные пути сообщения — сделали Закарпатье краем массового туризма.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ

Закарпатье представляет собой юго-западную внутреннюю часть Украинских Карпат, на территории которой выделяется три структурно-фациальные зоны (рис. 1): 1) северо-восточная, относящаяся к складчатой области флишевых Карпат; 2) юго-западная, представляющая собой неогеновый внутренний прогиб, который граничит на юго-западе с Паннонским срединным массивом и разделяется на две впадины — Чопскую и Солотвинскую; 3) юго-восточная — Раховский кристаллический массив, являющийся продолжением Мармарошской зоны.

Наиболее активные проявления магматизма в пределах внутренних Карпат, в частности Закарпатья, относятся к неогену и приурочены к зонам сочленения складчатых Карпат с Закарпатским прогибом; Закарпатского прогиба с Паннонским срединным массивом, а также к границе Чопской и Солотвинской впадин в Закарпатском внутреннем прогибе.

Утесовая зона. На границе складчатых Карпат и Закарпатского прогиба простирается Утесовая зона (зона Карпатских утесов), обнаруживающая себя выходами на поверхность более древних пород (юрских, триасовых, реже палеозойских), чем в соседних структурах. Выходы древних пород среди отложений мел-палеогенового флиша образуют две полосы — северную и южную.

Северная полоса выходов древних пород («утесов»), известная под названием Мармарошской зоны (включая Раховский кристаллический массив), прослеживается на северо-запад до окрестностей с. Долгого. Южная полоса «утесов», соответствующая Пьенинской зоне, простирается полосой от р. Тересвы до границы с ЧССР и далее на запад. Ширина Утесовой зоны — от 3 до 20 км*.

* Некоторые исследователи относят эту зону к ряду глубинных разломов: Закарпатскому (Е. М. Лазько, Д. П. Резвой) либо Перипьенинскому (С. С. Круглов, Д. И. Гофштейн), обосновывая это тем, что в доступной изучению истории Карпат зона разделяла

В мезозое и палеогене эта зона была ареной сложных тектонических движений, вследствие чего отличается от соседних геоструктур повышенной дислоцированностью, стратиграфическими характеристиками, наличием экзотических пород, а также своеобразием магматизма: в бассейне Большой и Малой Уголек развиты верхнемеловые диабазы — габбро-диабазы и диабазовые порфириды, представленные пластообразными и дайкообразными телами. Здесь же установлены штокообразные тела серпентинизированных лерцолитов. Развитые в этой зоне спилиты имеют вид пластообразных залежей и штокообразных и дайкообразных корней излияний. Эти подводные излияния основных лав относятся к эоцену — олигоцену.

Начиная с низов неогена вдоль Утесовой зоны развивались мощные и сложные движения, связанные с воздыманием складчатых Карпат и опусканием Закарпатского прогиба и не сопровождавшиеся расширением границ складчатой структуры. Устойчивое фиксирование границ смежных структур вдоль Утесовой зоны может быть объяснено возобновлением в неогене крупных разрывов, по которым происходили перемещения воздымающихся и опускающихся масс. О том, что эти разрывные нарушения контролировали неогеновый магматизм, свидетельствуют развитые на северо-западе неогеновые гипабиссальные интрузивы, представленные габбро-диабазами, габбро-порфиридами, микрогранодиоритами и лейкократовыми дацитами с гранатом. В этой зоне широко развиты и неогеновые субвулканические образования

собою области с различным ходом геологического развития, являясь пограничной между внешними и внутренними Карпатами. Об этом свидетельствуют ее значительная протяженность при небольшой ширине (до 20 км), дифференциация фаций (мелководные и глубоководные фации, прибрежные, пелагические и другие) в относительно узкой полосе, сильная дислоцированность слоев в утесах при разной степени дислоцированности слоев утесовой оболочки, совпадение с Утесовой зоной эпицентров землетрясений; отчетливо выраженная гравитационная ступень, совпадающая с Пьенинской зоной.

Другие авторы (О. С. Вялов, В. О. Кульчицкий) считают наиболее характерной особенностью зоны Утесов блоково-чешуйчатое строение, сформировавшееся в результате нескольких пароксизмов складчатых движений в мелу, на границе мела и палеогена и в неогене. Перемещение чешуй происходило в северо-восточном направлении с общей амплитудой 10 км и более.

дайковой и жерловой фации. Дайки двупироксеновых и пироксен-амфиболовых андезитов вскрыты близ южной полосы утесов между реками Рикой и Боржавой. Далее к северо-западу в этой же полосе известны дайки андезито-базальтов и андезитов и вулканические жерловины, выполненные эксплозивной брекчией и лавой основного состава. Здесь же на северо-западе южная полоса утесов почти на всем протяжении перекрыта молодыми верхнеэоценовыми эффузивами Выгорлат-Гутинской вулканической гряды.

Закарпатский внутренний прогиб расположен на юг от складчатой области Карпат, между Утесовой зоной и Паннонским срединным массивом. Прогиб делится на две впадины: восточную — Солотвинскую и западную — Чопскую, разделенные поперечным субмеридиональным разломом, к которому приурочены эффузивы хребта Великий Шоллес (центральный хребет Выгорлат-Гутинской вулканической гряды). Прогиб выполнен мощной (до 5000 м) толщей молассовых отложений, возраст которых определяется бурдигалом—плиоценом. Допаннонские молассы представлены главным образом гелвет-тортон-нижнесарматскими песчано-глинистыми сланцами, мощными стратифицированными горизонтами плагиолипаритовых туфов, трассирующихся далеко за пределами прогиба. Паннонские и плиоценовые осадочные отложения, широко развитые только в пределах Чопской впадины, часто перемежаются с потоками лав и туфов основного состава.

Молассовые отложения прогиба собраны в пологие складки северо-западного простирания. В ряде мест Солотвинской впадины антиклинальные складки прорваны соляными штоками. Помимо складчатости в пределах Закарпатского прогиба устанавливается серия продольных (северо-западного простирания) и поперечных (северо-восточного простирания) разломов, связанных с блоковой тектоникой. Продольные и поперечные разрывные нарушения относятся в основном к молодым образованиям и в течение верхнего миоцена и плиоцена являлись зонами активных подвижек, приведших к блоковому расчленению Закарпатского прогиба. Блоковое расчленение прогиба развивалось на фоне дифференцированных движений во впадинах, отчетливо проявившихся с нижнего сармата. Рубежом этих движений

явился поперечный субмеридиональный разлом, разделяющий Солотвинскую и Чопскую впадины. С конца нижнего сармата Чопская впадина была вовлечена в интенсивное погружение, в то время как нисходящие движения в Солотвинской впадине прекратились и она как бы причленилась к складчатым Карпатам, продолжавшим воздыматься.

Зона сочленения Закарпатского прогиба с Паннонским срединным массивом отличается своеобразием тектонической обстановки и магматизма. О природе этой зоны высказаны различные суждения. Одни исследователи относят ее к зоне горстов, другие — к разряду глубинных разломов четвертого порядка (структурные швы). Для этой зоны характерно поднятие донеогенового фундамента, фиксирующееся максимумами силы тяжести, а также высоким гипсометрическим положением донеогеновых пород на некоторых участках (Земплинский остров, Берегово-Беганский район, район Бая-Маре). Кроме того, в пределах Паннонского массива отложения нижнего и среднего миоцена почти не развиты, в то время как молласы этого возраста в Закарпатском прогибе достигают мощности 3—4 км. Мощность отложений паннона и плиоцена в Паннонском массиве 1500—3000 м, в то время как в Закарпатском прогибе мощность образований этого возраста незначительная. Это свидетельствует об относительной стабильности Паннонского массива в миоцене, когда происходило опускание Закарпатского прогиба, и резком прогибании массива в панноне и плиоцене, когда нисходящие движения в прогибе были незначительны. В результате дифференцированных движений возникли крупные разрывные и вертикальные смещения пород на границе Закарпатского прогиба и Паннонского срединного массива. Смещение пород в этой зоне подтверждается и вертикальным электроразведыванием, по данным которого амплитуда смещения кровли горизонта высокого сопротивления близка к 2000 м.

Таким образом, пограничное положение рассматриваемой зоны, связь ее с колебательными движениями, крупные разрывы регионального плана обусловили своеобразие магматизма в ней. Здесь развиты эффузивы и пирокласты, а также интрузивные и экструзивные образования, отнесенные нами к гипабиссальному комплексу.

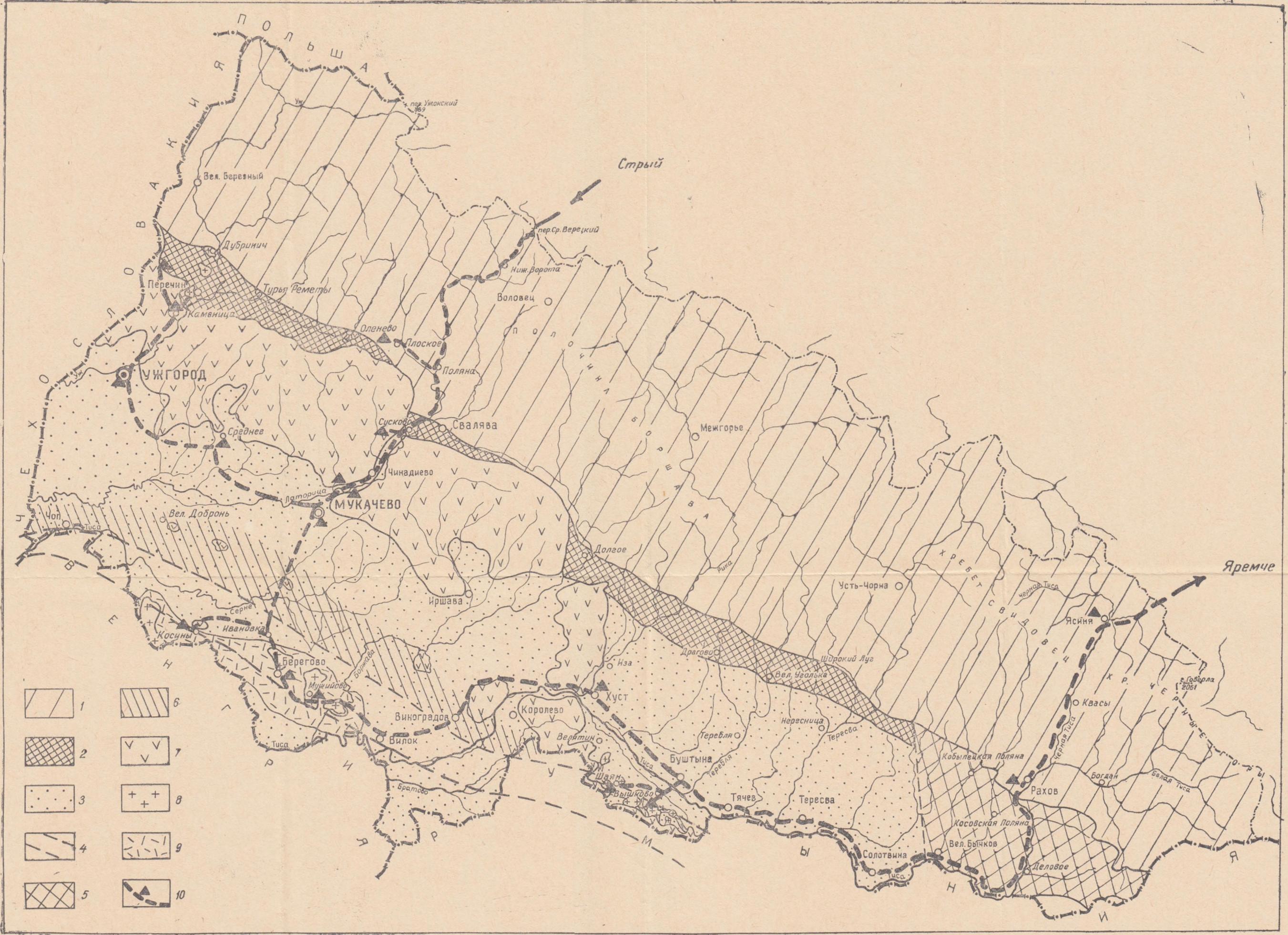


Рис. 1. Схема структурного расчленения Закарпатья.

1 — флишевые Карпаты; 2 — Утесовая зона (Закарпатский глубинный разлом); 3 — Закарпатский внутренний прогиб; 4 — зона сочленения Закарпатского прогиба с Паннонским массивом (Припаннонский глубинный разлом); 5 — Раховский кристаллический массив; 6 — цепь погребенных вулканов; 7 — Выгорлат-Гутинская вулканогенная гряда; 8 — интрузивно-экструзивные образования; 9 — липаритовые туфы; 10 — маршруты и останьки.

Вулканические породы в основном погребены под покровом четвертичных, плиоценовых и местами паннонских отложений и выходят на дневную поверхность лишь на некоторых участках.

До недавнего времени о распространенности вулканических пород в этой зоне можно было судить только по немногочисленным выходам и геофизическим данным. В последние годы здесь пробурены глубокие скважины, вскрывшие интрузивы, мощные толщи эффузивов и пирокластов, что позволило более детально изучить их и составить представление о масштабах, характере и времени вулканической деятельности в этом районе неогенового вулканизма. Полученный материал дал основание выделить здесь цепь погребенных вулканов, простирающуюся от юго-восточной ветви Выгорлат-Гутинской гряды до границы с Чехословакией и далее на запад, почти до Прешовско-Токайской гряды (Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская и др.). Таким образом, прослеживается цепь погребенных вулканов длиной 100—120 км, которые, возможно, соединяются в вулканическую гряду, сопоставимую по размерам с Выгорлат-Гутинской.

НЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Неогеновый вулканизм в Украинских Карпатах, как и во всей внутренней Карпатской дуге, относится к орогенной стадии развития Карпатской геосинклинали и характеризуется большой активностью и разнообразием вулканических пород. С этим вулканическим циклом связаны эффузивные, пирокластические и интрузивные образования Выгорлат-Гутинской гряды, Береговского холмогорья, цепи погребенных вулканов, а также плагиолипаритовые туфы, развитые в Закарпатском прогибе.

Геологическое изучение вулканических пород, в особенности в зоне их сплошного развития, усложняется в связи с разрушенностью старых вулканических аппаратов. Поэтому еще не все вопросы, связанные с определением последовательности вулканических излияний и формированием отдельных генетических типов, можно считать решенными.

Предлагаемая схема неогенового вулканизма Закарпатья, построенная на новом фактическом материале,

Схема развития неогенового вулканизма Закарпатья

Фазы вулканизма	Время развития отдельных фаз	Породы	Места распространения вулканических пород
I	Гельвет—нижний сармат	Плагиолипаритовые туфы	Закарпатский внутренний прогиб и прилегающие к нему районы на территории Чехословакии, Венгрии и Румынии
Стадия основных пород			
II	Нижний сармат — нижний паннон	Андезито-базальты и двупироксеновые андезиты, лавобрекчии и туфы андезитового состава (эффузивный комплекс)	Чопская впадина — цепь погребенных вулканов, Береговский район
		Габбро-диабазы, габбро-порфиры гипабиссальный комплекс)	Вышковский, Великодобронский, Перечинский районы
Стадия кислых пород			
III	Нижний паннон	Андезито-дациты, дациты и пирокласты дацитового состава (эффузивный комплекс) Плагиолипариты, плагиолипаритовые туфы Диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, микрогранодиориты, лейкократовые дациты, взрывные брекчиевые дайки и некки (гипабиссальный комплекс)	Цепь погребенных вулканов Береговский район Вышковский, Великодобронский, Перечинский районы
Стадия основных пород			
III	Верхний паннон-левантин	Андезито-базальты, двупироксеновые и пироксен-рогообманковые андезиты, оливковые и гиперстеновые андезиты, агломераты и туфы того же состава (гутинская свита)	Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда

Фазы вулканизма	Время развития отдельных фаз	Породы	Места распространения вулканических пород
Стадия кислых пород			
III	Верхний паннон-левантин	Крупнопорфировые андезиты-дациты, дациты, липариты и их туфы (гутинская свита)	Выгорлат-Гутинская вулканогенная гряда
IV	Левантин	Андезито-базальты, базальты и их туфы	То же

позволяет с наибольшей объективностью решать вопросы магматической геологии Закарпатья. В этой схеме под фазой вулканизма подразумевается часть неогенового вулканического этапа, связанная с определенными тектоническими движениями и включающая законченную дифференциацию магматических очагов.

Известно, что на границе между палеогеном и неогеном возникла основная карпатская складчатость, за которой последовали поднятие флишевых Карпат, в первую очередь Утесовой зоны, и заложение Закарпатского прогиба, сопровождавшееся слабой складчатостью и дифференцированными движениями блоков вдоль крупных расколов, окаймляющих прогиб.

Наиболее ранние проявления неогенового магматизма (первая фаза) в Закарпатье относятся к гельвету. Это так называемые новоселицкие плагиолипаритовые туфы и содержащиеся в подчиненном количестве туффиты с прослоями мергелей и аргиллитов. Они развиты регионально и залегают на мезозойских и палеогеновых отложениях фундамента Закарпатского прогиба. Аналогичные новоселецким плагиолипаритовые туфы развиты в тортонских и нижнесарматских отложениях прогиба, где также образуют стратифицированные горизонты, но мощность их в юго-западной части Закарпатского прогиба (Берегово-Беганский район) увеличивается.

Для этой вулканической толщи характерны широкое площадное распространение, четкий стратиграфический контроль, морфологическая устойчивость на больших расстояниях. Все это свидетельствует о том, что извержения происходили во многих пунктах, носили ареальный

характер и продолжались длительное время (в течение гельвета — нижнего сармата). Вместе с тем отсутствие покровных образований и потоков липаритовой лавы в толще кластического материала на территории Закарпатья и преобладание пепловой связующей массы над кластическим материалом позволяют предполагать, что центры извержения находились за пределами описываемой территории. Источниками пеплового материала, вероятно, являлись островные горы северной Венгрии, где Г. Панто выделяет область интенсивного игнимбритового вулканизма, относящуюся к тортону — сармату. Другие вулканические центры, как указывал В. П. Костюк, могли находиться в горах Апусени, где также известны излияния и эксплозии плагиолипаритов в гельвете и тортоне.

Однако вопрос о потенциальных источниках плагиолипаритовых эксплозий в настоящее время не решен окончательно, поскольку в Берегово-Беганском районе Закарпатья известны плагиолипаритовые купола, по составу подобные нижнесарматским плагиолипаритовым туфам. Развитие туфов нижнего сармата и пространственно совмещенных с ними липаритовых куполов легло в основу положений некоторых исследователей (М. Ю. Фишкин, Е. Ф. Малеев) о синхронности туфов и липаритовых куполов Берегово-Беганского района и о том, что источником нижнесарматских туфов в этом районе явились вулканические аппараты Береговского холмогорья, давшие извержения экструзивных куполов плагиолипаритовой лавы. Согласно этим взглядам, липаритовый вулканизм Береговского района следует отнести к первой фазе неогенового вулканизма.

Другие исследователи придерживаются точки зрения о генетической и возрастной обособленности плагиолипаритовых экструзий Береговского района от вмещающих их нижнесарматских липаритовых туфов, поскольку туфы и липаритовые купола формировались в разных фациальных условиях: туфы — в морском бассейне, липариты — в континентальных условиях. Исходя из этого, липаритовые купола Береговского района моложе нижнесарматских туфов и относятся к кислой стадии второй фазы неогенового вулканизма.

Вторая фаза неогенового вулканизма включает дифференциаты основной магмы и отделена от первой

фазы тектоническими событиями, связанными со второй стадией карпатской складчатости в верхнем тортоне — нижнем сармате. Слабыми складчатыми движениями этого времени были охвачены миоценовые прогибы и вся территория восточных Карпат. С этой стадией складчатости в Закарпатском прогибе связано возникновение поперечных разломов северо-восточного направления и перемещение разломов северо-западного направления с Паннонского массива в сторону Закарпатского прогиба.

Вулканизм этой фазы объединяет генетически и структурно обособленные образования эффузивного и гипабиссального комплексов, хотя становление их в общих чертах синхронно и происходило в нижнем сармате — панноне. В обоих комплексах дифференциация начинается стадией основных пород и заканчивается стадией кислых пород дацитового состава.

Стадия основных пород эффузивного комплекса представлена лавами и пирокластами базальтовых андезитов и андезитов нижнего сармата, образующих цепь погребенных вулканов. За пределами погребенной вулканической гряды нижнесарматские андезиты известны в Береговском районе.

Нижнесарматские вулканические аппараты* представлены крупными стратовулканами, состоящими из чередующихся потоков лав, туфолав, лавобрекчий и подчиненного количества мелкообломочных туфов андезито-базальта и андезита, погребенными под паннон-левантинской осадочно-вулканогенной толщей. Средний взрывной коэффициент стратовулканов 40—45%. В настоящее время среди стратифицированных нижнесарматских осадочных отложений установлено четыре стратовулкана.

Стадия кислых пород эффузивного комплекса состоит из лав и туфов андезито-дацита и дацита паннонского возраста. Эти образования развиты в пределах цепи погребенных вулканов, но в отличие от основных извержений пирокласты в толще андезито-дацитов и дацитов имеют подчиненное развитие и представлены преимуще-

* До недавнего времени о существовании вулканических аппаратов нижнего сармата на территории Закарпатья не было известно, поэтому считалось, что основной вулканизм в нижнем сармате представлен только серией основных интрузий габбро-диабазов, относящихся к гипабиссальному комплексу.

ственно псаммитовыми разностями, завершающими разрез вулканогенной толщи этой фазы. Кислые породы погребенной вулканической гряды занимают не более 10—15% эффузивной толщи.

Гипабиссальный комплекс относится к сложным образованиям, связанным с одной фазой магматизма и характеризующимся стадийным внедрением пород от основных к кислым. К первой стадии относятся габбро-диабазы и габбро-порфириды, ко второй — диорит-порфириды и кварцевые диорит-порфириды, к третьей — кварцевые диорит-порфириды и гранодиорит-порфиры, к четвертой — лейкократовые гранодиорит-порфиры и микрогранодиориты, лейкократовые дациты и связанные с ними эксплозивные брекчиевые дайки и некки.

Породы гипабиссального комплекса контролируются зонами глубинных разломов: Закарпатским (Перечин-Свалявский район) и Припаннонским (Вышковский и Великодобронский районы). В этих районах интрузии гипабиссального комплекса локализуются лишь на участках, претерпевших горстовые или сводовые воздымания и осложненных поперечными разрывными нарушениями и, возможно, поперечными поднятиями. В пространстве и времени породы гипабиссального комплекса не зависят от размещения образований эффузивного комплекса, но не обособляются от них, а располагаются в одних геологических структурах. Нам представляется, что в приподнятых зонах происходила миграция основной магмы из глубинных истоков в верхнюю пластичную оболочку фундамента с образованием обособленных очагов, в которых и происходила глубокая и совершенная дифференциация магмы, давшей стадийные инъекции гипабиссального комплекса. Поэтому особенности химизма и минеральных парагенезисов пород гипабиссального комплекса отчасти подчиняются общим закономерностям всего вулканогенного комплекса Закарпатья, отчасти обуславливаются конкретными геологическими структурами, к которым приурочены гипабиссальные породы, и процессами дифференциации в промежуточных очагах.

Реконструкция кровли вскрытых эрозией и слепых интрузивных тел показывает, что отдельные стадийные производные гипабиссального комплекса формировались в широком вертикальном диапазоне: от 3—4 до 0,2—

0,3 км, а образования лейкократовой фации достигали дневной поверхности.

Третья фаза вулканической деятельности привела к созданию крупных вулканических сооружений Выгорлат-Гутинской гряды. Эта фаза вулканизма, начавшаяся в верхнем панноне, фиксируется резкой сменой кислых пород основными и связана с тектоническими движениями завершающей стадии карпатской складчатости, обусловившей создание новых разломов и омолодившей древние разломы северо-западного и северо-восточного направлений. К таким разломам, контролировавшим вулканическую деятельность, можно отнести разлом на границе Чопской и Солотвинской впадин и разломы северо-западного простирания, обрамляющие с севера и юга Закарпатский прогиб. Поэтому в расположении вулканических центров намечается линейность северо-западного и северо-восточного направлений.

Начало третьей фазы вулканизма знаменуют излияния основных лав, сопровождавшиеся накоплением мощной толщи андезитовых агломератов и туфов. Пирокласты в отдельных районах перемежаются с пресноводными осадками верхнего паннона, а на участках с континентальным режимом они ложатся на размытую поверхность сармата. В пирокластической толще, получившей название туфогенной свиты, лавовые потоки имеют подчиненное значение.

Дальнейшее развитие вулканизма характеризуется сменой эксплозий излияниями из многих вулканических центров (стратовулканов и моногенных вулканов), расположенных на всей площади Выгорлат-Гутинской гряды, а также в ее юго-западной ветви. Эти излияния, продолжавшиеся до верхов паннона и в левантине, привели к образованию мощного эффузивного комплекса — так называемой гутинской свиты. В гутинской свите преобладают потоки и покровы основных пород, среди которых выделяются андезито-базальты, двупироксеновые, пироксен-роговообманковые, оливинные и гиперстеновые андезиты; менее развиты андезито-дациты, дациты и липариты, являющиеся наиболее поздними дифференциатами вулканизма третьей фазы. Крупнопорфировым андезитами В. С. Соболев и В. П. Костюк отводят особую роль в вулканическом процессе. Они изливались, очевидно, после некоторого перерыва и длительного перио-

да интрателлурической кристаллизации и отделяют рассматриваемую фазу вулканизма от следующей, хотя крупнопорфировые андезиты развиты не на всей площади и на многих участках вулканической гряды третью фазу вулканизма завершают кислые породы — дациты и липариты. Последние образуют небольшие куполы и потоки; они занимают меньшую площадь, чем андезиты, хотя и встречаются во всех частях Выгорлат-Гутинской гряды.

Характерно, что состав вулканических продуктов гутинской и туфогенной свит почти идентичен. Это может свидетельствовать о том, что большинство вулканов возникло одновременно с туфогенной свитой и лишь небольшая их часть более молодого возраста.

Четвертая фаза вулканизма фиксируется смесью экструзий кислой магмы изливаниями основной магмы в результате новой вспышки вулканической активности. Тектонически четвертая фаза вулканизма отделена от предыдущей появлением верхнеплиоценовой стадии тектонических движений. Следы этих движений являются крутопадающие сбросы, пересекающие осадочную толщу и покровы лав гутинской свиты и перекрытые более молодыми лавами. Такие сбросы установлены в Перечинском районе Г. Г. Сасиным и на участке Сняк, западнее реки Латорицы.

Для четвертой фазы вулканизма характерно широкое развитие базальтов и андезито-базальтов и незначительное — пирокластов. Базальты наиболее широко распространены в средней части вулканогенной гряды и в районе горы Бужоры, где залегают на крупнопорфировых андезитах. На этом основании В. С. Соболев и В. П. Костюк выделили их в отдельную фазу вулканизма, присвоив им название бужорской свиты. Основанием для отнесения андезитов и базальтов к четвертой фазе вулканизма является то, что они налегают на кислые лавы и туфы предыдущей фазы, а также на крупнопорфировые андезиты. Возраст бужорской свиты большинство исследователей считает левантинским.

Бужорская свита распространена не по всей площади Выгорлат-Гутинской гряды, но широко развита и местами залегают непосредственно на осадочных породах нижнего сармата — плиоцена.

Согласно общепринятой точке зрения, основными лавами бужорской свиты завершается неогеновый цикл вулканизма Украинских Карпат. Основными же излияниями андезито-базальтов оканчивается неогеновый вулканизм всех внутренних Карпат на территории Чехословакии, Венгрии и Румынии.

Неогеновые вулканические породы Закарпатья относятся к известково-щелочной серии. Общей для всех особенностью является преобладание натрия над калием и повышенное содержание кальция. На фоне общей закономерности характерно постепенное уменьшение роли СаО в полевых шпатах при переходе от основных дифференциатов к кислым, а также заниженное значение характеристики n , отмеченное В. П. Костюком в эффузивах Выгорлат-Гутинской гряды, что способствовало широкому диапазону устойчивости гиперстена в породах обычной железистости.

Характерной особенностью пород гипабиссального комплекса в отличие от эффузивного является повышенное значение характеристики a' в кислых дифференциатах. В завышенном содержании глинозема в кислых породах отражается, с одной стороны, широкое развитие вторичных преобразований, проявляющееся даже в относительно свежих разностях, с другой, — минералогическая специфика этих пород. Почти все разновидности гипабиссальных интрузий содержат большое количество чужеродных примесей. Так, в породах Вышковского района — это неравномерно рассеянные ксенолиты высокоглиноземистых роговиков; в породах Перечин-Свалявского района — равномерно рассеянные в магме ксенокристаллы граната.

МАРШРУТЫ

Первый день: ЛЬВОВ—МУКАЧЕВО

Маршрут экскурсии начинается с окрестностей Львова, расположенного на юго-западной окраине Русской платформы, и следуя далее по дороге Львов—Мукачево, пересекает Предкарпатский передовой прогиб, складчатую область флишевых Карпат и Закарпатский внутренний прогиб. Около Днестра у г. Николаева проходит граница между Русской платформой и Предкарпатским передовым прогибом. Прогиб заполнен мощной толщей нижне- и верхнемиоценовых моласс и разделяется на две основные зоны — Внутреннюю и Внешнюю, граница между которыми проходит у г. Стрый по крупному пологому региональному надвигу с амплитудой перемещения на северо-восток около 12 км. Внешняя зона Передового прогиба развивалась на платформенном палеозойском фундаменте, Внутренняя — на складчатом флишевом основании. С молласовыми отложениями и флишевым основанием прогиба связан ряд полезных ископаемых: месторождения каменных и калийных солей, озокерита, нефти и газа, а также источники минеральных вод.

Проехав передовой прогиб, у с. Любенцы пересекаем тектонический контакт между Предкарпатским передовым прогибом и флишевой зоной Карпат. Тектонический контакт закрыт террасовыми образованиями и в современном рельефе не выражен. Далее до г. Свалявы дорога проходит по флишевым Карпатам, пересекая три водораздельных хребта: Тухольский, Верецкий, по которому проходит граница между Предкарпатьем и Закарпатьем, и Уклинский.

Остановка О л е н е в о. Вулканические жерловины в зоне Закарпатского глубинного разлома

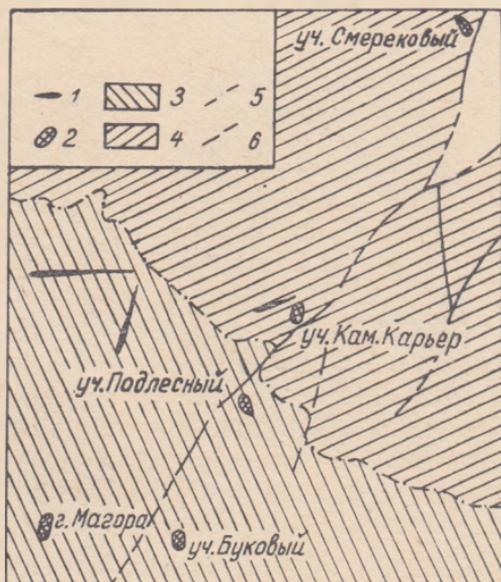
Район Оленево расположен в пределах Закарпатского глубинного разлома в 2 км севернее края Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды. Сложен он интенсивно

складчатым эоценовым и олигоценым флишем, состоящим из аргиллитов, алевролитов и песчаников.

В Оленевском районе отчетливо прослеживаются крутопадающие разломы северо-восточного направления ($35-40^\circ$), причем наиболее крупный разлом, продол-

Рис. 2. Схема геологического строения Оленевского района.

1 — дайки андезито-базальта; 2 — вулканические жерловины; 3 — олигоценый флиш; 4 — эоценовый флиш; 5 — линия предполагаемого надвига; 6 — линии разломов.



жаясь на юго-запад, уходит в пределы Выгорлат-Гутинской гряды (рис. 2). Здесь развиты дайки андезито-базальта и трубообразные тела-жерловины, состоящие из лавы андезито-базальта и брекчии того же состава и относящиеся к субвулканической фации эффузивного комплекса. В большинстве таких тел в брекчии локализуется ртутное оруденение. В районе насчитывается более 10 даек и четыре жерловины.

Жерловина Каменный Карьер состоит из штока андезито-базальта, окаймленного эксплозивной брекчией, и приурочена непосредственно к главному разлому района, представленного мощной зоной дробления (рис. 3). К жерловине приурочено ртутное месторождение, поэтому она детально разведана кольцевой штольной и большим количеством буровых скважин, проследивших ее до глубины 150 м.

Жерловина представляет собой трубчатое вертикальное тело, имеющее в горизонтальном срезе неправиль-

ную форму и вытянутое в северо-восточном направлении. Размеры жерловины в горизонтальном сечении на поверхности по длинной оси 95 м, по короткой — от 45 в раздуде до 20 м в пережиме.

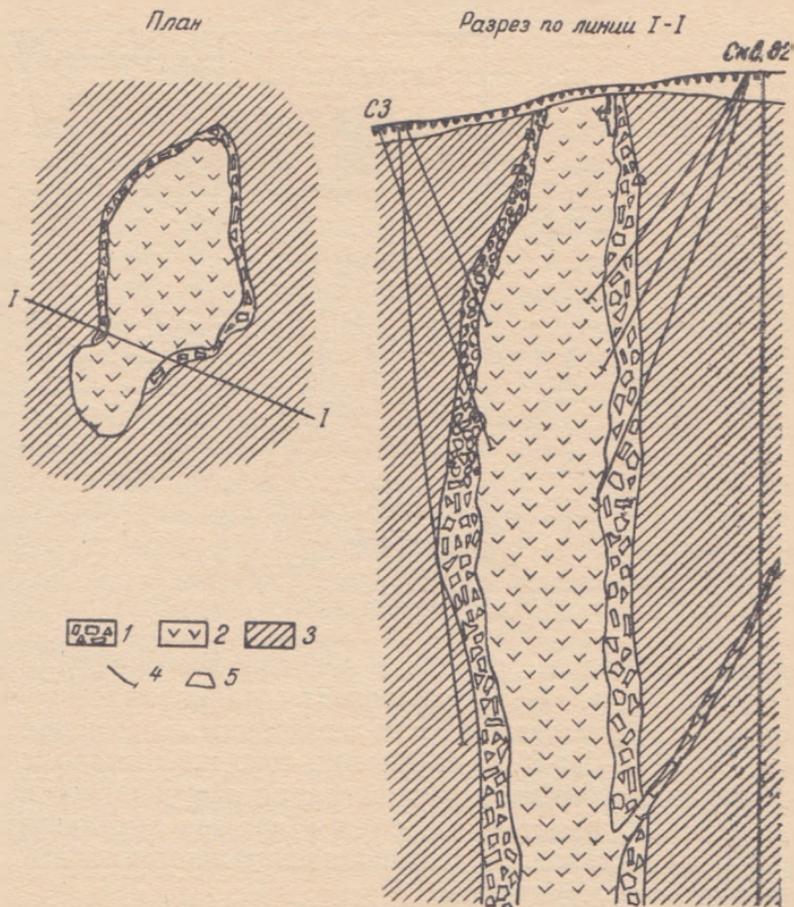


Рис. 3. План и разрез жерловины Каменный Карьер.
 1 — взрывная брекчия; 2 — андезито-базальты; 3 — аргиллиты и песчаники флишевой толщи; 4 — буровые скважины; 5 — горные выработки.

Мощность брекчии, окаймляющей шток, варьирует от 0,2 до 15 м. На некоторых участках брекчия отсутствует и андезито-базальт непосредственно контактирует с вмещающими осадочными породами. Контакты брекчии с флишевой толщей резкие, близкие к прямолинейным; а

со штоком андезито-базальта — извилистые. Брекчия состоит из угловатых и округленных обломков андезито-базальта, аргиллита, алевролита и песчаника, сцементированных пелитоморфным туфогенным материалом и вторичными минералами. Андезито-базальт в обломках идентичен андезито-базальту в штоке, а состав обломков вмещающих пород подобен породам вмещающего фли-

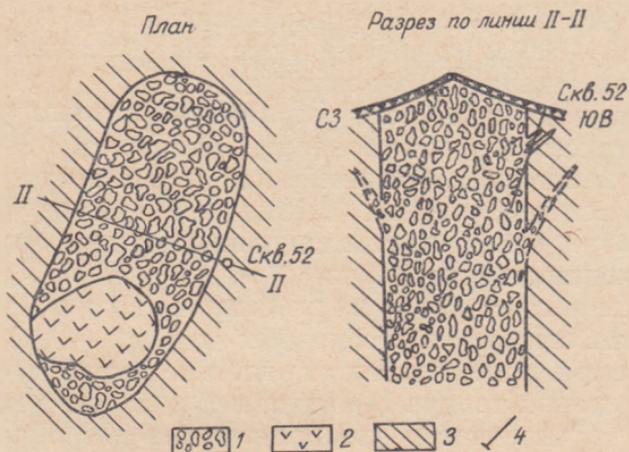


Рис. 4. План и разрез жерловины Магора.

1 — взрывная брекчия; 2 — андезито-базальты; 3 — аргиллиты и песчаники флишевой толщи; 4 — буровая скважина (условные обозначения те же, что на рис. 3).

ша. Размер обломков — от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров.

Структура андезито-базальта порфировая, вкрапленники — плагиоклаз № 70—90, моноклинный пироксен, гиперстен и единичные зерна оливина. Основная масса имеет гялопилитовую структуру и состоит из бурого стекла, в котором наблюдаются микролиты плагиоклаза и моноклинного пироксена. На отдельных участках отчетливо видны следы течения стекловатого субстрата и направленное расположение микролитов основной массы вдоль контакта штока с брекчией. Андезито-базальты и брекчия жерловины в основном замещены карбонатом, каолином. Карбонатизация породы сопровождается выделением кальцита, сидерита, кварца, барита, марказита, киновари и метациннабарита. Кроме того, здесь ши-

роко распространены бесструктурные твердые битумы — кертиссит и карпатит.

Жерловина Магора состоит из взрывной брекчии, прорванной штоком андезито-базальта (рис. 4). Главный разлом района проходит в значительном расстоянии (0,5 км) от жерловины. Жерловина представляет собой крутопадающее столбообразное тело, имеющее в горизонтальном сечении форму неправильного овала. Размер этого овала на поверхности 310 м по длинной оси и 110—130 м по короткой оси. Направление длинной оси овала северо-восточное (20°).

В юго-западной части жерловины брекчия прорывается штоком андезито-базальта размером 80×110 м. Контакты штока с брекчией, как и с вмещающей осадочной толщей, резкие, слегка извилистые. Судя по материалам скважин, от жерловины отходят брекчиевые дайки мощностью от 0,1 до 3,7 м.

Брекчия, слагающая жерловину, состоит из обломков андезито-базальта и осадочных пород — аргиллитов, алевролитов и песчаников, подобных породам вмещающей флишевой толщи. Местами наблюдается уплотнение и обжиг аргиллитов и алевролитов без новообразований метаморфогенных минералов. Обломки в брекчии угловатые и округлые размером 1—10 см, преобладают андезито-базальты.

Цемент брекчии состоит в основном из пирокластического материала андезитового состава с небольшой примесью осадочного материала. Местами обломки цементирует пористая стекловатая лава основного состава. Обращает на себя внимание отсутствие следов катаклаза в обломках и цементе брекчии.

Андезито-базальты в обломках и штоке по минеральному и химическому составу аналогичны и характеризуются отчетливой порфировой структурой. Вкрапленники состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена и гиперстена. Основная масса породы пилотакситовая, состоит она из идиоморфных столбчатых выделений плагиоклаза и изометричных микролитов моноклинного пироксена, погруженных в стекловатый базис. В обломках также встречаются разности с гиалопилитовой основной массой и афанитовые. Из вторичных минералов развиты карбонаты и бурые окислы железа.

Остановка Сусково. Дайки субвулканической фации эффузивного комплекса (III фаза!)

Район расположен у северного края вулканической гряды Закарпатского глубинного разлома и сложен складчатым палеогеновым флишем. Осадочная толща прорвана серией даек северо-западного направления; наиболее крупная обнажается в долине р. Латорицы. Дайки контролируются разломом северо-восточного простирания. Протяженность дайковых тел достигает 1 км при мощности до 100 м. Породы, вмещающие дайки, почти не деформированы, сохраняют первоначальное залегание и не несут следов термального метаморфизма. Неэродированная поверхность дайковых тел слабо извилистая, эндоконтактные зоны в воздымающихся местах часто обогащены ксенолитами вмещающих пород, подвергшимися слабому термальному метаморфизму. В ксенолитах ороговикovaných аргиллитов новообразованиями являются микрочешуйки светлого биотита и незначительные микролиты диопсида.

Порода, слагающая брекчию, в основном светло-серая, но местами темно-серая и характеризуется толстоплитчатой отдельностью. Макроскопические исследования показывают, что дайки сложены типичным андезито-базальтом, по составу и структуре ничем не отличающимся от расположенных поблизости эффузивных разновидностей.

Структура породы порфировая, структура основной массы у контакта гиалопилитовая, а с удалением от контакта переходит в интерсертальную и микродолеритовую. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и гиперстеном. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, зернышек моноклинного пироксена, магнетита и участками — стекла. Акцессорные минералы — апатит, циркон. Из вторичных минералов развит карбонат, кварц, халцедон. Плагиоклаз вкрапленников зональный, часто переполнен сетчатыми включениями стекла, центр представлен битовнитом № 76—84 и лабрадором № 65—68 в краевых частях. Вкрапленники моноклинного пироксена идиоморфны с отчетливыми двойниками. Гиперстен развит в породе в подчиненном количестве. Вокруг зерен гиперстена наблюдаются каймы из зерен моноклинного пирок-

сена. По своим свойствам и содержанию железистого компонента моноклинный пироксен и гиперстен даек близки к таковым из эффузивных андезито-базальтов.

Остановка К о л ч и н о. Гутинская свита (агломератовые туфы и лавы — остатки древнего вулкана)

Район расположен на северо-восточной окраине г. Мукачево.

На левом берегу р. Латорицы обнажаются глыбовые агломератовые туфы основного состава, неравномерно-обломочной структуры. Величина отдельных глыб нередко превышает 1,5 м, средняя величина обломков 0,2—0,5 м. Мелкообломочный материал с пепловым и стекловатым агрегатом цементирует более крупные обломки. Расположение обломков северо-восточное. Обломки угловатые и округлые, встречаются глыбы с поверхностью типа «хлебной корки», а иногда полностью окисленные. Представлены обломки в основном андезито-базальтами разнообразной структуры: встречаются плотные стекловатые разности с витрофировой и гиалопилитовой структурой и совершенно свежим стеклом, пористые стекловатые разности, полностью замещенные бурыми окислами железа, раскристаллизованные породы с микроделеритовой или пилотакситовой основной массой и вкрапленниками основного плагиоклаза № 80, гиперстена и моноклинного пироксена. В некоторых крупных глыбах заметно изменение структуры от микроделеритовой в центральной части до стекловатой в краевой.

Накопление крупного пирокластического материала свидетельствует о близости центра извержения, причем преимущественным материалом, вероятно, являлись вулканические бомбы, выброшенные при взрывах, а не обломки более древних андезитов, смытых со склона вулканов мощными грязевыми потоками, о чем свидетельствует наличие стекловатых и пористых разностей, окисленных пород при извержении, а также изменение структуры в пределах одной глыбы. Е. Ф. Малеев отмечает, что подобные агломераты характерны для автохтонной наземной фации околожерловой зоны.

Размер пирокластического материала уменьшается к северу от обнажения агломератов. Так, в районе Шел-

лестова описаны литокластические и витрокластические туфы того же состава, в которых кластический материал представлен обломками андезита и кристаллами плагиоклаза и пироксена размером 0,1 мм—1 см. На отдельных участках туф обладает типичной витрокластической



Рис. 5. Столбчатая отдельность в андезито-базальтах. Карьер Колчино.

структурой с характерными изогнутыми пепловыми частицами стекла.

В поле пирокластов развиты андезито-базальты, образующие купол, переходящий в поток. Предполагаемый купол хорошо обнажен карьерами Колчино—Шеллестово. В карьерах видна столбчатая отдельность с диаметром столбов 50—80 см (рис. 5). Расположены столбы

веерообразно, сходясь к центру эрупции (предполагаемому). По мере удаления от последней вертикальная отдельность в андезито-базальтах сменяется наклонной, переходя в почти горизонтальную — плитчатую.

Андезито-базальты содержат включения ороговикованных сланцев, но никакой закономерности в расположении ксенолитов не наблюдается.

Структура андезито-базальтов порфировая. Вкрапления представлены зональным плагиоклазом № 85—65, гиперстеном и моноклинным пироксеном. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, моноклинного пироксена, темно-бурого стекла и характеризуется в основном гиалопилитовой интерсертальной структурой.

В. С. Соболев и О. Н. Горбачевская предполагают, что здесь находится эродированный стратовулкан, выраженный в рельефе отрицательными формами — относительно широкой котловиной, расположенной у слияния рек Обавы и Визницы с Латорицей. Как считает Е. Ф. Малеев, здесь возможен и ряд моногенных вулканов.

Второй день: МУКАЧЕВО—УЖГОРОД—ПЕРЕЧИН

Остановка С е р е д н е е. Куполы дацитов (эффузивный комплекс), завершающие гутинскую свиту

Район расположен между Мукачевом и Ужгородом у внутреннего края Выгорлат-Гутинской гряды. Здесь развит ряд дацитовых куполов, из которых наиболее крупный — г. Путка. Е. Ф. Малеев описывает г. Путку как сложный купол, в котором выдавливание лавы происходило пятью отдельными блоками, а также отмечает, что во внутренних частях куполов флюидалность ориентирована вертикально и имеет субмеридиональное направление. По периферии флюидалность выполаживается, становясь почти горизонтальной. Окончания лавовых потоков сложены кластолавой, состоящей из глыб и обломков светло-серого слабо пористого андезито-дацита, сцементированного белой пористой лавой. А. П. Бобриевич отмечает, что куполы дацитов района прорывают андезитовые туфолавы, в отдаленных частях перекрывая их.

Порода центральных частей куполов плотная серого цвета с малиновым или сиреневым оттенком на свежем

изломе. Основная масса в центре имеет микропойкилитовую структуру, с удалением от центральных участков приобретает гялопилитовую, а у контакта с вмещающими породами — витрофировую структуру со следами течения вязкого субстрата, а участками переходит в обидиан с перлитовой структурой. Соответственно постепенно меняется цвет дацитов — обидианы и перлиты становятся черными.

Вкрапленники дацитов в основном представлены плагиоклазом № 60—40 и гиперстеном. В резко подчиненном количестве находятся моноклинный пироксен и роговая обманка. Кварц оплавленный, зерна достигают 1 мм. Акцессорные минералы — апатит и циркон.

Остановка Оноковцы—Каменица. Андезито-базальты гутинской свиты

Район находится на правом берегу Ужа между Ужгородом и Перечином, в центральной части Выгорлат-Гутинской гряды. Сложен он вулканогенными породами верхней части гутинской свиты. Развита здесь в основном андезито-базальты и их туфы. Разрез вскрывается несколькими карьерами, наиболее крупный из которых — Каменицкий и Оноковский.

Карьер Каменица, по данным Е. Ф. Малеева, с 1964 г. вскрывает верхнюю часть мощного покрова андезито-базальта. Лавовый поток в нижней части сложен флюидалной лавой, что объясняется извержениями в водную среду. Размер глыб достигает 1 м в поперечнике. Лавы обладают плитчатой отдельностью, ориентированной в субгоризонтальном направлении.

Цементирующая мелкопористая масса андезита содержит большое количество опала, нонтронита и халцедона, относящихся к унгаритам.

Оноковский карьер вскрывает поток лавы андезито-базальта, имеющий луковичное строение (Е. Ф. Малеев, 1964). Верхняя часть потока сложена пузыристой лавой, с глубиной постепенно переходящей в массивную.

Перекрываются лавовые потоки пластами хорошо сортированных гравийных и псаммитовых туфов, содержащих примесь терригенного материала и отпечатки листьев, что указывает на отложение их в водном бассейне.

Текстура породы пузыристая, мелкопористая, массивная, полосчатая, структура порфировая, а основной массы — стекловатая в верхней части потоков, интерсервальная — в нижней.

Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном. В стекловатой основной массе рассеяны микролиты плагиоклаза, моноклинного пироксена, а также мелкие выделения апатита, циркона, ильменита.

В андезитовых карьерах по долине р. Ужа заслуживают внимания своеобразные поствулканические образования — так называемые унгариты, характерные для всей Выгорлат-Гутинской гряды.

В свежих базальтах, андезито-базальтах и андезитах, реже дацитах и липаритах встречаются колломорфные агрегаты смеси нонтронита и опала, как правило, имеющие линзовидную форму. Нередко такие линзы вытянуты по направлению флюидалности. В свежих андезитах наблюдаются также неправильные амебообразные полости и частично выполненные вторичными минералами (гипсом и монтмориллонитом).

Шестоватые агрегаты монтмориллонита возникли по игольчатым кристаллам амфибола, образующего в настоящее время как бы сердцевину в наиболее крупных «столбиках» монтмориллонита. Наряду с гипсом и монтмориллонитом в полостях андезитов встречается опал нередко в колломорфной смеси с нонтронитом и мельниковитом, реже — агрегаты мелкокристаллического марказита, изредка отмечается самородная сера.

В излившихся породах изменения имеют локальное значение; в туфах, обычно агломератовых, эти процессы были развиты шире и нередко приводили к обособлению отдельных компонентов в виде линз и горизонтов. В результате возникли залежи, представленные смесью железистого нонтронита, гидроокислов железа, разрабатывавшиеся раньше в качестве железной руды, и почти мономинерального монтмориллонита.

Остановка Н о в о с е л и ц а. Лейкократовые дациты с гранатом (гипабиссальный комплекс)

Район Новоселицы расположен у внешнего края вулканогенной гряды в пределах южной полосы Утесовой зоны. Сложен меловым и палеогеновым флишем,

собранным в мелкие складки северо-восточного простирания. Прослеживаются здесь и крупные круто падающие разломы северо-восточного направления.

Осадочные отложения прорваны экструзиями лейкократовых дацитов с гранатом (гипабиссальный комплекс). Наиболее молодыми в районе являются вулканогенные образования Выгорлат-Гутинской гряды.

Дацитами с гранатом сложен ряд куполов. Наличие агломератового туфа, состоящего из обломков этих дацитов, а также стекловатая структура основной массы в периферических зонах свидетельствуют о проявлении в этом районе наземного вулканизма.

Порода светло-серая, иногда белая, с редкими вкрапленниками плагиоклаза, биотита, граната и кварца. Плагиоклаз вкрапленников № 40—38 образует таблички размером 1—2 мм. Вкрапленники кварца развиты значительно меньше, чем плагиоклаз, и обладают характерной оплавленной формой. Вкрапленники биотита образуют тонкие вытянутые лейсточки.

Структура породы порфировая, структура основной массы стекловатая, с глубиной переходит в микропиклитовую. Основная масса, состоящая из микролитов плагиоклаза, кварца, и калишпата, преимущественно каолинизирована.

Отличительной особенностью пород является наличие вкрапленников граната. Размеры вкрапленников до 1—2 мм, но в аллювии встречены кристаллы диаметром до 5 мм. Цвет граната темно-красный, преобладающая форма кристаллов тетрагон-триоктаэдр. В шлифе видно, что в некоторых случаях в края зерен граната вырастают кристаллы кварца и биотита. Внутри граната встречаются мелкие длиннопризматические кристаллы циркона.

По преобладающему компоненту гранат может быть отнесен к альмандину. Характерным для него является повышенное содержание кальциевых компонентов, что связано с особенностями генезиса.

Третий день: МУКАЧЕВО—БЕРЕГОВО—ХУСТ

Остановка Д р и с и н о. Останец андезитового вулкана в погребенной цепи

Район расположен между Мукачевом и Береговом. Над равнинной частью Чопской впадины на 40—50 м возвышается пологий холм диаметром 300—320 м. При-

мерно в центральной части холма карьером вскрыта часть жерловины вулкана, выполненная андезитовым агломератовым туфом. Размер обломков достигает 10—15 см. По вскрытой части жерловины можно предположить, что диаметр ее 30—40 м. С запада к жерловине примыкает наклонный поток слоистого андезита, выполняющийся с удалением от жерловины. Непосредственно у жерловины угол наклона потока андезита составляет 20° , в 10 м от него — 10° и в 20 м — 7° .

Большие углы наклона свидетельствуют о том, что ко времени излияния этого потока вулканический конус был уже сформирован и имел крутые склоны. В двух других карьерах, расположенных в 50 м от центрального, вскрыты только потоки андезита. По-видимому, Дрисинская горка является останцем моновулкана, деятельность которого закончилась эксплозией, давшей жерловую брекчию. Отсутствие в этой брекчии обломков осадочных пород позволяет отнести ее к завершающей стадии деятельности вулкана.

Вулканизм Дрисинской горки относится к более поздним проявлениям андезитового вулканизма в цепи погребенных вулканов и по аналогии с другими районами датируется панноном. Андезит агломератового туфа и потоков аналогичен, характеризуется порфировой структурой и гиалопилитовой и микролитовой основной массой. Вкрапленники представлены основным плагиоклазом, гиперстеном и моноклинным пироксеном. Темноцветные вкрапленники часто окружены апацитовыми каймами, в большинстве замещены агрегатом группы хлорита-серпентина и бурыми окислами железа.

В основной массе породы часты пустотки, выполненные галлаузитом.

Берегово-Беганский район

Берегово-Беганский район (рис. 6) расположен в равнинной части Закарпатской области, среди которой выступают изолированные холмы, вытянутые в широтном направлении — Косино-Запсонский, Беганский, Дедовский, Калеманский и Береговская гора. Эти холмы сохранились от размыва, так как сложены более устойчивыми породами — липаритами и вторичными кварци-

тами, чем окружающие их вулканогенно-осадочные отложения.

В структурном отношении район приурочен к зоне сочленения Закарпатского внутреннего прогиба с Паннонским срединным массивом. В этой зоне Берегово-Беганский район является сложно построенной горст-ан-

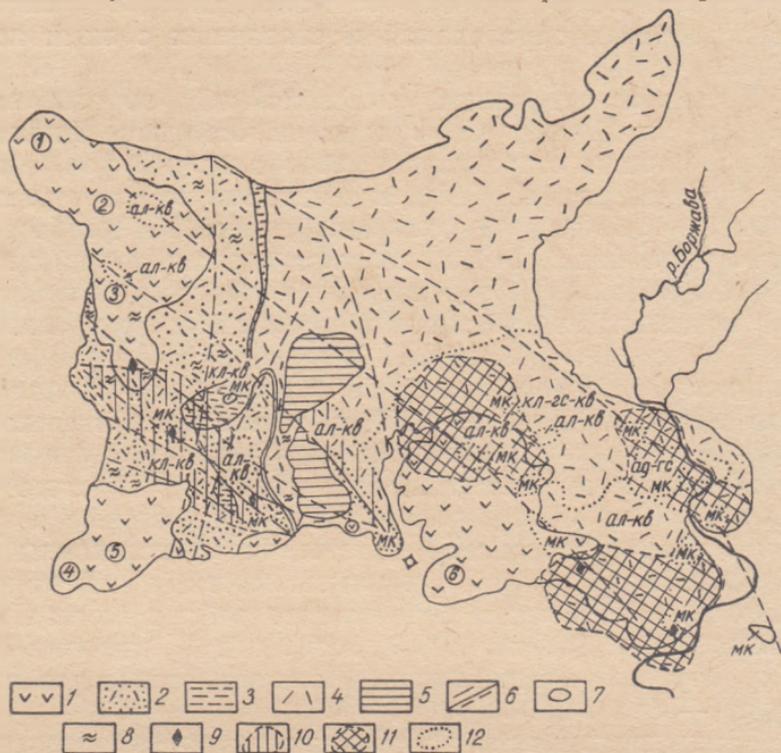


Рис. 6. Схема Береговского холмогорья.

1 — липариты ($N_1S_1dr_3$); 2 — липаритовые туфы верхней подсвиты доробратовской свиты ($N_1S_1dr_3$); 3 — глины, аргиллиты и алевролиты средней подсвиты доробратовской ($N_1S_1dr_2$) свиты; 4 — липаритовые туфы нижней подсвиты доробратовской свиты ($N_1S_1dr_2$); 5 — нижняя осадочная толща (верхний тортон — N_1t_{1-2}); 6 — тектонические нарушения (достоверные и предполагаемые); 7 — геологические границы; 8—12 — фации метасоматически измененных пород; 8 — каолинизация; 9 — алуинитизация; 10 — предполагаемая площадь распространения кварц-адуляровых пород на глубине; 11 — предполагаемые площади распространения пропилитов на глубине; 12 — границы метасоматически измененных пород; МК — монакварциты (иногда с алуинитами); ал-кв — алуинит-кварцевая; кл-кв — каолин-кварцевая; кл-гс-кв — каолин-гидрослюдисто-кварцевая, переходящая на глубине в кварц-адуляровую; ад-гс — адуляр-гидрослюдистая; цифры в кружке — куполы липаритов (1 — горы Ардов, 2 — горы Шарок, 3 — горы Длинной, 4 — горы Малой Золотистой, 5 — горы Большой Золотистой, 6 — горы Хаеш).

тиклиналью северо-западного простираания, ограниченной сбросами. В осевой части горст-антиклинали на поверхность выходят отложения верхнего тортона и нижнего сармата; крылья сложены породами среднего сармата, а местами — маломощными отложениями паннона.

Особенностью района является широкое развитие вулканогенных образований и связанных с ними пост-вулканических процессов.

К наиболее древним (мезозойским?) образованиям района, слагающим его фундамент, относятся филлитовидные сланцы с прослоями песчаников и туфов, а также диабазы, диабазовые и андезитовые порфириты и их туфы с прослоями радиоляриевых яшм. На диабазах и филлитовидных сланцах залегают мощные толщи неогеновых отложений, среди которых особенно развиты кислые вулканы тортонского и сарматского возраста.

В основании неогеновых отложений залегают маломощная толща конгломератов и гравелитов бурдигала, а на них — мощная (до 350 м) толща липаритовых туфов, относимых к новоселецкому горизонту верхнегельветского или нижнетортонского возраста, и толща аргиллитов с маломощными прослоями песчаников и туффитов. Верхнетортонские отложения представлены андезитами и их туфами, вскрытыми многими скважинами в юго-восточной части Береговского района (горы Бикк, Кишар, села Доброселье, Квасово и др.), где они слагают крупный стратовулкан. Мощность андезитов и их туфов — более 250 м.

К нижнесарматским образованиям района относятся средний и верхний горизонты липаритовых туфов, разделенные толщей осадочных пород и объединенные в доробратовскую свиту.

Средний горизонт туфов представлен в основном грубообломочными разностями и в низах содержит большое количество обломков и глыб андезита. В верхах горизонта развит довольно мощный (50—100 м) слой пелитовых туфов. Мощность туфов среднего горизонта — от 40 до 500 м.

Горизонт осадочных пород, разделяющий средние и верхние туфы, представлен глинами, реже аргиллитами с прослоями песчаников, туффитов и туфов. Распространены осадочные породы этого горизонта почти по

всему району, кроме юго-восточной части Береговского холмогорья, где андезиты перекрыты липаритами и их туфами. Мощность горизонта — от 10 до 130 м.

Верхний горизонт липаритовых туфов разделяется на две пачки. Нижняя представлена ксенотуфами, спекшимися туфами и игнимбритами. В ряде случаев среди туфов вскрыты андезиты (с. Квасово) и липариты, образующие отдельные потоки. Мощность вулканогенных образований этой пачки 50—400 м. В туфах найдена фауна, указывающая на нижнесарматский возраст отложений. Верхняя пачка этой свиты представлена мелкообломочными разностями липаритовых туфов, в низах ее вскрывается маломощный (0—40 м) пласт глин, песчаников и туффитов. Выклинивание на некоторых участках горизонта осадочных пород, по-видимому, свидетельствует о существовании незначительных переывов в осадконакоплении.

Нижнесарматская вулканическая деятельность Берегово-Беганского района завершилась формированием вулканических куполов плагиолипаритов (горы Ардов, Чепки, Шарок, Длинная, Большая и Малая Золотистая) и Косино-Запсонского холма.

По всей вероятности, экструзии, развитые в восточной части холмогорья, относятся к начальному циклу нижнесарматского вулканизма, в результате которого образовалась мощная толща плагиолипаритовых туфов среднего горизонта.

Экструзивной деятельностью обусловлены интенсивные поствулканические процессы, приведшие к формированию широкого комплекса гидротермально метаморфизованных пород и связанного с ними полиметаллического, баритового, алунитового и каолинового оруденения. Газово-гидротермальная деятельность сопровождалась становлением экструзий и продолжалась после их образования.

Одним из характерных признаков вулканических куполов района является крутое залегание плоскостей флюидалности и веерообразное их расхождение. Лавам свойственна полосчатость и иногда брекчированность в лобовых участках и, реже, в подводящих каналах купола (гора Длинная). Размеры отдельных куполов (Косинский, Хаешский и др.) более 1 км в диаметре при мощности наземной части 100—200 м.

Остановка Косинский купол. Липариты

Косинский купол расположен на западе Берегово-Беганского района. Липариты этого купола вскрыты двумя большими карьерами, в которых хорошо видно крутое падение и веерообразное истечение плоскостей флюидалности, а в центральной части купола — вертикальное падение флюидалности. Падение флюидалности в западной части направлено на восток-северо-восток $80-90^\circ$ под углами $50-80^\circ$, а в восточной части — на запад-юго-запад $260-270^\circ$ под углами $50-90^\circ$.

В лобовых частях купола наблюдаются лавобрекчии. Обломки липаритов окрашены в красный, бурый и черный цвет.

Брекчия липарита встречена также в верхней, центральной части купола на Запсонской горе. По форме она имеет вид неправильного эллипса величиной 400×200 м. Местами брекчия шлакоподобная, ожелезненная, в цементе изредка встречается алунит, но чаще окремненная, опализированная. Эти брекчии являлись путями проникновения восходящих растворов, приведших к каолинизации, опализации и алунитизации липаритов и туфов.

Флюидалные липариты этого купола имеют пблочатое строение, характеризующееся чередованием полос и участков различного цвета: темно-серых, местами почти черных, с розовато-красными и бурыми. Изменение окраски связано с разной степенью окисления железа, и происхождение таких лав объясняется различной насыщенностью лавовых струй растворенными газами.

Характерной особенностью купола является большая пористость липаритов, которая совпадает с элементами залегания плоскостей флюидалности. Нередко пустотки имеют форму вытянутых эллипсов. Однако пористость не везде проявлена.

С глубиной степень раскристаллизации основной массы липаритов увеличивается, структура становится микропйкилитовой, переходящей в гранофировую.

Остановка Бегань. Барит-полиметаллическое и алунитовое месторождение

Беганское месторождение расположено на северозапад от Косинского купола и приурочено к верхнетортонским и нижнесарматским горизонтам липаритовых

туфов, разделенных пачкой осадочных пород нижнего сармата. Нижнесарматские образования слагают пологую асимметричную антиклиналь, вытянутую в северо-западном направлении. Основные рудные зоны контролируются сбросами север-северо-западного простирания. Для месторождения характерна гипогенная зональность, выраженная в том, что кварц-баритовые жилы с глубины 150 м переходят в барит-полиметаллические, а последние — в полиметаллические. Характерно, что кварц-баритовые жилы залегают среди вторичных кварцитов, содержащих значительные скопления алуниита.

В карьере обнажены сильно алунитизированные белые пористые туфы, содержащие обломки кремней, глинистых сланцев, измененного липарита и кварца. Участками развиты полосы и пятна опаловидной и окварцованной массы. Нередко в более крупных пустотах встречаются розовые и голубые кристаллы морфологической разности барита — волнина. В верхней части карьера туфы более окварцованы и алунитизированы, в нижних участках — чаще каолинизированы. По трещинам нередко развита бурая глина трения, отвечающая по составу железистому галлуазиту.

У подножья склона Беганской горы среди сильно окварцованного туфа — монокварцита вскрыта баритовая жила. Брекчированная зона местами сильно ожелезнена. Барит здесь крупнозернистый, преимущественно пластинчатый.

Вторичные кварциты с алунитовым и баритовым оруденением, постепенно обогащаясь каолином, гидрослюдой и, реже, монтмориллонитом, с глубиной переходят в аргилизированные породы, сопровождающие барито-полиметаллическую часть жил.

Полиметаллическая часть рудных жил сопровождается кварц-гидрослюдисто-адуляровыми метасоматитами. При этом обогащение адуляром происходит ниже экранирующей осадочной толщи. Адуляризация прослеживается на значительную глубину (до 650 м), где она сменяется альбитизацией, проявленной в липаритовых туфах. Вместе с альбитом развиты карбонаты, серицит и вкрапленность пирита.

Остановка г. Малая Золотистая. Липаритовый купол

В 2 км на юго-восток от Берегова в карьере вскрыты липариты размытого купола вблизи его подводящего канала. Плоскости флюиальности имеют здесь вертикальное падение, постепенно выполаживаются кверху и периферии и образуют флексуобразный изгиб.

На участках с вертикальной флюиальностью липариты имеют крупноглыбовую отдельность, тогда как в местах с пологим залеганием флюиальности — толсто- и тонкоплитчатую.

Плагиолипариты представляют собой светло-серые и фиолетово-серые мелкопористые, местами стекловидные породы порфировой структуры. Во вкрапленниках развит плагиоклаз, гораздо реже — оплавленные зерна кварца и единичные зерна измененного биотита. Основная масса микросферолитовая и реже фельзитовая. Характерно присутствие довольно большого количества тридимита и реже кристобалита.

Остановка Хаешский купол. Липариты

По дороге на Виноградово на восточной окраине с. Мужиева в обрывистых южных склонах г. Керек-Мужиевской можно наблюдать остатки разрушенного Мужиевского вулкана, представленного чередованием мелкообломочных разностей туфов с грубообломочными туфобрекчиями. Последние развиты в верхах разреза и местами содержат прослой с огромными (до 1,5 м в поперечнике) глыбами липарита и черных обсидиановых стекол. В подошве туфового горизонта большое количество обломков андезита и даже пород фундамента — сланцев и кварцитов. Форма обломков и глыб нередко округлая. Цементирующая туфовая масса почти везде рыхлая, белая или, реже, серовато-белая, местами каолинизированная.

Туфы прорваны экструзивным куполом г. Хаеш, от которого расползлись потоки в восточном и северном направлениях (рис. 7). Для Хаешского купола характерна флюиальность; наблюдается лишь вертикальная крупноглыбовая и иногда столбчатая отдельность.

Липариты Хаешского купола характеризуются шоколадным цветом, афанитовым строением, отсутствием кварца во вкрапленниках, фельзитовой и изредка микропойкилитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезином) и

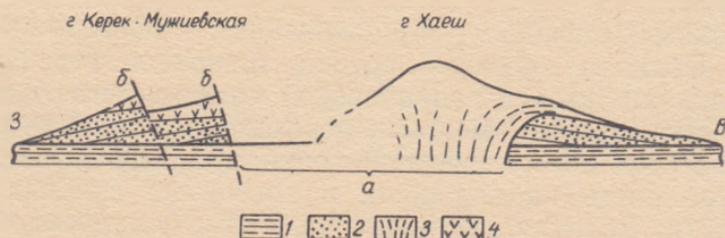


Рис. 7. Схема строения Мужневского вулкана и Хаешского липаритового купола.

1 — аргиллиты нижней осадочной толщи; 2 — липаритовые туфы и туфобрекчии среднего горизонта; 3 — липаритовый купол горы Хаеш; 4 — поток липарита на горе Керек-Мужиевская; а — предпологаемая кальдера вулкана; б — сбросы.

очень редко единичными чешуйками биотита. В восточной части купола липариты несколько каолинизированы и обелены. Участками в них встречаются выделения опала. В потоках, текущих от купола в северном и восточном направлениях, а также на контакте с туфами липариты витрофировые, серые, нередко перлитовые.

С формированием экструзивных куполов связаны месторождения перлитовых стекол (Пеликанское, Ардов-Затышнянское).

Остановка г. П е л и к а н. Месторождение перлитов

Пеликанское месторождение перлитовых стекол расположено на север от Хаешского купола, с которым связано формирование месторождения.

В верхней части карьера вскрыты полосчатые липариты розового и шоколадного цвета, подобные липаритам горы Хаеш. В восточной стенке карьера липариты светлые, местами каолинизированные, пористые и ноздреватые. Ниже залегают черные и зеленоватые перлиты обсидианового облика, которые в нижней части потока сменяются серой перлитовой лавобрекчией. Вулканическое стекло нередко имеет полосчатую текстуру, обусловленную чередованием зеленовато-серых и темно-

серых полос с темно-зелеными, почти черными полосами с белыми вкрапленниками плагиоклаза и, очень редко, кварца. Полосчатость выявлена как бы послойным распределением кристаллов в стекле. Стекло имеет микроперлитовую отдельность и изредка микросферолитовую.

Непосредственным продолжением месторождения горы Пеликан являются потоки липаритов гор Варна и Великая. Здесь в присклоновой части залегают обсидиановые перлиты, местами переходящие в перлитовые лавобрекчии серого цвета. В верхних частях потока, что можно видеть на вершинах и восточных склонах гор Варна и Великая, встречаются белые опалоподобные липариты со сферолитовой структурой. В них местами отмечается алунитизация и опализация.

Различные разновидности перлитовых стекол месторождения отлично вспучиваются. Во вспученном состоянии объемный вес перлитов $100\text{--}150 \text{ кг/м}^3$.

Остановка Береговское месторождение. Алунитовые, каолиновые и полиметаллические руды

Береговское месторождение расположено на Большой Береговской горе вблизи ее вершины. Для месторождения характерна вертикальная зональность: алунитовые руды с глубиной переходят в каолиновые, а последние — в полиметаллические. Алунитовые и каолиновые руды относятся к типу вторичных кварцитов.

Алуниты вскрыты карьерами Моломко, Западный и Дерекосег; каолины — карьером Дерекосег и в ряде штолен. Полиметаллические руды вскрыты разведочными штольнями.

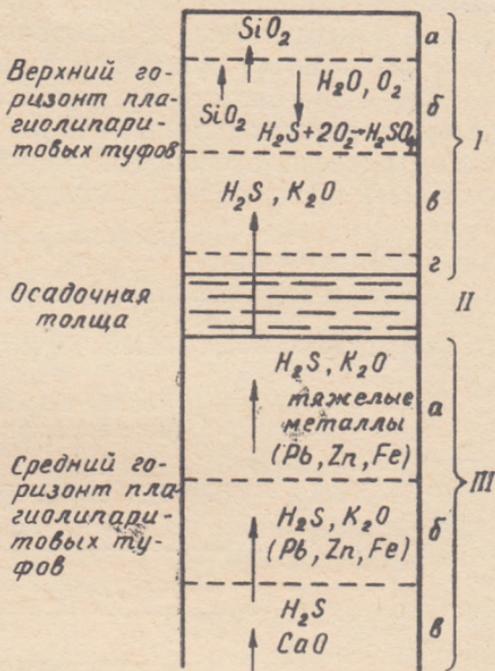
Карьер Моломко расположен на юго-западном склоне вершины горы. Верхняя часть карьера сложена нацело окварцованными туфами, содержащими менее 10% алунита. Книзу окварцованные туфы сменяются алунитизированными (алунита более 70%) и кварц-алунитовыми (алунита 35—70%).

Центральная часть карьера сложена светло-серыми и белыми псефитовыми и псаммитовыми сильно пористыми туфами. В этих туфах наблюдаются прослои плотных пелитовых окремненных, местами яшмовидных и менее алунитизированных туфов мощностью 5—30 см.

Поры в туфах выполнены окрашенными в разные цвета кристалликами алунита размером от 1 мм и более. Местами в порах развивается белая, иногда натечная глинистая масса, представленная метагаллуазитом. Изредка встречаются мелкие водянопрозрачные и голубые

Рис. 8. Схема метасоматической зональности и рудоотложения на Береговском свинцово-цинковом алунитовом и каолиновом месторождениях.

I — зона сернистого метасоматоза; а — кварцевание, б — алунизация, в — каолинизация, г — аргиллизация; II — экран; III — зона щелочного метасоматоза: а — интенсивной адуляризации и максимального отложения сульфидов Pb и Zn, б — альбит адуляризованных туфов, в — альбитизации (с альбитом развиваются карбонаты и монтмориллонит).



пластинчатые и короткостолбчатые кристаллики барита (волнина).

В связующей массе туфов алунит развивается в виде мелких пластинчатых, ромбовидных и игольчатых кристаллов. Алуниты месторождения относятся к почти чистой калиевой разновидности и весьма бедны натрием (K_2O — 10,5%, Na_2O — 0,51%).

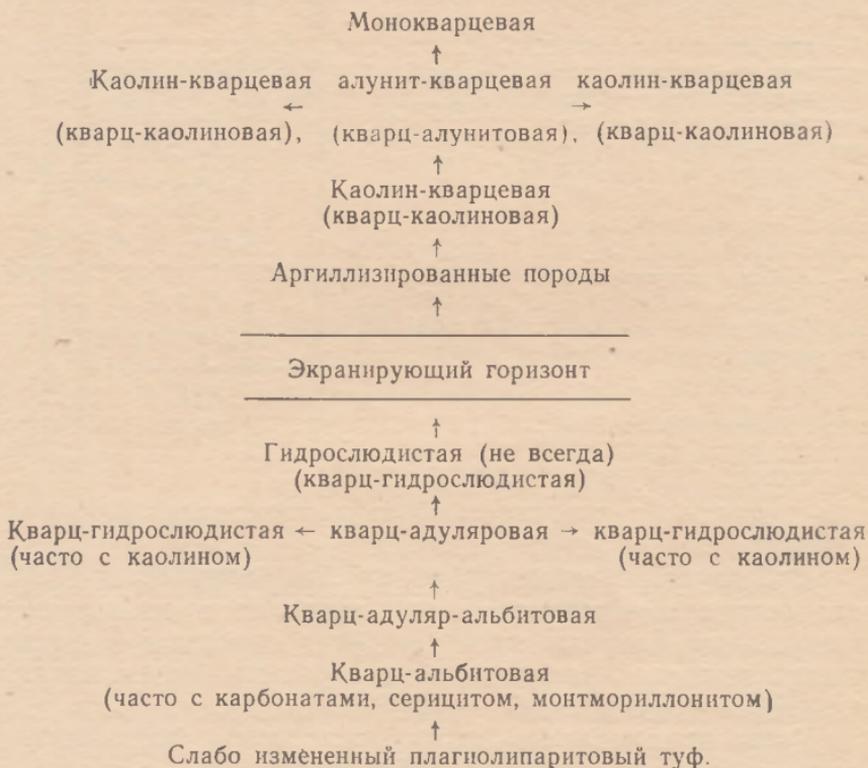
Руды полиметаллов сконцентрированы преимущественно в среднем и нижнем горизонтах туфов, а также в виде отдельных жил в толщах осадочных пород.

Полиметаллическое оруденение контролируется серией разломов северо-западного простирания и оперяющих их многочисленных трещин. Состав руды довольно прост. Главными минералами являются сфалерит, галенит и пирит, подчиненное значение имеет халько-

пирит. В незначительных количествах присутствуют блеклые руды, пирротин, аргентит, электрум, самородное серебро и золото. Главные нерудные минералы — кварц, адуляр, реже гидрослюда и каолинит.

Формирование полиметаллических руд сопровождалось интенсивной адуляризацией и окварцеванием туфов, а в андезитовых и диабазовых порфиритах (на глубине 780—860 м) пропилитизацией этих пород.

Для Береговского рудного поля с его полиметаллическим, алунитовым и каолиновым месторождениями схема последовательности фаций измененных пород может быть представлена в следующем виде:



Таким образом, месторождения Береговского района отличаются резко выраженными признаками близ-поверхностного происхождения. Для них характерно четкое сочетание рудной зональности с метасоматической зональностью изменения вмещающих пород (рис. 8).

Вышковский район

Вышковский район расположен на юге Солотвинской впадины в пределах зоны Припаннонского глубинного разлома (рис. 9). Этот район сложен осадочно-туфогенной толщей тортона, сармата и паннона, состоящей из аргиллитов, алевролитов с пластами песчаников и горизонтами липаритовых туфов. Туфы являются маркирующими среди тортонских и нижнесарматских отложений. Общая мощность осадочно-туфогенной толщи — 2000 м.

Осадочно-туфогенная толща прорвана интрузивными и экструзивно-эффузивными образованиями гипабиссального комплекса и дайками субвулканической фации эффузивного комплекса. В южной, водораздельной части района, на паннонских и сарматских отложениях залегают наиболее молодые образования. Они перекрыты мощными покровами андезито-базальтов, относящихся к третьей и четвертой фазам неогенового вулканизма. Моноклиналиное залегание пород нарушено складчатостью второго и третьего порядка и интрузиями, обусловившими различное по интенсивности поднятие пластов близ контакта.

В районе прослеживается большое количество глубоких крутопадающих разрывных нарушений преимущественно северо-восточного, реже северо-западного направления. По этим разломам происходили блоковые перемещения, в результате которых паннонские и сарматские отложения эродированы и обнажены некоторые интрузивы. Кроме того, буровыми скважинами, главным образом среди тортонских отложений, установлены многочисленные «слепые» интрузивные тела. Молодые тектонические нарушения контролировали и гидротермальную деятельность.

Отличительной чертой района является большое количество интрузий, представляющих многостадийный гипабиссальный комплекс. Это габбро-диабазы и габбро-порфириды (первая стадия), диорит-порфириды и кварцевые диорит-порфириды (вторая стадия), кварцевые диорит-порфириды и гранодиорит-порфиры (третья стадия) и лейкократовые дациты и связанные

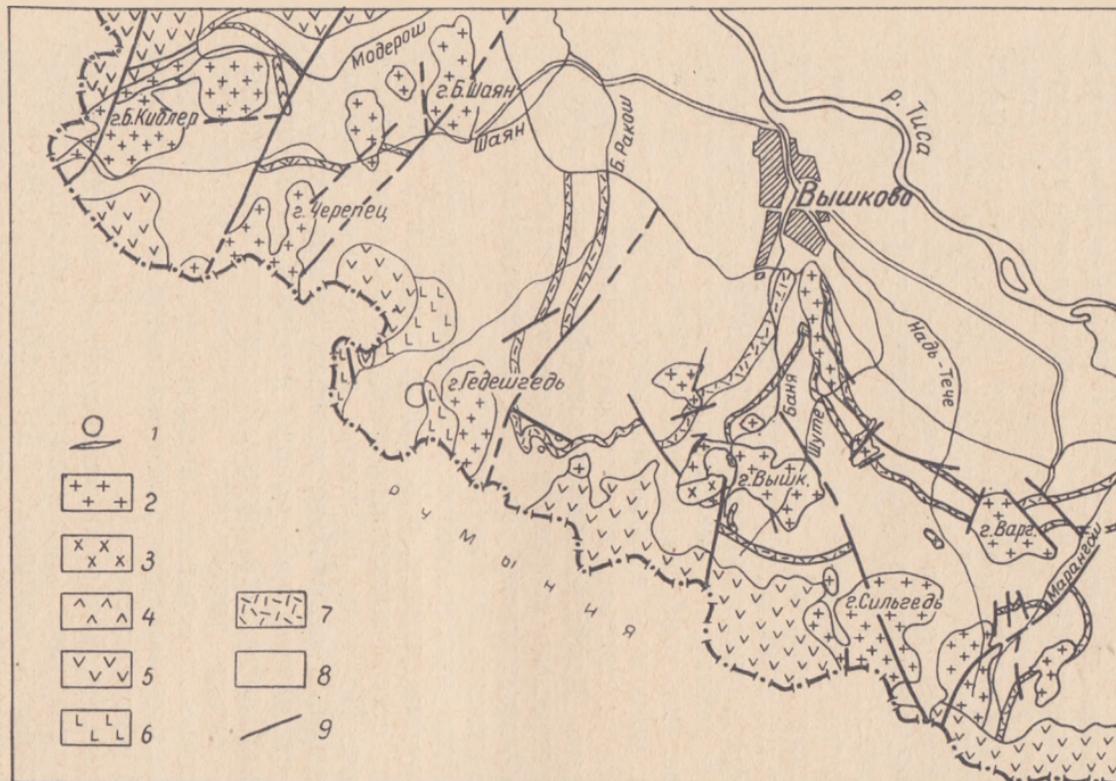


Рис. 9. Вышковский район. Схема расположения интрузивных и эффузивных пород.

1 — эксплозивные брекчи; 2 — кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфириты; 3 — габбро-диабазы и габбро-порфириты; 4 — дайки андезито-базальта; 5 — андезиты и андезито-базальты (эффузивный комплекс); 6 — лейкократовые дациты (гипабиссальный комплекс); 7 — липаритовые туфы; 8 — осадочные отложения тортона — паннона; 9 — тектонические нарушения (сбросового типа).

с ними взрывные жилы, дайки, неки (четвертая стадия).

С гипабиссальными интрузиями парагенетически связано оруденение района. Свинцово-цинковые рудопроявления встречаются в интрузивных массивах и взрывных дайках. Ртутная минерализация установлена в тектонических нарушениях, пересекающих интрузивные массивы в их приконтактных зонах, в гидротермально преобразованных туфах и песчаниках близ интрузивов, а также в взрывных образованиях.

Особенностью района является также наличие широких полей гидротермально преобразованных пород.

Остановка Б. Ш а я н — Б. Р а к о ш. Экструзии лейкократовых пород IV стадии гипабиссального комплекса

Породы крайне лейкократового состава и дацитового облика развиты на западе Вышковского района и представлены экструзивным куполом Большой Шаян и эффузивно-экструзивными образованиями Большого Ракоша.

Экструзия Большой Шаяна (рис. 10) отпрепарирована эрозией и имеет форму купола, вытянутого в меридиональном направлении. Подземная часть экструзии характеризуется крутыми, слабо извилистыми контактами с общим отклонением от вертикали под массив. Крутые контакты близ поверхности сменяются пологими языкоподобными инъекциями. Подобные инъекции длиной 800 и 200 м были установлены в северной и западной частях массива. Аргиллиты на контакте с массивом лейкократовых пород почти не изменены, наблюдается лишь незначительное уплотнение их на расстоянии 2—3 см. Отдельные участки эндоконтакта подземной части экструзива богаты ксенолитами вмещающих пород, в которых также не обнаружены следы термальных превращений. Величина ксенолитов не превышает нескольких сантиметров, распределение их вдоль контакта неравномерное.

Почти параллельно западному контакту массива, захватывая лейкократовые дациты и глинистые сланцы, проходит зона разлома, с которой сопряжена интенсивная трещиноватость лейкократовых дацитов. К зонам

интенсивной трещиноватости приурочены разноориентированные брекчиевые жилки мощностью от 2—3 до 10 см, состоящие из обломков дацита, сцементированных тонкодисперсным карбонатом с густой вкрапленностью марказита. Зона разлома контролирует ртутное оруденение, приуроченное к массиву лейкократовых да-

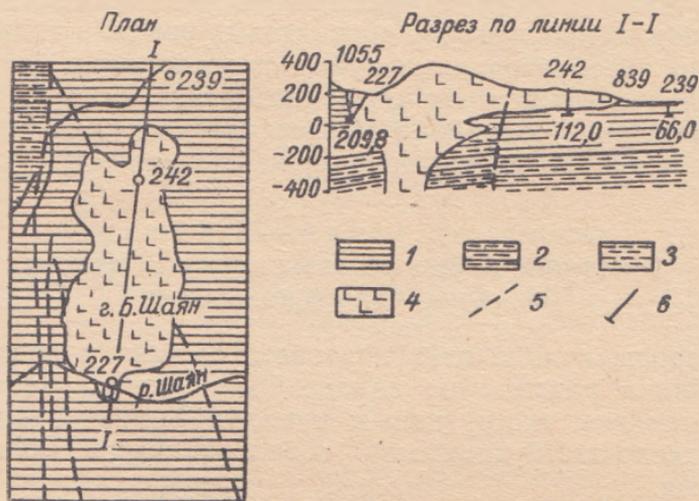


Рис. 10. Интрузия лейкократовых дацитов Большого Шаяна.

1 — аргиллиты и песчаники паннона; 2 — аргиллиты, песчаники и туфы нижнего сармата; 3 — аргиллиты и туфы верхнего тортона; 4 — лейкократовые дациты; 5 — разрывные нарушения; 6 — скважины.

цитов Большого Шаяна. Рудными минералами являются киноварь и метациннабарит.

Лейкократовые дациты Большого Шаяна сероватобелые, а измененные разности совершенно белые. Порода характеризуется порфировой структурой, количество вкрапленников не превышает 20—25% породы. Вкрапленники представлены плагиоклазами и единичными зернами кварца. Примечательно почти полное отсутствие в них темноцветных минералов.

Своеобразие этих пород подчеркивают и данные магниторазведки, указывающие на очень низкую магнитность пород массива Большой Шаян. Плагиоклаз вкрапленников зональный № 70—55. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, кварца и калишпата.

Вблизи контакта с вмещающими породами лейкократовые дациты характеризуются фельзитовидным обликом со слабо раскристаллизованным кварц-полевошпатовым субстратом. При удалении от контакта структура основ-

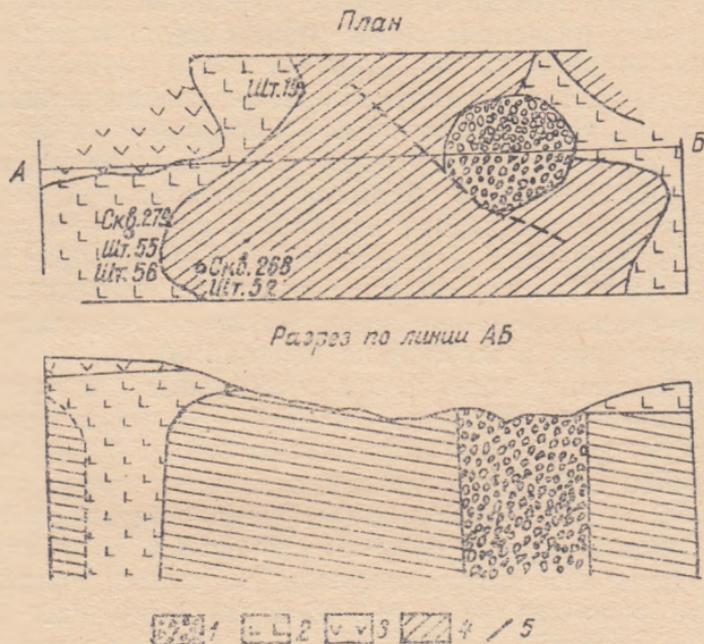


Рис. 11. План и разрез экструзии и жерловины участка Большой Ракош.

- 1 — взрывная брекчия; 2 — лейкократовые дациты;
3 — андезит-базальты; 4 — аргиллиты и туфы сармата; 5 — разрывные нарушения.

ной массы становится микропойкилитовой, часто переходит в гранулитовую.

В трех километрах к югу от массива Большой Шаян, на участке Большой Ракош, распространены лейкократовые дациты, аналогичные описанным и представленными интрузивными и эффузивными разностями (рис. 11). Здесь поток лейкократовых дацитов площадью 2,5—3 км² сочетается с корневой частью экструзии, вскрытой скважинами и горными выработками. В корневой части экструзии наблюдаются различно ориентированные круто падающие взрывные брекчиевые дайки мощностью от 2—3 см до 0,5 м. Брекчиевый материал пред-

ставлен обломками осадочных пород и лейкократовых дацитов. Эксплозивный материал выполняет также жерловину, расположенную в 350 м к северо-востоку от экстрезии лейкократовых дацитов Большого Ракоша. В жерловине локализуется небольшое ртутное месторождение, поэтому она разведана сетью горных выработок и скважинами. Жерловина представляет собой трубообразное вертикальное тело с вертикальными слабоизвилистыми контактами, характеризующееся в современном эрозионном срезе размерами 280×320 м. Слагающая жерловину брекчия состоит из обломков лейкократовых дацитов и вмещающих жерловину осадочных пород — аргиллитов, алевроитов, песчаников и туфов. В небольшом количестве обнаружены обломки кварцевых диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Распределение обломочного материала в жерловине неравномерное, отчетливо прослеживается обогащение осадочным материалом периферических участков. Размеры обломков варьируют от 0,5 до 25 см. Наблюдаются также блоки отторженных от стенок жерловины осадочных пород размером 1—2 м и блоки «останцы» дацита размером в десятки метров. Цемент брекчии разнороден по составу, и определение его затруднительно. На одних участках в цементе преобладает пелитоморфный осадочный материал, на других — туфогенный. Вся брекчия жерловины подверглась интенсивному гидротермальному воздействию, выразившемуся в турмалинизации, каолинизации и карбонатизации. На участках с ртутной минерализацией, кроме указанных, также интенсивно проявляется окварцевание и пиритизация.

Остановка Туриш-Баня и г. Луци. Сложный многостадийный массив

В Вышковском районе устанавливается пространственная приуроченность интрузивов поздних стадий к более ранним, что обуславливает образование сложных многостадийных массивов. Массив Туриш-Баня (рис. 12) расположен в центральной части района и приурочен к антиклинальному поднятию третьего порядка, осложняющему крыло синклинали. Тектонические нарушения сбросового типа юго-западного и юго-восточного направлений, которые пересекают массив и осадочную толщу,

обусловили интенсивную трещиноватость интрузивных пород. Массив Туриш-Баня состоит из пород всех выделенных стадийных производных гипабиссального комплекса: габбро-диабазов и габбро-порфиров первой стадии, кварцевых диорит-порфиров второй стадии, гранодиорит-порфиров третьей стадии и даек лейко-

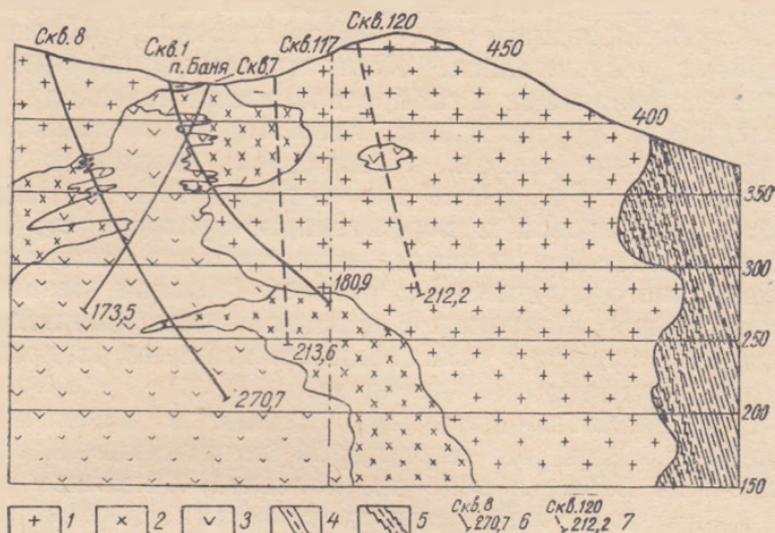


Рис. 12. Разрез через массив Туриш-Баня.

1 — гранодиорит-порфиры; 2 — кварцевые диорит-порфиры; 3 — габбро-диабазы и габбро-порфиры; 4 — аргиллиты с прослоями алевролитов; 5 — перемежые аргиллиты и алевролиты; 6 — скважины; 7 — скважины, спроектированные на разрез.

кратовых дацитов и эксплозивных брекчий четвертой стадии. Выделенные разности характеризуются своеобразием морфологических черт и петрографического состава, а между ними устанавливаются четкие интрузивные контакты.

Интрузия габбро-диабазов на эрозионной поверхности имеет слегка вытянутую неправильную форму, размер ее 250—700 м. Габбро-порфиры постепенно переходят в габбро-диабазы. На контакте с осадочными породами габбро-диабазы окружены ореолом высокотемпературных пироксен-полевошпатовых роговиков. Габбро-порфиры и габбро-диабазы характеризуются порфировой и порфировидно-офитовой структурой и состоят из зонального плагиоклаза лабрадор-битовнитового ря-

да, гиперстена и моноклинного пироксена. В основной массе породы незначительно развит кварц-калишпатовый агрегат.

Кварцевые диорит-порфиры образуют неправильные тела с расходящимися внедрениями в габбро-диабазы; конфигурация контактов их с гранодиорит-порфирами плавная. Внедрения следуют по зонам повышенной трещиноватости в габбро-диабазе. Площадь развития незначительна. Контакты между кварцевыми диорит-порфиритами и габбро-диабазой четкие, причем последние не ороговикованы. В зоне эндоконтакта кварцевых диорит-порфиритов наблюдаются ксенолиты габбро-диабазов. Кварцевые диорит-порфиры характеризуются порфировой и порфировидно-офитовой структурами. Состоят они из основного плагиоклаза, гиперстена, моноклинного пироксена и роговой обманки, развитых только во вкрапленниках. В основной массе значительны выделения кварца с реакционными каймами из калишпата и окисленного плагиоклаза.

Гранодиорит-порфиры преобладают в массиве Туриш-Баня. Для них характерно воздымание пластов осадочных пород в зоне экзоконтакта, отчетливо прослеженное штольной, которая вскрыла северный контакт аргиллитов с гранодиорит-порфирами. Близ массива аргиллиты падают согласно с интрузивным контактом под углом 80° ; в 40—50 м от контакта угол падения аргиллитов 60 — 70° , вне сферы влияния гранодиорит-порфировой интрузии — 20 — 30° . Контакты гранодиорит-порфир с вмещающими породами четкие; контактовый метаморфизм выражен лишь в незначительном уплотнении вмещающих аргиллитов на расстоянии 4—6 см, без перекристаллизации и новообразований метаморфогенных минералов. Совершенно не метаморфизованы ксенолиты вмещающих пород, находящиеся в зоне эндоконтакта.

Гранодиорит-порфиры в отличие от более ранних дифференциатов почти не бывают совершенно свежими; они характеризуются порфировой структурой с хорошо раскристаллизованной основной массой. Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой и биотитом. Основная масса гранулитовая, состоит из плагиоклаза, кварца и калишпата.

В этом же сложном интрузиве Туриш-Баня концентрируются эксплозивные брекчиевые дайки и дайки лейкократовых дацитов. Брекчиевые дайки, пересекающие все выделенные разности пород и вмещающие массив аргиллиты, разноориентированные, направление их подчинено элементам тектонических трещин и зонам дробления. Все они крутопадающие, с уступчатыми контурами и непостоянной мощностью по простиранию и падению. Брекчия даек состоит из обломков гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, габбро-диабазов, аргиллитов, песчаников и туфов. Породы эффузивного комплекса в брекчии не отмечаются. Обломки сцементированы туфогенным и в меньшей степени глинистым материалом.

В массиве Туриш-Баня наиболее гидротермально преобразованы гранодиорит-порфиры, а также пересекающие их эксплозивные брекчии и дайки дацита. Изменения в гранодиорит-порфирах устанавливаются повсеместно, и реликты незамещенных вкрапленников темноцветных минералов редки.

Роговая обманка замещается хлоритом и частично доломитом, биотит-хлоритом и мусковитом с образованием полных псевдоморфоз. Хлоритизация темноцветных и плагиоклаза в удаленных от апикальной части интрузивах сопровождается появлением эпидота с альбитом, причем количество эпидота заметно возрастает с глубиной. Интенсивная хлоритизация обычно сопровождается серицитизацией вкрапленников и появлением вторичного калишпата и адуляра. Эти изменения с различной интенсивностью проявляются в пределах всей интрузии гранодиорит-порфиров, в кварцевых диорит-порфиритах и габбро-диабазе близ контактов с гранодиорит-порфирами и в местах развития эксплозивных брекчий. Возможно, что изменения в гранодиорит-порфирах являются результатом автометасоматоза, а минеральные ассоциации продуктов этих изменений относятся к среднетемпературной пропилитизации. К более поздним изменениям, проявляющимся в массиве Туриш-Баня, относятся интенсивная каолинизация, карбонатизация, пиритизация и окремнение с образованием жильных минералов — халцедоновидного кварца и кальцита. Вторичные изменения строго контролируются тектонически ослабленными зонами. К этим зонам приуро-

чены и эксплозивные дайки, интенсивно преобразованные и содержащие свинцово-цинковую минерализацию.

Интрузив горы Луци сложен кварцевыми диорит-порфиритами второй стадии в приповерхностной фации их становления и почти не изменен вторичными процессами. Интрузив хорошо обнажен карьером, в котором отчетливо видна толстоплитчатая и шаровая отдельности в периферической части интрузива. Для кварцевых диорит-порфиритов г. Луци характерно обилие высокоглиноземистых ксенолитов роговиков с корундом, андалузитом, силлиманитом и корднеритом, вынесенных магмой с больших глубин.

Пятый день: ХУСТ—РАХОВ—ЯСИНЯ

Раннеальпийские изверженные породы Закарпатья

Во внутренней части Украинских Карпат в период развития альпийской геосинклинали происходили неоднократные вспышки вулканизма. В начальную стадию развития геосинклинали, охватывающей триас-юрское время, сформировалась офиолитовая формация, в раннюю стадию (мел — палеоген) образовалась спилито-кератофировая формация во флишевой области и формация складчатых гранитоидов (банатитов) в зоне центральных массивов.

Вулканизм начальной стадии развития геосинклинали относится к юре и захватывает низы мела (валанжин). В этот период на территории внутренней части Украинских Карпат существовало обширное море, в котором накапливались в основном мелководные кремнисто-карбонатные осадки. Однообразность осадконакопления местами нарушалась подводными извержениями основных магм. В результате в изолированных друг от друга районах сформировались вулканические толщи.

Вулканические породы на территории Украинских Карпат известны в Чивчинских горах, Раховском районе и в фундаменте Закарпатского внутреннего прогиба. Извержения происходили в условиях морского дна, покрытого еще не отвердевшим кремнисто-карбонатным осадком. В результате образовались смешанные породы, состоящие из кремнисто-карбонатного и вулканического материала (рис. 13). Местами наблюдаются переходы от смешанных вулканогенно-осадочных пород

к шаровым лавам, где шары лавы цементируются смешанной массой кремнисто-карбонатного и вулканогенного материалов (рис. 14). Излившиеся породы переслаиваются с агломератовыми туфами, известняками и яш-



Рис. 13. Обнажение смешанной карбонатно-вулканогенной породы.

мами. Вся вулканогенная толща испытывала воздействие процессов зеленокаменного изменения и альбитизации.

Во время экскурсии будет посещен руч. Радомир, где можно наблюдать весь основной разрез вулканической толщи офиолитовой формации со смешанными вулканогенно-осадочными породами в основании.

За вулканическими извержениями следовали мелкие интрузии габбро-порфиритов и диабазов. В северной полосе Утесовой зоны наблюдаются тектонические отторженцы ультраосновных пород. Они имеют вид небольших массивов, заключенных в брекчии лобовой части надвига доаптского возраста. Возможно, обрывки массивов лерцолитов и других ультраосновных пород генетически связаны с магматизмом офиолитовой формации.

По петрохимическим свойствам породы формации относятся к нормальному ряду с некоторым щелочным уклоном. Часть спилитов пересыщена глиноземом. Феррические минералы характеризуются высокой железистостью. Натрий резко преобладает над калием, что связано с альбитизацией плагиоклазов.



Рис. 14. Поток шаровой лавы спилита.

Вулканогенные породы ранней стадии развития геосинклинали разнообразны. В период заложения флишевого трога и накопления многосотметровых терригенных флишевых осадков, то есть в условиях собственно геосинклинального развития проявились относительно маломощные извержения спилитов и кератофиров, которые объединены в мел-палеогеновую спилито-кератофировую формацию. Формация разделяется на три фазы — нижнемеловую, верхнемеловую и палеогеновую.

Нижнемеловая фаза вулканизма относится к турон-сеноманскому времени. Выходы ее приурочены к верхам боркутской или низам черемошской свит в полосе, проходящей севернее Раховского района и Чивчинских гор. Наиболее мощные выходы обнажаются в ручье Тростя-

нец, где мощность вулканогенной толщи достигает 500 м. Здесь в основании разреза залегают спилиты и их туфы. Встречаются потоки шаровых лав с терригенным материалом в связующей массе.

Состав вулканогенных пород колеблется от базальтового до андезитового (в нижней части разреза). В верхней части разреза залегают кератофиры, а также породы, близкие к кварцевым кератофирам, и трахиты. Вулканогенная толща прорывается мелкими дайками кератофиров.

Во время экскурсии в ручье Тростянец можно ознакомиться с наиболее полным разрезом первой фазы вулканизма мел-палеогеновой спилито-кератофировой формации. Здесь обнажаются потоки шаровых лав спилитов, выходы диабазов и трахитов со столбчатой и веерообразной отдельностью. В разрезе наблюдаются также гибридные породы с вкрапленниками полевых шпатов до 5 см в поперечнике. Вторичные изменения этой формации более низкотемпературные, чем в породах офиолитовой формации. Это выражается в отсутствии эпидота и широком развитии цеолитов.

Вторая фаза вулканизма проявилась в маломощных подводных извержениях основной магмы в южной полосе Утесовой зоны. Туфы и лавы переслаиваются с пуховским мергелем (сенон), на основании чего устанавливается их верхнемеловой возраст и подводный характер извержений.

Третья фаза вулканизма характеризуется маломощными линзами спилитов, кератофиров и их туфов среди палеогенового флиша.

В петрохимическом отношении две последние фазы относятся к породам нормального ряда, в то время как породы первой фазы имеют ярко выраженный щелочной уклон. Особенно отчетливо это проявляется для кератофиров и трахитов, среди которых встречаются разновидности пород, пересыщенных щелочами. В минеральном составе это отражается в повышенной роли калишпата и альбита.

Темноцветные полностью замещены вторичными минералами, и поэтому трудно сказать, относились ли они к минералам, характерным для щелочных пород.

Породы спилито-кератофировой формации распространены в пределах флишевой области и образовались

в собственно геосинклинальных условиях. Вместе с тем в верхнем мелу наряду с продолжавшимся опусканием территории и формированием флишевых осадков появилась интенсивная фаза складчатости. К этому времени относится внедрение гранитоидов в Западнокарпатских центральных массивах и Банате (банатиты).

На территории Украинских Карпат зона центральных массивов в основном погребена под осадками неогена. Выходы ее известны на ограниченных площадях в Раховском районе и Чивчинских горах, где интрузии верхнемеловых гранитоидов пока не установлены.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (С. М. Спитковская)	3
КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ (С. М. Спитковская)	5
НЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ (С. М. Спитковская)	9

МАРШРУТЫ

ЛЬВОВ—МУКАЧЕВО (С. М. Спитковская)

остановка Оленево	18
остановка Сусково	23
остановка Колчино	24

МУКАЧЕВО—УЖГОРОД—ПЕРЕЧИН (Э. А. Лазаренко, С. М. Спитковская)

остановка Середнее	26
остановка Оноковцы—Каменица	27
остановка Новоселица	28

МУКАЧЕВО—БЕРЕГОВО—ХУСТ (М. Ю. Фишкин)

остановка Дрисино	29
остановка Косинский купол	34
остановка Беганское месторождение	34
остановка г. Малая Золотистая	36
остановка Хаешский купол	36
остановка г. Пеликан	37
остановка Береговское месторождение	38

ХУСТ—ВЫШКОВО (С. М. Спитковская)

остановка Вышково	41
остановка Б. Шаян—Б. Ракош	43
остановка Туриш-Баня	46

ХУСТ—РАХОВ—ЯСИНЯ (Э. А. Лазаренко)

раннеальпийские изверженные породы Закарпатья	50
---	----

Редактор *И. С. Квитко*
Технический редактор *А. В. Малякко*
Корректор *К. Г. Логвиненко*

Львовское геологическое общество
**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ
ЗАКАРПАТЬЯ**
Путеводитель экскурсий III Всесоюзного
вулканологического совещания.

БГ 07682. Сдан в набор 26/III 1969 г. Подписан
к печати 20/V 1969 г. Формат 84×108¹/₃₂. Бум.
типогр. № 2. Бум. л. 0,875. Усл. печ. л. 2,94⁺
+1 вкл. Уч.-изд. л. 3. Тираж 800. Цена 20 коп.
Зак. 1149.

Издательство Львовского университета.
Львов, Университетская, 1.

Областная книжная типография Львовского
областного управления по печати. Львов,
Стефаника, 11.

20 коп.

УТН
2