

С. Г. Грешнер

АТЛАС
вулканических
обломочных
пород
колчеданных
рудных полей
Южного Урала



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

В. А. Заварицкий

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ им. А. Н. ЗАВАРИЦКОГО

С. Г. Грешнер

АТЛАС
вулканических
обломочных пород
колчеданных
рудных полей
Южного Урала

5530



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1976



Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. Грешнер С. Г. М., «Наука», 1976 г.

Работа посвящена диагностике пемзо-игнимбритовых, шлаковых и других вулканообломочных образований. Научная и практическая ценность ее тем более велика, что речь идет о рудовмещающих породах крупнейших колчеданных месторождений Урала, фациальная диагностика которых особенно трудна вследствие интенсивного околорудного метаморфизма, необходима для правильного понимания условий их формирования, реконструкции типов вулканической деятельности и рудоконтролирующих вулканических сооружений и вулкано-тектонических структур.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
С. Н. ИВАНОВ

Святослав Георгиевич Грешнер
Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого
Уральского научного центра*

Редактор издательства *Н. В. Знаменская*. Художник *Ф. Н. Буданов*
Художественный редактор *В. А. Чернецов*. Технический редактор *Р. Г. Грузинова*
Корректор *Н. И. Кодыкова*

Сдано в набор 8/1 1976 г. Подписано к печати 18/IV 1976 г. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага № 1 + люксоарт. Усл. печ. л. 12,6. Уч.-изд. л. 12,3. Тираж 1200.
Т-10811. Тип. зак. 105. Цена 1 р. 24 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый читателю Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала имеет непреходящую научную ценность, обобщая и отражая в фотографиях огромный фактический материал. Он должен привлечь внимание не только исследователей колчеданных месторождений, но и всех, занимающихся историей геосинклинального вулканизма. Трактовки вулканических образований, данные автором, в ряде случаев дискуссионны, что, естественно, не снижает научную ценность книги.

Несмотря на то, что в данной работе С. Г. Грешнер специально не рассматривает физико-географические условия, в которых происходило формирование описываемых им разнообразных вулканических продуктов, из текста нетрудно понять, что эти условия, по мнению автора, были мелководными и субаэральными. Вопрос этот сложный и далеко еще не решенный. Как редактор книги и исследователь колчеданных полей Урала я считаю полезным обратить внимание читателя на некоторое одностороннее увлечение автора выявленными им признаками мелководных и субаэральных условий. Для надежной трактовки условий вулканических извержений надо быть уверенным, что признаки, считающиеся характерными для наземных продуктов извержений, не могут возникать и в подводной обстановке, а такой уверенности в отношении признаков, указанных в предлагаемом атласе, нет. С. Г. Грешнер не придает большого значения радиоляриевым яшмам, подушечным лавам и находкам в руде псевдоморфоз сульфидов по морской фауне, считая их по времени более ранними или более поздними по отношению к игнимбритообразованию.

Относя распространенные в колчеданопосных толщах игнимбритоподобные породы к настоящим наземным игнимбритам, автор недостаточно осветил признаки отличия высокотемпературного сваривания от последующих явлений диагенеза и метаморфиза. Он также не рассмотрел возможности подводного образования игнимбритоподобных пород, к чему, казалось бы, подталкивает имеющийся в его распоряжении уникальный фактический материал.

Оценивая сделанные замечания, следует, однако, помнить, что книга представляет собой лишь атлас пород, сопровождаемый относительно небольшим текстом. Ее автор, известный знаток вулканических обломочных пород Урала, имеет широкие научные связи с вулканологами Союза, что читатель сразу почувствует при ознакомлении с работой. Если при этом возникнет желание возражать трактовке тех или иных, выделенных С. Г. Грешнером, образований, т. е. вести научную дискуссию, то цель книги будет в значительной степени достигнута.

С. Н. Иванов

ВВЕДЕНИЕ

Урал является классической провинцией колчеданных руд. Большинство колчеданных месторождений расположено на восточном склоне в пределах протяженной полосы распространения вулканических пород, известной как Главная вулканогенная зона Урала.

На Южном Урале Главная вулканогенная зона в направлении с запада на восток разделяется на несколько вулканических зон более высокого порядка: Баймакскую, Ирэндыкскую, Сибай-Гайскую, Магнитогорскую, Верхнеуральско-Ащевутацкую, Гумбейскую. Промышленные колчеданные месторождения известны в пределах Баймакской, Сибай-Гайской и Верхнеуральско-Ащевутацкой вулканических зон.

В стратиграфическом разрезе этих вулканических зон выделяются две части: нижняя, сложенная однообразными по составу толщами диабазов и спилитов, и верхняя, в составе которой распространены породы от диабазов до кварцевых альбитофиров включительно. Толщи диабазов и спилитов характеризуются почти непрерывным площадным распространением, а толщи, слагающие верхние, дифференцированные части разреза, распространены локально и известны в пределах относительно небольших участков, отстоящих один от другого на расстояниях, обычно не превышающих несколько десятков километров. С этими участками пространственно связаны рудные поля всех крупных колчеданных месторождений Южного Урала.

Длительное время считали, что участки рудных полей представляют собой вскрытые эрозионным срезом ядра брахиантиклинальных складок или горст-антиклинальные структуры, в пределах которых на поверхность выведены вулканические породы кислого состава и локализованные в этих структурах залежи колчеданных руд. С. Н. Иванову, В. А. Прокину и Г. К. Долматову (1962), а также на примере Гайского месторождения В. И. Скрипилю (1961) удалось показать, что рудные поля крупнейших колчеданных месторождений Южного Урала приурочены к остаткам вскрытых эрозионным срезом древних вулканических сооружений центрального типа. Об этом свидетельствовало как локальное распространение рудовмещающих толщ, быстро исчезающих из разреза за пределами вскрытой на поверхности площади их распространения, так и разнообразие слагающих их пород, преобладание грубообломочных пирокластов, резкая фациальная изменчивость отложений, концентрация на этих участках субвулканических и жильных пород различного состава. Характерной особенностью таких участков является постоянное присутствие в них вулканических обломочных пород кислого состава, обычно непосредственно вмещающих колчеданные залежи.

Исследования последних десяти лет полностью подтвердили эти представления, и сейчас уже почти никто не сомневается в том, что рудные поля таких крупных колчеданных месторождений, как Сибайское, Учалйское, Гайское, им. XIX Партсъезда и ряда других, представляют собой остатки первичных аккумулятивных вулканических сооружений (стратовулканов), в различной степени эродированных и нарушенных вулканической и более поздней тектоникой.

Вскрытые на поверхности участки этих древних вулканических сооружений по составу и условиям залегания слагающих их отложений резко отличаются от окружающих и местами перекрывающих их более молодых осадочных и вулканогенно-осадочных толщ и от однообразных диабаз-спилитовых толщ фундамента. Границы распространения пород, слагающих древние вулканы, представляют собой, таким образом, естественные границы колчеданных рудных полей¹.

В последнее время все больше и больше исследователей, изучающих колчеданные месторождения, признают справедливость гипотезы А. Н. Заварицкого о тесной связи процессов колчеданного оруденения с вулканизмом. Близость во времени этих двух процессов предполагает, что и те и другие происходили в одинаковой геологической обстановке и при одинаковых физико-географических условиях. Выяснение же условий, в которых протекали процессы оруденения, было и остается одной из главных задач науки о рудных месторождениях. Можно с уверенностью предполагать, что легче достигнуть успеха, изучая с этой целью не только руды, но и непосредственно вмещающие их породы. Именно поэтому, выдвинув около 40 лет назад свою замечательную гипотезу, А. Н. Заварицкий тогда же указывал на необходимость фациального изучения рудовмещающих вулканических толщ (Заварицкий, 1941).

За последнее десятилетие на Урале достигнуты значительные успехи в этой области. Если в начале 60-х годов в палеовулканологическом лексиконе уральских геологов был ограниченный набор таких довольно общего характера терминов, как туф, туфопесчаник, туфоконгломерат, туфобрекчия и т. п., то сейчас в вулканогенных толщах Урала, и главным образом в результате изучения колчеданных рудных полей, установлены и изучены игнимбриты, пемзовые туфы, отложения раскаленных пемзовых потоков, пизолитовые туфы, эксплозивные и автомагматические брекчии, туфолавы, вулканические шлаки, агглютинаты, вулканические бомбы, отложения грязевых лавин, кристаллотуфы и ряд других разновидностей вулканических продуктов.

К сожалению, эти достижения еще медленно входят в повседневную геологическую практику. Главные причины этого заключаются, по-видимому, в сложности диагностики сильно измененных метасоматическими процессами обломочных древних вулканитов и в отсутствии специальных работ в этой области. Поэтому нами и предпринята попытка составления Атласа, который в какой-то мере должен восполнить указанный пробел.

Материалами для Атласа послужили полевые наблюдения и лабораторные исследования, проводившиеся автором в период 1964—1973 гг. Частично в работе использованы материалы Е. И. Богдановой, изучавшей рудное поле Учалинского месторождения. Более 90% фотоиллюстраций выполнены автором, несколько фотографий заимствованы у Е. И. Богдановой и Ю. С. Каретина. Химические анализы пород выполнялись в лаборатории Института геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого химиками-аналитиками В. А. Рудницкой, М. В. Цап, Т. П. Силантьевой, Т. В. Амелиной, Н. Н. Дурневой, Г. И. Торчиковой.

¹ Это положение справедливо, главным образом, для Южного Урала, где исключением являются лишь небольшие месторождения Ащевутакского района, локализованные в вулканических толщах, возникших в результате площадных трещинных извержений. Для ряда крупных колчеданных месторождений Среднего и Северного Урала (Дегтярское, Красноуральские) связь с древними вулканическими постройками центрального типа не установлена и остается проблематичной.

Глава первая

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД УРАЛА

Начало систематического изучения Урала относится к последнему десятилетию прошлого века, когда Геологическим комитетом были предприняты работы по составлению десятиверстной геологической карты. Несмотря на то, что проводившиеся работы имели практическую направленность и велись, главным образом, в районах с действующими рудниками или известными месторождениями, был собран громадный фактический материал и выработаны интересные представления о геологии и металлогении зеленокаменной полосы восточного склона Урала. В научных публикациях этих лет, особенно в работах Е. С. Федорова, Н. К. Высоцкого и Б. П. Кротова, содержится немало сведений и о вулканических обломочных породах.

Знаменитый кристаллограф и крупнейший геолог Урала Е. С. Федоров, сравнивая вулканические породы Урала с менее измененными породами Кедабекского района на Кавказе, писал о важности изучения первичной природы вулканических продуктов и делал вывод о том, что «...все элементы вулканической деятельности, хотя вообще и в более метаморфизованном виде, представлены на Урале в достаточном изобилии» (1903, стр. 45).

В замечательной монографии Н. К. Высоцкого (1913) разработана весьма совершенная номенклатура эффузивных образований и приводится много интересных наблюдений над вулканическими обломочными породами. Большую часть этих пород, изученных им в Исовском и Нижне-Тагильском районах Урала, Н. К. Высоцкий относил к продуктам вулканической деятельности, отложенным на суше. В этих породах Н. К. Высоцкий неоднократно отмечает присутствие вулканического шлака, описывает пузыристые шлаковые структуры, перлитовые структуры, приводит микрофотографии этих образований.

Подробная характеристика вулканических туфов, состоящих из бомб, лапилли, вулканического песка и пепла, имеется в работе Б. П. Кротова, посвященной геологии зеленокаменной полосы в районе к югу от г. Миасса (1915, стр. 220). Б. П. Кротовым были впервые разработаны основы классификации вулканических пород по степени удаленности их от жерла вулкана.

В начале 30-х годов на Урале были начаты большие работы по составлению геологической карты масштаба 1:200 000. На Южном Урале эти работы в течение нескольких лет проводил Л. С. Либрович. В 1936 г. вышла из печати его монография, посвященная геологическому строению Кизило-Уртазымского района.

Собранный Л. С. Либровичем и прекрасно изложенный в работе фактический материал сделал ее настольной книгой для нескольких поколений геологов Южного Урала, а разработанная им схема стратиграфии Южного Урала служила основой для всех последующих работ и, в известной степени, сохранила свою ценность до настоящего времени. При характеристике многочисленных разрезов и свит Л. С. Либровичем выделены и описаны агломераты, туфобрекчии, вулканические брекчии и туфы кислого, смешанного и основного составов, отмечается постепен-

ный переход отдельных разновидностей яшм бугульгырского горизонта к плотным мелкообломочным туфам. Вопреки существовавшему в то время среди местных геологов мнению о тектонической природе обломочных пород кислого состава в разрезах Бакр-Узякского и Сибайского колчеданных месторождений, Л. С. Либрович писал о принадлежности этих пород к вулканическому брекчиям. Он отмечал распространение среди брекчий кварцевых альбитофиров Сибайского месторождения пород с темноокрашенными «шлирами», в которых развит хлорит. Ниже мы увидим, что это очень характерные породы многих колчеданных месторождений Урала. Петрографическое описание шлифов по материалам Л. С. Либровича выполнялось В. М. Сергиевским и было опубликовано в отдельной работе (1936). В этом описании отмечены «витрокластические туфы пузырястого пемзовидного облика» с характерными дужками замещенного хлоритом бывшего вулканического стекла. Это, пожалуй, первое в уральской литературе упоминание о реликтовой пемзовой структуре.

Следующий этап в изучении обломочных вулканических пород Урала — конец 30-х и начало 60-х годов — тесно связан с разведками и изучением колчеданных месторождений. Появление карьеров и шахт, большие объемы разведочного бурения обеспечили в эти годы почти неисчерпаемый поток совершенно нового фактического материала. Стимулом для интенсивного и углубленного изучения этого материала явилась предложенная А. Н. Заварицким (1936) известная гипотеза происхождения колчеданных месторождений и вызванная ее появлением длительная оживленная дискуссия.

Одним из принципиальных вопросов этой дискуссии было, и остается в известной мере до наших дней, происхождение обломочных пород, широко распространенных в рудных полях месторождений и обычно непосредственно вмещающих колчеданные залежи.

В 1939 г. была опубликована монография Г. Р. Роговера, посвященная описанию Блявинского колчеданного месторождения, его структуре и генезису.

Пирокластические породы, по мнению Г. Б. Роговера, распространены в районе месторождения незначительно. Большая часть обломочных пород месторождения отнесена им к тектоническим брекчиям, фиксирующим, как он считал, параллельные сближенные зоны дробления, контролирующие размещение колчеданных залежей. В результате Г. Б. Роговер приходил к выводу, что «основным фактором, контролирующим оруденение в районе Блявинского месторождения, являются не обычные для восточного склона Среднего Урала кварцево-серицитовые сланцы, а узкие зоны дробления». Месторождение автору представляется метасоматическим, возникшим путем замещения обломков и цемента тектонических брекчий значительно позднее образования вмещающих пород, после того как последние претерпели региональный метаморфизм и были смещены и раздроблены вдоль линий тектонических нарушений.

В 1941 г. была опубликована очень важная работа А. Н. Заварицкого, посвященная обсуждению некоторых основных вопросов геологии Урала. В этой работе автор специально и всесторонне рассматривает вопросы об обломочных породах и ставит задачу «фациального изучения вулканических образований, — изучения условий, в которых они возникли». «Без решения по крайней мере некоторых вопросов о фациальных особенностях вулканических пород, без выяснения главных черт палеогеографических условий образования невозможно, — указывает он, — углубленное разрешение вопросов и петрографии и стратиграфии». Далее он пишет о том, что «петрографическое изучение лав в большинстве случаев не дает решения вопроса о том, излились ли эти лавы под водой или на суше», что «значительно больше может дать изучение пирокластических пород, являющихся продуктами извержения», и что для решения этой задачи больше подходят грубообломочные пирокластические

породы, обычно отлагающиеся вблизи вулканических центров. Отмечая работы Н. К. Высоцкого (1913) и Б. П. Кротова (1915), в которых приводятся довольно подробные для того времени сведения об обломочных породах, он пишет, что «в последнее время изучение таких пород не только не продвинулось вперед, но были допущены в некоторых случаях ошибки в их понимании. Некоторые исследователи приписывали вулканическим брекчиям тектоническое происхождение».

Касаясь работы Г. Б. Роговера, он отмечает, что ни петрографическое описание брекчий, приведенное Г. Б. Роговером, ни показанные им на разрезах и планах условия их залегания «не дают уверенности, что мы имеем дело с тектоническими брекчиями. Если же принять во внимание, что в окрестностях рудника такие же брекчии встречены в виде слоев между потоками лав кератофиров и спилитов и что они представляют несомненно брекчии вулканические, то весьма вероятным станет такое же происхождение и брекчий, встреченных в руднике» (стр. 73).

В последовавшие за публикацией этой работы несколько лет обломочные породы были изучены на многих колчеданных месторождениях Урала. В работах В. А. Заварицкого (1943), С. Н. Иванова (1947), Ф. И. Ковалева (1944, 1951) было показано, что породы, принимавшиеся ранее за тектонические брекчии, представляют собой вулканические обломочные породы, что вулканическими агломератами и туфами являются в целом ряде случаев породы, принимавшиеся за лавы, что в целом вулканические обломочные породы распространены в разрезах колчеданных месторождений столь же широко, а иногда и более, чем эффузивные породы массивной текстуры. В подробных описаниях обломочных пород, содержащихся в перечисленных выше работах, отмечен целый ряд интересных фактов, которые, как мы сможем убедиться в дальнейшем, имеют большое значение для правильного понимания их происхождения. Так, В. А. Заварицким (1943) отмечаются постепенные переходы от агломератов к массивным кератофирам лавового облика, наблюдающиеся местами неоднородное сложение кератофировых лав, расплывчатый характер границ у отдельных обломков в туфовых агломератах и исчезновение границ между обломками. Он же подчеркивает важность макроскопического изучения обломочных пород. С. Н. Иванов (1947) отмечал признаки пластичности в туфах в момент отложения породы, пористый характер некоторых стекловатых обломков, «удлиненные сланцевые обломки, состоящие из вытянутых зерен кварца, хлорита и серицита», огибание этими обломками вкрапленников кварца, наличие «кусочков шлака» в обломочном материале спилитовых брекчий (стр. 25).

В работе В. П. Логинова (1950) отмечаются в рудовмещающей толще Кабанских месторождений округлые и лепешковидные обломки, по форме и внутреннему строению очень похожие на вулканические бомбы. Здесь же В. П. Логиновым впервые отмечены гальки оруденелых пород в песчаниках в основании надрудной толщи. Похожие на вулканические бомбы обломки описала также Л. Г. Кваша (1950) в агломератовых туфах Левихи.

В конце 50-х — начале 60-х годов острая дискуссия развернулась по вопросу о происхождении «обломковидных обособлений руды», встреченных на многих колчеданных месторождениях Урала среди обломочных пород всякого бока рудных залежей.

На Сибайском месторождении обломковидные обособления руды слагают самостоятельную, пластообразную залежь (брекчиевидные руды) и были известны давно (Иванов, 1947), но толчком к интенсивному изучению этих образований послужила находка В. П. Логинова (1956) на Левихе и опубликованная им статья.

Обломки колчеданной руды были найдены В. П. Логиновым среди конгломератов основания надрудной толщи и определены им как гальки, возникшие в результате размыва залегающих ниже по разрезу рудных

тел. На этом основании В. П. Логиновым впервые на Урале была высказана мысль о послерудном возрасте надрудной толщи. Аналогичное заключение было сделано И. В. Ленных (1959), изучавшим обломковидные обособления руды на месторождениях Южного Урала, а также И. С. Вахромеевым и Е. А. Мосеевой (1959). К иным выводам пришел С. Н. Иванов (1959), показавший, что обломочные породы, содержащие обособления колчеданной руды, представляют собой туфы и туфобрекчии, а не вулканические конгломераты, как считали В. П. Логинов, И. В. Ленных и И. С. Вахромеев. Обособления руды С. Н. Иванов (1947, 1959) рассматривал как метасоматические образования, возникшие путем избирательного замещения обломков пород в туфобрекчиях. обстоятельное описание обломочных пород и самих обломковидных рудных обособлений, а также интересные представления об их происхождении были тогда же опубликованы В. А. Прокиным и В. М. Рудаковым (1959, стр. 130—131). Они выдвинули и аргументировали представление о происхождении обломковидных обособлений руды пирокластическим путем. По их мнению, только что отложенные метасоматическим путем сплошные колчеданные руды были частично раздроблены продолжавшимися вулканическими эксплозиями, выброшены на поверхность и отложены вместе с пирокластическим материалом туфов и туфобрекчий.

С конца 50-х годов в течение нескольких лет рудные поля многих колчеданных месторождений Южного Урала изучались группой сотрудников ЦНИГРИ под руководством М. Б. Бородаевской. Эти исследования имели геолого-структурную направленность и сопровождалась детальным картированием рудных полей. В публикациях, отражающих результаты первого этапа исследований (Бородаевская, 1964, и др., Бородаевская, Михайлова, Нафиков, 1960; Бородаевская и др., 1963; Петровская, 1961, и др.), даны обстоятельные описания многих колчеданных рудных полей Южного Урала, подробная характеристика разнообразных вулканических обломочных пород и обломковидных рудных обособлений. Обломковидные рудные обособления были разделены на три различные по происхождению группы: 1) возникшие в результате гелевого метасоматоза в цементе обломочных пород; 2) тектонические обломки; 3) возникшие в результате замещения обломков пород.

Одним из существенных достижений этих исследований было доказательство важной роли разрывных тектонических нарушений в строении рудных полей.

Наконец, следует отметить еще «эксплозивно-гидротермальную» гипотезу происхождения брекчиевидных руд, предложенную П. Ф. Иванкиным (1963). Согласно этой гипотезе рудоносные растворы, взаимодействуя с вмещающими породами, могут переходить в сложные комплексные соединения, способные при падении давления к фазовому расщеплению, вскипанию, к замедленному взрыву. Взрывы производят дезинтеграцию пород и только что отложенных массивных колчеданных руд и обеспечивают направленное перемещение (инъекцию) раздробленного материала.

В эти же годы проводились региональные исследования в пределах зеленокаменной полосы Урала. В опубликованных результатах этих исследований содержатся сведения и о вулканических обломочных породах. Так, в монографии Е. А. Кузнецова описываются остатки вулканов центрального типа, кристаллотуфы, перлитовые лавы, обломки пород, похожие на вулканические бомбы (Кузнецов, 1939, стр. 68—69). В. М. Сергиевский (1948), отмечая существенно пирокластический характер имменовской свиты на Среднем Урале, указывает на присутствие вулканических бомб грушевидной формы (стр. 7). В работах Т. В. Диановой и Г. А. Курициной описаны туфолавы, найденные в Исовском и Красноуральском районах (Дианова, Курицина, 1955; Дианова, 1958, 1961). Н. В. Струве были впервые на Урале установлены игнимбриты в нижнекаменноугольных вулканических толщах Магнитогорского синклиория. Сведения о на-

ходке игнимбригов в нескольких точках на Южном Урале были также опубликованы Г. Ф. Червяковским (1961). К сожалению, эти породы не были в дальнейшем изучены и сам автор в более поздней сводной работе по вулканизму Урала (1972) о них не упоминает.

Как качественно новый этап в истории изучения вулканических обломочных пород, в частности, и палеовулканических исследований на Урале, вообще, можно, по-видимому, рассматривать последние 10—12 лет. В эти годы был сделан значительный шаг вперед в выяснении первичной природы разнообразных широко распространенных в рудных полях колчеданных месторождений вулканических обломочных пород, составлены крупномасштабные палеовулканические карты ряда рудных районов, выполнены первые реконструкции древних вулканических структур, получены новые данные о физико-географических условиях вулканизма и типах древних вулканических извержений.

Сотрудниками Оренбургской рудной экспедиции МГУ (Бородаев и др., 1965) в рудном поле Блявинского и Комсомольского месторождений были выявлены и изучены своеобразные обломочные породы, названные эксплозивными брекчиями. Эти породы залегают в виде неправильных трубчатых или жильных тел, пространственно ассоциирующих с колчеданным оруденением. Происхождение их, по мнению авторов, «связано с газовыми прорывами из вулканического очага на последних стадиях его развития» (стр. 63). В дальнейшем эксплозивные брекчи были установлены на месторождении им. XIX Партсъезда (Козулин и др., 1969), в рудном поле Бакрузьянского месторождения (Грешнер, 1972), в Гайском рудном поле (Бородаевская, Требухин, 1967).

А. В. Говоровой и Г. Ф. Червяковским (1965) в карьере горы Магнитной были изучены обломочные породы, известные под названием атачитов, и показано, что они представляют собой отложения грязевого потока вулканической природы. В. А. Коротеевым и Г. Б. Мельниковой (1968) в нескольких точках на Южном Урале были выявлены пизолитовые туфы, слагающие прослой среди обломочных пород ирендыкской и улутауской свит. Автором данной работы (Грешнер, 1966, 1969, 1970; Грешнер и др., 1969) было установлено широкое распространение в рудных полях колчеданных месторождений Урала игнимбригов, пемзовых туфов и на этом основании высказано предположение, что многие разрывные нарушения в рудных полях колчеданных месторождений являются синвулканическими, а в формировании структур рудных полей важная роль должна принадлежать кальдерам и вулкано-тектоническим грабенам (1969, стр. 299—300). Такие структуры действительно были выявлены в ряде рудных полей на Южном и Среднем Урале (Каретин, 1967; Мельникова, 1969). Возвращаясь к игнимбригам, следует заметить, что почти одновременно с нами наличие этих пород в ряде мест было отмечено М. Б. Бородаевской (1966) и Ю. С. Каретиним (1966).

В эти же годы в обломочных породах колчеданных рудных полей были отмечены вулканический шлак и бомбы (Бородаевская, Требухин, 1967; Богданова, Грешнер, 1969; Грешнер, Чувашов, Богданова, 1970); кристаллотуфы (Мельникова, 1970), туфолавы (Грешнер и др., 1969).

Важное место в истории изучения обломочных пород Урала занимают исследования И. В. Хворовой и сотрудников руководимой ею лаборатории, связанные с изучением литологии, фациальных особенностей и условий формирования вулканогенных толщ ирендыкской, карамалыташской и улутауской формаций на Южном Урале (Хворова, Ильинская, 1961, 1963; Хворова, 1965; Хворова, Залманзон, 1966; и др.). В толщах обломочных пород, слагающих ирендыкскую формацию, И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1961, 1963) были выделены два типа отложений и, соответственно, два существенно различных типа седиментации. Изученные авторами особенности стратификации и слоистости, состава и текстур

позволили прийти к заключению о том, что эти отложения были сформированы в результате переноса обломочного материала с подводных склонов вулканических островов суспензионными потоками и отложения его в более глубоких частях морского бассейна. И. В. Хворовой изучен также механизм образования подушечных брекчий, впервые на Урале установлены и описаны гиалокластиты (аквагенные туфы), рассмотрены вопросы классификации и номенклатуры обломочных пород.

Наконец, необходимо отметить интересные работы Т. А. Смирновой, изучившей литологические и фациальные особенности вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований нижнекаменноугольного возраста на Южном Урале. Среди этих образований Т. А. Смирновой были выявлены и, пожалуй, впервые на Урале подробно описаны многочисленные вулканические бомбы, шлаковые и пепловые отложения (Смирнов, Смирнова, 1967).

Такова, в общих чертах, 75-летняя история изучения обломочных вулканических пород Урала. В ней довольно отчетливо выделяются три главных периода: 1900—1936 гг., 1937—1962 гг., 1963—1974 гг. Та сумма сведений об обломочных породах, которые были получены в результате исследований В. В. Никитина, Е. С. Федорова, Н. К. Высоцкого, Б. П. Кротова и их современников, мало изменилась за последовавшие после их работ 25—30 лет, и в конце 30-х годов мы в качественном отношении знали немногим больше, чем эти исследователи. Значительная часть знаний, которыми мы располагаем теперь, была добыта в период с конца 30-х годов до начала 60-х годов в результате, главным образом, интенсивного изучения колчеданных рудных полей, во многих случаях вскрытых глубокими карьерами и шахтами. Неоценимую роль в быстром прогрессе наших знаний в эти годы и позднее сыграли выдающиеся исследования А. Н. Заварицкого и его плодотворные идеи о связи колчеданного оруденения с древним вулканизмом.

Глава вторая

ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ

В той части петрографо-литологической терминологии, которая относится к обломочным вулканическим породам, как ни в какой другой, много неясностей и путаницы, вызванных и нерешенностью вопросов происхождения отдельных типов пород, и не всегда достаточно строгим отношением исследователей к вопросам терминологии. Еще менее удовлетворительно обстоит дело с терминологией обломочных продуктов древнего вулканизма, правильная диагностика и выяснение первичной природы которых часто оказываются трудно разрешимой задачей.

Эти обстоятельства и поставили нас перед необходимостью составления небольшой главы, где даются пояснения ряда важных для понимания данной работы терминов. Эти пояснения неравноценны по объему и содержанию, так как относительно новым для Урала терминам пришлось уделить несколько большее внимание.

Вулканические обломочные породы — обобщающий термин для группы пород, целиком или существенно состоящих из эффузивного и пирокластического материала, сцементированного лавой, сваренного или сцементированного гидрохимическим путем, иногда с примесью осадочного материала в количестве менее 50%. Эта формулировка почти без изменений заимствована из работ В. И. Влодавца (1962) и Е. Ф. Малеева (1963).

Пирокластические породы — вулканические обломочные породы, связующей массой которых является мелкообломочный материал того же характера, что и более крупные обломки. В сваренных разновидностях пирокластических пород (сваренные туфы, агглютинаты) связующей массы может не быть или находиться в очень небольшом количестве. К этой подгруппе пород относятся различные по составу вулканические туфы, отложения раскаленных пирокластических потоков (игнибриды, сваренные туфы), агглютинаты, отложения агломератовых лавин, а также некоторые разновидности жерловых брекчий.

Вулканические туфы — пирокластические породы, состоящие из твердых продуктов вулканических извержений (вулканического пепла, песка, пемзы, кристаллов, вулканического шлака и бомб), сцементированные в большинстве случаев гидрохимическим путем. Часто в небольших количествах имеются обломки пород предшествующих извержений и пород фундамента вулкана, выброшенные вместе с ювенильным вулканическим материалом при эксплозивном извержении. Вулканические туфы подразделяются по химическому составу (туфы кислого состава, основного состава и т. п.), по названиям соответствующих эффузивных пород (туфы кварцевых альбитофиров, туфы андезитовых порфиритов и т. п.), по характеру составляющих их компонентов (витрокластические туфы и т. п.), по величине преобладающих обломков (агломератовые, псефитовые и т. п.). В разделении туфов по величине преобладающих обломков среди исследователей нет единого мнения. Мы согласны с Е. Ф. Малеевым в том, что к туфам следует относить породы независимо от величины составляющих их обломков. По величине преобладающих обломков

им выделяются следующие семь разновидностей туфов (Малеев, 1963, стр. 73):

	Размер обломков, мм
Глыбовый агломератовый	более 200
Агломератовый	30 — 200
Лапиллиевый	10 — 30
Гравийный (крупнообломочный)	2 — 10
Псаммитовый (среднеобломочный)	0,1 — 2
Алевритовый (мелкообломочный)	0,01 — 0,1
Пелитовый (тонкообломочный)	менее 0,01

Это подразделение нам кажется вполне приемлемым, как и предложение объединять (когда нет необходимости разделять более мелко или это сделать трудно) последние три разновидности под общим названием пепловые туфы. В то же время трудно согласиться с Е. Ф. Малеевым (1963, стр. 8, 9) и другими авторами, которые рассматривают термины «вулканическая брекчия» (синоним «туфобрекчия») и «вулканический агломерат» как термины излишние, ненужные и предлагают изъять их из употребления. Оба эти термина привычны, они глубоко вошли в геологическую практику, особенно в районах древнего вулканизма, они образные и емкие по содержанию. По-видимому, это как раз такой случай, когда следует заботиться не только о формализации, но и о сохранении богатства нашего геологического языка. Вулканическими брекчиями следует называть, когда это целесообразно, туфы с размером преобладающих обломков от 2 до 30 мм, а вулканическими агломератами более крупнообломочные разности.

Игнимбриты — пирокластические породы, состоящие из ювенильных обломков пемзы, вулканического стекла, комочков застывшей лавы и кристаллов, вследствие сваривания местами утратившие частично или полностью признаки пирокластического строения и превращенные в породы, обладающие эвтакситовой, псевдофлюидалной, лавоподобной и некоторыми другими свойственными им текстурами. Часто содержат характерные лепешковидные (линзовидные в поперечных сечениях) включения — фьямме, состоящие из вулканического стекла или пемзы (табл. I).

Игнимбриты как новый тип геологических (вулканических) образований были установлены П. Маршаллом в начале 30-х годов, изучавшим обширные (более 10 000 кв. км) поля риолитов на Северном о-ве Новой Зеландии (Marshall, 1935). На исключительно разнообразные и сложные текстурные особенности, свойственные лавоподобным породам кислого состава, обращали внимание многие исследователи задолго до работ П. Маршалла (Fritsch, Reiss, 1868; Абиx, 1889; Левинсон — Лессинг, 1928, и др.), но именно П. Маршалл первый установил, что риолиты Новой Зеландии представляют собой не лавовые покровы, а пирокластические отложения, вследствие сваривания во многих местах утратившие свою первоначальную обломочную структуру и превратившиеся в почти массивные породы, часто неотличимые от лав. Открытие игнимбритовых образований расценивается как одно из крупнейших достижений геологии XX века (Вильямс, Тернер, Гилберт, 1957).

Несмотря на интенсивное изучение игнимбритов, проводившееся в различных районах мира за последние 40 лет, происхождение их до сих пор в значительной степени остается гипотезой.

Проблема происхождения игнимбритов осложняется еще и тем обстоятельством, что в историческое время практически никому не приходилось непосредственно наблюдать извержений, при которых были бы образованы игнимбриты, хотя по крайней мере три таких извержения зафиксированы и их отложения подробно изучались. Это извержения вулканов

Пектусан в 1702 г. (Денисов, 1963, 1966), Асама в 1783 г. (Aragaki, 1957) и Катмаи в 1912 г. (Fenner, 1920, 1937; Bordet e. a., 1963).

С. Н. Феннер, одним из первых посетивший Катмаи после его извержения 1912 года, высказал предположение, что туфовые отложения Долины Десяти Тысяч Дымов не были сформированы обычным путем — путем отложения пирокластического материала из воздуха, а были отложены в виде подвижного «песчаного потока», заполнившего русло долины на протяжении 23 км.

П. Маршалл, объясняя происхождение игнимбритов Новой Зеландии, использовал предложенный С. Феннером механизм отложения. Впоследствии представления Маршалла — Феннера дополнялись и несколько изменялись на основе детальных исследований и экспериментов такими исследователями, как Х. Вильямс (1941, 1965); А. Н. Заварицкий (1947); Д. Рейнольдс (Reynolds, 1954); В. И. Влодавец (1959, 1964); Е. К. Устиев (1961); К. Г. Ширинян (1961); Ф. Р. Бойд (1963); К. С. Росс и Р. Л. Смит (1963); Г. Панто (Panto, 1962), и ныне превратились в стройную гипотезу, поддерживаемую большинством вулканологов. В самом кратком виде эта гипотеза может быть изложена следующим образом. При приближении к поверхности насыщенная летучими вязкая кислая магма в результате резкого спада внешнего давления вспенивается, дезинтегрируется на мелкие частицы и, увеличиваясь в объеме, выплескивается из жерла (или многочисленных трещин) в виде раскаленной подвижной суспензии, состоящей из газа, частиц пластичной лавы, пемзы и фенокристаллов. Обладая громадной подвижностью вследствие флюидизации, она быстро, подобно воде, распространяется на большие расстояния, заполняя все неровности рельефа, и после прекращения движения застывает. При этом нижние части потока, испытывая давление вышележащих и оставаясь некоторое время пластичными, плотно сминаются, комочки превращаются в лепешки и свариваются между собой. Верхние же части потока, быстро охлаждаясь и не испытывая нагрузки, сохраняют обломочную структуру туфа. В результате разницы в скорости охлаждения и в величине нагрузки возникают различные специфические текстуры (эвтаксидная, псевдофлюидальная и др.) и определенная вертикальная текстурная зональность, свойственные игнимбритам. Вулканические извержения, при которых образуются игнимбриты, представляют собой, таким образом, извержения промежуточного типа между эксплозией туфов и излиянием лав.

Игнимбриты в большинстве случаев являются породами кислого и реже среднего состава. Это обусловлено особенностями кислых магм — их вязкостью, газонасыщенностью. В составе игнимбритов преобладает ювенильный материал. Сортировка и слоистость не характерны, что обусловлено механизмом извержения — извержением в виде флюидизированного турбулентного потока. Высокая подвижность потока определяет и еще одну особенность игнимбритовых отложений — верхняя поверхность их всегда горизонтальная (в первичном, конечно, залегании). Механизмом образования обусловлено и появление уже упоминавшейся нами вертикальной текстурной зональности.

Случай отчетливого проявления такой зональности наблюдался автором в потоке игнимбритов, вскрытом оврагом у пос. Талиш, что в 50 км от г. Еревана на автодороге Ереван — Ленинакан. Здесь в основании потока, имеющего общую мощность около 25 м, проследживается 1,5—2-метровый интервал обломочного черного обсидиана. Кверху черное стекло довольно быстро сменяется красным игнимбритом, включающим угловые обломочки того же обсидиана. В интервале 5—15 м наблюдаются прочные красно-коричневые эвтаксидовые фьямме-игнимбриты, состоящие из пеплового материала, обломков вулканического стекла, обрывков длиноволокнистой пемзы и кристаллов кварца и полевого шпата. Линзовидные фьямме сложены черным обсидианом, нередко с перлитовой микроотдель-

ностью, или длинноволокнистой пемзой. Образец игнимбрита из этого интервала и микрофото шлифов показаны в табл. I. Выше этого интервала красно-коричневые плотные игнимбриты постепенно сменяются красно-то-бурыми (табл. I, 4), а в самом верху потока они приобретают зеленовато-бурую окраску, землистый облик и рассыпаются от легкого удара молотком.

В ряде работ указывается, что четкая зональность в разрезе потоков игнимбритов наблюдается не всегда и ее проявление зависит от мощности потока, температуры пирокластического материала, количества фенокристаллов и обломков чуждых пород и других причин.

Изложенные выше представления об игнимбритах и их происхождении основаны главным образом на изучении игнимбритов относительно молодых (меловых, третичных) формаций, связанных с вулканизмом орогенного типа. Р. Л. Смит (1963), а вслед за ним и И. М. Сперанская (1964) выделяют их как «игнимбриты полей больших объемов». Они вполне заслуживают названия классические, которым мы и будем пользоваться в дальнейшем. Образование их, как предполагают, происходит при вулканических извержениях площадного типа, когда кровля неглубоко залегающего очага кислой магмы не выдерживает внутреннего давления летучих в магме и разрывается многочисленными трещинами, через которые и происходит массовое извержение на поверхность вскипающего расплава. Х. Вильямс (Williams, 1941) показал, что извержения игнимбритов сопровождаются образованием вулкано-тектонических депрессий (кальдер, грабенов), что связано с проседанием кровли над освободившимся пространством в магматической камере в результате извержения из нее части магматического расплава.

При извержениях кислой магмы из вулканов центрального типа образуются относительно небольшие поля и залежи игнимбритов, подобные «песчаному потоку» Долины Десяти Тысяч Дымов, потокам, известным на японских островах (Aramaki, 1963), в Италии (Rutten, 1959) и в некоторых других местах.

Игнимбриты среди продуктов эвгеосинклинального вулканизма были примерно в одно и то же время установлены в колчеданных рудных полях Урала (Грешнер, 1966; Бородаевская, 1966), в рудовмещающих толщах колчеданных месторождений провинции Рио-Тинто в Испании (Williams, 1965), в колчеданном месторождении Кэлтенс — Флетт в Австралии (Oldershay, 1965).

Широким распространением в зарубежной и нашей литературе пользуются термины «пирокластические потоки», «пепловые потоки», «пемзовые потоки». Все они отражают одну и ту же, установленную в последние десятилетия, важную особенность формирования значительной части кислых вулканических пород — извержение и отложение пирокластического материала в виде раскаленных весьма подвижных лавин и потоков. Термин «агломератовый поток» появился у нас в СССР (Горшков, Богдаевская, 1965) и применяется для характеристики потоков несваренного грубообломочного материала, извергнутого в раскаленном состоянии. Эти потоки характерны для извержений магм андезитового состава.

Пемза — представляет собой сильно пористое вулканическое стекло кислого, реже среднего состава, образующееся в результате быстрой дегазации расплава (магмы) при вулканическом извержении. Является весьма характерным компонентом обломочных продуктов извержений кислых магм. Одна из первых классификаций пемзовых структур была разработана Г. Абигом (1899), который различал две разновидности пемз: длинноволокнистую волосообразную и круглопористую — пенистую. Первая, обладающая порами трубчатой формы, характерна для более кислых лав, вторая — для дацитовых. Лакруа (Lacroix, 1930, стр. 437) длинноволокнистую разновидность называл рубчатой пемзой и отмечал, что «...разно-

видности с удлинёнными трубчатыми порами имеют шелковистый блеск и особенно характерны для риолитовой пемзы». И. Я. Микей (1930) в работе, посвященной классификации пемзовых структур, выделяет также две группы: флюидалные и пузыристо-ячеистые.

Так как диаметр трубчатых пор в большинстве разновидностей пемз не превышает 0,03 мм, их трубчатый характер обнаруживается часто только при микроскопическом изучении, макроскопически же пемзы с такими порами выглядят как образования тонковолокнистой или волосовидной структуры. Среди риолитовых и риолито-дацитовых пемз встречаются часто разновидности пузыристо-волоконистого строения, в которых крупные округлые полости как бы нарушают тонковолокнистое строение основной части стекловатого каркаса пемзы (табл. II). Пемзы пузыристой структуры, в которых тонких трубчатых пор нет или проявлены незначительно, образуются при извержениях менее вязких, чем кислые, расплавы андезитового состава. Если подходить строго, их следует рассматривать уже не как пемзы, а как образования промежуточные между пемзой и вулканическим шлаком.

Термином «**пемзовый поток**», о котором мы уже упоминали, называют лавину раскаленного пирокластического материала, представленного преимущественно обломками пемз. К консолидированным отложениям таких лавин применяют термин «туф пемзового потока». Материал таких отложений не характеризуется сортированностью, а величина обломков пемзы колеблется в очень широких пределах от 1 до 50—100 мм. В случае сильно проявленных сваривания и пластической деформации отложения пемзовых потоков могут рассматриваться как пемзокластические разновидности игнимбритов.

Ювенильный вулканический материал — материал данного вулканического извержения. Обычно представлен продуктами дезинтеграции лавы (комки лавы, пемза, пепловые частички, вулканический шлак, кристаллы).

Резургентный вулканический материал — обломки пород предшествовавших вулканических извержений, пород фундамента вулканической постройки.

Вулканический пепел — тонкий обломочный материал с размерами частиц до 2 мм, выбрасываемый при вулканических эксплозивных извержениях. В состав вулканического пепла входит как ювенильный, так и резургентный материал. Когда это возможно, необходимо указывать характер составных частей пепла, который может состоять из обломочков пемзы, из характерных по форме серповидных, рогульчатых частичек, возникающих при тонкой дезинтеграции вспененной лавы, из кристаллов и их обломков, из обломочков различных пород и т. п. По величине частичек иногда различают также вулканическую пыль (до 0,5 мм) и вулканический песок (0,5—2 мм).

Комки лавы — частицы ювенильного лавового материала, обладающие специфическими округлыми формами, указывающими на то, что в момент образования они находились в пластичном тестообразном состоянии. Этого термина в имеющихся у нас геологических словарях нет, однако без него трудно обходиться при характеристике текстурных особенностей игнимбритов, одним из компонентов которых часто, наравне с пемзой, являются комочки невспененного лавового материала. Комковатые формы иногда встречаются у частиц пемзы в сваренных туфах и игнимбритах, а также у обломков шлака в агглютинатах.

Комковатые текстуры — текстуры пород (игнимбритов или агглютинатов), составной частью которых являются комки ювенильного (лавового, пемзового или шлакового) материала. Для пород с такими текстурными особенностями часто характерны **конформные** взаимоотношения составных частей.

Лавокластический материал — пирокластический материал, представленный комками и обрывками лавы, в отличие от «литокластического» материала, представленного обломками пород.

Обрывки пемзы — частицы ювенильного пемзового материала, вследствие пористого (трубчатого, пузыристого и т. п.) внутреннего строения обладающие специфическими рваными формами часто с тонкими расщеплениями на концах. Более привычный термин «обломки» здесь не подходит, так как он не отражает точно ни форму частиц, ни особенности их образования из вязкого силикатного расплава в результате его дезинтеграции в момент извержения.

Вулканический шлак — выброшенные из жерла при вулканическом извержении и застывшие или почти застывшие еще в полете обрывки жидкой базальтовой или андезито-базальтовой лавы, обладающие пористой структурой вследствие бурного выделения из них газов в момент извержения. От пемзы отличается более крупными и неправильными по форме порами и более толстыми перегородками между ними. Удельный вес больше 1. Встречается в отложениях шлаковых конусов, представляющих собой нагромождения несортированного, местами спекшегося материала, или образует слоистые сортированные по крупности отложения на склонах вулканов, в прибрежной части вулканических островов (табл. III). Иногда образуется на поверхности потоков жидкой лавы (шлаковая корка).

5330
Сваривание частиц ювенильного вулканического материала — соединение, склеивание частичек пластичного материала между собой. Сваривание зависит главным образом от трех факторов: температуры, пластичности и давления нагрузки. Пластичность, также зависящая от температуры, и давление нагрузки способствуют деформации частиц, их плотному соприкосновению и образованию общих поверхностей, на которых и происходит сваривание. Температура, а также присутствие летучих, обуславливают вязкость материала, благодаря которой создается возможность сваривания, физический смысл которого заключается в обмене атомами и молекулами пограничных слоев соприкасающихся частичек свариваемого материала. При этом в пограничном слое образуется тончайшая пленка новообразованного стекла. От перечисленных выше факторов зависит и интенсивность сваривания, которая может быть относительно слабой, когда частицы вещества склеились, но границы между ними остаются видимыми, и довольно сильной, когда эти границы плохо различаются даже при микроскопическом изучении и порода приобретает лавоподобный облик. Источником высокой температуры обычно является первичная теплота извергающегося расплава, сохраняющаяся еще некоторое достаточное для сваривания время после отложения пирокластического материала, или тепловая энергия реакций окисления, происходящего в только что отложенном материале. Последнее характерно для базальтовых шлаков, содержащих большие количества железа, окисление которого происходит со значительным выделением тепла. Сваренные шлаки называются **агглютинатами** и довольно часто встречаются в отложениях шлаковых конусов (табл. III 1, 2). Геологические и физические аспекты процессов сваривания кислого пирокластического материала рассмотрены в работах Ф. Р. Бойда (1963), Р. Л. Смита (1963), К. С. Росса и Р. Л. Смита (1963).

Вулканические бомбы — обрывки жидкой или пластичной лавы, выброшенные из кратера и во время полета в воздухе получившие, вследствие вращения и застывания, определенную форму и скульптуру. Последние зависят от вязкости выброшенного материала и длительности полета. Для жидких базальтовых лав характерны веретенообразные, шарообразные, грушевидные и закрученные бомбы. Вязкие лавы часто образуют бомбы типа хлебной корки — округлые или угловатые куски лавы с сетью открытых трещин на поверхности. Обрывки очень жидкой лавы, не

успешней затвердеть во время падения, при ударе о грунт расплющиваются и образуют лепешковидные вулканические бомбы. А. Н. Сири́н (1968) выделяет, кроме перечисленных, еще бомбы блокового типа, представляющие собой фрагменты раздробленной во время очередной эксплозии корки, образующейся на поверхности лавы в кратере в промежутки между эксплозивными импульсами. Для бомб этого типа характерны угловатые формы и иногда, если в момент удара о грунт материал оставался в какой-то мере пластичным, открытые трещины, как у бомб типа хлебной корки.

Для диагностики вулканических бомб в консолидированных отложениях древнего возраста, когда наблюдению доступны обычно лишь сечения обломков, по которым трудно, а часто невозможно судить об их пространственной форме, определяющее значение приобретают особенности внутреннего строения вулканических бомб. К сожалению, в литературе этот вопрос почти не освещен и здесь придется ограничиться данными, полученными нами в результате обработки коллекции бомб, собранной во время посещения вулканов Гегамского нагорья в Армении (табл. IV, V). Первая и, пожалуй, главная особенность внутреннего строения — закономерное расположение пор внутри бомбы по отношению к внешним ограничениям. Цепочки пор в большинстве случаев расположены параллельно внешним ограничениям. Наблюдалась также параллельная поверхности ориентировка кристаллитов во внешней стекловатой корочке бомб (табл. V, 5). Стекловатая корочка закалки обычно имеется, но толщина ее обычно не превышает 1 мм. Вопреки встречающимся в литературе утверждениям, что для вулканических бомб всегда характерно наличие пористого ядра, нам пришлось довольно часто встречать бомбы с относительно плотным ядром и пористой периферийной частью, а также бомбы с равномерно распределенной пористостью. Ориентированное закономерное расположение пор наблюдается и в бомбах блокового типа. Здесь поры располагаются в плоскостях, параллельных поверхности лавовой корки в кратере вулкана. В разрезе таких бомб мы наблюдаем линейное расположение пор, цепочки которых ориентированы параллельно одной или двум взаимно параллельным поверхностям — бывшим поверхностям лавовой корки, обломком которой является данная бомба.

Туфолавы — термин введен Г. Аби́хом (1899) для своеобразных пористых лав, содержащих многочисленные обломки и включения аналогичного материала, распространенных в окрестностях вулкана Арагац в Армении. По происхождению этих пород и их названия было очень много споров, особенно после открытия игнимбритов. Высказывались взгляды о том, что туфолавы представляют собой сваренные пирокластические породы и являются, таким образом, игнимбритами (Заварцкий, 1947). Е. Ф. Малеев (1963) вообще предлагал термин «туфолава» изъять из употребления как излишний и неопределенный. И действительно, туфолавами в последние 40—45 лет, особенно в палеовулканологической практике, стали называть все неясные по происхождению и неоднородные по текстуре и составу лавоподобные породы независимо от их химического состава. Эта неопределенность нашла свое отражение и в классификации, предложенной Межведомственной комиссией (1962), где туфолавы были определены как «лавокластические породы разнообразных типов, природа которых неясна, общим признаком которых является флюидальность цементирующей лавы и наличие обломков размером до 10 мм». Между тем, В. П. Петрову (1957, 1961), К. Г. Ширинян (1961) и ряду других исследователей удалось убедительно доказать лавовую природу арктических туфолав и их принципиальные отличия от игнимбритов, которые, как и туфолавы, широко распространены в окрестностях Арагаца. В. П. Петров (1957, 1961), рассматривая происхождение арктических туфолав, считает, что они образуются в результате вспучивания верхних частей лавовых потоков. К. Г. Ширинян (1961) рассматривает туфолавы

как самостоятельные потоки кислых лав, сильно насыщенных летучими. Интересные представления о происхождении игнимбритов и туфолав разработаны венгерским вулканологом Г. Панто (Panto, 1962). Согласно этим представлениям кислая магма еще до извержения на пути подъема в верхние горизонты земной коры становится гетерогенной, разделяясь на расплавы, насыщенные летучими, и расплавы, насыщенные жидкостью. При постепенном понижении давления по мере приближения к поверхности и спокойном излиянии образуются неоднородные пористые породы — туфолавы. Г. Панто предлагает называть их игниспумитами. Резкое падение внешнего давления и быстрое вспенивание расплава при эксплозивном характере извержения приводит к дезинтеграции извергающегося расплава, превращению его в раскаленный пирокластический поток (лавицу) и отложению игнимбритов или пемзовых туфов. Следовательно, в зависимости от характера извержения один и тот же кислый расплав может дать однородную флюидальную лаву (риолит, дацит) или пенистую частично дезинтегрированную лаву (игниспумит) или отложения раскаленного пирокластического потока (игнимбриты, туфы пемзового потока). В другой своей работе Г. Панто (Panto, 1963) отмечает, что игниспумиты, являясь продуктами застывания вспененной недезинтегрированной лавы, могут возникать при извержениях под водой, так как гидростатическое давление столба воды будет способствовать спокойному излиянию расплава.

Таким образом, туфолавы — это реально существующие вулканические породы, являющиеся продуктами извержения кислых и умеренно кислых расплавов и характеризующиеся флюидальностью, повышенной пористостью и наличием участков обломочного строения, возникших в результате частичной дезинтеграции извергающегося расплава.

Эксплозивные брекчии — обломочные субвулканические породы различной размерности с мелкообломочным фельзитоподобным цементом, залегающие в виде сложных по форме секущих или межпластовых тел. В СССР были впервые установлены, изучены и описаны как «своеобразные эруптивные брекчии» М. В. Тащининой и Б. Л. Чепрасовым (1955) в Лениногорском рудном поле на Рудном Алтае. Здесь они были встречены и закартированы в многочисленных подземных выработках в виде секущих тел (иногда с межпластовыми ответвлениями), с размерами по простиранию и падению от 10—30 м до 90—100 м и мощностью от 5 до 50 м. Сортировка по размерам обломков не наблюдается. Обломки представлены породами вмещающих толщ и породами, которые не встречаются среди девонских рудовмещающих толщ, но, по-видимому, распространены в более глубоких горизонтах разреза. Форма обломков остроугольная и округлая. Обломки пород из толщ, находящихся выше по разрезу, в брекчиях не встречаются. М. В. Тащинина и Б. Л. Чепрасов рассматривают описанные ими брекчии как результат инъекций материала раздробленных подземным взрывом пород в трещины, не достигавшие тогдашней дневной поверхности, и сравнивают их с «валунчатыми дайками» Т. С. Ловеринга (1951) и трубками взрыва. На Урале эксплозивные брекчии к настоящему времени выявлены в нескольких колчеданных рудных полях и описаны в работах Ю. С. Бородаева (Бородаев и др., 1965), В. А. Козулина (Козулин и др., 1969), М. Б. Бородаевской (Бородаевская и др., 1973), С. Г. Грешнера (1972), Г. Б. Мельниковой, С. Г. Грешнера и А. В. Говоровой (1974).

Важными признаками эксплозивных брекчий, позволяющими отличать их от похожих на них других обломочных пород, являются жильная форма залегания и некоторые особенности состава. Из последних следует отметить отсутствие в большинстве случаев ювенильного пемзового материала и специфический микрообломочный характер цемента. Происхождение эксплозивных брекчий большинством исследователей объясняется взрывным отделением летучих от поднимающихся в верхние гори-

зонты кислых магматических расплавов. Судя по составу пород в обломках, эти подземные взрывы происходят в вулканических районах на глубинах 1—2 км. Отсутствие ювенильного пемзового и пеплового (имеется в виду не размерность, а форма частичек материала в виде серпиков, черешков, рогулек и т. п.) материала указывает на то, что эти подземные взрывы отличались от обычных вулканических эксплозий, при которых происходит вспенивание кислых расплавов и их дезинтеграция с образованием пемзы. Находки пемзы в эксплозивных брекчиях очень редки (Борсук, Масуренков, 1964), и их, по-видимому, следует относить к случаям, когда трещины (каналы), по которым происходило внедрение обломочного материала, имели сообщение с поверхностью.

В существующих у нас классификациях вулканических обломочных пород эксплозивные брекчии пока еще не находят места. В последнем Геологическом словаре (1973) эти породы фигурируют как «вулканические инъекционные брекчии». Мы считаем целесообразным сохранить за этими породами термин «эксплозивные брекчии» и вот по каким соображениям: 1) этот термин короче, чем тот, который дается в Геологическом словаре, а следовательно, он удобнее для пользования; 2) он вполне отвечает содержанию, так как эти породы являются продуктами подземных эксплозий; 3) он прочно вошел в употребление и на Урале, и в зарубежной литературе; 4) в Геологическом словаре он по существу остается незапятнанным (см. том I, стр. 87).

Глава третья

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Толщи вулканогенных пород, слагающих колчеданные рудные поля Южного Урала, представляют собой дифференцированные вулканогенные комплексы, по своим петрохимическим особенностям относящиеся к известково-щелочным существенно натровым ассоциациям. Фундаментом для этих дифференцированных комплексов являются однообразные по составу толщи диабазов и шаровых лав, сформированные в подводных условиях начальных стадий геосинклинального вулканизма.

Изучение природы, фациальных особенностей и количественных отношений разнообразных вулканических пород показало, что рудные поля колчеданных месторождений Южного Урала неодинаковы и могут быть подразделены, с известной степенью условности, на три типа: сибайский, верхнеуральский и ащebutакский. К сибайскому типу относятся рудные

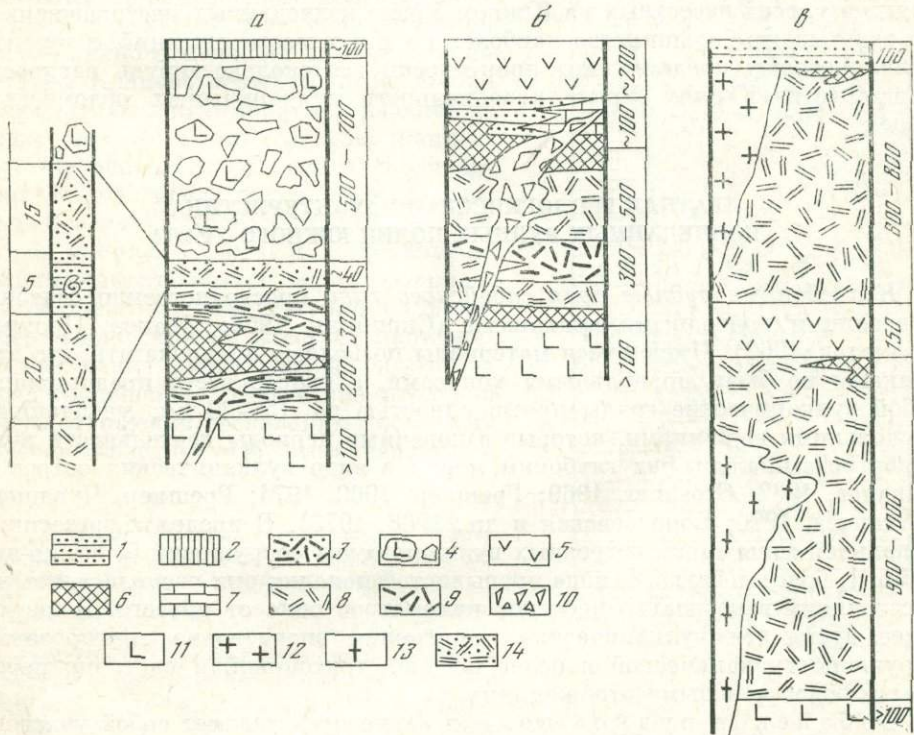


Рис. 1. Схематические геологические колонки-разрезы колчеданных рудных полей
а — сибайского типа; б — верхнеуральского типа; в — ащebutакского типа

1 — шлаковые и пепловые туфы основного состава; 2 — яшмы, кремнистые сланцы; 3 — вулканические брекчии и агломераты основного состава; 4 — порфириды и туфы андезито-базальтового состава; 5 — колчеданные руды; 6 — известняки; 7 — игнимбриты и туфы кислого состава; 8 — субвулканические кварцевые альбитофиры; 9 — взрывные брекчии; 10 — диабазы, спидиты, шлаковые туфы; 11 — граниты; 12 — плагιοграниты; 13 — туфы немзовых попок; 14 — немзовые туфы с обломками колчеданной руды

поля Сибайского, Учалинского, Гайского и еще нескольких колчеданных месторождений. К верхнеуральскому типу мы относим рудные поля колчеданных месторождений им. XIX Партсъезда, Озерного, Узельгинского, Молодежного и Александринского. Ащebutакский тип представлен рудными полями небольших Западно-Ащebutакского и Исиргужинского месторождений (рис. 1).

Одно из существенных отличий рудных полей разных типов состоит в количественной роли вулканических пород кислого состава. Так, если в рудных полях сибайского типа вулканические породы кислого состава составляют 10—15% от всего объема слагающих рудные поля вулканогенных толщ, то в рудных полях верхнеуральского типа относительное количество кислых вулкаников достигает уже 25—30%, а в рудных полях ащebutакского типа — 60—70! Заметные отличия можно увидеть и в составе руд: в рудных полях сибайского типа руды существенно медно-цинковые, в рудных полях верхнеуральского типа в заметных количествах появляются свинец, а месторождения Ащebutакского района по составу руд относятся к колчеданно-полиметаллическим.

Из приводимой ниже краткой геологической характеристики колчеданных рудных полей читатель увидит, что рудные поля различных типов отличаются также строением, геологическими разрезами, наборами вулканических фаций и рядом других признаков. Эти обстоятельства и предопределили построение Атласа: иллюстрации текстур и структур обломочных пород приводятся отдельно для колчеданных рудных полей каждого из трех выделенных типов. Эти три типа не охватывают, по видимому, всех известных на Южном Урале колчеданных месторождений, но охватывают большинство наиболее крупных месторождений, в рудных полях которых представлены практически все сколько-нибудь распространенные на Южном Урале разновидности вулканических обломочных пород.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЧЕДАНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Колчеданные рудные поля сибайского типа пространственно связаны с древними подводными вулканами (Скрипиль, 1961; Иванов, Прокин, Долматов, 1962). Имеющиеся материалы позволяют предполагать, что эти вулканы не были правильными конусами, а скорее всего представляли собой вулканические гряды протяженностью до 15—20 км, увенчанные несколькими вершинами, которые в конечные периоды деятельности вулканов возвышались над глубоким морем в виде вулканических островов (Иванов, 1962; Greshner, 1969; Грешнер, 1969, 1974; Грешнер, Чувашов, Богданова, 1970; Бородаевская и др., 1968, 1973). В пределах эвгеосинклинальной зоны таких островных вулканических сооружений было, по видимому, более десятка. В виде прерывистой цепочки они располагались на расстояниях в несколько десятков километров одно от другого. В настоящее время эти вулканические сооружения значительно эродированы, нарушены вулканической и более поздней тектоникой и частично перекрыты более молодыми отложениями.

Сибайское рудное поле в плане представляет собой участок, сложенный вулканическими породами кобленц-эйфельского (?) возраста, имеющий форму неправильного прямоугольника 12×4 км, ограниченного почти со всех сторон крутопадающими тектоническими нарушениями (рис. 2). Эти нарушения отделяют комплекс вулканических пород рудного поля от распространенных за его пределами вулканогенно-осадочных отложений живетского возраста. Внутри рудное поле также разбито тектоническими нарушениями и имеет сложное блоковое строение. Простирание пород в пределах рудного поля почти меридиональное, паде-

ние в различных блоках меняется от западного до восточного, от почти горизонтального до $60-75^\circ$. Скважины, пробуренные севернее и южнее рудного поля, показывают довольно быстрое выклинивание комплекса пород, слагающих рудное поле, подтверждая локальный характер их распространения, впервые отмеченный С. Н. Ивановым, В. А. Прокиным и Г. К. Долматовым (1962). В геологическом разрезе рудного поля отчетливо выделяются три части (рис. 3, 4): нижняя (подрудная), средняя (рудовмещающая) и верхняя (надрудная). Нижняя часть разреза, имеющая мощность не менее $800-1000$ м, сложена главным образом диабазами и шаровыми лавами спилитов, среди которых лишь вверху имеются единичные потоки базокварцевых альбитофиров и отложения сваренных пемзовых туфов мощностью $15-25$ м. Средняя часть разреза рудного поля представлена толщей разнообразных вулканических пород кислого состава мощностью от $200-250$ м, в центральной части рудного поля, до $400-500$ м на севере. Количественно в этой толще преобладают игнимбриды, различные туфы кислого состава и субвулканические кварцевые альбитофиры. В основании толщи наблюдается невыдержанный прослой вулканических брекчий и туфов мощностью $3-5$ м, состоящий из неокатанных обломков пород различного состава. Непосредственно на рудовмещающей толще залегает промежуточная пачка мощностью до $40-50$ м, представляющая собой в значительной части отложения раскаленных пемзовых потоков (рис. 5). Об этом свидетель-

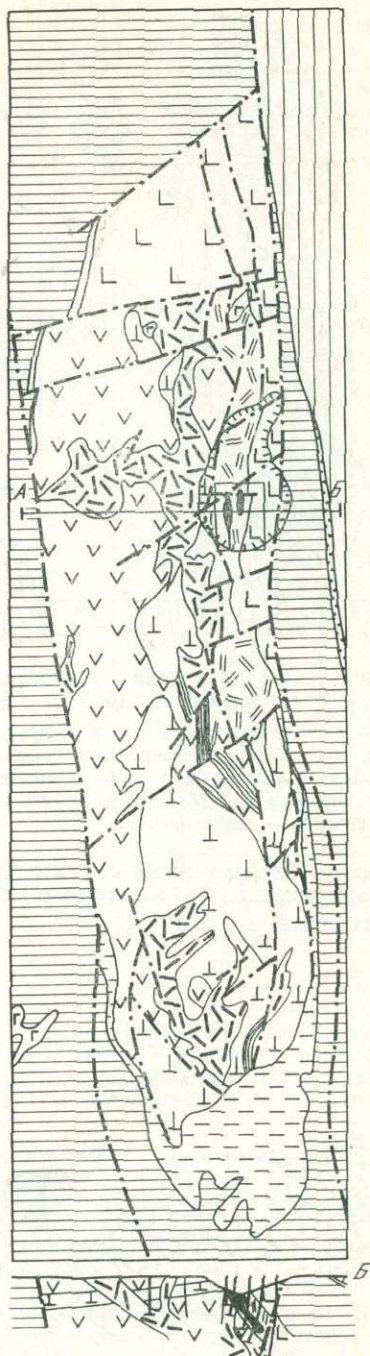
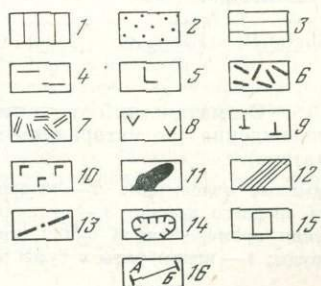


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Сибайского рудного поля (по материалам Сибайской ГРП с дополнениями автора)

1 — отложения верхнего девона; 2 — кремнистые породы франского яруса верхнего девона; 3 — вулканические и вулканогенно-осадочные породы живетского яруса среднего девона; 4 — яшмы и кремнистые сланцы бугульгирского горизонта; 5 — вулканические брекчии и агломераты надрудной толщи; 6 — субвулканические кварцевые альбитофиры; 7 — игнимбриды и туфы рудовмещающей толщи; 8 — спилиты и диабазы подрудной толщи; 9 — базокварцевые альбитофиры; 10 — габбро-диабазы; 11 — колчеданные руды; 12 — слоистые туфы и туфопесчаники; 13 — тектонические разрывные нарушения; 14 — контур карьера Сибайского месторождения; 15 — контур площади, показанной на рис. 3; 16 — линия разреза



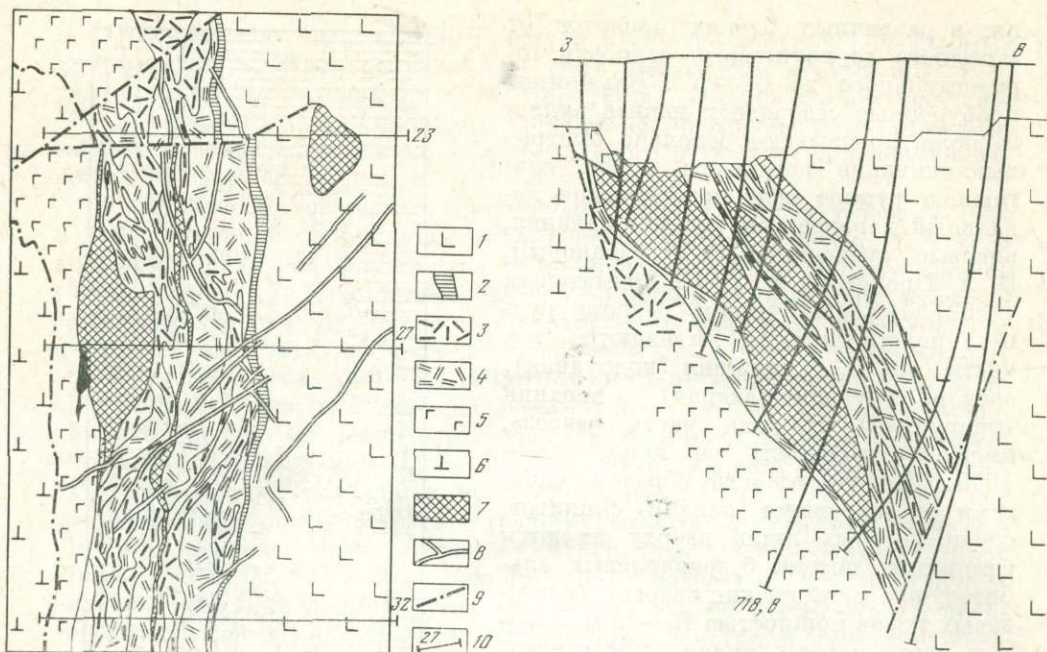


Рис. 3. Схематический геологический план карьера Сибайского месторождения по материалам Сибайской ГРП с дополнениями автора)

1 — вулканические брекчи и агломераты надрудной толщи; 2 — отложения надрудной пачки; 3 — субвулканические кварцевые альбитофиры; 4 — игнимбриты и туфы рудовмещающей толщи; 5 — спилиты и диабазы подрудной толщи; 6 — базокварцевые альбитофиры; 7 — дайки диабазов и габбро-диабазов; 8 — колчеданные руды; 9 — тектонические разрывные нарушения; 10 — линии разрезов

Рис. 4. Схематический геологический разрез через центральную часть Сибайского месторождения (по материалам Сибайской ГРП с дополнениями автора)

Усл. обозн. см. рис. 2

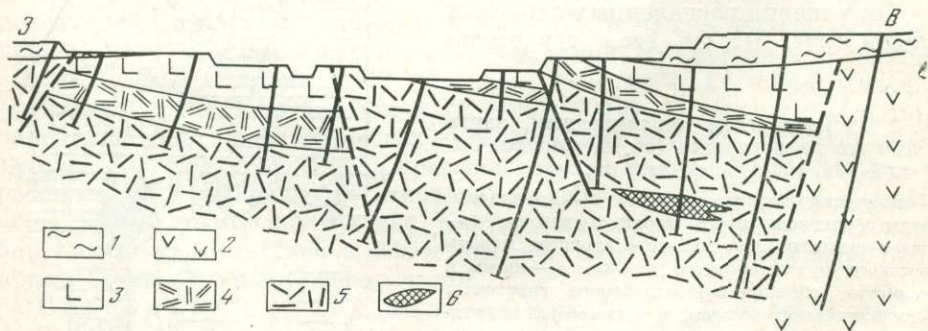


Рис. 5. Схематический геологический разрез через северную часть Сибайского месторождения (по материалам Башкирского медно-серного комбината с дополнениями автора)

1 — рыхлые отложения; 2 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы живетского яруса среднего девона; 3 — вулканические брекчи и агломераты надрудной толщи; 4 — отложения промежуточной пачки, представленные пемзовыми туфами с обломками колчеданной руды; 5 — игнимбриты и туфы рудовмещающей толщи; 6 — колчеданные руды

ствуют ювенильный характер пемзовых обломков, отсутствие сортировки материала, признаки пластической деформации и сваривания (Грешнер, 1970). Игнимбриты заключают в себе залежи массивных колчеданных руд, а в пемзовых туфах повсеместно встречаются обломки этих руд. Местами количество рудных обломков достигает 30—50% от всей массы обломочного материала пемзовых туфов, и тогда они являются промышленными медными рудами (месторождение Старый Сибай). В целом пачка пемзовых туфов залегает на нижележащих игнимбритах согласно, но В. А. Прокин и В. М. Рудаков (1959) отмечают, что рельеф поверхности, на которую они были отложены, неровный, характеризуется наличием впадин и возвышений, что может свидетельствовать о некотором размыве рудовмещающей толщи перед отложением пемзовых туфов промежуточной пачки¹.

Породы рудовмещающей толщи и пемзовые туфы промежуточной пачки распространены в основном в северо-восточной части рудного поля в пределах узкого (1 км) меридионально ориентированного блока. Этот блок является лишь фрагментом древнего вулканического сооружения, поэтому трудно оценить первоначальные площади распространения игнимбритов и пемзовых туфов. Можно лишь предполагать, что протяженность игнимбритовых потоков первоначально составляла не менее 10 км при ширине в первые километры, а площадь, занятая пемзовыми потоками, была в 3—4 раза меньше. На промежуточной пачке, а местами непосредственно на рудовмещающей толще, залегает надрудная толща вулканических брекчий и агломератов базальтового состава.

Самая верхняя часть стратиграфического разреза Сибайского рудного поля представлена бугулыгырским горизонтом кремнистых сланцев и яшм. Мощность горизонта достигает 100 м, слагающие его породы прерывистой узкой

¹ Вблизи лежачего бока промежуточной пачки среди обломочных руд неоднократно встречались тонкие прослои зеленых и красных яшм с остатками радиолярий. В самой руде описаны псевдоморфозы сульфидов по девонской фауне (Иванов, 1947; Иванов, Рочаев, 1966, и др.). Примечание редактора.

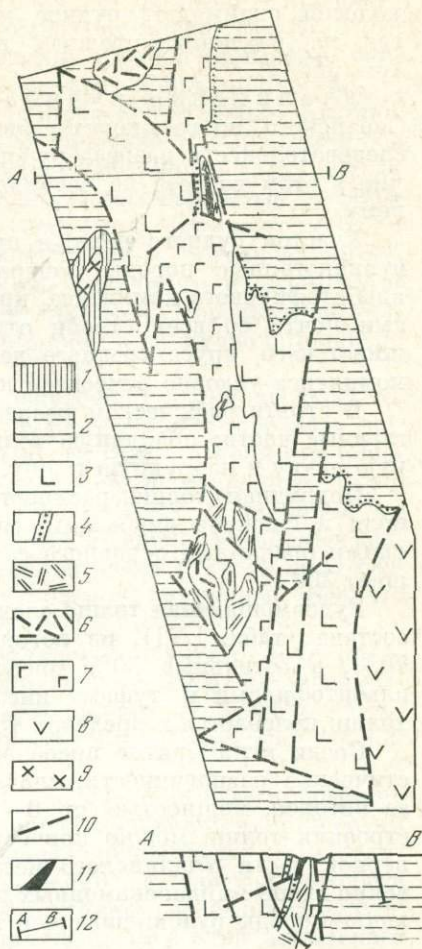


Рис. 6. Схематическая геологическая карта и разрез Учалинского рудного поля (по материалам Учалинской ГРП с дополнениями Е. И. Богдановой)

- 1 — отложения верхнего девона;
- 2 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы живецкого яруса среднего девона;
- 3 — вулканические брекчии и агломераты надрудной толщи;
- 4 — отложения промежуточной пачки;
- 5 — игнимбриты и туфы рудовмещающей толщи;
- 6 — субвулканические кварцевые и базальтовые альбитофиры;
- 7 — диабазы, диабазовые порфириты и туфы подрудной толщи;
- 8 — вулканогенно-осадочные породы силурийского (?) возраста;
- 9 — габбро и габбро-диориты;
- 10 — тектонические разрывные нарушения;
- 11 — колчеданные руды;
- 12 — линия разреза

полосой окаймляют рудное поле с запада, юга и юго-востока, залегающая на различных толщах нижележащего вулканогенного комплекса (см. рис. 2).

Учалинское рудное поле расположено в 180 км севернее Сибайского, но во многих главных чертах своего строения (состав и последовательность разреза рудовмещающих вулканогенных толщ, положение в этом разрезе колчеданного оруденения и др.) аналогично последнему.

Участок рудного поля, в пределах которого выходят на поверхность вулканогенные породы контрастно-дифференцированного диабаз-кварц-альбитофирового комплекса, крутопадающими тектоническими нарушениями почти со всех сторон отделяется от окружающих его отложений живетского яруса среднего девона (рис. 6). Породы рудовмещающего комплекса условно относятся к эйфельскому ярусу среднего девона.

В стратиграфическом разрезе рудного поля можно выделить четыре главные части: подрудную толщу, рудовмещающую толщу, промежуточную пачку и надрудную толщу.

Подрудная толща распространена в самой восточной части рудного поля и сложена диабазами, спилитами, в меньшей степени вулканическими брекчиями основного состава. Мощность подрудной толщи превышает 200 м.

Рудовмещающая толща сложена пирокластическими породами кислого состава (табл. LVI), из которых на долю игнимбритов приходится до 70%, а остальные 30% представлены субвулканическими кварцевыми альбитофирами и туфами кислого состава. Мощность рудовмещающей толщи колеблется в пределах 150—250 м.

Среди игнимбритов преобладают пемзокластические и лаво-пемзокластические разновидности, слагающие несколько чередующихся в разрезе потоков, мощностью от 6—10 м до 40—50 м. Для характеристики строения толщи можно привести разрез по скв. 335, пробуренной в северной части Учалинского месторождения. Этой скважиной, непосредственно выше миндалекаменных диабазов подрудной толщи, вскрыты следующие породы рудовмещающей толщи:

1. Лаво-пемзокластические игнимбриты гравийной и лапиллиевой размерности, характеризующиеся умеренным свариванием и беспорядочной ориентировкой пемзовых фрагментов. Пемзокластический материал преобладает. Мощность 40 м.

2. Лаво-пемзокластические игнимбриты лапиллиевой и агломератовой размерности, характеризующиеся этакситовыми и псевдофлюидальными текстурами. Лавокластический и пемзовый материал находятся примерно в равных количествах. Мощность 60 м.

3. Пемзокластические игнимбриты гравийной размерности. Сваривание значительное, но ориентировка пемзовых фрагментов беспорядочная. Мощность 10 м.

4. Лаво-пемзокластические игнимбриты с беспорядочно ориентированными пемзовыми фрагментами. Пемзокластический материал и комки лавы находятся в равных количествах. Мощность 35 м.

5. Пемзокластические игнимбриты лапиллиевой и агломератовой размерности. Ориентировка пемзовых фрагментов беспорядочная, сваривание умеренное. Мощность 25 м.

6. Пемзокластические игнимбриты гравийной размерности, характеризующиеся беспорядочной ориентировкой пемзовых фрагментов. Мощность 30 м.

Так как скважина пересекла рудовмещающую толщу не под прямым углом к направлению падения, истинные мощности отличаются от приведенных в среднем на 15—20% в сторону уменьшения.

Промежуточная пачка делится на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя, мощностью около 20 м, сложена пемзовыми туфами, характеризующимися заметным свариванием материала и представляющими со-

бой отложения раскаленных пемзовых потоков. В основании пемзовых туфов залегают слои туфопесчаников кислого состава, мощностью 3,5—4 м. Верхняя часть отложений промежуточной пачки сложена слоистыми пепловыми и шлаковыми туфами базальтового состава, общей мощностью до 20 м. Между верхней и нижней частями промежуточной пачки залегают ритмично-слоистые пемзовые и лито-пемзокластические туфы, мощностью до 5 м. В прослойках алевритового и пелитового материала среди пемзовых, шлаковых и пепловых туфов встречены многочисленные остатки жизнедеятельности сине-зеленых донных водорослей (строматолиты) и единичные раковины фораминифер (Грешнер, Чувашов, Богданова, 1970).

Надрудная толща сложена вулканическими брекчиями и агломератами базальтового состава и частично лавами спилитов. Породы этой толщи слагают западную часть рудного поля. Мощность надрудной толщи не менее 500—600 м.

Породы рудовмещающей толщи и промежуточной пачки выходят на поверхность в северной и южной частях рудного поля в пределах небольших тектонических блоков. В северной части рудного поля эти породы, вместе с примыкающими частями подрудной и надрудной толщ, слагают меридиональный блок длиной около 2 км и шириной до 300—400 м. К меридиональному блоку приурочена залежь массивных колчеданов Учалинского месторождения, а в южной части рудного поля разведаны колчеданные рудопроявления Контрольное, Курпалы, Березки (см. рис. 6).

Залегание пород на большей части Учалинского рудного поля пологое, а в пределах рудоносных блоков почти вертикальное. По всей вероятности, формирование блоковой структуры рудного поля было связано с вулканической тектоникой и началось с образования кальдерной депрессии после извержения игнимбритов.

Гайское рудное поле занимает несколько особое положение среди рудных полей сибайского типа благодаря увеличенным мощностям слагающих его вулканогенных толщ и меньшей нарушенности их первичного залегания. Древнее вулканическое сооружение, в пределах которого располагается рудное поле, находится в аллохтонном залегании, будучи надвинутым на слоистые терригенные обломочные отложения живетского (?) возраста. Зона пологого тектонического надвига проходит в нижней части рудовмещающей толщи, поэтому подрудная толща в разрезе рудного поля не наблюдается. Рудовмещающая толща достигает мощности 800—900 м и сложена весьма разнообразными главным образом обломочными вулканическими породами, среди которых выделяются игнимбриды, пемзовые, витрокластические и кристаллокластические туфы различной размерности материала. Висячем боку рудовмещающей толщи залегают пачка обломочных пород кислого и основного состава, мощностью 150—200 м. Слагающие эту пачку пемзовые, витрокластические, шлаковые туфы, туффиты и туфопесчаники выполняют пологое понижение в древнем рельефе поверхности рудовмещающей толщи, имеющее, по-видимому, кальдерное происхождение. Верхняя часть разреза представлена толщей вулканических брекчий, агломератов и лав базальтового состава, мощностью до 1 км.

Колчеданные рудные поля верхнеуральского типа сосредоточены в основном в пределах района между оз. Гнилое на севере и г. Магнитогорском на юге. В живетском веке эта территория представляла собой относительно приподнятый участок эвгеосинклинальной зоны, покрытый неглубоким (до 1 км) морем, со дна которого поднимались и частично возвышались над уровнем моря около двух десятков близко расположенных один от другого вулканических конусов. На склонах и в промежутках между вулканами происходило накопление органогенных и в том числе рифогенных известняков. Эти вулканы отличались от описанных выше меньшими размерами, более правильными формами, групповым располо-

жением, ассоциацией с окружающими их рифами, значительно большей ролью среди продуктов извержений вулканических пород кислого и, в частности, дацитового состава, появлением таких своеобразных разновидностей обломочных пород, как взрывные брекчии.

Колчеданные рудные поля, как и в описанных выше примерах, пространственно совпадают с этими древними вулканическими постройками. Благодаря сравнительно неглубокому эрозионному срезу и многочисленным разведочным скважинам, строение этих вулканических построек и располагающихся в их пределах колчеданных рудных полей изучено довольно подробно (Петров, 1968; Иванов, Рокачев, 1966; Курбанов, 1967; Бородаевская и др., 1973; Козулин и др., 1969; Грешнер, Чувашов, 1974, и др.).

Нижние части разреза рудных полей этого типа представлены толщей диабазов и спилитов мощностью более 200—300 м.

На диабазах и спилитах залегает рудовмещающая толща дацитового и липаритового составов, представленная игнимбритами, различными туфами кислого состава, туфолавами, пластовыми и секущими залежами кварцевых порфиритов и альбитофиров. Среди кислых пород встречаются единичные потоки диабазовых порфиритов, а в верхней части толщи — линзы и прослои известняков с фауной живетского яруса. В центральных частях вулканических построек мощность толщи достигает 400—600 м, но в стороны от центральных частей кислые вулканические породы исчезают из разреза на расстояниях в первые километры (рис. 7), уступая место карбонатным породам.

Стратиграфически выше толщи кислых вулканитов, на склонах вулканических построек и в понижениях древнего подводного рельефа, залегает надрудная толща известняков, известковистых гравеллитов, песчаников и туфопесчаников. Мощность толщи резко меняется от нуля на склонах поднятий вулканического рельефа до 400—500 м в пониженных частях.

Заметным распространением в рудных полях этого типа пользуются взрывные брекчии, слагающие неправильные жилообразные или межпластовые тела, мощностью от долей до 30—40 м. Эти породы по времени образования являются продуктами наиболее поздних взрывов, завершающих кислый вулканизм, и в этом отношении могут сопоставляться с отложениями промежуточных пачек в рудных полях сибайского типа. Как и в пемзовых туфах, в взрывных брекчиях часто находятся обломки колчеданной руды.

Залежи колчеданных руд в рудных полях этого типа локализованы в вулканических породах кислого состава, а в основании лежащих выше карбонатных отложений встречаются линзы и прослои известняковых конгломерато-брекчий, содержащих слабо окатанные обломки колчеданной руды, образовавшиеся в результате локальных явлений размыва подстилающих их вулканических пород и рудных залежей. Здесь же встречаются тонкие (10—30 см) прослои сцементированных сульфидами туфогенных песчаников (Грешнер, Чувашов, 1974).

В 25 км севернее г. Сибай расположено Бакр-Узякское рудное поле, в пределах которого разведано небольшое месторождение и известны несколько проявлений колчеданного оруденения. По сравнению с другими рудными полями оно пока мало изучено, и сейчас трудно отнести его к одному из выделенных типов. Рудное поле в целом представляет собой крупный блок, надвинутый с запада на восток на слоистые терригенные осадки нижнекаменноугольного возраста. Толща вулканических пород кислого состава представлена здесь, как и на других рудных полях, игнимбритами, туфами и субвулканическими кварцевыми альбитофирами (рис. 8). В керне буровых скважин, пробуренных в юго-восточной части рудного поля, встречены жилообразные тела взрывных брекчий (Грешнер, 1972).

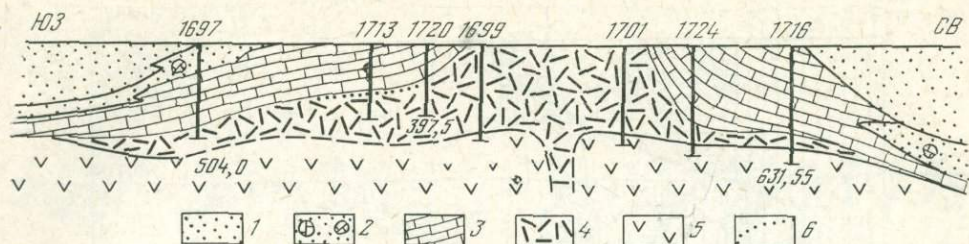


Рис. 7. Схематический геологический разрез через одно из древних вулканических сооружений (по материалам Верхнеуральской ГРП с дополнениями автора)

1 — песчаники, туфопесчаники и туфы; 2 — известковые гравеллиты и брекчи с обломками известняков; 3 — органогенные известняки; 4 — игнимбриты, туфы кислого состава, лавы и субвулканические тела кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов; 5 — диабазы, спилиты и туфы основного состава; 6 — колчеданная минерализация

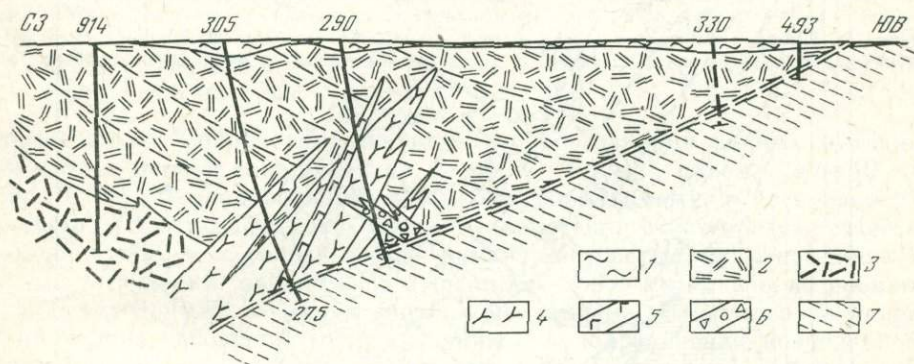


Рис. 8. Схематический геологический разрез юго-восточной части Бакрузякского рудного поля

1 — рыхлые отложения; 2 — игнимбриты и туфы кислого состава; 3 — субвулканические кварцевые и базокварцевые альбитофиров; 4 — жильные андезито-дацитовые порфириты; 5 — эксплозивные брекчи; 6 — габбро-диабазы; 7 — слоистые осадочные породы верхнего девона

Колчеданные рудные поля *ащебутацкого типа*¹ находятся в пределах антиклинория того же названия, расположенного в 40—50 км восточнее г. Орска и занимающего территорию около 1000 км². В конце эйфельского и большей части живетского века эта территория представляла собой довольно устойчивое поднятие, лишь в отдельные небольшие промежутки времени заливавшееся мелководным морем (Грешнер и др., 1969). На площади поднятия, особенно в первую половину живетского века, происходили интенсивные вулканические извержения, носившие преимущественно площадной трещинный характер. В результате этих извержений, проходивших большей частью в субаэральных условиях, был сформирован мощный комплекс преимущественно кислых пирокластических пород. Нижняя и верхняя толща этого комплекса сложены игнимбритами и туфами липаритового состава суммарной мощностью 900—1000 м. Средняя толща представлена андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами мощностью от 300 до 600 м. Перечисленные вулканические толщи характеризуются выдержанностью, залегают полого, а местами почти

¹ Применение в данном случае термина «рудные поля» в значительной степени условно, так как известные здесь в настоящее время месторождения характеризуются небольшими, граничащими с непромышленными, размерами, а естественные границы их возможного размещения на площади развития вулканогенных толщ выяснены недостаточно.

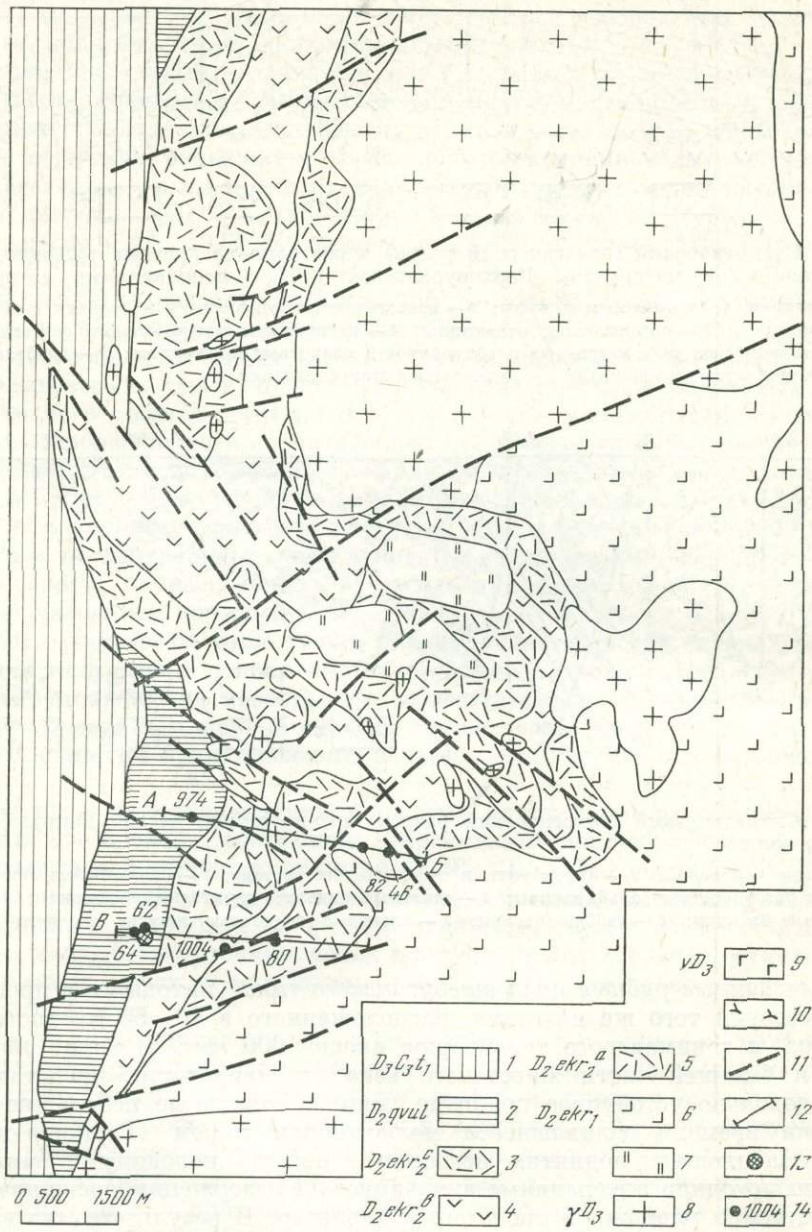


Рис. 9. Схематическая геологическая карта южной части Ачебутакского района (по материалам В. В. Авдонина с дополнениями автора)

1 — отложения верхнего девона; 2 — вулканогенно-осадочные породы живетского яруса среднего девона; 3 — игнимбриты и туфы верхней толщи рудовмещающего комплекса; 4 — порфириды и туфы средней толщи рудовмещающего комплекса; 5 — игнимбриты и туфы нижней толщи рудовмещающего комплекса; 6 — диабазы и спилиты недифференцированного вулканического комплекса; 7 — граниты; 8 — габбро; 9 — тектонические разрывные нарушения; 10 — линии разрезов; 11 — колчеданные месторождения; 12 — разрезы; 13 — шахты; 14 — буровые скважины

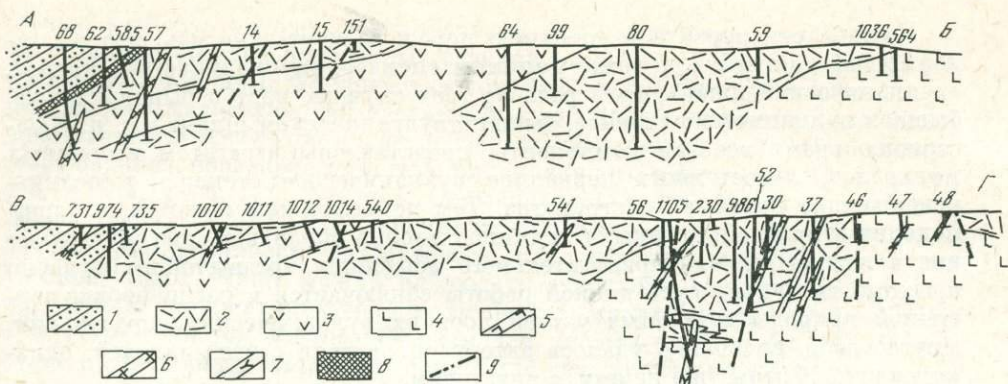


Рис. 10. Геологические разрезы в районе Западно-Ащевутацкого месторождения (по В. В. Авдонину с дополнениями автора)

1 — вулканогенно-осадочные породы живетского яруса среднего девона; 2 — игнимбриты и туфы кислого состава; 3 — пироксен-плагноклазовые порфириды и их туфы; 4 — диабазы и спилиты; 5 — жильные диабазы и габбро-диабазы; 6 — жильные гранит-порфиры; 7 — жильные дацитовые порфириды; 8 — колчеданные руды; 9 — тектонические разрывные нарушения

горизонтально. Современная площадь распространения кислых вулканитов в этом районе составляет не менее 40—50 км², объем — 30—40 км³ (рис. 9, 10). Первоначальный объем был, по-видимому, в несколько раз большим. Стратиграфически выше вулканогенного комплекса залегает мощная (1000 м и более) толща ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных отложений, начало формирования которой совпадало во времени с заключительными стадиями кислого вулканизма. Известные на территории района небольшие месторождения и рудопроявления колчеданного и полиметаллического типов локализованы в обломочных вулканических породах нижней и верхней толщ вулканогенного комплекса.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА

В этом разделе, как и в следующей за ним иллюстративной части Атласа, главное внимание уделено описанию тех разновидностей вулканических обломочных пород, природа и фациальные особенности которых были выяснены в самое последнее время. К таким породам относятся игнимбриды, пемзовые туфы, значительная часть которых представляет собой отложения раскаленных пемзовых потоков, эксплозивные брекчии, а также очень интересные агломератовые накопления базальтового состава, состоящие из вулканических шлаков, агглютинатов, вулканических бомб, специфического витро- и лавокластического материала. Все эти породы относятся к наиболее распространенным, вмещают колчеданные залежи или залегают в непосредственной близости от них и с давних пор были знакомы как рудничным геологам, так и сотрудникам научных учреждений, проводившим исследования на колчеданных рудных полях. Тем не менее, по ряду причин, которых мы коснемся в дальнейшем, первичная природа этих пород, как продуктов вулканических извержений, оставалась неясной или истолковывалась неправильно. Так, сильно сваренные разновидности игнимбридов часто принимались за лавы, а слабо сваренные разновидности игнимбридов брекчиевидной текстуры и пемзовые туфы — за метаморфизованные тектонические брекчии или, в лучшем случае, описывались как туфы и туфобрекчии. Встречающиеся в ряде рудных полей эксплозивные брекчии принимались за туфы и туфобрекчии.

Прежде чем перейти к описанию пород, следует заметить, что мы сознательно употребляем везде термины «пемза», «вулканическое стекло», «вулканический шлак», хотя речь во всех случаях идет о бывшей пемзе, бывшем вулканическом стекле, бывшем вулканическом шлаке и т. п. В настоящее время все эти компоненты представлены агрегатом вторичных минералов, заместивших первичное вулканическое стекло и выполнивших бывшие поровые пространства. Тем не менее нам кажется, что применение этих «кайнотипных» терминов вполне оправдано, ибо употребление в каждом случае прилагательного «бывший» чрезвычайно неудобно и, кроме того, сама суть данной работы заключается в расшифровке первичной природы составных частей древних вулканических образований. Другое дело, насколько удалось автору справиться с этой задачей, однако судить об этом уже не ему, а читателям.

Игнимбри́ты¹ распространены в пределах всех, перечисленных выше, колчеданных рудных полей, где входят, как главная разновидность обломочных пород, в состав рудовмещающих толщ. Единичные небольшой мощности потоки игнимбри́тов встречаются также среди отложений промежуточных пачек в рудных полях сибайского типа. По химическому составу породы ближе всего соответствуют наземным кайнотипным липаритам, липарито-дацитам и дацитам, отличаясь от них, главным образом, резким преобладанием натрия над калием. По гранулометрическому составу преобладающей части ювенильного материала большинство игнимбри́тов колчеданных рудных полей относятся к породам псаммитовой, гравийной и лапиллиевой размерности. Менее распространены разновидности, в которых встречаются частицы ювенильного материала величиной более 30 мм. Сортировка материала по величине частиц не наблюдается и очень часто в одном образце породы встречается в сопоставимых количествах материал от пепловой до лапиллиевой размерности.

Главными ювенильными составными частями (компонентами) игнимбри́тов являются частицы бывшей вулканической пемзы, невоспленного лавового материала, вулканического стекла, пепловый материал, а также кристаллы и обломки кристаллов кварца и плагиоклаза.

Частицы бывшей вулканической пемзы являются одной из главных составных частей большинства разновидностей игнимбри́тов, а в небольших количествах мелкие пемзовые частички встречаются среди витрокластического пеплового материала практически во всех разновидностях этих пород. При наблюдениях в поляризационный или бинокулярный (МБС) микроскоп частицы пемзы имеют форму обрывков, клочков, мелких древесных щепок с тонко расщепленными окончаниями и волокнистой микротекстурой (табл. IX, XI—XIV и др.). Реже встречаются частицы пемзы с ровными нерасщепленными ограничениями (табл. XII, 1; XII, 3). В сильно сваренных разновидностях пемзовые частицы иногда обладают округлыми комковатыми формами (табл. XII, 1—3). Вообще же в сильно сваренных разновидностях пемзовые частицы различаются с трудом, и судить о присутствии пемзы в породе приходится по реликтам волокнистой микротекстуры (табл. IX, 4, 5; X, 3—6; XIII, 2—4 и др.). Вулканическое стекло кислого состава, из которого первоначально состояли пемзовые частички, в большинстве случаев нацело замещено зеленым хлоритом ($Nm = 1,605—1,634$), а бывшие трубчатые поры выполнены тонкозернистым агрегатом вторичного кварца или кварца и альбита (табл. IX, 2—4; XI, 1, 2 и др.). В сильно сваренных разновидностях стекловатый каркас пемзовых частиц нередко бывает раскристаллизован и замещен агрегатом вторичного кварца и альбита (табл. IX, 3, 5; X, 4—6; XI, 1—3; XIV, 5, 6 и др.). И макроскопически, и под микроскопом обычно легче различается волокнистая микротекстура, характерная для продольных, по отно-

¹ См. предисловие редактора.

пешню к трубчатой пористости, сечений пемзовых частиц, тонкая же силовая микротекстура поперечных сечений различается реже (табл. XVIII, 1; XXXIX, 4 и др.). Убедиться в том, что микротекстура частиц, которые мы рассматриваем как частицы бывшей пемзы, является (или была) действительно трубчатой (а не флюидальной), можно, если изучать пришлифованные образцы с помощью бинокулярного микроскопа (табл. XIII, 2,4; XVIII, 1—4; XX, 2 и др.). Обрывки пузыристой пемзы встречаются редко (табл. IX, 3), так как такая пемза характерна для продуктов извержения расплавов андезитового или андезито-дацитового состава (Микей, 1930). Чаще можно наблюдать очертания единичных крупных пор, как бы нарушающих тонкую трубчатую микротекстуру (табл. XVIII, 1, 2), что является вполне обычным для кислых пемз (табл. II). Вследствие интенсивных вторичных изменений сечения бывших трубчатых пор точно измерить не представляется возможным, можно лишь предположить, что в большинстве случаев их диаметр составлял 0,1—0,3 мм, хотя встречаются разновидности игнимбригов и пемзовых туфов, для которых характерны пемзы, с весьма тонкой пористостью (табл. XII, 2; XXXVIII, 3; XIV, 1, 3, 5; XIV, 2) и наоборот (табл. XVI, 2; XIV, 1 и др.).

Частицы невспененного лавового (лавокластического) материала являются важной составной частью некоторых разновидностей игнимбригов. По форме они обычно представляют собой комки, лепешки, обрывки или угловатые куски величиной от ческольных до 50—80 мм (табл. VI, 1—3; VII, 3; VIII, 1—2; XXXVII, 7 и др.). Встречаются разновидности игнимбригов с лавовыми лепешками и комками величиной до 200—300 мм. По составу и петрографическим особенностям — это кварцевые альбитофиры или реже кварцевые порфиристы с характерными для них фельзитовыми, сферолитовыми или гранобластовыми структурами основной массы и вкрапленниками кварца и альбита. Часто наблюдаются флюидальность и реликты микроперлитовой отдельности (табл. VI, 1, 2; IX, 1; X, 1, 2; XI, 4; XV, 3, 5 и др.).

Относительно крупные частицы бывшего кислого вулканического стекла встречаются лишь в некоторых разновидностях игнимбригов. Большой частью — это изолированные включения типа фьямме (табл. VII, 4,5; VIII, 2; XLIX, 5) или комочки нераскристаллизованной лавы (табл. IX, 1; X, 1, 2 и др.), почти во всех случаях замещенные микрочешуйчатым агрегатом хлорита или хлорита и серицита.

Пепловый материал, обычно выполняющий роль связующей массы игнимбригов, состоит из мелких (менее 2 мм) обрывочков пемзы, вулканического стекла и тонкой вулканической пыли, замещенных агрегатом вторичных минералов (хлорита, серицита, кварца и альбита).

Кристаллокластический материал, большая часть которого по величине частиц относится к пеплу, представлен кристаллами и обломками кристаллов кварца и плагиоклаза. В отдельных разновидностях игнимбригов отмечается только плагиоклаз, гораздо реже вместе с кварцем и плагиоклазом встречаются единичные кристаллы роговой обманки и пироксена. Иногда кварц и плагиоклаз наблюдаются в виде микропегматитовых сростаний этих двух минералов (XII, 5). Плагиоклаз почти во всех случаях представлен альбитом, иногда альбит-олигоклазом. Общее количество кристаллокластического материала в игнимбригах колеблется от 2—3 до 15—20%, кварц и альбит, когда они вместе, находятся в примерно равных количествах. Величина кристаллов кварца и альбита большей частью измеряется в пределах 0,5—2 мм, реже встречаются кристаллы величиной до 4—5 мм.

Во всех разновидностях игнимбригов в небольших количествах (2—5%) имеются обломки резургентного материала, представленные различными вулканическими породами (табл. VII, VIII, XXXVII и др.). Довольно редко встречаются в обломках осадочные и интрузивные породы. Исключением являются игнимбригы Ащевутака, в которых количество

резургентного материала местами достигает 15—20% и большая часть его представлена обломками гипабиссальных гранитоидов (табл. XLVI).

Характерной особенностью игнимбритов являются пластическая деформация и сваривание частиц ювенильного материала. Признаки пластической деформации наблюдаются в описываемых породах почти повсеместно и проявляются в следующем: 1) плавное без излома искривление частиц пемзы, лавы, вулканического стекла; наиболее отчетливо оно проявляется в случаях соприкосновения ювенильных частиц с твердыми обломками резургентного материала или с кристаллами, а также, например, при соприкосновении двух, ориентированных под тупым углом один к другому, обрывков пемзы (табл. VI, 6; IX, 1, 6; XIV, 1—3, 5; XXXV, 1, 5; XLVI, 1, 4, 6 и др.); 2) плавное изменение внешних форм соприкасающихся пластичных комков или лепешек, ведущее к плотному соприкосновению их с образованием общих границ (конформные взаимоотношения) и уплотнением породы (табл. VI, 2; VII, 3; VIII, 2; XI, 6; XII, 1—3; XXXVII, 7; XLV, 3, 4; XLVII, 3, 4); 3) уплотнение пемзовых частиц, сопровождающееся уничтожением их порового пространства (трубчатой микротекстуры) и способствующее раскристаллизации стекловатого каркаса (табл. X, 3—6; XLVII, 2—4).

Сваривание частиц ювенильного материала тесно связано с пластической деформацией, так как может происходить лишь при условии их тесного соприкосновения. Это по существу две стороны одного и того же процесса. Мы уже отмечали, что физический смысл сваривания заключается в обмене атомами и молекулами наружных частей соприкасающихся частиц. В самой простой форме процесс сваривания представляет собой соединение вязких пластических частиц в связанную массу. Р. Л. Смит (1963, стр. 346) отмечает, что если в молодых свежих породах сваривание заметно по признакам сцепления соприкасающихся частиц, то в измененных и раскристаллизованных древних породах основным критерием сваривания служат видимые пластические деформации. Признаками сваривания также являются частичное или полное исчезновение границ между частицами ювенильного материала и постепенное исчезновение обломочной текстуры, превращение обломочной породы в почти массивную (табл. VI, 3, 5; VII, 3; VIII, 2; IX, 4, 5; X, 5; XXXVII, 7; XXXVIII, 2, 4; XLVII, 2—5 и др.). Процесс сваривания, по-видимому, способствует раскристаллизации стекловатого материала, поэтому появление раскристаллизованных участков в ряде случаев может рассматриваться как косвенный признак сваривания (табл. IX, 3, 4; X, 3—6; XI, 1, 2).

С пластической деформацией и свариванием связано появление в породах целой серии специфических текстур, нередко постепенно сменяющих одна другую в вертикальном разрезе игнимбритовых отложений. В описываемых породах наблюдаются брекчиевидные, комковатые, эвтакситовые, псевдофлюидальные и лавоподобные текстуры, а также переходные брекчиевидно-такситовые, псевдофлюидально-такситовые и некоторые другие. Брекчиевидные текстуры характерны для разновидностей игнимбритов, не испытывших или почти не испытывавших пластической деформации и сваривания. Такие текстурные разновидности обычно слагают самые верхние части игнимбритовых отложений (потоков) и отличаются ярко выраженной неоднородностью, резкими очертаниями, угловатыми неправильными формами и беспорядочной ориентировкой частиц ювенильного материала (табл. XXXIV, 1, 2; XXXVII, 6; XLV, 1; XLVI, 3; LI, 1; LII, 2; LIV, 1, 2). Комковатые текстуры встречаются главным образом в породах, где существенной составной частью является лавовый компонент. В тех случаях, когда лавовый компонент преобладает, в породах наблюдаются конформные комковатые текстуры (табл. VI, 2; VII, 3; VIII, 2; XLV, 3, 4 и др.). Эвтакситовые текстуры характерны для умеренно и сильно сваренных разновидностей игнимбритов. Они характеризуются упорядоченным параллельным расположением

уплощенных частиц пемзы или вулканического стекла (табл. VI, 4; VII, 1—4; VIII, 2; XXXVII, 2—4, 7—9; XLVI, 1, 2, 4, 6 и др.). В тех случаях, когда включения резко отделяются от окружающей их массы и окрашены в более темный цвет, они называются *фьямме* (итал. *fiamme* — пламя). Природа более темной, по сравнению с окружающей массой, окраски крупных включений стекла и пемзы типа *фьямме* в классических игнимбритах (как и неоднородной окраски обсидианов) объясняется различными количественными соотношениями закисных и окисных минералов железа (Наседкин, 1974). По-видимому, это объяснение отчасти применимо и к нашим древним метаморфизованным игнимбрикам. Можно предположить, что интенсивное замещение относительно крупных включений кислого вулканического стекла и пемзы хлоритом обусловлено не только тем, что хлоритизация происходит очень рано, непосредственно вслед за отложением пород, а стеклообразное состояние материала благоприятно для замещения, но и относительно повышенным содержанием в стекле окисных минералов железа. Впрочем, это лишь предположение, для доказательства которого необходимы специальные исследования. Наряду с породами, в которых эвтакситовые текстуры возникают вследствие пластической деформации матрицы под действием веса вышележащих отложений, встречаются эвтакситовые разновидности игнимбриков, слагающие крутопадающие вулканические жерловины и характеризующиеся вертикальной или близкой к ней ориентировкой текстурных элементов породы (табл. VIII, 3, 4). Возникновение ориентированной текстуры в подобных случаях связано уже не с деформацией материала под действием силы тяжести (оно направлено здесь параллельно текстурным элементам), а с направленным перемещением пирокластического материала по жерловине в процессе извержения. Образование ориентированных текстур таким способом описано в литературе (Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973). Н е с в о ф л ю и д а л ь н ы е текстуры характерны для сильно и очень сильно сваренных игнимбриков. Породы, обладающие такими текстурами, состоят из параллельно ориентированных тонких лепешек и линз, длина которых в 10 и более раз превышает толщину (табл. VI, 4, 5; XXXVII, 8; XLVI, 7; LIV, 5). Образование таких текстур в большинстве случаев, по-видимому, связано с сильными пластическими деформациями, которые характерны для более глубоких частей игнимбритовых отложений. В Сибайском рудном поле встречаются игнимбрики, в которых прихотливо изогнутые лентовидные обрывки флюидальной лавы имеют длину до 30—40 см при толщине в 2—3 см. К сожалению, мы не располагаем хорошей фотографией подобной текстуры, но на фиг. 8 табл. XXXVII помещена фотография очень похожего игнимбрита, с той лишь разницей, что здесь прихотливо искривленные частицы представлены не лавовым, а пемзовым материалом, и величина их не превышает 4—6 см. Такого рода текстуры свидетельствуют о турбулентном характере перемещения материала в раскаленном пирокластическом потоке в процессе его движения. Л а в о п о д о б н ы е текстуры характерны для очень сильно сваренных игнимбриков. Иногда в таких породах сохраняются реликты псевдофлюидальных текстур (табл. LIV, 5), но чаще наблюдаются породы с очень неконтрастным пятнистым обликом (табл. VI, 3).

Между различными текстурными разновидностями игнимбриков в вертикальном разрезе отложений иногда удается наблюдать постепенные переходы. В керне скважины 1590, пробуренной в 3 км южнее главного карьера Сибайского месторождения, в интервале 21—61 м вскрыты игнимбрики, состоящие из лавокластического материала и мелкообломочной пемзовой массы. В верхней части интервала породы характеризуются брекчиевой текстурой. Светлые куски белой и розовой лавы здесь довольно резко выделяются на фоне зеленоватой связующей массы, форма их угловатая или округлая. Ниже по разрезу породы становятся более плотными, лавовый компонент представлен округлыми комками с рас-

плавчатыми границами. В самой нижней части интервала (потока) породы становятся почти массивными, их пестрая розовато-зеленая окраска сменяется темно-зеленой, местами почти черной. На шлифованных поверхностях образцов различаются лишь более темные участки-пятна, свидетельствующие об обломочной природе породы (табл. VI, 3). При изучении этих образцов с помощью бинокулярного микроскопа или в прозрачных шлифах обломочное строение породы видно хорошо, в промежутках между комочками лавового материала различаются обрывки волокнистой хлоритизированной пемзы (табл. IX, 1; XII, 3), замещенный вторичными минералами тонкий пепловый и пемзокластический материал (табл. XII, 5, 6). Отчетливо выраженная вертикальная текстурная зональность наблюдалась автором и в разрезе небольшого по мощности потока игнимбритов, вскрытых скважиной 509 в интервале 111—116 м в районе главного карьера Сибайского месторождения. Породы окрашены в темно-серый, почти черный цвет и обладают хорошо различной обломочной текстурой. На темно-сером фоне мелкообломочной связующей массы отчетливо выделяются различной величины и формы черные включения хлоритизированного вулканического стекла кислого состава, содержащего многочисленные вкрапленники кварца и плагиоклаза (табл. XIX, 5). Часто во включениях стекла наблюдается перлитовая микроотдельность. В интервале 111—112 м черные включения стекла обладают угловатыми и оскольчатыми формами и ориентированы беспорядочно (табл. XIX, 1, 4). С глубиной форма включений постепенно становится линзовидной, не отличающейся от классических фьямме, а ориентировка — взаимно-параллельной и параллельной основанию потока (табл. XIX, 2, 3). Связующая масса пород состоит из мелких (0,1—1,5 мм) обрывков замещенной хлоритом и серицитом волокнистой пемзы, кристаллов и обломков кристаллов кварца и плагиоклаза и тонкого пеплового материала (табл. XIX, 5, 6). Резургентный материал представлен многочисленными обломочками колчеданной руды и оруденелых вулканических пород кислого состава (табл. XIX, 1—4). Примеры аналогичной текстурной зональности наблюдались нами и в других рудных полях (Учалинском, Узельгинском, Западно-Ащebutакском), и их описание можно было бы продолжить. Подобная вертикальная зональность встречается не всегда, и не менее часто мы наблюдаем потоки игнимбритов мощностью в несколько десятков метров, представленные двумя и даже одной текстурной разновидностью этих пород.

Диагностика сваривания в измененных породах остается, тем не менее, сложной задачей, и, по-видимому, иногда его трудно отличить от гидротермальной цементации пирокластического материала. Такой случай рассмотрен С. И. Набоко на примере гидротермально-измененных пемзовых туфов района Горячего пляжа на о-ве Кунашир (Набоко, 1971). Она показала, что в условиях современной гидротермальной системы при метаморфизме пемзовых туфов происходит замещение стекла пемзовых обломков монтмориллонитом, хлоритом, морденитом и выносятся кремнезем. Последний в виде тонких пленок облекает обломки пирокластического материала и плотно «сваривает» их между собой. Основываясь на этой работе, а также на работе В. И. Белоусова (1971), Е. Ф. Малеев (1975) предположил, что в условиях гидротермальных систем может происходить не только сваривание, но и сплавление (в результате накопления тепловой энергии) ранее отложенного пемзового материала с образованием игнимбритоподобных пород («псевдоигнимбритов»). Возможно, что в областях современного вулканизма такие процессы и происходят, но попытка Е. Ф. Малеева приложить эти представления к происхождению игнимбритов колчеданных рудных полей Урала (1975, стр. 213) не кажется нам удачной. Так, несмотря на повсеместное распространение вторичных минералов (хлорита, серицита, кварца и др.), мы почти всегда наблюдаем в сваренных породах пластическую деформацию и плотное

соприкосновение компонентов с постепенным исчезновением различных границ между ними при отсутствии на этих границах какого-либо цементирующего материала (табл. IX, 1, 5; XII, 2; XVIII, 2). Это же можно видеть и в лавокластических агломератах базальтового состава (табл. XXIX, 2, 4, 5, 6; XXX, 1, 2, 3 и др.). Так что для объяснения наблюдающихся явлений уплотнения ювенильного пирокластического материала и постепенного перехода обломочных пород в лавоподобные нет необходимости привлекать представления о гидротермальном «сваривании». Не выдерживают критики, в приложении к описываемым нами породам, и представления о вторичном переплавлении обломков ювенильного материала. Если предположить, что наблюдаемое в породах сваривание возникло не вследствие раскаленного пластичного состояния материала в момент отложения, а благодаря последующему сплавлению под действием теплового потока, мы не будем в состоянии объяснить такие важные особенности наших отложений, как: а) чередование в разрезах отложений с резко различной степенью сваривания; б) наличие вертикальной текстурной зональности в разрезах отдельных потоков игнимбри-тов; для объяснения этих особенностей нам пришлось бы допустить, что предполагаемый тепловой поток обладал способностью избирательно переплавлять пирокластический материал отдельных потоков или слоев внутри толщи довольно однородной пирокластике и даже отдельных зон внутри единичных потоков (отложений) пемзовых туфов; в) тот факт, что наибольшая степень сваривания характерна для отложений с относительно крупной размерностью обломочного материала — лапиллиевой и агломератовой (табл. VI, 1—6; XXIX, XXX, XLV, 3, 4; XLVII, 1—5 и др.); эта особенность не может быть объяснена вторичным расплавлением, так как при нагревании мелкообломочный материал должен скорее расплавляться и сильнее свариваться, и, наоборот, легко объяснима, если допускать первичное раскаленное состояние материала, так как крупные куски будут более длительное время сохранять пластичное состояние и способность к свариванию.

Микротекстуры игнимбри-тов отличаются меньшим разнообразием, чем текстуры, и классифицируются нами, вслед за А. Н. Заварицким (1956) и И. М. Сперанской (1966), в зависимости от особенностей строения связующей массы, возникших в ней в результате пластических деформаций и сваривания, на три основных вида: игнимбритовую, игнимбри-то-пемзокластическую и игнимбри-то-пепловую. Игнимбри-товая микротекстура характерна для интенсивно сваренных разновидностей игнимбри-тов. Частицы пемзы и вулканического стекла в таких породах сильно уплощены и деформированы, границы их не различаются или различаются с большим трудом (табл. IX, 4; X, 3—6; XI, 5, 6; XXXIX, 1, 3, 5; XLVIII, 1—4, 6, 7). Игнимбри-то-пепловая и игнимбри-то-пемзокластическая микротекстуры характерны для сильно и умеренно сваренных игнимбри-тов. В связующей массе таких пород частички пемзового и пеплового материала различаются довольно четко, пластические деформации наблюдаются почти всегда, упорядоченная ориентировка частичек не обязательна (табл. IX, 3, 5; XI, 1, 2, 5; XIV, 1—4; XXXVIII, 1—5; XLVIII, 3, 5; XLIX, 3, 5 и др.). Выделяются также пемзокластическая, витрокластическая и пепловые микротекстуры, характерные для несваренных и слабо сваренных игнимбри-тов и пемзовых туфов (табл. XVIII, 1—3, 5, 6; XIX, 6; XX, 3, 4).

В зависимости от количественных соотношений главных компонентов (пемзы, лавы, вулканического стекла и пепла) игнимбри-ты подразделяются нами на пемзокластические, лаво-пемзокластические, витро-пемзокластические, витро-лавокластические и пепловые разновидности.

Количественная роль разных по составу игнимбри-тов в рудных полях сибайского, верхнеуральского и ащебутацкого типов не совсем одинакова. В рудных полях Учалинского и Сибайского месторождений

преобладают пемзокластические и лаво-пемзокластические игнимбриты, характеризующиеся лавоподобными, псевдофлюидальными и комковатыми текстурами, высокой степенью сваривания (табл. VI, 1—6; VII, 1—3) и, в большинстве случаев, отсутствием хорошо выраженной вертикальной текстурной зональности. Эти особенности позволяют предполагать, что кислые расплавы перед извержением обладали высокой температурой (около 1000°C), а выбросы пирокластического материала следовали настолько быстро один за другим, что отложения каждого предшествовавшего потока не успевали охладиться даже с поверхности до того, как перекрывались новыми. Витро-пемзокластические и витро-лавокластические игнимбриты в этих рудных полях играют незначительную роль, но в рудном поле Гайского месторождения они пользуются заметным распространением. Пемзокластические и лаво-пемзокластические игнимбриты являются главными разновидностями игнимбритов и в рудных полях верхнеуральского и ащебутакского типов (табл. XXXVII, 1—3, 6—9; XLV, 1—4; XLVI, 2—4, 7), но второе место по распространенности здесь занимают пепловые и витро-пемзокластические разновидности (табл. XXXVII, 4; XXXVIII, 5; XXXIX, 3—5; XLVI, 1, 5, 6, 8).

В отличие от зеленокаменно-измененных обломочных вулканитов большинства колчеданных рудных полей Южного Урала, обломочные кислые вулканиты рудных полей ащебутакского типа характеризуются широким развитием изменений краснокаменного типа и, в связи с этим, пестротой и яркостью окрасок. В окрасках пород преобладают различные оттенки красного, желтого, оранжевого, коричневого, фиолетового и зеленого цветов. Обычные для зеленокаменно-измененных пород специфические темно-зеленые и серо-зеленые окраски, обусловленные главным образом хлоритизацией, также встречаются в обломочных кислых вулканитах Ащебутака, но распространены незначительно. В игнимбритах рудных полей сибайского и верхнеуральского типов среди массы хлоритизированного пемзового материала иногда встречаются обломочки пемзы, окрашенные в яркие желтые и оранжевые цвета. Местами наблюдается также замещение пемзовых обломков темноокрашенным пылевидным гематитом.

Теперь, прежде чем перейти к характеристике других обломочных пород, посмотрим, достаточно ли правомерно мы поступаем, относим описанные образования к игнимбритам. Может быть, следовало поступать более осторожно и называть их «игнимбритоподобными породами»?

Действительно, для описанных нами пород характерны некоторые особенности, как будто бы отличающие их от настоящих игнимбритов. Рассмотрим эти особенности.

1. Небольшой объем отложений, составляющий обычно несколько кубических километров. Отложения классических игнимбритов характеризуются объемами в несколько тысяч кубических километров (Смит, 1963). В то же время во многих местах земного шара известны игнимбриты, связанные с вулканами центрального типа, объемы отложений которых не превышают, как и у нас, нескольких кубических километров (Weyl, 1954; Aramaki, 1957; Rutten, 1959). Кроме того, и среди описанных нами игнимбритов имеются такие, которые, возможно, сформировались в результате трещинных извержений и характеризуются объемами в 100 км³ и более (Ащебутакский район, район междуречья рек Каква и Лобва). При этом они ничем, кроме развития краснокаменных изменений, не отличаются от остальных игнимбритов, распространенных в рудных полях на Южном Урале.

2. Наличие в породах, наравне с пемзокластическим и пепловым материалом, комков неvspененного лавового материала и, в связи с этим, распространение специфических комковатых текстур. Судя по имеющейся литературе, для классических игнимбритов и то, и другое как будто бы не характерно.

Автору пока не ясно, чем можно объяснить эту особенность состава наших игнимбритов, почему при извержении часть расплава вспенивается, образуя пемзу, а часть остается невспененной. Можно высказать два предположения. Первое — высокая вязкость расплава, препятствующая равномерному распределению в нем летучих компонентов. Особенно высокая вязкость может быть связана с существенно натровым характером щелочей. Второе — возможная гетерогенность расплава, обусловленная смешением в нем двух мало различающихся по составу частей (Влодавец, 1957; Стейнер, 1963).

Следует также заметить, что для этих разновидностей игнимбритовых образований часто характерна лапиллиевая и агломератовая размерность преобладающей части материала и они, скорее, чем все другие разновидности, могут описываться как сваренные пемзо-лавокластические лапиллиевые или агломератовые туфы.

В целом присутствие лавового компонента не является признаком, не совместимым с представлениями об игнимбритах, а скорее, наоборот, дополняет эти представления. К тому же в ассоциации с комковатыми игнимбритами повсеместно наблюдаются все остальные, обычные для классических игнимбритов, разновидности этих пород.

3. Зеленокаменный характер поствулканических изменений, которые иногда расцениваются как свидетельство подводного образования этих пород. Признаки мелководности, установленные в отложениях промежуточных пачек (Грешнер, Чувашов, Богданова, 1970), залегающих на игнимбритах без сколько-нибудь существенного перерыва, позволяют предполагать, что игнимбриты были отложены в субаэральной обстановке островных вулканов, но вскоре после этого опущены ниже уровня окружающего моря и залиты им¹. Причиной такого опускания было, скорее всего, формирование кальдерных депрессий над вулканическими очагами, в значительной степени опустошенными в результате извержения больших объемов кислых расплавов.

Таким образом, некоторые специфические черты, свойственные описанным нами породам, не противоречат отнесению их к игнимбритам. Во всем остальном, как это можно было видеть из описания и иллюстраций, игнимбриты колчеданных рудных полей Урала не отличаются от настоящих игнимбритов.

Туфы пемзовых потоков образуют самостоятельные отложения в промежуточной пачке в рудных полях сибайского типа, но в виде единичных потоков встречаются и среди игнимбритов рудовмещающих толщ во многих рудных полях. Хорошо вскрыты карьерами и наиболее подробно изучены нами эти отложения в промежуточных пачках Сибайского и Учалинского рудных полей. По химическому составу это породы всегда кислые и соответствуют натриевым дацитам, липарито-дацитам или липаритам (см. приложение). В Сибайском рудном поле они слагают почти весь разрез промежуточной пачки, а на Учалинском — нижнюю половину промежуточной пачки. В разрезе отложений пемзовых потоков выделяется несколько единичных потоков мощностью от 3—5 до 10—12 м, разделенных тонкими прослойками слоистых туфов (табл. XV, 1, 2). Главными ювенильными компонентами отложений пемзовых потоков являются обрывки бывшей длиноволокнистой пемзы и тонкообломочный витро-пемзокластический материал пепловой размерности. Сортировка обломочного материала по величине обломков и слоистость не наблюдаются. Величина пемзовых частиц колеблется от 2 до 10—15 мм, но встречаются единичные обрывки величиной до 30—40 мм и более (табл. XVI, 1—6; XVII, 1, 2). В отложениях пемзовых потоков промежуточной пачки Сибайского рудного поля кристаллы кварца

¹ См. примечание на стр. 52.

и плагиоклаза, как в пемзовых частицах, так и в связующей пемзовой массе, почти не встречаются, а в аналогичных отложениях Учалинского рудного поля они имеются повсеместно и нередко в количестве 10—15% и более (табл. XVI, 3; XVII, 4, 5). Такие породы следует называть уже пемзовыми кристаллотуфами. Частицы бывшей пемзы всегда замещены хлоритом или хлоритом в смеси с серицитом, а бывшие поры заполнены кварцем и альбитом. Отложения пемзовых потоков Учалинского рудного поля, как, впрочем, и нижележащие игнимбриты, интенсивно эпидотизированы. Обломки резургентного материала в небольших количествах (1—2%) находятся повсеместно и обычно представлены вулканическими породами нижележащей рудовмещающей толщи, но в отложениях пемзовых потоков промежуточной пачки Сибайского рудного поля в больших количествах встречаются обломки колчеданной руды и минерализованных сульфидами пород (табл. XVI, 1; XVII, 1, 2; XVIII, 6). Большинство обломков руды, по-видимому, являются настоящими обломками (рудокластами), выброшенными при эксплозивном извержении вместе с материалом пирокластического (пемзового) потока (Прокин, Рудаков, 1959; Грешнер, 1970, и др.), но в связующей пемзовой массе имеются также сульфиды, отложенные метасоматически. Характерной особенностью отложений пемзовых потоков промежуточных пачек является невысокая степень сваривания ювенильного материала, хотя пластические деформации пемзовых частиц наблюдаются повсеместно (табл. XVII, 1; XVIII, 4, 5, 6). Следствием этого, а также простоты состава (практически один компонент — пемза) породы не отличаются разнообразием текстур. Наиболее распространенной текстурной разновидностью является брекчиевидная, характеризующаяся беспорядочным расположением и ориентировкой различных по величине пемзовых обломков (табл. XVI, 1, 2, 5, 6). В разновидностях, характеризующихся заметным свариванием, наряду с брекчиевидными появляются эвтакситовые текстуры (табл. XVI, 3, 4; табл. XVII, 1).

Ювенильный характер пемзового материала, отсутствие сортировки и слоистости, пластические деформации, указывающие на высокие температуры материала в момент отложения, залегание в виде пластов и ряд других признаков, достаточно однозначно свидетельствуют о том, что описанные пемзовые туфы были отложены в виде раскаленных пирокластических потоков, а не в результате оседания в водной или воздушной среде предварительно выброшенного в воздух материала. В последнем случае частицы материала попадали бы в отложения уже достаточно охлажденными и не могли бы испытывать пластические деформации и, кроме того, в отложениях наблюдались бы сортировка материала и слоистость.

Слоистые пемзовые туфы встречаются во многих рудных полях, но лучше всего они вскрыты и представлены в отложениях промежуточных пачек рудных полей сибайского типа. Здесь они в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м залегают между отложениями пемзовых потоков (табл. XV, 1). В Учалинском рудном поле слоистые пемзовые туфы с хорошо выраженной ритмичностью слагают, кроме того, самостоятельную пачку мощностью около 5—6 м на границе отложений пемзовых потоков и залегающих выше пемзовых и шлаковых туфов (табл. XV, 2). Маломощные прослойки пемзовых туфов между отложениями пемзовых потоков часто характеризуются несовершенством сортировки, преобладанием материала пемзовой размерности (табл. XX, 1, 2) и, по-видимому, представляют собой отложения сопутствующих раскаленным пемзовым потокам пемзовых туч или суспензионных потоков взвешенного в воде материала, если раскаленные пемзовые потоки извергались в условиях неглубокого кальдерного озера или прибрежного моря (Mutti, 1965; Грешнер, 1974). Слоистые пемзовые, а также кристалло-пемзокластические и лито-пемзокластические

туфы часто встречаются между потоками игнимбритов в рудовмещающих толщах различных колчеданных рудных полей (табл. XX, 3; XL, 1; XLI, 4; XLII, 3; XLVII, 6; XLIX, 3).

Слоистые шлаковые и пепловые туфы слагают верхнюю половину отложений промежуточной пачки в рудном поле Учалинского месторождения, широко распространены среди аналогичных отложений Гайского рудного поля и встречаются среди диабазов и спилитов подрудной толщи в рудных полях верхнеуральского типа (табл. XL, 7; XLI, 2, 5, 6). В Учалинском рудном поле слоистые пепловые и шлаковые туфы базальтового состава, как и все остальные отложения промежуточной пачки, вскрыты уступами юго-западного борта карьера (табл. XV, 2). Мощность пепловых и шлаковых туфов, вместе с переслаивающимися с ними прослойками песчаников, алевролитов и аргиллитов (табл. XXI, 5; XXIII, 1, 2), составляет около 30 м. Сортировка частиц по величине довольно совершенная, слоистость отчетливая, нередко ритмичная (табл. XXI, 1; XXII, 1 и др.). Пепловые туфы состоят на 60—90% из серповидных, рогульчатых и оскольчатых частичек вулканического пепла величиной 0,5—1,5 мм и мелких частичек пузыристого вулканического шлака пепловой размерности (табл. XXI, 2, 3). В шлаковых туфах преобладают частички вулканического шлака гравийной и псаммитовой размерности (табл. XXII, 3). Стекловатый каркас шлаковых частичек и пепла замещен хлоритом и кварцем. В промежутках между частицами пепла и шлака наблюдается тонкозернистый агрегат вторичных минералов (хлорита, карбоната, эпидота, кварца, актинолита), выполняющий роль связующей массы пород. В массе шлаковых и пепловых туфов довольно часто встречаются прослойки тех же туфов и отдельные частички шлака, окрашенные в бурые и коричневые цвета, а также прослойки вишневых и розовых туфогенных песчаников и алевролитов. И то и другое, по-видимому, следует рассматривать как проявление изменений краснокаменного типа, свидетельствующее о мелководных условиях формирования отложений. На мелководную обстановку формирования отложений промежуточной пачки указывают и найденные автором в ритмично-слоистых алевролитах и туфопесчаниках из разных частей промежуточной пачки многочисленные остатки жизнедеятельности синезеленых донных водорослей (табл. XXI, 5; XXIII, 1—5; XXIV, 1—5), а также знаки волновой ряби (табл. XXII, 4, 5). Здесь же нами найдены несколько раковин фораминифер, среди которых Б. И. Чувашовым определены: *Rectocornuspira siratchoja* Вук., *Cornuspira jubrae* (Zip. et pron.), *Tikhinella measpis* Вук. (табл. XXIV, 6, 7, 8), *Cangeila multicamerata* Reitl., *Nanicella* sp. Состав фораминифер, по мнению Б. И. Чувашова, надежно указывает на принадлежность отложений промежуточной пачки к нижней части верхнефранского подъяруса верхнего девона (Грешнер, Чувашов, Богданова, 1970), что резко расходится с существующими представлениями об эйфельском возрасте рудовмещающих толщ¹.

Эксплозивные брекчии известны в ряде рудных полей верхнеуральского типа (Козулин и др., 1969) и в рудном поле Бакрузякского месторождения (Грешнер, 1972). Имеются сведения о наличии этих пород в рудном поле Гайского месторождения (Бородаевская, Требухин, 1967). Еще ранее eksploзивные брекчии были выявлены и изучены сотрудниками Оренбургской рудной экспедиции МГУ в рудном поле Блявинского и Комсомольского месторождений (Бородаев и др., 1965). В некоторых рудных полях верхнеуральского типа (им. XIX Парт-

¹ Определение франского возраста фораминифер из надрудной слоистой пачки, резко отличной от рудоносных толщ, не может служить основанием для омоложения возраста последних. Прим. редактора.

съезда, Узельгинском, Озерном) эти породы пользуются особенно широким распространением и слагают крутопадающие жильные тела мощностью до 10 м и более, иногда переходящие в пологие межпластовые жилы. Мощные жилы часто сопровождаются сетью тонких прожилков, заполняющих трещины и внедряющихся вдоль плоскостей наслоения в слоистых породах (табл. XLIII, 2, 3, 5; XLIV, 1). Большая часть обломков в взрывных брекчиях характеризуется размерами от 2 до 30 мм, но часто встречаются более крупные обломки и даже глыбы до 0,5 м в сечении. Сортировка обломочного материала по гранулометрическому составу и слоистость не наблюдаются. Состав обломков довольно разнообразен, в них встречаются практически все породы рудовмещающей и подрудной толщ, обломки колчеданной руды, а также вторичные кварциты и плагиограниты (табл. XLIII, 1, 2, 6). Повсеместно встречается кристаллокластический материал, представленный главным образом обломками, реже целыми кристаллами кварца и плагиоклаза (табл. XLIV, 1, 4—6). Для обломков пород характерны округлые формы, обломки кварца чаще имеют оскольчатые формы. Связующая масса взрывных брекчий представлена криптообломочным (пылевидным) почти неполяризующим материалом.

В Бакрузякском рудном поле взрывные брекчии встречены нами в керне скв. 290 (см. рис. 8) в интервале 178—190 м. Здесь среди жильных андезито-дацитовых порфиритов наблюдается несколько сближенных жил, секущих как порфириты, так и вмещающие их игнимбиты. Обычной сортировки материала брекчий по величине обломков здесь нет, но в отдельных жилках иногда наблюдается специфическая струйчатая полосчатость, по-видимому, возникшая в результате некоторой сортировки материала в процессе его перемещения по трещине (табл. XXXVI, 1). Большая часть обломков в взрывных брекчиях представлена фракцией 0,2—2 мм, около 20% — обломками величиной от 2 до 5 мм, 10—15% — более крупными обломками. В составе обломочного материала преобладают обломки окремненных кварцевых альбитофиров, вторичных кварцитов, серицит-кварцевых пород, обломки кристаллов кварца и плагиоклаза (табл. XXXVI, 1, 4, 5). Встречаются также единичные обломки игнимбитов, диабазов и каких-то нацело замещенных кальцитом пород, а также отторженцы андезито-дацитовых порфиритов (см. табл. XXXVI, 1).

В целом для взрывных брекчий различных рудных полей характерны следующие важные особенности, позволяющие рассматривать их как самостоятельную группу обломочных пород субвулканического происхождения: а) жильные, большей частью секущие формы залегания; б) отсутствие среди обломков ювенильного материала; в) постоянное наличие обломков метаморфических пород (вторичных кварцитов и др.), поднятых с более глубоких горизонтов разреза; г) специфический криптообломочный характер связующей массы. Состав обломков позволяет предполагать, что взрывные явления, с которыми связано образование и внедрение взрывных брекчий, происходили на глубинах не более 1,5—2,5 км.

Туфолавы. Эти породы не относятся, если подходить строго, к обломочным породам, но существенно отличаются и от обычных лавовых образований, так как местами, вследствие частичной дезинтеграции, обладают обломочным строением. Туфолавы достоверно известны лишь в нескольких местах, но причиной такого положения является, скорее всего, не малая распространенность этих пород, а недостаточное знакомство с ними и отсутствие в палеовулканологической литературе четкого определения самого термина «туфолава». Мы надеемся, что сформулированное выше, в главе второй, определение этого термина, а также помещенные в иллюстративной части несколько фотографий вместе с кратким описанием пород, дадут толчок к дальнейшему изучению этих пород. Образцы

пород, фотографии и микрофотографии которых помещены в табл. L, отобраны из интервала 70—92 м скв. 52, пробуренной в районе Западно-Ащebutакского месторождения. Выше их залегают пемзокластические игнимбриты, а ниже, до глубины 216 м, прослеживаются те же, что и в предыдущем интервале, но более однородные флюидалные лавы. По химическому составу породы соответствуют натровым липаритам (см. приложение) и могут быть определены как базокварцевые альбитофиры. Породы характеризуются следующими особенностями, которые и позволяют рассматривать их как туфолавовые образования:

а) ярко выраженная флюидалная текстура с очень прихотливым рисунком;

б) чередование участков флюидалных лав с участками тех же пород, но со специфической обломочной текстурой (L, 1); переход между лавовыми и обломочными разновидностями постепенный, на долю обломочных разновидностей приходится до 20—30% всей массы пород;

в) наличие среди флюидалного лавового материала небольших (2—15 см) участков, сложенных пепловым и пемзокластическим материалом (L, 2); когда такие участки имеют линзовидную форму, они обычно ориентированы вдоль флюидалности;

г) наличие многочисленных пор и неправильных по форме пустот, выполненных агрегатом мелкозернистого вторичного кварца (L, 3—5), свидетельствующее о высокой степени насыщенности лавы летучими соединениями; очень прихотливые формы пустот (L, 3), как и рисунка флюидалности, отражают турбулентные явления в потоке лавы во время движения.

Возникновение участков обломочного строения связано, вероятно, с локальными эксплозивными выделениями летучих соединений из лавы во время движения потока.

Вулканические брекчии и агломераты базальтового состава. Эти породы широко распространены в рудных полях сибайского типа, где ими сложены мощные (до 1000 м) надрудные толщи, а также встречаются в верхних частях подрудных толщ в рудных полях верхнеуральского типа.

Лучше всего эти образования изучены нами в Сибайском рудном поле, где благодаря глубокому (более 200 м) карьеру и крутому падению пород можно наблюдать непрерывный разрез этих образований на протяжении 400—500 м (табл. XXV). Толща вулканических брекчий и агломератов грубо стратифицирована и состоит из нескольких сотен различных по мощности слоев обломочного материала. В состав вулканических брекчий и агломератов входят в основном шесть компонентов, из которых первые пять являются ювенильными:

1) обломки, куски и комки некогда пористой базальтовой лавы, величиной от 1 до 40—50 см; 50—60% этого материала характеризуется агломератовой размерностью (от 3 до 20 см);

2) обломки и комки почти нераскристаллизованного материала преимущественно лапиллиевой размерности, характеризующиеся наличием многочисленных округлых и неправильной формы пустот, выполненных вторичными минералами (хлорит, пренит, карбонат, кварц, пумпелиит), и представляющие собой бывший вулканический шлак; от лавокластического материала вулканический шлак отличается меньшей степенью раскристаллизации, значительно большим (в 1,5—2 раза) количеством пор и, в связи с этим, неровными ограничениями;

3) вулканические бомбы; большинство их имеет размеры от 5 до 20 см, но встречаются экземпляры величиной до 30—40 см;

4) обломки интенсивно хлоритизированного вулканического стекла гравийной и лапиллиевой размерности;

5) витрокластический материал пепловой размерности, выполняющий роль связующей массы брекчий и агломератов и представленный мелки-

ми частицами вулканического стекла и шлака; в большинстве случаев нацело замещен агрегатом пренита, хлорита и карбоната (XXVII, 6; XXVIII, 2);

6) обломки резургентного материала (в том числе рудного).

Распределение перечисленных компонентов в вертикальном разрезе неодинаковое. На долю лавокластического и шлакового материала в составе толщи приходится около 60%, около 20% составляет пепловый материал, 10—15% приходятся на долю вулканического стекла, остальные 5—10% — на вулканические бомбы и обломки резургентного материала.

Лавокластический материал имеется почти повсеместно, но количественная роль и формы его нахождения различны. Можно выделить три основных случая: 1. Лавокластический материал слагает самостоятельные слои мощностью от 1 до 3 м (табл. XXVI, 1). На долю других компонентов приходится не более 15—20% всей массы слоя. В ассоциации с лавокластическим материалом обычно наблюдается шлаковый или пепловый материал. Иногда связующей массы совершенно нет и порода состоит из тесно соприкасающихся комков лавы. Характерны конформные взаимоотношения, признаки пластических деформаций и сваривание комков лавы (табл. XXIX, XXX). 2. Лавокластический материал представлен кусками и обломками различных размеров, беспорядочно распределенными в массе шлака или вулканического стекла. Количество лавокластического материала в таких слоях колеблется в пределах от 15—20 до 60—70% (табл. XXVI, 2, 3; XXVII, 1, 3, 4). 3. Лавокластический материал образует тонкие невыдержанные слои в основании слоев вулканического шлака или стекла (табл. XXVI, 2; XXVII, 2). Иногда, как и в первом случае, наблюдаются конформные взаимоотношения комков лавы.

Вулканический шлак слагает самостоятельные слои либо наблюдается в тесной ассоциации с лавокластическим и пепловым материалом (табл. XXVII, 1, 3, 4, 5). В слоях, сложенных одним шлаковым материалом, часто можно наблюдать конформные взаимоотношения и сваривание пластично деформированных шлаковых обломков (табл. XXVII, 5; XXVIII, 1). Такие образования, по-видимому, могут рассматриваться как агглютинаты.

Вулканические бомбы присутствуют в небольших количествах (5—10%) на всем протяжении вертикального разреза толщи. Точная диагностика этих образований в древних консолидированных отложениях представляет собой задачу значительно более трудную, чем, например, диагностика вулканического шлака. Тем не менее наблюдения над формами произвольных сечений комков лавового материала в стенках карьера и на плоскостях искусственных срезов, изучение распределения бывших пустот и особенностей микроструктуры позволяют достаточно уверенно выделять вулканические бомбы. На принадлежность некоторой части обломков (комков) лавового материала к вулканическим бомбам указывают следующие признаки: а) специфические формы сечений, свидетельствующие о круглых, эллипсоидных, лепешкообразных или грушевидных формах обломков (табл. XXXI, 1, 2, 4; XXXII, 1—3, 5); б) закономерное распределение миндалин (бывших пор) по отношению к внешним ограничениям обломков; в) пластическая деформация обломков (табл. XXXI, 3, 4; XXXII, 1, 2, 5); г) каемки закалывания, проявляющиеся в уменьшении количества пор в самом внешнем слое толщиной менее 1 мм (табл. XXXI, 1; XXXII, 5; XXXIII, 1, 2).

Если следовать взглядам А. Н. Сирина (1968), то в качестве вулканических бомб, но специфического блокового типа, можно рассматривать значительную часть лавокластического материала, представляющего собой продукт раздробления, образующийся в перерывы между эксплозивными импульсами полужастывшей лавовой корки на поверхности жидкой

лавы в вулканическом жерле. Для таких бомб характерны блоковые формы и полосовое распределение пор (табл. XXVII, 4).

Обломки вулканического стекла образуют обычно самостоятельные слои мощностью до 1 м (табл. XXVI, 3). В таких слоях часто можно наблюдать некоторую сортировку материала по величине обломков и несовершенную слоистость. Формы обломков угловатые, остроугольные или оскольчатые, окраска черная, вследствие интенсивного замещения хлоритом (табл. XXVII, 6).

Резургентный материал представлен главным образом обломками различных пород, слагающих рудовмещающую и подрудную толщи, но количественно среди него резко преобладают обломки колчеданной руды и кварцевых альбитофиров. Форма обломков округлая, величина от нескольких миллиметров до 40—50 см. Количество обломков резургентного материала у основания толщи составляет около 10%, но вверх по разрезу быстро уменьшается и на расстоянии 100—150 м от лежащего бока не превышает 1—2%.

Какой-либо закономерности в количественном распределении ювенильного материала в вертикальном разрезе толщи установить не удается. Можно лишь отметить, что конформные текстуры, пластические деформации и сваривание лавокластического и шлакового материала характерны в большей степени для средней части разреза толщи. Грушевидные, круглые и эллипсоидные бомбы встречаются чаще в верхней половине разреза.

Для пород толщи характерен зеленокаменный облик, связанный с интенсивным развитием хлорита, а местами и эпидота. Тем не менее среди шлаковых и лавокластических агломератов мы нередко наблюдаем куски и комки лавы и шлака, окрашенные целиком или по периферии в коричнево-бурые тона (табл. XXVIII, 1, 2, 5; XXIX, 2). Следствием изменений краснокаменного типа является, по-видимому, также вишневая и бурая окраски вулканических бомб блокового типа, встречающихся местами в верхней половине разреза толщи.

Примечательной особенностью толщи вулканических брекчий и агломератов является то, что в ее составе почти нет нормально-осадочного материала, а также следов окатывания и переотложения пирокластике. На более чем 400-метровом интервале разреза нам удалось обнаружить всего 2—3 выклинивающихся маломощных (10—15 см) прослоя слабо окатанного туфопесчаника. Это обстоятельство, а также ювенильный характер большей части материала вулканических брекчий и агломератов позволяют предполагать, что формирование толщи определялось пульсационным характером эксплозивной деятельности вулкана, а не законами осадкообразования, хотя отложение всего или значительной части материала происходило в водной среде. Об этом свидетельствуют зеленокаменный облик пород, небольшое, в целом, количество вулканических бомб (не считая блоковых), отсутствие бомб крученого типа, характерных для современных субаэральных вулканов. С другой стороны, обилие вулканического шлака, признаки краснокаменных изменений, наблюдающиеся местами сваривание лавокластического и шлакового материала, позволяют предполагать, что кратер вулкана располагался на небольшой (первые десятки метров) глубине от поверхности моря, а временами возвышался над нею.

Интересные шлаковые образования вскрыты буровыми скважинами в подрудной толще Узельгинского рудного поля. В керне скв. 2337 непосредственно под игнимбритами (табл. XXXVII, 9) в интервале 460—520 м наблюдаются светло-серые и серые шлаковые туфы андезито-базальтового состава гравийной и лапиллиевой размерности (табл. XL, 2; XL, 1). Сортировка и слоистость в породах не отмечается, местами можно наблюдать признаки пластической деформации и сваривания материала. В основании шлаковых отложений (500—520 м) в них имеется большое

количество (до 20—30%) резургентных обломков миндалекаменных порфиритов. Ниже шлаковых отложений скважиной вскрыты лавы миндалекаменных порфиритов. Наблюдающиеся в шлаковых туфах признаки пластических деформаций и сваривания, а также отсутствие зеленокаменных изменений позволяют считать, что уже во время формирования верхних частей подрудной толщи вулканизм происходил в условиях мелководной и субаэральной обстановки.

В другом месте рудного поля, также непосредственно под игнимбритами рудовмещающей толщи, скв. 2641, вскрыты интенсивно хлоритизированные шлаковые туфы гравийной, лапиллиевой и агломератовой размерности мощностью около 70 м. Характерной особенностью этих пород является повсеместное нахождение пирита, цементирующего обломки шлака и заполняющего поры в шлаковых обломках (XL, 3). Последнее можно рассматривать, как свидетельство очень раннего отложения пирита, тесной временной связи данной пиритовой минерализации с вулканическими извержениями базальтовых лав, слагающих подрудную толщу.

Прежде чем закончить главу, остановимся кратко еще на двух, интересных для понимания происхождения колчеданных месторождений, разновидностях обломочных, но не вулканических пород.

Сульфидные песчаники были впервые обнаружены И. В. Ленных висячем боку рудовмещающей толщи на Сибайском месторождении. Тогда же им было высказано предположение, что сульфиды в песчаниках не являются метасоматическими образованиями, а были отложены из поступающих на дно морского бассейна вулканических гидротермальных растворов (Ленных, 1959). В 1970 г. слоистые песчаники кислого состава с прослоями сульфидного материала были найдены Е. И. Богдановой в основании отложений промежуточной пачки в рудном поле Учалинского месторождения (табл. XXII, 2). Особенности распределения зерен пирита позволили Е. И. Богдановой (1971) предположить, что сульфидные прослойки в песчаниках были отложены в результате частичного размыва нижележащих залежей колчеданных руд. Позднее автору удалось обнаружить слоистые сульфидные песчаники в основании надрудной толщи на месторождении им. XIX Партсъезда (Грешнер, Чувазов, 1974). Тонкие (10—40 см) выклинивающиеся прослойки и линзочки сульфидных песчаников встречены здесь в уступах северо-восточного борта карьера (XL, 5, 6). Песчаники сложены плохо окатанными обломочками вулканических пород кислого состава алевритовой и псаммитовой размерности, обломочками кварца и плагиоклаза. Сульфидный материал выполняет в них роль связующей массы и представлен главным образом пиритом (табл. XLII, 2). Халькопирит и сфалерит встречаются редко, и количество их не превышает 3—5%. Общее количество сульфидов в песчаниках колеблется от 20 до 60—70%. Подобные сульфидные песчаники, как и песчаники, обнаруженные И. В. Ленных на Сибайском месторождении, видимо, представляют собой примеры вулканогенно-осадочного отложения руд, происходящего в заключительные стадии рудообразования после формирования основных колчеданных залежей.

Известняковые брекчии, залегающие в виде линз и прослоев, мощностью до нескольких метров, встречаются в рудном поле им. XIX Партсъезда примерно на том же стратиграфическом уровне и в той же геологической позиции, что и кратко описанные выше сульфидные песчаники. В состав брекчий входят почти неокатанные угловатые обломки и глыбы органогенных известняков, различных вулканических пород кислого состава, обломки и глыбы массивных колчеданных руд (табл. XL, 4). Связующей массой брекчий является мелкообломочный материал того же состава. По условиям залегания, составу и текстурным особенностям породы представляют собой обычные осадочные брекчии, образующиеся в результате локального размыва подстилающих отложений (Иванов, Рокачев, 1966; Грешнер, Чувазов, 1974). Наличие обломков колчеданной

руды в таких брекчиях является важным аргументом в пользу представлений о сингенетичности вулканизма и колчеданного оруденения, так как показывает, что колчеданные рудные залежи были сформированы еще до того, как началось отложение пород всяческого бока.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ДРУГИХ РАЙОНОВ

(Мугоджары, Северный Урал, Рудный Алтай)

Еще в рекогносцировочный период исследований автору удалось осмотреть выходы вулканических пород кислого состава почти на всем 2000-километровом протяжении Главной вулканогенной зоны Урала от Мугоджар до Северного Урала включительно. В дальнейшем мы имели возможность познакомиться с вмещающими рудные залежи вулканическими породами кислого состава на Николаевском и Лениногорском месторождениях Рудного Алтая. Все эти исследования, в отличие от проводившихся нами на Южном Урале, не были систематическими, ограничивались изучением обломочных пород кислого состава и заключались в знакомстве с естественными обнажениями, с керном относительно небольшого числа буровых скважин и наблюдениями в карьерах и шахтах. Исключение составляют лишь Западные Мугоджары, где автор ранее занимался поисками и разведками медных месторождений.

Западные Мугоджары представляют собой южное окончание Главной вулканогенной зоны Урала.

В этом районе нами установлено несколько участков распространения кислых вулканитов, где наряду с субвулканическими встречаются и пирокластические разновидности этих пород (Грешнер, 1963). Наиболее изученный из них располагается вдоль восточного склона самой южной части Главного Мугоджарского хребта, где на протяжении 35—40 км к югу от станции Берчогур наблюдается прерывистая цепочка выходов вулканических пород кислого состава среди миндалекаменных порфиритов и спилитов. Форма выходов неправильная, большей частью они образуют несколько вытянутые тела площадью 0,2—0,6 км², сложенные массивными или флюидалными кварцевыми или базокварцевыми альбитофирами. Пирокластические породы достоверно известны только в пределах Джиладинского месторождения и в нескольких местах к югу от него. На Джиладинском месторождении пирокластические породы кислого состава слагают довольно мощную (до 250 м в отдельных разрезах) залежь пластового типа, прослеженную бурением на протяжении более 1 км по простиранию, но довольно быстро выклинивающуюся в пиротном направлении, где ее протяженность, видимо, не превышает 0,5 км. Выше кислых вулканитов располагаются миндалекаменные порфириты и спилиты, а в лежащем боку — сильно хлоритизированные спилиты, ниже которых скважинами снова вскрыты неоднородные вулканические породы кислого состава. Колчеданное оруденение на месторождении представлено несколькими линзовидными телами сплошных и прожилково-вкрапленных медистых и медно-цинковых руд, располагающимися в кислых пирокластах или в зоне контакта последних с вулканитами основного состава.

Большая часть пирокластических пород характеризуется пестрыми окрасками зеленовато-серых цветов и неоднородными пятнистыми, линзовидно-полосчатыми, эвтакситовыми и брекчиевидными текстурами (табл. LI, 1, 2, 3). В керне буровых скважин часто наблюдаются постепенные переходы между перечисленными текстурными разновидностями, например, от ясно обломочной, брекчиевидной (табл. LI, 1) через пятнистую к эвтакситовой (табл. LI, 2) и почти массивным лавоподобным разностям. Пестрая окраска пород обусловлена присутствием в них двух различно окрашенных составных частей: светло-серой или белой и зеле-

ной или темно-зеленой. Вопросом происхождения этих пород автору пришлось заниматься неоднократно еще в период работы в Мугуджарах.

В 1958 г., когда нас впервые заинтересовали эти породы, удалось лишь констатировать, что в пределах светлоокрашенных участков, обычно сильно окварцованных и серицитизированных, наблюдаются местами фельзитовые или сферолитовые структуры кварцевых альбитофиров, а зеленые участки сложены хлоритом с примесью серицита и кварца.

В 1962—1963 гг., в связи с проведением детальной геологической съемки рудного поля, представилась возможность более подробно изучить эти породы. В результате изготовления и просмотра большого количества пришлифованных образцов и шлифов удалось выяснить, что темные включения представляют собой замещенные хлоритом и, частично, серицитом обломки вулканического стекла кислого состава. На это указывали вкрапленники кварца, микросферолитовые структуры, реликты перлитовой микроотдельности. Породы в целом были определены нами как своеобразные лито-витрокластические туфы кислого состава.

Позднее, в 1964 г., уже занимаясь вопросами размещения вулканических пород кислого состава в Главной вулканогенной зоне Урала, нам удалось установить, что аналогичные кислым вулканитам Джиландинского месторождения обломочные породы распространены во многих колчеданных рудных полях Урала и представляют собой игнимбриты и сваренные туфы.

В пределах Джиландинского рудного поля встречаются главным образом витро-пемзокластические (табл. LI, 1, 2, 4, 6, 7) и лево-пемзокластические (табл. LI, 3) игнимбриты. Наблюдавшаяся здесь местами вертикальная текстурная зональность позволяет выделять в разрезе толщи кислых пирокластических пород от двух до четырех единичных потоков игнимбритов, мощностью от 30 до 60 м.

Северный Урал. В этой части Урала мы осмотрели выходы вулканических пород кислого состава в районе среднего течения р. Северная Тошемка и в нескольких местах в междуречье рек Каквы и Лобвы.

Река Северная Тошемка протекает в труднодоступной таежной части Северного Урала. Площадь распространения вулканических пород кислого состава достигает здесь, по данным В. И. Лагутенко и М. Ф. Заболотской, 13—15 км². В прерывистых береговых обнажениях на протяжении 3—4 км здесь примерно в равной степени распространены жильные, субвулканические и обломочные вулканические породы состава кварцевых альбитофиров (липариты и липарито-дациты натрового типа, см. приложение). Все породы характеризуются зеленокаменным обликом, окрашены в светло-зеленые и зеленовато-серые цвета. В коллекции собранных здесь образцов обломочных пород впоследствии нами были определены пемзокластические игнимбриты брекчиевой и эвтакситовой текстуры (табл. LII, 1—5). В одном из береговых обнажений были также встречены слоистые пемзовые туфы, мощностью около 30 см, залегающие на пемзокластических игнимбритах. Залегание кислых пород на участке, по данным В. И. Лагутенко и М. Ф. Заболотской, моноклинальное с падением к востоку под углами 40—60°, мощность обломочных кислых пород может быть оценена в 300—400 м. Западнее, стратиграфически ниже кислых пород, распространены диабазовые порфириты, а восточнее — спилиты и вулканические брекчии спилитового состава. Локальный характер распространения вулканических пород кислого состава, нахождение в них игнимбритов и пемзовых туфов, позволяет рассматривать участок распространения этих пород как остатки древнего вулканического сооружения центрального типа.

В междуречье рек Каквы и Лобвы игнимбриты и сваренные пемзовые туфы наблюдались нами в скальных береговых обнажениях у дер. Башеневка по р. Каква и в керне нескольких буровых скважин, пробу-

ренных на колчеданном рудопроявлении Галка и Валенторском месторождении (ЛП, 6, 7). В обнажениях по правому берегу р. Каква непосредственно выше моста на протяжении 150—200 м прослеживаются базокварцевые альбитофиры и обломочные породы аналогичного состава. Обломочные породы зеленовато-серые с желтоватым оттенком, очень неоднородные. Светло-серая связующая масса с плохо различимым обломочным строением содержит обломки окремненных базокварцевых альбитофиринов и зеленые включения. Для первых характерны угловатые или округлые формы и отчетливые ограничения. Включения зеленого (темно-зеленого, светло-зеленого, желтовато-зеленого) цвета характеризуются неправильными, нередко «рваными» формами и расплывчатыми границами. Иногда границы не видны совсем и обломочный характер породы угадывается лишь по различно ориентированной полосчатости, часто наблюдающейся в зеленых включениях. Количество включений этого типа различно: иногда они единичны, в других случаях составляют до 70% породы. Величина включений от 3—4 мм до 8—10 см. Никакой сортировки по размерам включений или слоистости в обнажениях не наблюдается. В то же время местами в породах отмечается переход беспорядочной брекчиевой текстуры в псевдофлюидальную.

Последующее макро- и микроскопическое изучение пород показало, что они состоят из плотно сваренных обломков и обрывков волокнистой пемзы, вулканического стекла и кусков флюидальной лавы, кристаллов и мелкообломочного пеплового материала и, таким образом, представляют собой *игнимбритовые образования*.

В описываемых обнажениях наблюдается переслаивание игнимбритов и базокварцевых альбитофиринов, причем те и другие находятся в примерно равных количествах, образуя чередующиеся потоки мощностью 10—30 м. Падение потоков северо-западное, угол падения около 40°.

По данным Ю. С. Каретина, проводившего на этой территории крупномасштабные геолого-съёмочные работы, игнимбриты и сваренные пемзовые туфы распространены здесь весьма широко и выполняют несколько крупных депрессий кальдерного типа (Каретин, 1967, 1969). Мощность игнимбритовых и пемзовых отложений составляет нередко 200 м и более, а суммарная площадь их распространения может быть оценена в 150—200 км². Породы претерпели зеленокаменный метаморфизм, но в них почти повсеместно встречаются признаки краснокаменных изменений. Площадной характер распространения игнимбритов и пемзовых туфов, краснокаменные изменения, а также наличие в районе небольших интрузивных тел плагиогранитов — все это позволяет думать, что данная территория, как и район Ащевутака на Южном Урале, в период вулканической деятельности, в силуре, представляла собой приподнятый над уровнем моря участок, а вулканические извержения были трещинными, происходили на значительных площадях и в субаэральной обстановке (Грешнер, 1974).

Игнимбриты и пемзовые туфы наблюдались автором также в шахтных отвалах и коренных обнажениях на окраине поселка месторождения Левиха XIII, на Среднем Урале, в керне буровых скважин на Ново-Семёновском и Майском золото-колчеданных месторождениях в Баймакском районе, в рудном поле Блявинского и Комсомольского месторождений на Южном Урале, наконец, в окрестностях небольших колчеданных месторождений Кналы-Куль и Кара-Кум в Прииргизской зоне Мугуджар.

Лениногорское рудное поле. В августе 1971 г. автор имел возможность ознакомиться с графическими материалами по Лениногорскому рудному полю, с прекрасной подобранными коллекциями образцов горных пород, а также осмотреть вулканические породы, вскрытые Андреевским карьером. При осмотре карьера были отобраны несколько образцов пород из рудовмещающей крюковской свиты и из отложений, подстилающих верхнюю залежь кварцевых альбитофиринов.

Уступами Андреевского карьера вскрыты (сверху вниз) отложения сокольной, ильинской и значительной части крюковской свиты. Крюковская свита в карьере представлена в основном микрокварцитами и метаморфизованными обломочными вулканическими породами кислого состава, объединяемыми на картах и разрезах под общим названием кварцсерицит-хлоритовых пород. Последние слагают довольно выдержанный в пределах рудного поля, хотя и с меняющимися мощностями горизонт, выделяемый на разрезах и картах как «толща № 13». По величине обломочного материала и другим текстурным особенностям породы толща довольно разнообразны. Большинство их характеризуется пестрой окраской, обусловленной присутствием более темных (зеленых, желто-зеленых, черно-зеленых) включений на фоне обычно светлой связующей массы. Встречаются породы с включениями величиной до 10—15 см и породы, где включения по величине не превышают 1—2 мм. Последние макроскопически кажутся довольно однородными, почти массивными, и нередко рассматриваются как лавовые или субвулканические образования. Форма включений обычно неправильная, остроугольная, клиновидная, ограничения часто неровные, характерны расщепления на концах (LIII, 1). Породы с такими включениями Б. Л. Чепрасов довольно остроумно и образно называл лохмотолитами. Распространены также породы с округлыми включениями, имеющими расплывчатые границы. Между текстурными разновидностями иногда наблюдаются постепенные переходы. Слоистость и сортированность материала по величине обломков не наблюдаются. По вопросу о первичной природе этих пород существуют различные взгляды. Б. Л. Чепрасов, Г. Н. Щерба (1957), а также многие рудничные геологи рассматривают их как вулканические, в основном пирокластические образования, выделяя среди них туфы, туфобрекчии, туфоагломераты и т. п. Согласно же взглядам В. В. Попова (1968, 1973) и некоторых других исследователей, все эти породы представляют собой тектонические или тектонометасоматические образования.

Внимательное изучение темных включений даже невооруженным глазом позволяет заметить, что для большинства из них характерна тонкополосчатая (тонковолокнистая) микротекстура и что именно она является причиной наблюдающегося на концах расщепления. При изучении с помощью бинокулярного микроскопа (МБС-1) шлифованных образцов можно наблюдать, что включения обладают не просто полосчатой, а тонковолокнистой микротекстурой (табл. LIII, 2) и представляют собой обрывки бывшей тонковолокнистой (трубчатой) пемзы. Изучение прозрачных шлифов показывает, что светлоокрашенный материал связующей массы пород также состоит из мелкообломочного пемзокластического материала (табл. LIII, 3). Отсутствие следов окатанности пемзовых частиц, слоистости и сортировки в отложениях, ювенильный характер обломочного материала, наблюдающиеся признаки пластических деформаций и сваривания — все эти особенности позволяют рассматривать толщу 13 как отложение раскаленного пирокластического (пемзового) потока, а слагающие ее конкретные породы, туфы пемзового потока, — как сваренные пемзокластические туфы различной (от пепловой до агломератовой) размерности. По геологическим особенностям и способу отложения толща 13, по-видимому, вполне аналогична «великому песчаному потоку» Долины Десяти Тысяч Дымов на Аляске (Fenner, 1920; Bordet et al., 1963) и вообще отложениям игнимбритового типа¹.

Пемзовая пирокластика наблюдалась нами и при осмотре верхних уступов карьера. Здесь, в основании верхней залежи кварцевых альбитофинов, залегают отчетливо слоистые, местами с тонкой ритмичной слоис-

¹ Почти исчерпывающий обзор проблемы игнимбритов и литературы по ней приведены в недавно вышедшем из печати двухтомнике «Основы палеовулканологии» И. В. Лучицкого («Наука», М., 1971).

тостью обломочные породы псаммитовой, гравийной и лапиллиевой размерности, в которых обломочки хлоритизированной темно-зеленой тонковолокнистой пемзы являются существенной составной частью (табл. LIII, 4, 5, 6). Количество пемзового материала в различных слоях колеблется от 10 до 80%. Наравне с пемзовыми обломками в породах наблюдается тонкий лепловый материал и окатанные обломочки различных вулканических пород, а также кристаллы и обломки кристаллов кварца и полевого шпата. Сколь-нибудь заметной окатанности в пемзовых обломках не наблюдается, что позволяет рассматривать их, а также пепел и кристаллокластический материал, как материал ювенильный, не подвергшийся переотложению. Встречаются также прослойки явно переотложенного материала, но в них преобладают окатанные обломки различных пород. В целом для пород характерен зеленокаменный облик, но наряду с этим в них постоянно наблюдаются выделения тонкораспыленного кристаллического гематита, что может рассматриваться как указание на мелководную богатую кислородом обстановку, в которой происходило отложение обломочного материала.

Николаевское рудное поле. Николаевское месторождение является одним из наиболее крупных колчеданно-полиметаллических месторождений на Рудном Алтае. Рудные залежи распространены в пределах снегиревской свиты верхнего девона, сложенной на 60—80% обломочными вулканическими породами кислого состава. В самой верхней части свиты развиты осадочные породы (туфопесчаники, аргиллиты и алевролиты) и порфириты андезито-базальтового состава, слагающие висячий бок основной рудной залежи (Наумов, 1971). За время пребывания на месторождении мы осмотрели карьер и керн нескольких буровых скважин, в том числе глубокой структурной скв. 413.

Из керна скв. 413 было отобрано около десятка образцов с интервала 867—915 м, представляющего, как это можно было установить при общем просмотре всего керна, один из нескольких пересеченных скважиной потоков игнимбритов. Весь этот интервал, мощность которого составляет около 50 м, представлен петрографически однотипными пестроокрашенными в различные оттенки зеленого цвета вулканическими породами кислого состава. Характерной особенностью слагающих данный интервал пород являются постепенная смена в направлении сверху вниз пород явно обломочной текстуры почти массивными лавоподобными породами. В самой верхней части интервала породы имеют брекчиевидную-такситовую текстуру, обусловленную присутствием многочисленных включений темно-зеленого материала, имеющих неправильные формы с остроугольными или рваными, но всегда резкими ограничениями (табл. LIV, 1, 2). Светлоокрашенная связующая масса содержит мелкие обломочки аналогичного материала. И в крупных, и в мелких включениях обычно можно даже невооруженным глазом наблюдать тонкополосчатое (волокнистое) строение и расщепление на концах. Специфические формы включений, волокнистая микротекстура и интенсивное замещение хлоритом (в смеси с серицитом) указывают на то, что это обломки (вернее обрывки) бывшей вулканической пемзы. В средней части интервала брекчиевая текстура пород различается, но в целом они выглядят более монолитными. Границы между пемзовыми включениями и связующей массой становятся расплывчатыми, а сами включения окрашены менее интенсивно, чем в верхней части интервала (табл. LIV, 3, 4). Беспорядочная ориентировка включений с глубиной переходит во взаимно-параллельную, форма становится уплощенной, границы между включениями и остальной массой породы — расплывчатыми или не различаются совсем. В самой нижней части интервала, соответствующей нижним частям потока, реликты обломочного строения макроскопически не различаются и по внешнему виду породы почти ничем не отличаются от флюидального кварцевого альбитофира эффузивной или субвулканической фаций (табл. LIV, 5).

Элементы описанной текстурной зональности можно наблюдать и при микроскопическом изучении прозрачных шлифов. При этом наблюдаются не только постепенное изменение форм и микротекстур мелких частиц пемзового материала, но меняется также характер взаимоотношений пемзовых частиц с пепловой связующей массой. В прозрачных шлифах из верхней части интервала видно, что темно-зеленые полосы в пемзовых обломках представляют собой замещенный хлоритом бывший стекловатый каркас пемзы, а светлые полосы представлены тонкозернистым агрегатом кварца и альбита, заполнившим бывшие трубчатые поры (табл. LV, 1—5). Можно также наблюдать, что с уплотнением породы возрастает степень раскристаллизации бывшего стекловатого материала, и именно поэтому хлорит, замещавший в верхней части интервала пемзовые включения, в образцах из более глубоких частей уступает место кварцу и серициту (табл. LV, 5). В плотных раскристаллизованных участках породы часто наблюдаются реликты микроперлитовой отдельности в виде мелких концентрических трещин, указывающие на то, что первоначально эти участки состояли из стекловатого материала.

Мелкообломочная связующая масса пород состоит из обрывочков волокнистой пемзы и тонкого пеплового материала, среди которого можно наблюдать характерные рогульчатые и черепитчатые частички бывшего вулканического стекла. Пепловый и пемзовый материал связующей массы почти нацело замещен кварцем, альбитом и серицитом. Как в связующей массе, так и в пемзовых включениях наблюдаются вкрапленники кварца и полевого шпата. Вкрапленники кварца обычно представлены обломками и осколками кристаллов, а целые кристаллы встречаются только в пемзовых включениях. Величина кристаллов кварца 0,5—1 мм, редко они достигают 1,5—2 мм в поперечнике. Вкрапленники полевого шпата представлены альбитом, редко встречается более основной плагиоклаз. Форма зерен таблитчатая, величина по длинной оси 0,5—1,5 мм. Общее количество кристаллокластического материала не превышает 2—3%. Состав, внешний облик и количество кристаллокластического материала на всем протяжении интервала остаются без изменений. Для описанного потока пемзокластических игнимбритов характерно почти полное отсутствие обломков резургентного материала.

По химическому составу породы отвечают натриевым липаритам (см. приложение). Несколько повышенное содержание калия (1,72%) в пробе из верхней части потока обязано наличию небольших количеств гидрослюда (гидросерицита). В породах описанного интервала и в других частях керна часто наблюдаются включения пемзы, окрашенные в коричневые и бурые цвета. Особенно привлекает внимание обилие яркоокрашенных в желтые и оранжевые цвета пород при осмотре карьера, которым во время нашего посещения были вскрыты лишь самые верхние части разреза рудовмещающей толщи.

Глава четвертая

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД КОЛЧЕДАНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ УРАЛА

Диагностика разнообразных продуктов древнего вулканизма — это, пожалуй, наиболее трудная задача, с которой сталкивается палеовулканолог, пытающийся не только составить карту той или иной площади, но представить себе основные черты вулканических извержений прошлого и физико-географических обстановок, в которых эти извержения проходили. Эта трудность связана с тем, что после своего образования на протяжении сотен миллионов лет эти продукты претерпели не только литификацию, но были изменены процессами метаморфизма, а в пределах рудных полей еще и процессами околорудного метасоматоза.

Одним из необходимых условий достижения успеха при палеовулканических исследованиях является хорошее знакомство палеовулканолога с неизменными продуктами вулканической деятельности, т. е. с продуктами современных и недавних вулканических извержений. Имеются два, не исключаящих один другого, пути. Первый из них — это посещение палеовулканологами районов современного и молодого вулканизма. Второй путь — это давно назревшая необходимость создания солидного по объему Атласа неизменных продуктов вулканической деятельности.

У некоторых геологов укоренилось представление, что в результате зеленокаменного и околорудного метаморфизма вулканические породы кислого состава подвергаются, как правило, окварцеванию и серицитизации и сохраняют лейкократовый облик, а вулканические породы основного состава обычно хлоритизированы и всегда меланократовые. В соответствии с таким представлением, обломочные породы с зелеными, темно-зелеными или черного цвета включениями рассматривались, в зависимости от характера связующей массы, как лавобрекчии или туфобрекчии смешанного или основного состава. Мало помогало при этом и изучение пород в прозрачных шлифах, так как в составе включений часто устанавливался лишь микрозернистый агрегат хлорита и кварца. При этом следует иметь в виду, что в обломочных породах кислого состава, в частности в игнимбритах и пемзовых туфах, в небольшом количестве, но почти всегда встречаются резургентные обломочки вулканических пород основного состава. Хотя они и изменены, но сохраняют реликты свойственных им кристаллических структур. Нахождение под микроскопом такого обломочка с реликтовой структурой диабазы или спилита также иногда служило основанием для того, чтобы и остальные, неясные по структуре обломки рассматривать как обломки основных эффузивов. Ошибки такого рода нередки, и автор неоднократно сталкивался с ними при знакомстве с геологической документацией в геологоразведочных экспедициях и на рудниках. Одним из ярких примеров такой ошибки является случай, когда окрашенные в черный цвет и обладающие хорошо выраженной эвтакситовой текстурой витро-пемзокластические игнимбриды липаритового состава (табл. XIX) были описаны и показаны на геологических разрезах как брекчии спилитов. Микроскопическое изучение большого количества образцов и прозрачных шлифов позволило установить, что обломки первично стекловатого материала кислого состава — осколки и включения

вулканического стекла и пемзовый материал почти во всех случаях интенсивно хлоритизированные. В том, что это были обломки вулканического стекла кислого состава, нетрудно убедиться, так как в них часто имеются вкрапленники кварца, наблюдаются пемзовые и перлитовые микротекстуры, иногда встречаются единичные микросферолиты альбит-кварцевого состава.

Практический вывод из всего этого состоит в том, что замещенные хлоритом и имеющие в связи с этим меланократовый облик обломочные породы часто являются кислыми по составу и состоят из ювенильных по характеру составных частей. Это непосредственно относится к слабо и умеренно сваренным игнимбритам и пемзовым туфам. В сильно сваренных разновидностях этих пород хлоритизация проявляется в меньшей степени, так как сваривание, как мы уже отмечали, способствует раскристаллизации первично стекловатого материала.

Проведенные исследования показали, что даже при самых сильных гидротермальных метасоматических изменениях, наблюдающихся вблизи рудных тел на колчеданных месторождениях, замещение пород и составляющих их компонентов происходит избирательно, псевдоморфно, с сохранением первичных микротекстурных особенностей. В частности (это можно видеть на многочисленных микрофотографиях пришлифованных образцов и прозрачных шлифов), в интенсивно измененных породах прекрасно сохраняются трубчатые (длинноволокнистые) микротекстуры пемзовых обрывков, реликты микроперлитовой отдельности, своеобразные текстуры и микротекстуры пластических деформаций и сваривания (плавные искривления частиц, конформные текстуры, сплющивание бывших пор, ориентированное расположение микролитов в стекловатом материале, исчезновение границ между соприкасающимися частицами породы).

При изучении микротекстур мы рекомендуем пользоваться таким популярным среди петрографов прибором, как бинокулярный микроскоп МБС-1. Благодаря большому полю зрения с его помощью можно изучать не только пришлифованные образцы, но и крупные прозрачные шлифы. Стереонасадка и косо направленное к плоскости образца освещение позволяют рельефно наблюдать детали строения пород, которые часто пропускаются или просто не видны при изучении прозрачных шлифов с помощью поляризационного микроскопа. При изучении пришлифованных образцов с помощью бинокулярного микроскопа, в связи с тем, что почти любая силикатная горная порода просвечивается на некоторую глубину направленным на нее сверху пучком света, изображение получается пространственным, детали строения породы видны не только в плоскости, но и в некотором объеме. Это позволяет отличать плоскостные план-параллельные микротекстуры (например, тонкую флюидальность лавы) от волокнистых, микротрубчатых текстур, свойственных пемзовым частицам, и, тем самым, вполне однозначно диагностировать пемзу. Особенно наглядно волокнистые микротекстуры различаются в тех обрывках пемзы, в которых волокнистость ориентирована под острым углом к плоскости пришлифованного образца (см. табл. XVIII, 2, 4; табл. XX, 2 и др.).

Бинокулярный микроскоп совершенно незаменим при изучении обломочных пород гравийной и более крупной размерности уже только потому, что позволяет изучать строение и взаимоотношения довольно крупных обломков пород, чего нельзя сделать на обычном поляризационном микроскопе, максимальный диаметр поля зрения у которого не превышает 5 мм. Необходимо отметить еще одно важное достоинство бинокулярного микроскопа, проявляющееся при изучении с его помощью прозрачных шлифов. Мы имеем в виду возможность получения изображения очень высокой контрастности, путем изменения угла падения луча света на препарат поворотом зеркала вокруг горизонтальной оси. Это довольно важно, так как недостаток контрастности изображения — одно из неудобств, с которым постоянно приходится сталкиваться при микроскопи-

ческом изучении прозрачных шлифов пород, сложенных обломками стекловатого материала.

Микротекстуры частиц пемзы, вулканического стекла, пеплового материала, взаимоотношения частиц и обломков в породах, в большинстве случаев лучше изучать при выключенном анализаторе. Но встречаются случаи, когда микротекстуры пемзы отчетливо видны при скрещенных николях и плохо видны без анализатора. Для иллюстрации этих особенностей наблюдений в прозрачных шлифах мы специально поместили несколько пар микрофотоснимков одних и тех же объектов, сделанных с включенным анализатором и без него (табл. X, XI, XIV, XVIII, XXI, LI).

Для достоверной диагностики игнимбритов, особенно сильно сваренных разновидностей этих пород, обычно недостаточно даже самого тщательного изучения их в отдельных образцах и, тем более, в отдельных прозрачных шлифах. Необходимы систематические наблюдения над текстурами, над изменениями текстурных особенностей в направлении от всячего бока отложений к лежащему боку, установление текстурной зональности потока, если таковая проявлена, установление постепенных переходов текстур от явно обломочных к лавоподобным. Это возможно при изготовлении большого количества плоских различно ориентированных (перпендикулярно и параллельно к основанию потока) срезов или пришлифовок, если в вашем распоряжении нет камнерезного станка. При работе на керноскладе, а также в карьерах и на естественных обнажениях, следует всегда иметь с собой воду, так как текстуры пород в большинстве случаев лучше различаются на смоченной поверхности.

В толщах вулканических пород, слагающих рудные поля колчеданных месторождений, часто отсутствуют слоистые породы. Поэтому одной из трудных задач при разведке месторождений, при изучении геологического строения рудных полей, является установление элементов залегания пород. Пластические деформации, вследствие которых возникают специфические для игнимбритов текстуры (эвтакситовая, псевдофлюидальная), являются в большинстве случаев следствием давления веса материала вышележащих частей потока. Это давление всегда направлено по отвесу, а поэтому и ориентировка текстурных элементов всегда оказывается перпендикулярной давлению, т. е. горизонтальной, параллельной верхней поверхности потока. Таким образом, измеряя ориентировку лепешек, линзочек или элементов псевдофлюидальности в игнимбритах, мы получаем данные об элементах залегания пород.

Имеются, правда, и исключения из этого правила. Одно из них связано с элементами ориентированной текстуры, когда она возникает не в результате давления веса вышележащих частей потока, а в результате направленного перемещения пирокластического материала по вулканическому жерлу в момент взрывного извержения. Такие породы слагают вулканические жерловины и ориентировка текстурных элементов в них соответствует элементам залегания жерловых тел игнимбритов. Фотографии образцов таких игнимбритов приведены в табл. VIII.

Вопросы диагностики пемзовых обломков в отложениях подводных пирокластических потоков рассмотрены в статье Р. Фиске (Fiske, 1969). Говоря о необходимости изготовления большого количества плоских срезов образцов, Фиске рекомендует покрывать их стеклянными пластинками, приклеивая их с помощью канадского бальзама. Опыт убеждает нас в том, что для изучения образцов макроскопически, с помощью бинокулярного микроскопа, а также для фотографирования их, удобнее покрывать поверхность срезов тонким слоем глицерина. Это позволяет обходиться без полировки образцов, что не только дорого, но и приводит к затусиванию тонких деталей строения. Стеклянными же пластинками, может быть, целесообразно оснащать лишь показательные коллекции.

Микрофотографирование участков шлифованных образцов можно производить фотокамерой «Зенит» (с объективом) через один из окуляров бинокулярного микроскопа с помощью переходного кольца. Наводка осуществляется по матовому стеклу фотокамеры. Шлифованный образец монтируется с помощью пластилина и пресса на металлическую или любую пластинку шириной 70—100 м.

Более целесообразно использовать для микрофотографирования участков шлифованных образцов прибор для макро и микросъемки ФМН-2. Смонтированный на пластинке образец устанавливается на поверхность микростола, на котором фотографируются прозрачные шлифы. Освещение участка образца осуществляется с помощью двух осветителей ОИ-19 или одного осветителя ОИ-24. Пучки света направляются на нужное место поверхности образца сверху, под углом от 40 до 60°. Наводка на резкость производится по матовому стеклу прибора. На этом же приборе очень удобно фотографировать шлифы. Прибор ФМН-2 рассчитан на фотографирование с небольшими увеличениями, но при необходимости объектив прибора 3X может быть заменен объективом 9X от микроскопа МИН-8.

Фотографирование прозрачных шлифов, а также микро- и макрофотографирование образцов на приборе ФМН-2 в большинстве случаев лучше всего производить на репродукционные штриховые фотопластинки наивысшей контрастности. Иногда применение этих пластинок не обеспечивает необходимой контрастности негативов и при проявлении фотопластинок и отпечатков приходится прибегать к особо контрастным проявителям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Правильная диагностика и изучение вулканических обломочных пород важны не только как элементы познания строения рудных полей и районов. Вулканические обломочные породы содержат в себе богатую информацию о характере вулканических извержений и физико-географической обстановке, в которой они происходили. Эта информация крайне необходима и для выполнения палеовулканологических реконструкций, и для выяснения вопросов генезиса колчеданного оруденения.

Некоторые важные разновидности вулканических обломочных пород, такие, как игнимбриты, туфы пемзовых потоков, эксплозивные брекчии, характерны для колчеданных рудных полей и неизвестны в других местах Главной вулканогенной зоны. С практической точки зрения перечисленные породы вполне правомерно объединять в группу вулканических фаций колчеданных рудных полей. Нахождение этих пород при картировании или при бурении поисковых скважин может служить поисковым признаком на колчеданные руды.

Само по себе наличие игнимбритов, пемзовых туфов или эксплозивных брекчий еще не указывает на возможный масштаб колчеданного оруденения, но можно предполагать, что для крупных вулканических сооружений, в связи с которыми вероятнее открытие крупных концентраций колчеданных руд, характерны не только большие объемы обломочных вулканитов кислого состава, но и многочисленность разновидностей этих пород, различающихся как по составу слагающих их компонентов, так и по текстурам.

Для практических целей может быть, по-видимому, использована и предлагаемая типизация колчеданных рудных полей на основе фациального анализа вулканических обломочных пород, так как для каждого из выделенных типов рудных полей характерны определенные первичные вулканические структуры, особенности размещения в них колчеданных залежей и морфология последних. Учет этих особенностей может оказаться полезным при выборе наиболее рационального направления поисков и разведок колчеданных месторождений.

Описанные в Атласе вулканические обломочные породы, конечно, не исчерпывают всего разнообразия обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. Можно предполагать, что со временем здесь будут выявлены такие вулканические продукты, как пизолитовые туфы, гиалокластиты, отложения грязевых и агломератовых потоков и др. Одной из задач дальнейших исследований следует также считать литолого-фациальное изучение встречающихся в колчеданных рудных полях слоистых вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Автору не удалось уделить этим породам достаточного внимания, так как изучение их не входило в нашу задачу и, кроме того, требовало участия в работе специалиста-литолога. Нам кажется, что на этом пути можно рассчитывать на получение новой ценной информации об условиях формирования и возрасте рудо-вмещающих толщ.

Предлагаемая работа представляет собой первую попытку систематизации подобного материала и, естественно, не лишена недостатков, касающихся как построения ее, так и существа рассматриваемых в ней вопросов. Несмотря на это, мы надеемся, что она может оказаться полезной для дальнейшего прогресса наших знаний и позволит приступить к решению очередной более сложной задачи — к палеовулканическим реконструкциям первичных вулканических структур и сооружений. Уже предпринятые в этом направлении шаги (Иванов и др., 1962; Бородаевская и др., 1968, 1970) позволяют рассчитывать на успешное решение и этой задачи.

Химические анализы вулканических обломочных пород

Номера анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
1	72,62	0,27	12,68	0,05	4,02	0,13	1,47
2	75,34	0,27	11,12	0,68	4,02	0,13	1,12
3	64,26	0,72	18,77	0,52	2,58	0,12	0,48
4	65,82	0,40	16,28	1,62	2,71	0,09	1,82
5	66,60	0,35	15,40	3,13	2,35	0,06	4,93
6	73,70	0,28	9,87	0,33	3,66	0,15	4,13
7	74,60	0,27	11,94	1,72	2,30	0,07	0,75
8	74,84	0,28	8,89	0,64	3,59	0,12	6,71
9	66,68	0,35	16,96	1,03	1,58	0,29	4,32
10	73,44	0,22	13,24	1,68	1,29	0,12	3,14
11	64,36	0,31	10,54	4,63	5,75	0,10	2,70
12	65,62	0,39	14,68	2,40	2,15	0,11	3,93
13	60,90	1,08	18,38	2,00	2,58	0,10	3,75
14	71,38	0,29	13,00	0,49	3,62	0,12	2,76
15	72,72	0,15	13,52	1,36	1,29	0,06	1,66
16	65,98	0,34	1,55	2,32	4,59	0,17	2,52
17	71,68	0,10	9,58	0,41	1,65	0,10	5,26
18	68,92	0,28	14,23	0,24	1,54	0,12	3,64
19	68,24	0,29	13,81	0,29	3,66	0,09	2,07
20	63,86	0,45	12,83	1,08	5,31	0,13	3,67
21	73,04	0,62	10,94	0,68	2,94	0,07	0,22
22	59,34	0,84	17,44	0,65	6,25	0,12	0,39
23	78,66	0,08	9,04	0,48	2,30	0,07	0,75
24	73,76	0,12	10,57	0,16	2,30	0,08	1,85
25	81,06	0,08	8,66	0,59	1,51	0,04	0,70
26	72,40	0,31	13,22	1,01	3,08	0,18	0,10
27	68,74	0,39	10,64	1,84	2,37	0,25	2,70
28	66,30	0,41	11,47	3,52	2,01	0,20	0,98
29	72,04	0,49	10,53	2,48	1,65	0,22	—
30	76,56	0,28	11,67	0,81	1,75	0,10	0,45
31	69,50	0,22	15,05	0,36	2,01	0,22	1,68
32	71,72	0,31	15,05	1,13	1,58	0,18	0,13
33	46,16	0,52	15,40	1,48	8,91	0,22	6,84
34	49,40	0,52	15,45	1,39	11,18	0,25	7,40
35	50,76	0,42	13,45	1,35	11,01	0,27	5,05
36	55,30	0,27	14,59	2,63	5,75	0,21	10,20
37	55,02	0,32	16,16	2,09	6,36	0,22	5,54
38	47,34	0,44	15,05	3,18	7,28	0,28	10,54
39	49,30	0,50	15,93	4,36	7,10	0,24	5,86
40	50,96	0,34	13,91	3,23	6,92	0,32	11,44
41	54,34	0,34	14,07	1,95	6,80	0,30	5,82
42	49,86	0,36	15,98	3,92	5,70	0,02	7,90
43	50,54	0,44	14,19	1,52	8,94	0,28	8,96
44	51,54	0,42	16,52	2,38	7,04	0,24	7,06
45	74,29	0,22	12,70	0,43	1,87	0,08	0,86
46	77,45	0,33	11,69	1,57	0,76	0,05	0,39
47	72,12	0,29	13,50	0,99	1,48	0,12	3,14
48	76,24	0,19	11,99	0,37	1,29	0,10	1,43
49	75,90	0,08	10,98	0,65	1,58	0,16	0,67
50	78,22	0,08	11,83	0,85	1,58	0,09	Не обн.

колчеданных рудных полей Южного Урала

MgO	Na ₂ O	Ka ₂ O	S	H ₂ O	CO ₂	П.П.П.	Сумма
1,67	2,85	1,42	—	2,09	0,79	—	100,06
0,97	4,85	0,09	—	1,53	0,57	—	100,69
2,76	2,48	3,56	0,11	3,27	—	—	99,58
3,73	1,85	2,79	0,03	—	—	3,53	100,67
1,95	2,49	1,07	0,01	2,08	—	2,17	100,40
0,65	0,96	0,81	—	2,65	1,95	—	99,14
1,02	4,52	0,61	—	1,86	0,19	—	99,85
1,67	0,30	0,54	—	2,96	—	—	100,54
1,55	2,34	0,42	—	—	—	3,62	99,14
0,45	4,46	0,56	—	1,18	—	—	99,78
2,81	0,08	1,43	3,80	3,38	3,16	—	101,15
2,92	3,74	0,62	—	2,64	0,15	—	99,35
3,01	1,07	2,85	—	3,66	0,11	—	99,49
0,85	2,10	0,42	—	2,84	2,32	—	100,19
0,91	1,48	1,79	—	—	—	4,26	99,20
2,06	1,52	0,33	1,89	4,58	2,66	—	99,56
1,03	0,31	1,25	—	3,87	4,14	—	99,38
1,75	0,41	2,62	—	3,70	2,78	—	100,23
3,25	0,57	2,27	—	4,14	1,66	—	100,34
3,13	5,16	0,04	—	2,87	1,23	—	99,76
4,68	1,65	0,66	0,01	4,02	0,29	—	99,82
5,97	0,96	2,06	—	—	—	6,23	100,25
0,78	2,12	1,63	0,01	1,78	2,20	—	99,90
0,90	4,46	1,12	0,02	1,63	2,36	—	99,34
0,37	2,97	1,40	0,01	1,85	—	—	99,25
3,40	0,17	2,19	0,08	—	—	4,10	100,24
2,44	0,33	2,57	0,64	3,27	3,51	—	99,37
2,12	3,12	1,09	2,58	2,18	4,42	—	99,11
3,04	2,32	2,10	1,31	2,84	0,74	—	99,10
1,59	3,25	0,47	—	2,30	0,47	—	99,70
0,95	3,72	1,56	0,07	—	—	3,93	99,27
1,57	4,96	0,81	0,79	—	—	1,41	99,25
7,00	3,10	0,67	—	—	—	10,0	100,30
8,07	0,81	0,04	—	4,56	0,39	—	99,46
6,73	3,72	0,09	—	4,48	2,74	—	100,07
3,02	4,96	0,04	—	2,28	0,98	—	100,23
5,66	4,74	0,09	—	3,26	0,75	—	100,21
6,38	2,77	0,03	—	4,32	3,02	—	100,63
7,86	3,27	0,03	—	5,24	0,85	—	100,54
6,12	3,84	0,04	—	2,61	0,86	—	100,59
5,66	4,96	0,18	—	3,03	1,66	—	99,11
2,68	4,95	0,93	—	2,24	5,63	—	100,17
6,36	4,70	0,03	—	3,56	0,38	—	99,90
6,04	4,79	0,04	—	3,64	1,07	—	100,78
2,32	0,94	2,80	—	2,93	0,84	—	100,28
0,26	5,58	0,13	0,02	—	—	1,36	99,59
0,76	1,54	1,92	0,06	—	—	4,79	100,71
0,48	4,54	0,97	—	—	—	1,80	99,40
0,60	3,63	1,72	—	—	—	3,17	99,14
0,37	4,96	0,54	—	—	—	1,02	99,54

ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Номера анализов

- 1 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Сибайское рудное поле, обр. 1330. Порода аналогична показанным в табл. VI, фиг. 1, 2;
- 2 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Сибайское рудное поле, обр. 1359. Порода аналогична показанной в табл. VI, фиг. 3, но менее сварена;
- 3 — пемзокластический игнимбрит. Учалинское рудное поле, обр. 375—Г. Порода аналогична показанным в табл. VI, фиг. 4—6;
- 4 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Учалинское рудное поле, обр. 249/375. Порода аналогична показанной в табл. VII, фиг. 3. Проба отобрана из комка серицитизированного лавового материала. Анализ заимствован у Е. И. Богдановой;
- 5 — пемзокластический игнимбрит. Учалинское рудное поле, обр. 398/69. Порода аналогична показанной в табл. VII, фиг. 2. Анализ заимствован у Е. И. Богдановой;
- 6 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Сибайское рудное поле, обр. 1369. См. табл. XII, фиг. 2;
- 7 — пемзокластический игнимбрит. Сибайское рудное поле, обр. 1433. См. табл. XII, фиг. 4;
- 8 — сваренный туф пемзового потока. Сибайское рудное поле, обр. 1427. Порода аналогична показанным в табл. XI, фиг. 5, 6;
- 9 — витро-пемзокластический игнимбрит. Гайское рудное поле, обр. 832. См. табл. VIII, фиг. 2;
- 10 — пемзокластический игнимбрит. Гайское рудное поле, обр. 804. Порода аналогична показанной в табл. VIII, фиг. 5;
- 11 — туф пемзового потока. Сибайское рудное поле, обр. 1314. Порода сильно серицитизирована. См. табл. XVI, фиг. 1;
- 12 — лепешка лавового материала в туфе пемзового потока. Учалинское рудное поле, обр. 379;
- 13 — туф пемзового потока. Учалинское рудное поле, обр. 381. См. табл. XVI, фиг. 3;
- 14 — пемзокластический игнимбрит. Бакрузякское рудное поле, обр. 1018;
- 15 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Бакрузякское рудное поле, обр. 1021. Порода серицитизирована и гематитизирована;
- 16 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Бакрузякское рудное поле, обр. 1031. См. табл. XXXIV, фиг. 3.
- 17 — пемзокластический игнимбрит. Бакрузякское рудное поле, обр. 1025. Порода сильно серицитизирована;
- 18 — пемзокластический игнимбрит. Верхнеуральский район, обр. 345—Г. Порода сильно серицитизирована;
- 19 — витро-пемзокластический игнимбрит. Верхнеуральский район, обр. 353—Г. См. табл. XXXVII, фиг. 4.
- 20 — Порода сильно серицитизирована; пемзокластический игнимбрит. Верхнеуральский район, обр. 371—Г.
- 21 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Верхнеуральский район, обр. 358—Г. Породы аналогичны показанной в табл. XXXVII, фиг. 3;
- 22 — шлаковый туф. Верхнеуральский район, обр. 2337/515. См. табл. XL, фиг. 2;
- 23 — слабо сваренный туф пемзового потока. Ащebutакский район, обр. 635. См. табл. XLV, фиг. 1. Порода окварцована;
- 24 — сильно сваренный туф пемзового потока. Ащebutакский район, обр. 640. См. табл. XLVII, фиг. 1;
- 25 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Ащebutакский район, обр. 646. См. табл. XLV, фиг. 3;
- 26 — витро-пемзокластический игнимбрит. Ащebutакский район, обр. 702. Порода аналогична показанной в табл. XLVI, фиг. 1;
- 27 — витро-пемзокластический игнимбрит. Ащebutакский район, обр. 710. См. табл. XLVI, фиг. 1;
- 28 — пемзокластический игнимбрит. Ащebutакский район, обр. 688;
- 29 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Ащebutакский район, обр. 730. См. табл. XLVI, фиг. 7;
- 30 — витро-пемзокластический игнимбрит. Ащebutакский район, обр. 700. Порода аналогична показанной в табл. XLVI, фиг. 4;
- 31 — пемзокластический игнимбрит. Ащebutакский район, обр. 652;
- 32 — туфолава. Ащebutакский район, обр. 651. См. табл. L, фиг. 1. Анализы 23, 25—27, 30 и 31 характеризуют породы, претерпевшие изменения краснокаменного типа. Повышенные количества окиси калия и кремнезема в них связаны, по-видимому, с присутствием гидрослюд и окремнением;
- 33 — витрокластический туф. Сибайское рудное поле, обр. 157/72. Аналогичен показанному в табл. XXVII, фиг. 6, но имеет слабо выраженную слоистость;
- 34 — витрокластический туф. Сибайское рудное поле, обр. 117/72. См. табл. XXVII, фиг. 6;
- 35 — лавокластический агломерат. Сибайское рудное поле, обр. 148/72. Проба отобрана из куска слегка гематитизированной лавы;
- 36 — эллипсоидальная вулканическая бомба. Сибайское рудное поле, обр. 152/72. См. табл. XXXI, фиг. 1. Проба из центральной части бомбы, где большинство пор выполнены кальцитом;
- 37 — та же бомба, но проба взята из краевой части, где большинство пор выполнены хлоритом;

Номера анализов

- 38 — шлаковый туф гравийной размерности. Сибайское рудное поле, обр. 154/72;
- 39 — витрокластический туф гравийной размерности с одиночными шлаковыми лапиллями. Сибайское рудное поле, обр. 160/72;
- 40 — пористая лава буроватой окраски из лавокластического агломерата. Сибайское рудное поле, обр. 172/72. Поры выполнены хлоритом;
- 41 — лавокластический агломерат. Сибайское рудное поле, обр. 175/72. Порода близка показанной в табл. XXVII, фиг. 4;
- 42 — круглая вулканическая бомба силеновой окраски. Сибайское рудное поле, обр. 181/72;
- 43 — лавокластический агломерат. Сибайское рудное поле, обр. 189/72. Порода аналогична показанной в табл. XXIX, фиг. 1. Проба отобрана из комка лавы с порами, выполненными преимущественно кальцитом;
- 44 — тот же образец, но проба отобрана из комка лавы, в котором поры выполнены хлоритом. Анализы 33—44 характеризуют материал надрудной толщи вулканических брекчий и агломератов базальтового состава. Материал проб отобран из уступов южного борта карьера Сибайского рудного поля;
- 45 — пемзокластический игнимбрит. Из обнажений по правому берегу р. Северная Тошемка, обр. I—Г. См. табл. LII, фиг. 1. Порода сильно серицитизирована;
- 46 — пемзокластический игнимбрит. Рудопроявление Галка, обр. 21—Г. См. табл. LII, фиг. 6;
- 47 — сваренный пемзовый туф. Там же. См. табл. LII, фиг. 7. Образец из коллекции Ю. С. Каретина;
- 48 — пемзокластический игнимбрит. Обнажения по р. Каква у дер. Башеневка, обр. 38—Г;
- 49 — пемзокластический игнимбрит. Николаевское рудное поле (Рудный Алтай), обр. Н—413—876. Порода аналогична показанным в табл. LIV, фиг. 1, 2;
- 50 — пемзокластический игнимбрит. Там же, где и анализ 49, обр. Н—413—914. Порода характеризуется сильной степенью сваривания. См. табл. LIV, фиг. 5

- Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Записки Кавказ. отд. рус. географ. об-ва. Пятигорск, 1899.
- Белоусов В. И.* К вопросу об образовании спекшихся туфов, расположенных в пределах гидротермальных систем.— В кн. «Вулканизм и глубины Земли», М., «Наука», 1971.
- Бойд Ф. Р.* Спекшиеся туфы и потоки Риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг.— В кн. «Проблемы палеовулканизма», «ИЛ», 1963.
- Богданова Е. И., Грешнер С. Г.* Литология и условия формирования слоистых пород в висячем боку рудной залежи Учалинского месторождения.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Урала» (Материалы II Уральского конф. молодых геол. и геофиз.). Свердловск, 1969.
- Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. П., Яковлев Г. Ф.* Эксплозивные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал).— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 6.
- Бородаевская М. Б.* Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала.— В кн. «Проблемы генезиса руд». МГК, XXII сессия, доклады сов. геологов. М., «Недра», 1964.
- Бородаевская М. Б.* Положение медноколчеданного оруденения Южного Урала в истории развития вулканизма и метаморфизма. Тезисы докл. II Уральского петрограф. совещ., т. III. Свердловск, 1966.
- Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А., Старостин В. И., Требухин В. С.* К вопросу о структурных условиях локализации колчеданного оруденения на Гайском месторождении (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 52.
- Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Пирожок П. И., Петров Г. В.* Верхнеуральский рудный район.— Труды ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.
- Бородаевская М. Б., Требухин В. С.* К вопросу об истории формирования рудоконтролирующих дизъюнктивных элементов структуры Гайского рудного поля.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 67.
- Бородаевская М. Б. и др.* Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 83.
- Бородаевская М. Б. и др.* Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана.— Труды ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.
- Борсук А. М., Масуренков Ю. П.* Об эксплозивных формах интрузивного процесса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 4.
- Вахромеев И. С., Мосеева Е. А.* Об условиях залегания слоистых вулканогенно-осадочных пород висячего бока Учалинского месторождения и о рудных включениях в них.— Труды ГГИ УФАИ. Свердловск, 1959, вып. 43.
- Вильямс Х., Тернер Ф. Д., Гилберт Ч. М.* Петрография. ИЛ, 1957.
- Влодавец В. И.* Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение.— В кн. «Проблемы вулканизма». Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
- Влодавец В. И.* О термине «игнимбри́т».— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 6.
- Высоцкий Н. К.* Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале.— Труды Геолкома, нов. серия, 1913, вып. 62.
- Геологический словарь.* М., «Недра», 1973.
- Говорова А. В., Червяковский Г. Ф.* О природе атачита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 12.
- Горшкова Г. С., Богоявленская Г. Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965.
- Грешнер С. Г.* Вопросы геологического строения и типы медных месторождений Западных Мугуджар.— В кн. «Вопросы геологии и металlogenности Мугуджар». Изд. АН Казахской ССР. Алма-Ата, 1963.
- Грешнер С. Г.* Игнимбри́ты в главной вулканогенной зоне Урала. Тезисы докл. II Уральского петрограф. совещ., т. III. Свердловск, 1966.
- Грешнер С. Г.* Игнимбри́ты в главной вулканогенной зоне Урала.— В кн. «Магматические формации, метаморфизм, металlogenия Урала». Труды II Уральского петрограф. совещ., т. III. Свердловск, 1969.
- Грешнер С. Г.* О происхождении обломочных пород и рудных обособлений в висячем боку Сибайского колчеданного месторождения на Южном Урале.— Докл. ДАН СССР, 1970, 192, № 3.
- Грешнер С. Г.* О природе и возрасте кислых вулканитов Бакрузьского рудного поля на Южном Урале.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала. Уфа, 1972, вып. 5.
- Грешнер С. Г.* Эволюция геосинклинального вулканизма и некоторые особен-

- ности тектонического развития Тагило-Магнитогорской зоны Урала.— В кн. «Тектоника и магматизм Южного Урала». М., «Наука», 1974.
- Грешнер С. Г., Авдонин В. В., Смирнова И. А., Челноков В. П. Условия формирования вулканогенных толщ кислого состава Ащевутацкого антиклинария на Южном Урале.— Сов. геол., 1969, № 12.
- Грешнер С. Г., Чувашов Б. И., Богданова Е. И. О находках органических остатков в слонстых породах всячего бока Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал). «Ежегодник — 1969» Ин-та геол. и геохим. Свердловск, 1970.
- Грешнер С. Г., Чувашов Б. И. К геологии месторождения им. XIX Партсъезда. «Ежегодник — 1973» Ин-та геол. и геохим. Свердловск, 1974.
- Денисов Е. П. О вулкане Байтоушань (Пектусан).— В сб. «Геологические и геофизические исследования в вулканических областях». М., «Наука», 1963.
- Денисов Е. П., Тен Ха Чер. Краткая геологическая характеристика вулкана Пектусан (Байтоушань). Дополнение к сборнику «Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока». Владивосток, 1966.
- Дианова Т. В. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района.— В сб. «Материалы по петрографии и геологии главной (западной) вулканогенной зоны восточного склона Среднего Урала».— Труды ГГИ УФАИ. Свердловск, 1958, вып. 33.
- Дианова Т. В. Примеры древних туфолав в вулканогенных толщах Среднего Урала.— Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Дианова Т. В., Курицина Г. А. О туфолавлах в Исовском и Красноуральском районах.— Труды ГГИ УФАИ. Свердловск, 1955, вып. 26.
- Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще.— Труды ГИН АН СССР, т. V, 1936.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 3.
- Заварицкий А. Н. Игнимбристы Армении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., изд-во АН СССР, 1956.
- Заварицкий В. А. Обломочно-вулканические породы на колчеданном месторождении Блява (Южный Урал).— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 1.
- Иванкин П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий и брекчиевидных руд некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала» (Труды I Уральского петрограф. сов.), т. II. Свердловск, 1963.
- Иванов С. Н. Спыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений, том II. Сибайское месторождение.— Труды ГГИ УФАИ, Свердловск, 1947, вып. 11.
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала.— Труды ГГИ УФАИ, Свердловск, 1959, вып. 43.
- Иванов С. Н. Факторы размещения колчеданных месторождений в геосинклинальных системах и их отражение на металлогенических картах на примере Урала.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале» (Труды ГГИ УФАИ, вып. 58). Свердловск, 1962.
- Иванов С. Н. О происхождении кварцевых альбитофиров спилито-диабазовой (спилито-кератофировой) формации Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала» (Труды I Уральского петрограф. сов.), т. III. Свердловск, 1963.
- Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. О природе рудоносных брахантиклинальных поднятий Урала.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале», т. I. (Труды ГГИ УФАИ, вып. 58). Свердловск, 1962.
- Иванов С. Н., Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями.— В кн. «Рудоносность вулканогенных формаций». М., «Недра», 1965.
- Иванов С. Н., Рокачев С. А. К происхождению обломковидных сульфидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений (на примере месторождения им. XIX Партсъезда на Южном Урале).— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 6.
- Каретин Ю. С. Наземный вулканизм в силуре севера Среднего Урала. Тезисы докл. II Уральского петрограф. совещ., том III. Свердловск, 1966.
- Каретин Ю. С. Силурийский вулканизм северной части Среднего Урала.— В кн. «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала» (Труды II Уральского петрограф. совещ.), т. III. Свердловск, 1969.
- Каретин Ю. С. Пемзовые туфы и кальдеры в силуре Среднего Урала.— ДАН СССР, 1967, 173, № 2.
- Кваша Л. Г. О некоторых грубых пирокластических породах Левихи (Средний Урал).— В кн. «Колчеданные месторождения Урала». М., изд-во АН СССР, 1950.
- Классификация вулканических обломочных пород. Госгеолтехиздат, 1962.
- Ковалев Ф. И. Генезис колчеданных и золото-баритовых месторождений Баймакского района.— Сов. геол., 1944, № 2.
- Ковалев Ф. И. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 6. Медь. Госгеолтехиздат, 1951.
- Козулин В. А., Беллева Н. М., Петров Г. В., Титов А. К. Эксплозивные брек-

- чии одного из медноколчеданных месторождений.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Урала» (Материалы II Уральского конф. молодых геол. и геофиз.), Свердловск, 1969.
- Короповский Н. В., Лебедев-Зиновьев А. А.* Строение дайки в долине р. Сарын-Су (Верхнечегемское вулканическое нагорье, Северный Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 1.
- Коротеев В. А., Мельникова Г. Б.* О находке пизолитовых туфов на Южном Урале.— В сб. «Вулканические образования Урала». Свердловск, 1968.
- Кротов Б. П.* Петрографическое исследование южной части Миасской дачи.— Труды Общ-ва естествоиспытателей при Императорском Казанском Ун-те. Казань, 1915, т. XLVII, вып. 1.
- Кузнецов Е. А.* Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.—Л., изд-во АН СССР, 1939.
- Курбанов Н. К.* Геологическая позиция и структурные условия локализации медноколчеданного оруденения в пределах рудного поля Молодежное (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 67.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Армянское вулканическое нагорье.— Природа, 1928, № 5.
- Ленных И. В.* Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала.— Труды ГГИ УФАИ. Свердловск, 1959, вып. 43.
- Либрович Л. С.* Геологическое строение Кизило-Уртайского района на Южном Урале. ОНТИ, 1936.
- Ловринг Т. С.* Об изменениях пород как поискового признаке на руды в округе Восточных Тинтик (Юта). ИЛ, 1951.
- Логинов В. П.* Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма.— В кн. «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Логинов В. П.* Метаморфизованные колчеданные гальки в верхнесилурийских конгломератах Левихи (Средний Урал).— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Малеев Е. Ф.* Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.
- Малеев Е. Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., «Наука», 1975.
- Мельникова Г. Б.* Строение и фации одной из кальдер обрушения в рудном поле медноколчеданных месторождений Молодежное — им. XIX Партсъезда (Южный Урал).— Материалы конференции молодых ученых Башкирского филиала АН СССР. Уфа, 1969.
- Мельникова Г. Б.* Пещловые кристаллотуфы из района колчеданного месторождения «Молодежное» на Южном Урале.— В сб. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Свердловск, 1970.
- Мельникова Г. Б., Грешнер С. Г., Говорова А. В.* Генетические разновидности палеозойских эффузивов Урала.— В сб. «Вулканогенно-осадочный литогенез» (Краткие тезисы IV Всесоюзного семинара). Южно-Сахалинск, 1974.
- Микей И. Я.* Опыт классификации пемзовых структур.— Мин. сырье, 1930, № 11—12.
- Набоко С. И.* Метасоматическое «сваривание» кислых туфов в недрах гидротермальных систем областей активного вулканизма.— В кн. «Вулканизм и глубины Земли». М., «Наука», 1971.
- Нарвайт Г. Э., Руденко Б. М., Мирошниченко Л. А., Жуков Н. М.* Медное оруденение Мугоджар.— Изд. АН Казахской ССР. Алма-Ата, 1974.
- Наседкин В. В.* Заполнители для легких бетонов (вулканогенные породы).— Методические указания по производству геологоразведочных работ на неметаллические полезные ископаемые. М., «Недра», 1974.
- Наузов В. А.* Некоторые особенности геологии и закономерности локализации оруденения Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения.— В сб. «Геология и разведка». Алма-Ата, Изд. Казах. политех. ин-та, 1971, вып. 2.
- Петров В. П.* Игнимбриты и туфовые лавы. Еще раз о природе Арктикуфа.— Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1957, вып. 14.
- Петров В. П.* Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.— Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Петров Г. В.* Особенности геологии и методы поисков медноколчеданных месторождений в Верхнеуральском районе Челябинской области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 5.
- Петровская Н. В.* Ассоциация рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 40.
- Попов В. В.* Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.
- Попов В. В.* Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай).— Сов. геол., 1973, № 10.
- Прокин В. А., Рудаков В. М.* Брекчиевидные руды Сибая.— Труды ГГИ УФАИ, 1959, вып. 43.
- Роговер Г. Б.* Медноколчеданное месторождение Блява.— ГОНТИ, М.—Л., 1939.
- Росс К. С., Смит Р. Л.* Туфы неплывого потока, их происхождение, геологические отношения, идентификация.— В кн. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.
- Сергиевский В. М.* Петрографический очерк пород Кизило-Уртайского района.— Труды ЦНИГРИ, ОНТИ, 1936, вып. 59.

- Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала.— Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, сборник 8. М.—Л., 1948.
- Сириш А. Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., «Наука», 1968.
- Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в нем колчеданного оруденения.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск, изд. УФАИ СССР, 1967.
- Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.— В кн. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.
- Сперанская И. М. Геология и петрография эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, № 17.
- Сперанская И. М. Петрографическая классификация игнимбритов.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 19.
- Стейнер А. Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия.— В кн. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.
- Тащинина М. В., Чепрасов Б. Л. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае.— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1955, № 21.
- Устигов Е. К. Некоторые геологические и петрологические аспекты проблемы игнимбритов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
- Федоров Е. С. Горные породы Кедабека.— Записки Императорской Академии наук, серия VIII, т. XIV, № 3. СПб., 1903.
- Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.
- Хворова И. В., Залманзон Э. С. О составе туфогенных пелитоморфных пород из морских девонских толщ Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол. 1961, № 11.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Червяковский Г. Ф. Игнимбриды и туфолавы на Урале.— Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972.
- Ширинян К. Г. Игнимбриды и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении).— Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля.— В кн. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Aramaki S. The 1873 activity of Asama volcano. Pt. II.— J. Soc. Geol. and Geogr., 1963, v. 28, N 13.
- Bordet P., Marinelli G., Mittenpreghor M., Tazieff H. Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la vallée des Dix Mille Fumées (Alaska). Sos. Belge geol., paleontol. et hydrol., 1963, N 7.
- Fenner C. N. Tuffs and other volcanic deposits of Katmai and Yellowstone Park. Am. Geophys. Union Frans., 18th Ann. Mtg. Pt., 1937.
- Fiske R. S. Recognition and significance of pumice in marine pyroclastic rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 80, N 1, 1969.
- Fritsch K. and Reiss W. Geologische Beschreibung der Insel Teneriffa. Winterthur, 1868.
- Greshner S. G. The remains of Paleozoic submarine volcanoes in Southern Urals and pyrite deposits. Symposium on volcanoes and their roots, 1969. Vol. of Abstr. Oxford (33—34).
- Lacroix A. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. Livre Jubilaire Centenaire de la Société de France 1830—1930, t. 2, 1930.
- Marshall P. Acid rocks of Taupo-Rotorua volcanic district. Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1935, v. 64, pt. 3.
- Moorhous W. W. Stratigraphic position of sulphides in the Archean Can. Min. Met. Bull., 58, N 641, 1965.
- Mutti E. Submarine flood tuffs (igniturbidites) associated with turbidites in Oligocene deposits of Rhodes Island (Greece).— Sedimentology, 1965, 5, N 4.
- Oldershaw W. Geological and geochemical survey of the Captains Flat area. New South Wales. Common. Austr. Rep. 101, 1965.
- Panto G. The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. Acta Geologica, t. VI, 1962.
- Panto G. Ignimbrites of Hungary with regard to the genetics and classification. Bull. volcanol., 1963, v. 25.
- Reynolds D. L. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites.— Am. Jour. Sci., 1954, 252.
- Rutten M. G. Ignimbrites or fluidised tuff flows on some Mid-Italian volcanoes. Geol. en. mijnbouw. N. S. 1959, N 11.
- Weyl R. Beiträge zur Geologie El Salvadors, V. Die Schmelztuffe der Balsankette. Neues Jahrb. Geologie Paläontologie. Abh., 99, Ph. 1, 1—32, 1954.
- Williams D. Vulkanismus und Erzlagertätten. Bergakademie, 1965, 17, N 10, S. 591—599.
- Williams H. Calderas and their origin. Berkeley and Los Angeles, 1941.

ТАБЛИЦЫ

РАЗНОВИДНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ИЗ РАЙОНА НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА (таблицы I — V)

Т а б л и ц а I

ИГНИМБРИТЫ

1 — умеренно сваренная разновидность витро-пемзокластического игнимбрита из центральной части потока. Хорошо различается обломочное строение. Текстура породы эвтакситовая. Характерно ориентированное взаимно-параллельное расположение черных линзовидных включений — фьямме, сложенных вулканическим стеклом и тонковолокнистой пемзой. Присутствуют угловатые обломки резургентного материала (р). Обнажения в овраге у пос. Талиш по автодороге Ереван — Ленинакан. Пришлифованный образец, 0,6 натур. вел.

2 — микрофотография прозрачного шлифа из образца игнимбрита, показанного на фиг. 1. Различаются кристаллы и обломки кристаллов кварца (белое), обрывки волокнистой пемзы. Ник. II, увел. 20.

3 — микрофотография участка пемзового включения с вкрапленниками кварца из того же образца игнимбрита. Хорошо различается длинноволокнистая микротекстура пемзы. Ник. II, увел. 35.

4 — пришлифованный образец слабо сваренного игнимбрита из того же потока. Натур. вел.

5 — пришлифованный образец витро-пемзокластического игнимбрита, юго-восточная Камчатка, р. Банная. Натур. вел.

6 — микрофотография сильно сваренной разновидности пемзокластического игнимбрита. Различаются уплощенные линзовидные обрывки длинноволокнистой пемзы с вкрапленниками кварца. Заметна пластическая деформация пемзы. Окрестности г. Нальчика, Северный Кавказ Ник. II, увел. 20

Т а б л и ц а II

ПЕМЗЫ И ПЕМЗОВЫЕ ТУФЫ

1 — пузыристо-волокнистая желтовато-коричневая пемза из месторождения Пемзашен, Армения. 0,5 натур. вел.

2 — длинноволокнистая белая (шелковистая) пемза из окрестностей г. Нальчика, Северный Кавказ. Натур. вел.

3 — пемзовый туф, состоящий из обломков белой длинноволокнистой пемзы. Венгрия. Образец из коллекции Г. Панто. 1,5 натур. вел.

4 — сваренный пемзовый туф. Анийское месторождение туфов, Армения. Прозрачный шлиф, ник. II, увел. 20.

5 — микрофотография прозрачного шлифа длинноволокнистой пемзы из образца, показанного на фиг. 2. Ник. II, увел. 25.

Таблица III

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ШЛАКИ И ПЕПЛЫ

1, 2 — сваренные шлаки (агглютинаты). В верхнем образце видны угловатые обломки резургентного материала (р), а часть пор в обломках шлака выполнена карбонатами; в нижнем образце карбонаты выполняют пустоты между обломками. 1—0,6 натур. вел., 2 — натур. вел.

3 — слоистые шлаковые и пепловые отложения в стенке карьера, которым вскрыт небольшой шлаковый конус, расположенный в 2 км юго-западнее вулкана Иринд (Армения).

4 — образец слабо сцементированного слоистого пеплового туфа из обнажения, показанного на фиг. 3. Натур. вел.

5 — микрофотография прозрачного шлифа пеплового туфа из образца, показанного на фиг. 4. Ник. II, увел. 20.

Таблица IV

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ БОМБЫ

1 — нагромождение вулканических шлаков и бомб андезито-базальтового состава в прикратерной части пологого вулканического конуса в 30 км севернее г. Еревана. Все показанные ниже бомбы собраны на этом вулканическом конусе.

2 — поперечное сечение небольшой шарообразной бомбы с почти равномерным распределением пор. Натур. вел.

3 — продольное сечение цилиндрической бомбы с сильно пористой центральной частью. 0,8 натур. вел.

4 — продольное сечение эллипсоидальной бомбы с плотным ядром и пористой внешней частью. 0,8 натур. вел.

5 — продольное сечение слабо вытянутой эллипсоидальной бомбы с плотным ядром и пористой внешней частью. Натур. вел.

6 — продольное сечение сильно закрученной эллипсоидальной бомбы. Характерно сложное неправильное распределение пор. 0,6 натур. вел.

Таблица V

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ БОМБЫ

1 — эллипсоидальная слегка закрученная бомба с прилипшим к ней куском шлака (слева). 0,6 натур. вел.

2 — продольное сечение той же бомбы.

3 — краевая часть вулканической бомбы, показанной на фиг. 5 в табл. IV. Увел. 8. Четко выраженная каемка закалывания отсутствует, наблюдается лишь уменьшение пористости.

4 — краевая часть вулканической бомбы, показанной на фиг. 4 в табл. IV. Увел. 6. Каемка закалывания также не видна.

5 — микрофотография прозрачного шлифа из краевой части вулканической бомбы. Заметно ориентированное расположение кристаллитов плагиоклаза. Неправильные белые участки — поры. Ник. II, увел. 25.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ СИБАЙСКОГО ТИПА (таблицы VI—XXXVI)

РУДОВМЕЩАЮЩАЯ ТОЛЩА

Таблица VI

ИГНИМБРИТЫ

Фотографии образцов, натур. вел.

1—3 — Сибайское рудное поле. Сильно сваренные разновидности лаво-пемзокластических игнимбритов такситовой текстуры. 1 — выветрелая поверхность образца. Светлые участки — комочки и обрывки флюидалной лавы кварцевого альбитофира. Остальная, темная, часть образца представляет собой сваренный пирокластический материал, состоящий из мелких обрывков хлоритизированной пемзы и комочков пераскристаллизованной замещенной хлоритом лавы того же состава. 2 — шлифованная поверхность образца аналогичного игнимбрита. Различается обломочный характер породы, но границы между обрывками лавы (более светлые частицы) и пемзы (темные частицы) различаются с трудом и не всегда. Местами заметны флюидальное строение частиц лавы и волокнистое строение пемзовых частиц. Мелкие белые включения в этом и в других образцах — вкрапленники и обломки вкрапленников плагиоклаза. Присутствующие здесь же вкрапленники кварца не видны, так как прозрачны и бесцветны. 3 — шлифованная поверхность образца аналогичного игнимбрита. Сваривание в этом образце проявлено сильнее, чем в предыдущих, текстура породы переходная от такситовой к лавоподобной, границы частиц пемзы и лавы почти не различаются. Более темноокрашенные места — участки, в которых преобладает хлоритизированный пемзовый материал, светлые участки сложены преимущественно сваренными комочками лавы.

4—6 — Учалинское рудное поле. Сильно сваренные разновидности пемзокластических игнимбритов. Образцы из керна скважин. Различаются реликты волокнистой микротекстуры сваренных пемзовых обрывков. Светлые участки — эпидот. Мелкие белые вкрапления — вкрапленники плагиоклаза. 4 — текстура эвтакситовая, переходная к псевдофлюидалной. 5 — псевдофлюидалная текстура, определяемая взаимно-параллельным расположением сильно уплотненных линзовидных пемзовых обрывков: 6 — неоднородная такситовая текстура. Заметна пластическая деформация одного обрывка волокнистой пемзы (а) около другого (б), косо ориентированного по отношению к первому. Этот обрывок (б) представлен очень тонковолокнистой разновидностью пемзы, микротекстурные особенности которой различаются на снимке с трудом.

Таблица VII

ИГНИМБРИТЫ

Фотографии образцов, натур. вел.

1 — Учалинское рудное поле. Умеренно сваренная разновидность пемзокластического игнимбрита с резургентными обломками миндалекаменного спилита. Выделяющиеся, благодаря черной окраске, относительно крупные линзочки хлоритизированной пемзы ориентированы взаимно-параллельно.

2 — Учалинское рудное поле. Пемзокластический игнимбрит. На фоне мелкообломочной массы породы выделяются относительно крупные линзовидные включения хлоритизированной пемзы, напоминающие фьямме классических игнимбритов.

3 — Учалинское рудное поле. Лаво-пемзокластический игнимбрит комковатой текстуры. Различаются светлые комочки лавы кварцевого альбитофира и зажатые между ними линзовидные обрывки хлоритизированной пемзы.

4, 5 — Гайское рудное поле. Витро-пемзокластические игнимбриды эвтакситовой текстуры с фьямме. Из сопоставления двух фотографий, на которых показаны

взаимно перпендикулярные сечения двух образцов аналогичных игнимбритов, видно, что относительно крупные линзовидные включения — фьямме обладают плоской лепешковидной формой, возникшей, по-видимому, в результате сплющивания пластичных (в момент отложения) частиц вулканического стекла и пемзы. Светлая часть пород — сваренный мелкообломочный серицитизированный и окварцованный витропемзокластический материал.

Т а б л и ц а VIII

ИГНИМБРИТЫ

Гайское рудное поле. Фотографии образцов из керна буровых скважин, натур. вел.

1 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Относительно крупные комки лавы базокварцевого альбитофира в массе мелкообломочного пемзокластического сваренного материала.

2 — витро-лавокластический игнимбрит эвтакситовой текстуры. На фоне плотно спрессованных комочков и обрывков лавы базокварцевого альбитофира резко выделяются округлые и линзовидные черные включения — фьямме, сложенные хлоритизированным вулканическим стеклом с многочисленными вкраплениями плагиоклаза.

3, 4 — витро-пемзокластические игнимбриты эвтакситовой текстуры из жерловой фации вулканического сооружения. На светлом фоне мелкообломочного серицитизированного витро-пемзокластического материала выделяются относительно крупные линзовидной и оскольчатой формы включения хлоритизированной пемзы и вулканического стекла. Взаимнопараллельное расположение крупных включений в данном случае возникло, по-видимому, не в результате сплющивания пластичного материала под влиянием веса вышележащих частей потока, а вследствие направленного движения в вулканическом канале в момент извержения.

5 — витро-пемзокластический игнимбрит с резургентным обломком базокварцевого альбитофира. Характерна резкая и четкая граница обломка с окружающей его массой сваренного витро-пемзокластического материала, а также осветленная каемка по периферии, возникающая, по-видимому, вследствие нагрева обломка раскаленным материалом пирокластического потока

Т а б л и ц а IX

ИГНИМБРИТЫ

Сибайское рудное поле. Микрофотографии прозрачных шлифов

1 — лаво-пемзокластический игнимбрит. Между комками лавы кварцевого альбитофира зажат обрывок длиноволокнистой пемзы. В левом комке лавы различается микросферолитовая структура, в правом — реликты перлитовой микротекстуры. Волокнистая микротекстура пемзовых обрывков различается благодаря тому, что бывший стекловатый каркас пемзы замещен зеленым хлоритом, а бывшие трубчатые поры — кварцем или агрегатом кварца и альбита. В пемзовом обрывке между комками лавы волокнистость плавно изгибается, огибая выступы лавовых комков, что является следствием пластической деформации. Ник. II, увел. 9.

2 — пемзокластический игнимбрит. Реликты волокнистой микротекстуры пемзовых обрывков отчетливо различаются, несмотря на полное замещение породы агрегатом кварца, альбита и серицита. Данный пример ярко иллюстрирует псевдоморфный характер замещения. Ник.+, увел. 13.

3 — пемзокластический игнимбрит. В левой нижней части снимка — обрывок девитрифицированной пемзы с реликтами волокнистой микротекстуры. В правой верхней части различается обрывок бывшей пузыристой пемзы. Серое в средней части снимка — хлорит, выполняющий пустоты между пемзовыми обрывками. Ник. II, увел. 30.

4 — реликты пемзовой микротекстуры в сильно сваренном пемзокластическом игнимбрите. В настоящее время порода представлена агрегатом вторичных минера-

лов (кварца, альбита, хлорита). Справа — вкрапленники плагиоклаза (П). Ник. II, увел. 25.

5 — реликты волокнистой микротекстуры пемзовых обрывков в сильно сваренном пемзокластическом игнимбрите. Границы пемзовых обрывков почти не различаются. Пример относительно слабо измененного игнимбрита: вкрапленники альбита почти свежие (П), стекловатый каркас пемзовых обрывков замещен слабо преломляющим хлоритом, а частично девитрифицирован, тонкие трубчатые поры выполнены кварцем. Ник. II, увел. 15.

6 — пемзокластический игнимбрит. На снимке два обрывка пемзы, ориентированные перпендикулярно один к другому. Хорошо заметна пластическая деформация верхнего обрывка около небольшого обломка резургентного материала. Ник. +, увел. 40.

Таблица X

ИГНИМБРИТЫ

Сибайское рудное поле. Микрофотографии прозрачных шлифов

1, 2 — реликты перлитовой микротекстуры в комочках стекловатого лавового материала. Левый снимок — ник. II, правый — ник+. Перлитовые трещинки выполнены серицитом. Бывшее вулканическое стекло замещено хлоритом (мягкие серые тона на левом снимке), частично раскристаллизовано в микрозернистый кварц-альбитовый агрегат, но в центральных частях крупных перлитовых ядер иногда можно наблюдать почти неизменное (почти неполяризующее) стекло (черные участки внутри некоторых перлитовых ядер на правом снимке). В центре в нижней половине снимков — хлорит, выполняющий бывшую пустотку. Увел. 12.

3, 4 — реликты игнимбритовой микротекстуры в сильно сваренном пемзокластическом игнимбрите. Видны многочисленные вкрапленники плагиоклаза (серые кристаллы) и единичные вкрапленники кварца (белое изометричное зерно слева). Левый снимок — ник. II, правый — ник. +, увел. 15.

5, 6 — реликты волокнистой микротекстуры пемзы в сильно сваренном пемзокластическом игнимбрите различаются при одном никеле (левый снимок) и почти не видны при скрещенных николях (правый снимок). В центре видны кристаллы и обломки кристаллов плагиоклаза. Увел. 15.

Таблица XI

ИГНИМБРИТЫ

Сибайское рудное поле. Микрофотографии прозрачных шлифов

1, 2 — нацело замещенный вторичными минералами пемзокластический игнимбрит. Левый снимок — ник. II, правый — ник. +. Различаются реликты волокнистой микротекстуры различно ориентированных пемзовых обрывков. В центре снимков — пустотка, выполненная зернистым агрегатом альбита (светлые зерна на правом снимке) и хлоритом (темное). Увел. 13.

3 — тот же шлиф, что на фиг. 1 и 2, но увел. 40. Ник. +. Хорошо различается строение альбитового агрегата, выполняющего бывшую пустотку (в центре снимка).

4 — реликты перлитовой микроотдельности в комке лавы кварцевого альбитофира. В правом верхнем углу скопление кристаллов плагиоклаза, внизу слева — вкрапленник кварца. Ник. II, увел. 18.

5, 6 — плотно соприкасающиеся обрывки волокнистой пемзы в отложениях сваренных пемзовых туфов. Границы обрывков почти не различаются и об обломочном характере породы можно судить лишь наблюдая различную ориентировку фрагментов волокнистой микротекстуры, свидетельствующую о том, что в поле зрения находится не один обломок, а, по крайней мере, несколько. Западная часть рудного поля, ник. II, увел. 20.

Таблица XII

ИГНИМБРИТЫ

Сибайское рудное поле

1—4 — микрофотографии участков пришлифованных образцов, выполненные с помощью бинокулярного микроскопа (МБС-1).

1, 3 — участки образцов, показанных в табл. VI на фиг. 2 и 3. На снимках различаются мелкие обломки волокнистой пемзы (ПМ) и комочки лавового материала (Л). Увел. 10;

2 — сильно сваренные комочки тощволокнутой пемзы (ПМ) и лавы (Л). Округлые темные пятна в комочке лавового материала — вкрапленники кварца. Увел. 12.

4 — относительно крупный обрывок длиноволокнистой пемзы (ПМ) среди мелкообломочной пемзокластической и пепловой связующей массы. Увел. 7.

5, 6 — микрофотографии прозрачных шлифов связующей мелкообломочной массы лаво-пемзокластического игнимбрита, показанного на фиг. 3 в табл. VI. На снимках с трудом различается обломочное строение, реликты пемзовых и пепловых частиц. В центре левого снимка — микропегматитовое срастание плагиоклаза и кварца, на правом снимке — вкрапленник кварца. Ник. II, увел. 20, увел. 30.

Таблица XIII

ИГНИМБРИТЫ

Микрофотографии образцов и шлифов

1—4 — микрофотографии участков пришлифованных образцов пемзокластических игнимбритов (табл. VI, фиг. 3—6), выполненные с помощью бинокулярного микроскопа (МБС-1).

1 — продольное (вдоль волокнистости) сечение обрывка хлоритизированной пемзы с вкрапленниками плагиоклаза (п). Увел. 10;

2 — границы обрывка пемзы не видны, различаются только реликты волокнистой микротекстуры и вкрапленники кварца (к). Увел. 12;

3 — обломочек волокнистой пемзы с вкрапленниками кварца (к) и плагиоклаза (П). Увел. 12;

4 — на снимке различаются два обрывка волокнистой пемзы, в левом волокнистость ориентирована под углом 60—70° к плоскости образца, а в правом — параллельно плоскости. Увел. 12.

5 — Гайское рудное поле. Микрофотография участка пришлифованного образца пемзокластического игнимбрита. С трудом различаются реликты обрывков волокнистой пемзы. Увел. 10.

6 — Гайское рудное поле. Микрофотография прозрачного шлифа пемзокластического игнимбрита жерловой фации (см. табл. VIII, 3). Различаются мелкие обрывки волокнистой пемзы среди замещенной вторичными минералами мелкообломочной пепловой массы. Ник. II, увел. 15.

Таблица XIV

ИГНИМБРИТЫ

Учалинское рудное поле. Микрофотографии прозрачных шлифов пемзокластических игнимбритов

1—4 — хорошо различается длиноволокнистая микротекстура пемзовых обрывков, вкрапленники плагиоклаза (П) и кварца (К). Черные пятна на фиг. 1 и 2 — скопления энидота. Ник. II.

1—3 — увел. 12, 4 — увел. 15. Шлифы, микрофотографии которых показаны на фиг. 1 и 2, изготовлены из одного и того же образца, но из пластинок, ориентированных под углом 90° одна к другой. Шлиф на фиг. 1 показывает ориентировку пемзовых обрывков в плоскости, перпендикулярной основанию потока игнимбритов, а шлиф на фиг. 2 ориентирован параллельно основанию потока.

5, 6 — пластическая деформация пемзы в сильно сваренных пемзокластических игнимбритах около резургентного обломочка порфирита (Р). 5 — ник. II, 6 — ник. +, увел. 16. При одном никеле хорошо различается волокнистая микротекстура пемзовых частиц, в скрещенных николях она не видна, но хорошо видно, что порода почти нацело замещена микрозернистым агрегатом кварца, альбита, серицита.

ПРОМЕЖУТОЧНАЯ ПАЧКА В ВИСЯЧЕМ БОКУ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Таблица XV

ОБЩИЙ ВИД ОБНАЖЕНИЙ

1 — Сибайское рудное поле. Отложения раскаленных пемзовых потоков, вскрытые уступами северного борта главного карьера. Масштаб снимка 1:100. Значительная расслоенность отложений, характерная для участков выклинивания (наибольшей мощности эти отложения достигают в районе засыпанных отвалами северных карьеров), по-видимому, возникла в процессе движения потоков по дну моря (кальдерного озера), вследствие лобового сопротивления водной среды. Это сопротивление вызывало замедление движения фронтальной части потока и набегание на нее тыловых частей. Подобный механизм отложения рассмотрен Е. Матти (Matti, 1965) на примере изучения подводных туфовых потоков о. Родос (Греция).

2 — Учалинское рудное поле. Выходы обломочных пород промежуточной пачки, вскрытые уступами южного борта карьера. Масштаб 1:200. В центре снимка — пачка ритмично-слоистых пемзовых туфов, мощностью около 5 м. Слева от этой пачки, между ней и игнимбритами рудовмещающей толщи (на снимке отсутствуют), залегают массивные (неслоистые) отложения раскаленных пемзовых потоков, справа — слоистые пепловые и шлаковые туфы базальтового состава.

Таблица XVI

ТУФЫ ПЕМЗОВЫХ ПОТОКОВ

Фотографии пришлифованных образцов, натур. вел.

1, 2 — крупнообломочные пемзовые туфы из обнажения, показанного на фиг. 1, табл. XV. Сибайское рудное поле. Сваривание незначительное, сортировка матернала по размерности отсутствует, формы обломков специфические, часто с расщеплением на концах. Для характеристики большинства их больше подходит термин «обрывки», чем «обломки». Во многих заметна волокнистая микротекстура. Темная окраска обусловлена хлоритизацией. Светлая окраска характерна для замещенного серицитом мелко- и тонкообломочного пемзового и пеплового материала. На левом снимке среди ювенильного пемзового материала присутствуют резургентные обломки колчеданной руды (Ру) и оруденелых пород.

3, 4 — сваренные пемзовые туфы из обнажения, показанного на фиг. 2 табл. XV. Учалинское рудное поле. Породы обладают эвтакситовой текстурой, обрывки пемзы (черное) в большинстве случаев имеют линзовидную форму и ориентированы взаимно-параллельно. В большом количестве (до 15—20% и более) присутствуют кристаллы и обломки кристаллов плагиоклаза и кварца (белые вкрапления). Учитывая это, породы более точно следовало бы называть пемзовыми кристаллотуфами. В небольшом количестве (до 3—5%) присутствуют обломки резургентного матернала (Р), среди которых преобладают вулканические породы нижележащих рудовмещающей и подрудной толщ.

5 — пемзовый туф. Сортировка матернала по крупности отсутствует. Характерная форма пемзовых обрывков (черное). Сибайское рудное поле.

6 — резургентный обломок базокварцевого альбитофира в пемзовом туфе. Темная каемка по периферии — следствие нагрева раскаленным матерналом пирокластического (пемзового) потока. Сибайское рудное поле.

Таблица XVII

ТУФЫ ПЕМЗОВЫХ ПОТОКОВ

1, 2 — обломки колчеданной руды (Ру) в пемзовых туфах. Сибайское рудное поле. На верхнем снимке хорошо заметно плавное огибание пемзой (черное) обломка колчеданной руды (пластическая деформация пемзы). В обломках руды различаются колломорфные структуры. На нижнем снимке (фиг. 2) показан пемзовый туф, в котором не только мелкообломочный материал, но и относительно крупные обрывки пемзы замещены в значительной степени серицитом, чем и обусловлена не черная или темно-зеленая, а серая окраска породы. *Натур. вел.*

3—5. Учалинское рудное поле. Микрофотографии участков пришлифованных образцов пемзовых туфов. 3 — часть относительно крупного обрывка длиноволокнистой хлоритизированной пемзы среди мелкообломочного пемзового и пемзового материала в пемзовом туфе. Белое — вкрапленники плагиоклаза, увел. 10. Сфотографирован участок образца, показанного на фиг. 3, табл. XVI; 4, 5 — обрывки хлоритизированной длиноволокнистой пемзы с вкрапленниками эпидотизированного плагиоклаза (белое) и кварца (не различаются на снимке вследствие прозрачности и отсутствия окраски), увел. 12.

Таблица XVIII

ТУФЫ ПЕМЗОВЫХ ПОТОКОВ

Сибайское рудное поле. Микрофотографии участков пришлифованных образцов (1—6) и прозрачных шлифов

1—3 — плотно соприкасающиеся (конформные взаимоотношения) обрывки хлоритизированной длиноволокнистой пемзы. Различаются продольные (пр), поперечные (п) и косо ориентированные (к) по отношению к плоскости образца сечения пемзовых обрывков. На примере этих снимков, а также снимков, показанных на фиг. 1—5 в табл. XIII, хорошо проявляется эффект объемного видения, возникающий благодаря тому, что косо направленный пучок света проникает в глубину пришлифованного участка образца (просвечивает его) на 1—1,5 мм. Объемный характер наблюдения позволяет нам отличать план-параллельную микротекстуру комочков тонкофлюидальной лавы от волокнистой (бывшей трубчатой) микротекстуры пемзовых обрывков, что невозможно в тонких срезах прозрачных шлифов. На верхних снимках (1 и 2) на фоне тонкой волокнистости четко видны очертания более крупных бывших пузыристых пор, в настоящее время выполненных хлоритом (например, в обрывке пемзы, расположенном в левом нижнем углу снимка 1) увел. 12.

4 — обрывок длиноволокнистой хлоритизированной пемзы. Косо ориентированное по отношению к плоскости образца сечение, увел. 17.

5, 6, — пластические деформации пемзовых обрывков около поперек ориентированного пемзового обрывка (5) и около резургентного обломочка колчеданной руды (Ру, 6), увел. 15.

7, 8 — две микрофотографии одного и того же прозрачного шлифа, сделанные при одном никеле (7) и при скрещенных николях (8). Обрывок тонковолокнистой пемзы с вкрапленниками кварца. В правой части снимков — часть резургентного обломка миндалекаменного спилита, увел. 15.

Таблица XIX

ИГНИМБРИТЫ

Сибайское рудное поле, скв. 509, 111—115 м. Слагают единичный поток мощностью около 6 м

1—3 — фотографии пришлифованных образцов из верхней (1), средней (2) и нижней (3) частей потока. Черные включения — обрывки хлоритизированной пемзы и кислого вулканического стекла, остальное — тонкообломочный пемзовый и пемловый материал, в значительной степени замещенный хлоритом и серицитом. Светлые

включения — резургентные обломки колчеданной руды и оруденелых пород (Ру). Светлые мелкие зерна в черных включениях пемзы и вулканического стекла — вкрапленники плагиоклаза и кварца. Многочисленные кристаллы плагиоклаза и кварца имеются среди мелкообломочной массы породы, но на снимках их трудно отличить от мелких обломочков колчедана. В вертикальном разрезе потока довольно отчетливо проявляется свойственная классическим игнимбритам текстурная зональность: постепенная смена в направлении от висячего бока потока к лежащему пород с беспорядочной ориентировкой обломков и неправильными угловатыми формами последних, породами, в которых обломки характеризуются уплотненными линзовидными (или лепешковидными) формами и ориентированы в одном направлении, обычно параллельном основанию потока. Natur. вел.

4 — резургентные обломки колчеданной руды (рудокласты) в игнимбритах этого же потока (Ру). В обломках с колломорфной зональностью видно, что колломорфный рисунок срезается внешними ограничениями обломков. Увел. 2.

5 — снимок участка пришлифованной поверхности образца, выполненный с помощью бинокулярного микроскопа при косо направленном освещении. На снимке показана часть относительно крупного включения хлоритизированного вулканического стекла — фьямме, содержащего многочисленные вкрапленники кварца и плагиоклаза. Увел. 12.

6 — микрофотография прозрачного шлифа тех же пород. Ник. II, увел. 40. Различаются обрывки волокнистой пемзы, замещенной слабо окрашенным бледно-зеленым хлоритом, вкрапленники кварца (белое).

Т а б л и ц а XX СЛОИСТЫЕ ТУФЫ

Сибайское рудное поле

1 — образец слоистого пемзового туфа, слагающего тонкий прослой между потоками пемзовых туфов (см. обнажение на фиг. 1, табл. XV). Прямоугольником показан участок, представленный на микрофотографии (см. 2). Natur. вел.

2 — микрофотография участка пришлифованного образца слоистого пемзового туфа (см. 1). Хорошо различается волокнистая микротекстура двух пемзовых обрывков, один из которых ориентирован продольно (левый), а другой косо (правый) по отношению к плоскости образца. Окружающая обрывки пемзы светлая масса — топкозернистый агрегат серицита, хлорита и кварца, в котором с трудом различаются контуры мелких частичек пемзы и пепла. Увел. 7.

3 — микрофотография прозрачного шлифа лито-пемзокластического туфа. Слева — обломок лавы кварцевого альбитофира с трещинками перлитовой микротонкости, справа различаются контуры нескольких обрывков волокнистой пемзы. Черное — сульфиды. Ник. II, увел. 12.

4 — микрофотография прозрачного шлифа пемзового туфа. Хорошо различаются обрывки волокнистой пемзы, слева — обломок резургентного материала (черное). Ник. II, увел. 12.

5 — фотография образца слоистого туфа из самого основания промежуточной пачки у контакта ее с игнимбритами рудовмещающей толщи. Наблюдается смена грубого пемзового материала (внизу) мелкообломочным пепловым материалом. Natur. вел.

6 — микрофотография прозрачного шлифа слоистого лито-кристаллокластического туфа. Ник. II, увел. 18.

Т а б л и ц а XXI СЛОИСТЫЕ ПОРОДЫ

Учалинское рудное поле

1 — пришлифованный образец слоистого туфа базальтового состава. Наблюдаются признаки ритмичности. Natur. вел.

2 — микрофотография прозрачного шлифа пеплового туфа из верхней части ритмов (см. обр. на фиг. 1). Ник. II, увел. 40.

3 — микрофотография прозрачного шлифа шлакового туфа из нижней части ритмов (см. обр. на фиг. 1). Хорошо различаются обломки вулканического шлака. Ник. II, увел. 30.

4 — пришлифованный образец пемзо-литокластического туфа из нижней части ритмов (см. фиг. 2, табл. XV). Наряду с частицами хлоритизированной пемзы здесь присутствуют многочисленные слабо окатанные обломки различных вулканических пород из подстилающих отложений. Натур. вел.

5 — пришлифованный образец ритмично-слоистого песчаника из основания промежуточной пачки. Различаются мелкие желвачки строматолитов (СТ). Натур. вел.

Таблица XXII

СЛОИСТЫЕ ПОРОДЫ

Учалинское рудное поле

1 — слоистые шлаковые песчаники и алевролиты (вверху) из верхней части промежуточной пачки.

2 — прослой колчеданной руды среди туфогенных песчаников из основания промежуточной пачки. Пришлифованный образец, натур. вел. Из коллекции Е. И. Богдановой.

3 — обломок колчеданной руды в грубообломочном шлаковом туфе. Пришлифованный образец, натур. вел. Из коллекции С. А. Рокачёва.

4, 5 — знаки асимметричной волновой ряби на поверхностях наслоения в слоистых породах верхней части промежуточной пачки.

6 — конседиментационные дислокации в породах промежуточной пачки. Фото Е. И. Богдановой

Таблица XXIII

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

В СЛОИСТЫХ ПОРОДАХ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ ПАЧКИ

Учалинское рудное поле, карьер, южный борт

1 — туфогенный песчаник смешанного состава из средней части промежуточной пачки, содержащий остатки жизнедеятельности синезеленых бентосных водорослей (строматолиты). Пришлифованный образец, натур. вел.

2 — прозрачный шлиф туфогенного песчаника смешанного состава с остатками жизнедеятельности синезеленых бентосных водорослей. В средней части снимка — прослой, насыщенный мелкими округлыми желвачками строматолитов. Различаются кристаллы кварца (белые изометричные зерна) и таблитчатый кристалл плагиоклаза (вверху). Ник. II, увел. 10.

3 — тангенциальное сечение относительно крупного желвака строматолита. Прозрачный шлиф, ник. II, увел. 7.

4 — участок того же строматолитового желвака при увел. 40. Хорошо различается столбчатое строение и микроламинарность. Прозрачный шлиф, ник. II.

5 — небольшой строматолитовый желвачок с нечетко выраженным столбчатоламинарным строением. Прозрачный шлиф, ник. III, увел. 20.

Таблица XXIV

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

В СЛОИСТЫХ ПОРОДАХ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ ПАЧКИ

1—5 — различные формы (сечения) мелких строматолитовых желвачков. Прозрачные шлифы, увел. от 50 до 100.

6—8 — остатки раковин фораминифер. увел. 70; 70; 55.

НАДРУДНАЯ ТОЛЩА

Таблица XXV

СИБАЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ. ПАНОРАМА ЮЖНОГО БОРТА ГЛАВНОГО КАРЬЕРА

В левой большей части снимка — надрудная толща (нижняя часть), сложенная преимущественно вулканическими брекчиями и агломератами спилитового состава. Справа — верхняя часть рудовмещающей толщи. Мощность промежуточной пачки в южном борту карьера не превышает 2—3 м, и она не различается на снимке. Хорошо видна грубая стратифицированность надрудной толщи и крутое (около 70°) восточное падение слоев. Снимок сделан с помощью фототеодолита, масштаб 1:100.

Таблица XXVI

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

1 — лавокластический материал (светлые фрагменты) слагает самостоятельные слои. Между ними выделяется прослой хлоритизированного витрокластического материала (темное, правее молотка).

2 — лавокластический материал слагает тонкие, местами прерывистые прослойки среди шлакового и витрокластического материала.

3 — в центре снимка — слой окрашенного в черный цвет, вследствие интенсивной хлоритизации, витрокластического материала с плохо различимой слоистостью. Левее — слой, в котором лавокластический, шлаковый и витрокластический материалы присутствуют в примерно равных количествах. В правой части снимка преобладает лавокластический материал. Вертикальные полосы у левого края снимка и правее молотка — желобки буровзрывных скважин.

Таблица XXVII

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

1 — участок слоя, сложенного преимущественно лавокластическим материалом (обломками спилитовой лавы). Связующей массой является мелкообломочный шлаковый и витрокластический материал. О масштабе снимка можно судить по спичке, торчащей в трещине.

2 — тонкий прослой кусков спилитовой лавы и вулканических бомб среди витрокластического и шлакового материала.

3 — куски вулканического шлака и пористой спилитовой лавы, сцементированные мелкообломочным хлоритизированным витрокластическим материалом. Пришлифованный образец, 1/2 натур. вел.

4 — небольшие вулканические бомбы блокового типа с полосчатым распределением пор среди витрокластического и шлакового материала. Пришлифованный образец, 1/2 натур. вел.

5 — пришлифованный образец шлакового агломерата с признаками спекания. 1/2 натур. вел.

6 — пришлифованный образец витрокластического туфа. Сортировка и слоистость отсутствуют. Мелкообломочный связующий материал замещен агрегатом пренита и карбоната. Натур. вел.

Таблица XXVIII

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ШЛАКИ

1 — шлаковый агломерат. Фотография участка пришлифованного образца (см. фиг. 5, табл. XXVII). Большинство пор в обломках шлака выполнены хлоритом. Увел. 5.

2 — обломки вулканического шлака среди замещенного пренитом и карбонатом мелкообломочного пеплового материала. Микрофотография участка пришлифованного образца шлакового туфа, увел. 10.

3 — обломки вулканического шлака. Бывшие поры выполнены хлоритом (черное), хлоритом же замещен тонкообломочный связующий материал в промежутках между обломками шлака. Микрофотография участка пришлифованного образца (см. 5, табл. XXVII). Увел. 6.

4 — мелкообломочная связующая масса вулканических брекчий и агломератов, представленная частицами вулканического стекла и обломочками шлака. Прозрачный шлиф, ник. II, увел. 13.

5 — обломки вулканического шлака в вулканических брекчиях и агломератах. В левой нижней половине снимка — часть более крупного обломка шлака. Поры выполнены кварцем, частично хлоритом. В крупную пустотку в верхней части обломка попали мелкие обломочки вулканического стекла. Стекловатый материал шлакового обломка замещен хлоритом, в нем различаются мелкие кристаллиты плагиоклаза. Прозрачный шлиф, ник. II, увел. 9.

Таблица XXIX

ПРИЗНАКИ ПЛАСТИЧНОГО СОСТОЯНИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В МОМЕНТ ОТЛОЖЕНИЯ

1, 2 — пришлифованные образцы лавокластических агломератов комковатой текстуры. Плотнo соприкасающиеся с образованием общих поверхностей комки пористой лавы. Такого рода взаимоотношения относятся к типу конформных и в подобных отложениях могут возникнуть только при условии, если лавокластический материал в момент отложения находился в раскаленном пластичном состоянии и мог деформироваться. Местами наблюдается исчезновение видимых границ между комками лавы, свидетельствующее о проявившихся здесь процессах сваривания. 0,5 натур. вел.

3 — микрофотография участка соприкосновения комочков лавового материала. Снимок сделан с помощью бинокулярного микроскопа при косо направленном освещении, увел. 10.

4 — пластическая деформация комочка пористой лавы, зажато между двумя более крупными комками. В местах соприкосновения заметно некоторое сплющивание пор в деформированном комочке лавы. В нижнем комке хорошо различается каемка закалывания (уменьшение количества пор и их величины). Увел. 3.

5 — микрофотография участка соприкосновения двух комков лавы спилитов. В левом комке среди микроскопических иголок альбита выделяется сросток нескольких более крупных кристаллов, а также миндалины, сложенная кварцем и хлоритом. Правый комок сложен почти нераскристаллизованным стекловатым материалом с многочисленными мелкими порами (белое). Прозрачный шлиф, ник. II, увел. 15. На снимке в зеркальном изображении представлен участок, ограниченный прямоугольником на фиг. 2.

6 — тот же участок, но сфотографированный с помощью бинокулярного микроскопа при косо направленном освещении, увел. 12.

Т а б л и ц а XXX

ПРИЗНАКИ ПЛАСТИЧНОГО СОСТОЯНИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В МОМЕНТ ОТЛОЖЕНИЯ

1 — шлифованный образец лавокластического агломерата с конформными взаимоотношениями. В верхнем комке пористой лавы хорошо заметна темная каемка закалывания. Натур. вел.

2, 3 — микрофотографии показанных прямоугольниками участков шлифованного образца (фиг. 1), иллюстрирующие конформные взаимоотношения комков лавового материала. Заметна уплотненность (сплюснутость) пор в местах соприкосновения комков. Сфотографировано с помощью бинокулярного микроскопа. Увел. 6.

4 — микрофотография участка шлифованного образца, иллюстрирующая конформные взаимоотношения. На снимке три комочка (а, б, в) лавового материала. Помимо общих границ соприкосновения, заметно некоторое сплюсывание пор. Снимок сделан с помощью бинокулярного микроскопа. Увел. 5.

5, 6 — микрофотографии прозрачного шлифа из участка соприкосновения комков лавы. На снимках видна общая граница соприкосновения комков. На нижнем снимке заметна ориентировка лейст альбита, как бы обтекающих вдавленный в нижний комок обломок резургентного материала. Ник. П, увел. 15; 30.

Т а б л и ц а XXXI

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ БОМБЫ

Сибайское рудное поле. Фотографии шлифованных образцов. Вулканические бомбы, как и все другие ювенильные компоненты толщи вулканических брекчий и агломератов, настолько прочно сцементированы с окружающим их материалом, что выбить отдельную бомбу и отпрепарировать ее не представляется возможным. Поэтому при исследованиях приходится довольствоваться наблюдениями над многочисленными произвольными сечениями в стенках карьера и, частично, сечениями, полученными в результате резки образцов на камнерезных стенках.

1 — продольное сечение эллипсоидальной бомбы с равномерным распределением пористости. Заметна узкая каемка закалывания по краям бомбы, характеризующаяся уменьшением пористости. Поры выполнены хлоритом. Стекловатый материал бомбы в значительной степени замещен агрегатом пренита (светлые участки). Темное в центре — хлорит. 0,7 натур. вел.

2 — продольное сечение эллипсоидальной бомбы, заключенной в массе обломков хлоритизированного вулканического стекла (черное) и плака. 0,8 натур. вел.

3 — часть вулканической бомбы со сплюснутым при ударе о почву основанием. В основании бомбы имеется каемка закалывания и серия перпендикулярно основанию ориентированных пор. Можно предполагать, что эти поры возникли в результате резкого удаления летучих вверх от деформированной в момент удара поверхности. 0,5 натур. вел.

4 — небольшая, аналогичная предыдущей, вулканическая бомба со сплюснутым от удара о почву основанием. Натур. вел.

5 — сечение части вулканической бомбы с неравномерным распределением пор. Спиралевидный характер распределения пористости позволяет предполагать, что в данном случае мы имеем дело с бомбой крученого типа. Натур. вел.

Т а б л и ц а XXXII

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ БОМБЫ

Сибайское рудное поле. Фотографии шлифованных образцов

1, 2 — два параллельных сечения одной и той же, по-видимому, грушевидного типа вулканической бомбы со сплюснутым при ударе о почву основанием. Расстояние между сечениями — 10—15 мм. Поры заполнены хлоритом (черное) и кварцем; в нижней половине бомбы заметна каемка закалывания. Обращает внимание

резкое увеличение количества пор в верхней части бомбы и отсутствие здесь каймы закалывания. Следует также отметить некоторое увеличение пористости в центральной части бомбы, благодаря приуроченности к этой части наиболее крупных пор. Многие из них замещены кварцем (белое). Натур. вел.

3 — сечение лепешковидной вулканической бомбы. Наблюдается приуроченность мелких пор к основанию бомбы, а крупных — к верхней части. В основании бомбы заметна каемка закалывания и припаянный кусочек шлака. 0,6 натур. вел.

4 — случайное сечение вулканической бомбы, по которому судить о форме бомбы не представляется возможным. О принадлежности данного куска лавового материала к вулканической бомбе свидетельствует закономерное, по отношению к внешним ограничениям, распределение пор. Натур. вел.

5 — сечение вулканической бомбы грушевидного типа. В нижней части бомбы заметна вмятина от соприкасающегося с бомбой обломка шлака, а в верхней части — небольшой округлый выступ, характерный для бомб грушевидного типа. Натур. вел.

Т а б л и ц а X X X I I I

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ БОМБЫ

Сибайское рудное поле. Микрофотографии

1, 2 — краевые части вулканических бомб. Снимки сделаны с помощью МБС-1, увел. 8. Отчетливо выраженной каймы закалывания не наблюдается. Большинство бывших пор выполнено хлоритом (черное).

3, 4 — внутренние части вулканических бомб. Материал бомб представлен почти нераскристаллизованным, замещенным хлоритом, вулканическим стеклом, в котором наблюдаются отдельные кристаллы плагиоклаза (П). Многочисленные неправильной формы бывшие поры заполнены пренитом (фиг. 4), альбитом или кварцем. Прозрачные шлифы, ник. П, увел. 12

Т а б л и ц а X X X I V

БАКРУЗЯКСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ ИГНИМБРИТЫ

Фотографии пришлифованных образцов. Натур. вел.

1 — пемзокластический игнимбрит брекчиевидной текстуры. Среди тонкообломочной витро-пемзокластической связующей массы, замещенной агрегатом серицита и кварца, резко выделяются относительно крупные обрывки хлоритизированной пемзы (черное).

2 — лаво-пемзокластический игнимбрит нечетко проявленной эвтакситовой текстуры. Светлое — комочки лавового материала состава кварцевого альбитофира, черное — хлоритизированный пемзокластический материал. Характерно ориентированное параллельное расположение частиц, по которому можно судить об элементах первичного залегания породы.

3 — лаво-пемзокластический игнимбрит комковатой текстуры. Светлое — комочки лавового материала, черные включения — пемзовый материал.

4 — витро-пемзокластический игнимбрит брекчиевидно-полосчатой текстуры. Среди витро-пемзокластической обломочной массы наблюдаются выделяющиеся своей величиной обрывки длиноволокнистой пемзы, замещенные агрегатом хлорита, серицита и кварца.

5 — витро-пемзокластический игнимбрит непловой размерности с неоднородной такситовой текстурой. Темные участки — скопления замещенных хлоритом относительно крупных обрывков пемзы, остальная масса — мелкообломочный пемзовитрокластический материал, замещенный агрегатом кварца, серицита и хлорита.

Таблица XXXV

ИГНИМБРИТЫ

Микрофотографии прозрачных шлифов

1 — пемзокластический игнимбрит. В центре снимка — обрывок длиноволокнистой пемзы, замещенной хлоритом, а в правой верхней части — также серицитом и кварцем. В окружающей мелкообломочной массе много вкрапленников кварца и их обломков. Ник.+, увел. 25.

2 — обрывок волокнистой пемзы в пемзокластическом игнимбрите. Ник. II, увел. 20.

3 — вкрапленники и осколки вкрапленников кварца в сваренной связующей пепловой массе игнимбрита. Ник. +, увел. 40.

4 — пемзокластический игнимбрит. Различаются беспорядочно ориентированные сваренные обрывки волокнистой пемзы. В центре снимка — пустотка, выполненная кварцем и хлоритом. Ник. II, увел. 35.

Таблица XXXVI

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ

1—3 — инъекции эксплозивной брекчии (*об*) в мидалекаменном порфирите андезито-дацитового состава (*адн*). Пришлифованные образцы, натур. вел. Эти породы встречены в южной части рудного поля в скважине 290 на глубине 180 м. 1 — струйчатая текстура эксплозивной брекчии, возникшая в результате сортировки обломочного материала в процессе его движения по трещине. Справа видны два отторженца порфирита; 2 — стандартный облик эксплозивной брекчии, состоящей из криштобломочной фельзитовидной связующей массы и несортированных по величине обломков различных пород и кристаллов, обычно представленных кварцем и плагиоклазом; 3 — струйчатый характер сортировки обломочного материала.

4, 5 — микрофотографии прозрачных шлифов эксплозивной брекчии. Ник.+, увел. 20. Различаются обломки окварцованных вулканических пород кислого состава (*а*), вторичных кварцитов (*вк*), кристаллы и обломки кристаллов кварца (*к*).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО ТИПА (таблицы XXXVII — XLIV)

Таблица XXXVII

ИГНИМБРИТЫ

Фотографии пришлифованных образцов зерна. Натур. вел.

1 — пемзокластический игнимбрит с резургентными обломками кварцевого альбитофира. Текстура породы брекчиево-псевдофлюидальная. Ювенильная часть представлена обрывками хлоритизированной длиноволокнистой пемзы, ориентированными взаимно-параллельно, а также кристаллами и обломками кристаллов кварца и плагиоклаза.

2 — пемзокластический игнимбрит. Текстура породы близка к псевдофлюидальной. Черное — тонкие удлиненные прихотливо изогнутые обрывки волокнистой пемзы среди серицитизированного и окварцованного мелкообломочного пемзокластического материала.

3 — лаво-пемзокластический игнимбрит комковатой текстуры. Между плотно соприкасающимися спекшимися комками лавы кварцевого альбитофира зажаты черные включения хлоритизированной пемзы.

4 — витро-пемзокластический игнимбрит брекчиевидно-такситовой текстуры. Черные включения представлены хлоритизированным вулканическим стеклом.

5 — пемзокластический игнимбрит брекчиевидно-такситовой текстуры. На светлом фоне серицитизированной и окварцованной мелкообломочной массы четко выделяются черные включения хлоритизированной пемзы с вкрапленниками плагиоклаза и кварца.

6 — пемзокластический игнимбрит эвтакситовой текстуры. Характерно упорядоченное расположение линзовидных обрывков хлоритизированной волокнистой пемзы (черное) среди замещенного кварцем и серицитом мелкообломочного пемзокластического материала (белое).

7 — поперечное сечение того же образца игнимбрита. Характерна изометричная форма пемзовых обрывков. Местами в них различаются вкрапленники плагиоклаза и кварца (мелкие белые включения на черном фоне).

Т а б л и ц а XXXVIII

ИГНИМБРИТЫ

1—4 — микрофотографии участков пришлифованных образцов пемзокластических игнимбритов, сделанные с помощью МБС-1 при косо направленном освещении. Хорошо различаются обрывки волокнистой пемзы с вкрапленниками кварца и плагиоклаза, замещенные хлоритом, отчасти серицитом и кварцем. На 1 среди ювенильного пемзового материала присутствуют несколько округлых обломочков резургентного материала (р). Увел. 8; 12; 14; 10.

5 — микрофотография прозрачного шлифа пемзокластического игнимбрита с пепловой размерностью материала. Много обломков чуждых пород (р), а также кристаллов кварца (к). Пемзовый материал представлен длинными тонкими волокнами, часть которых замещена хлоритом (черное), а часть серицитом (белое). Заметна пластическая деформация пемзовых обрывков около обломков чуждых пород и кристаллов кварца. Ник. II, увел. 40.

Т а б л и ц а XXXIX

ИГНИМБРИТЫ

Микрофотографии прозрачных шлифов пемзокластических игнимбритов

1 — сильно сваренная разновидность пемзокластического игнимбрита. Различаются реликты волокнистой микротекстуры пемзовых обрывков, многочисленные кристаллы и обломки кристаллов кварца (к) и плагиоклаза (п). Ник.+, увел. 30.

2 — микрофотография аналогичного игнимбрита, но более крупной, гравийной размерности. Различаются обрывки волокнистой пемзы и кристаллов, кластический материал. Ник.+, увел. 15.

3, 5 — витро-пемзокластические игнимбриты пепловой размерности материала. Типичные примеры микротекстуры, свойственной классическим игнимбритам. Различаются параллельно ориентированные обрывочки тонковолокнистой хлоритизированной пемзы, часто плавно изогнутые (пластическая деформация), многочисленные кристаллы и обломки кристаллов кварца и плагиоклаза. Ник. II, увел. 15; Ник.+, увел. 20.

4 — умеренно сваренная разновидность витро-пемзокластического игнимбрита. На снимке видны несколько обрывков пемзы, волокнистость в которых ориентирована параллельно (пр) и перпендикулярно (п) к плоскости прозрачного шлифа. Пепловый связующий материал замещен агрегатом хлорита и серицита. Ник. II, увел. 30.

Таблица XL

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Фотографии пришлифованных образцов. Natur. вел.

1 — слоистый лито-кристалло-пемзокластический туф, кверху сменяющийся лито-кристаллокластическим. Прямоугольниками показаны участки, представленные на микрофотографиях (см. табл. XLII). В темных прослойках в верхней части снимка присутствует примесь тонкого витрокластического материала, замещенного хлоритом. Из рудовмещающей толщи.

2 — шлаковый туф андезито-базальтового состава гравийной и лапиллиевой размерности. Сортировка материала и слоистость отсутствуют. Подрудная толща.

3 — шлаковый агломерат базальтового состава, сцементированный сульфидами. Сульфидами же выполнены бывшие пустоты (поры) в обломках вулканического шлака. Подрудная толща.

4 — конгломерато-брекчия из основания надрудной толщи, состоящая из слабо окатанных обломков органогенных известняков, кислых вулканических пород, кристаллокластического материала и обломков колчеданной руды (Pу). Является продуктом локального размыва подстилающих ее пород рудовмещающей толщи и рудных залежей. В мелкообломочном связующем материале брекчии встречаются мелкие желвачки строматолитов — продуктов жизнедеятельности синезеленых водорослей.

5, 6 — тонкослоистые туфопесчаники кислого состава с сульфидным цементом (см. табл. XLII). Образцы из основания надрудной толщи.

7 — шлаковый туф гравийной размерности, кверху переходящий в тонкослоистый туфопесчаник с микросмещениями и конволютной микроскладчатостью. Образец из подрудной толщи.

Таблица XLI

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Микрофотографии образцов и прозрачных шлифов

1 — микрофотография участка пришлифованного образца шлакового туфа (см. 2, табл. XL). Заметна пористая микротекстура обломков. Увел. 6.

2 — микрофотография прозрачного шлифа шлакового туфа, образец которого показан на фиг. 7, табл. XL. Мелкие обломки пузыристого вулканического шлака сцементированы агрегатом вторичных минералов. Ник. II, увел. 20.

3 — туфопесчаник, состоящий из слабо окатанных обломочков различных вулканических пород, известняков, кристаллов кварца и плагноклаза. Ник. II, увел. 15.

4 — пемзовый туф алевритовой размерности. Почти целиком состоит из мелких частиц волокнистой пемзы, замещенных хлоритом и серицитом. Ник. II, увел. 35.

5, 6 — микрофотографии прозрачных шлифов шлакового туфа из подрудной толщи. 5 — ник.+, 6 — ник.!! Увел. 15. Различаются пористые обломки шлака, стекловатый каркас которых замещен хлоритом, а поры выполнены вторичными минералами, главным образом кварцем.

Таблица XLII

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Микрофотографии пришлифованных образцов и прозрачных шлифов

1, 2 — микрофотографии лито-кристаллокластического туфа из образца, показанного на 1, табл. XL. 1 — ник. II, 2 — ник. +, увел. 20.

3 — микрофотография участка пришлифованного образца, сделанная с помощью МБС-1. Обрывки замещенной хлоритом длиноволокнистой пемзы среди алевритового и псаммитового лито-кристаллокластического материала. Сфотографирован участок образца, показанного на 1, табл. XL. Увел. 8.

4 — микрофотография туфопесчаника с сульфидным цементом (см. образец 6, табл. XL). Черное — сульфиды, светлое — обломки кварца и вулканических пород кислого состава. Ник. II, увел. 15.

Таблица XLIII

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ

1 — шлифованный образец взрывной брекчии. В фельзитовидной связующей массе заключены угловатые или округлые обломки разнообразных пород и кристаллокластический материал. Сортировка обломочного материала по размерности отсутствует. Встречаются обломки колчеданной руды (Ру). Натур. вел.

2 — жилочка взрывной брекчии в окварцованном и серицитизированном кварцевом альбитофире. Шлифованный образец зерна, натур. вел.

3 — поперечное сечение того же образца зерна. Видно отходящее от жилочки взрывной брекчии тонкое ответвление.

4 — шлифованный образец взрывной брекчии с обломками миндалекаменного спилита (сп), вторичного кварцита (вк) и кристаллов кварца в фельзитовидной связующей массе. Натур. вел.

5 — жилочка взрывной брекчии с ответвлениями вдоль слоистости в алевритово-пелитовом литокластическом туфе кислого состава. Шлифованный образец зерна, увел. 1,5.

6 — микрофотография прозрачного шлифа взрывной брекчии. В фельзитовидной стекловатой связующей массе заключены округлые обломочки основной массы кварцевого альбитофира (а), вторичного кварцита (вк), мелкие осколки кристаллов кварца. Из образца, показанного на 1. Ник. +, увел. 15.

Таблица XLIV

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ

Микрофотографии прозрачных шлифов

1 — выклинивающаяся жилка взрывной брекчии в кварцевом фельзитовом альбитофире. В черном связующем материале взрывной брекчии видны кристаллы и многочисленные мелкие осколки кристаллов кварца (белое). Ник. +, увел. 20.

2, 3 — микрофотографии прозрачного шлифа взрывной брекчии, сделанные при одном и при скрещенных николях. Справа — часть обломка окварцованного туфа кислого состава, слева — мелкообломочная взрывная брекчия, в которой различаются обломки сильно окремненных пород кислого состава и кристаллокластический (преимущественно кварцевый) материал. Увел. 30.

4 — микрофотография прозрачного шлифа из образца, показанного на фиг. 4 в табл. XLIII. Черные включения — обломочки колчеданной руды, белый обломок справа и многочисленные обломочки белого цвета — кварц. Вверху видны два округлых обломка окремненных пород. Ник. II, увел. 12.

5 — микрофотография прозрачного шлифа взрывной брекчии. Большая часть обломочного материала представлена осколками кристаллов кварца. Ник. II, увел. 25. Прямоугольником показан участок, представленный в более крупном масштабе на фиг. 6.

6 — та же взрывная брекчия, но сфотографировано при скрещенных николях и при увел. 50. Около осколькового обломка кварца в центре снимка виден округлый обломочек окремненной вулканической породы. Черное между обломками — криптообломочная стекловатая связующая масса, замещенная слабо преломляющим агрегатом хлорита.

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ
КОЛЧЕДАНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ АЩЕБУТАКСКОГО ТИПА
(таблицы XLV — LI)**

Т а б л и ц а XLV

ИГНИМБРИТЫ

Фотографии пришлифованных образцов, натур. вел.

1 — слабо сваренный лаво-пемзокластический игнимбрит брекчиевидной текстуры, состоящей из комков лавы кварцевого альбитофира и обрывков пемзы. Общая окраска породы желтовато-оранжевая.

2 — лаво-пемзокластический игнимбрит брекчиевидно-комковатой текстуры. Умеренно сваренная разновидность. Мелкообломочный пемзокластический материал между комками лавы кварцевого альбитофира (л) и крупными кусками спекшейся пемзы (пм) замещен темно-сиреневым гематитом (черное). В окраске породы преобладают бежевые и сиреневые цвета.

3 — лаво-пемзокластический игнимбрит комковатой текстуры. Конформные взаимоотношения плотно соприкасающихся комков флюидального лавового материала. Мелкообломочный пемзокластический материал встречается в подчиненном количестве. Общая окраска породы бежевая, местами коричневая.

4 — сильно сваренный лаво-пемзокластический игнимбрит брекчиевидно-такситовой текстуры. Различаются плотно соприкасающиеся комки лавового материала различной величины и реликты спекшихся пемзовых обрывков. Окраска породы светлая яблочно-зеленых тонов.

5 — лаво-пемзокластический игнимбрит брекчиевидно-комковатой текстуры. Светлое — комочки светло-серой флюидальной лавы кварцевого альбитофира (различаются мелкие вкрапления кварца), темное — обрывки хлоритизированной волокнистой пемзы.

Т а б л и ц а XLVI

ИГНИМБРИТЫ

Пришлифованные образцы зерна. 1 и 2 увел. 1,5, остальные — натур. вел.

1 — сильно сваренная разновидность витро-пемзокластического игнимбрита. Текстура породы эвтакситовая. В спекшейся пепловой массе различаются очертания линзовидных обрывков очень тонковолокнистой хлоритизированной пемзы. Общая окраска породы оранжево-красная, линзочки пемзы синевато-зеленые. Внизу — резургентный обломок кварцевого порфира.

2 — лаво-пемзокластический игнимбрит эвтакситовой текстуры с резургентным обломком плагиогранита (плг). Среди светло-серой массы сплюснутых в лепешки мелких комочков лавового материала наблюдаются мелкие линзочки темно-зеленой хлоритизированной пемзы.

3 — пемзокластический игнимбрит с большим количеством обломков резургентного материала (р). Слабо сваренная разновидность брекчиевой текстуры.

4 — пемзокластический игнимбрит эвтакситовой текстуры с резургентным обломком плагиогранит-порфира (внизу). Заметна пластическая деформация пемзовых обрывков (темное) около обломка.

5 — пемзокластический игнимбрит с обломком диабаз (д).

6 — оранжево-красный пемзокластический игнимбрит включает резургентный обломок серовато-зеленого более древнего игнимбрита эвтакситовой текстуры (иг).

7 — псевдофлюидальная разновидность лаво-пемзокластического игнимбрита. Светлое — лепешки лавового материала, темное — хлоритизированный пемзовый материал.

8 — эвтакситовая разновидность витро-пемзокластического игнимбрита. Темные линзовидные включения — фьямме, сложены хлоритизированным вулканическим стеклом или пемзой. Светлое — спекшаяся масса мелкообломочного пеплового материала, замещенного кварцем и серицитом.

Таблица XLVII

ТУФЫ ПЕМЗОВЫХ ПОТОКОВ

Фотографии пришлифованных образцов. Натур. вел.

Породы, показанные на 1—5, состоят целиком из длиноволокнистой пемзы, характеризуются интенсивным свариванием и преобладанием обломков (обрывков) лапильной и более крупной размерности. Среди окрасок преобладают светло-бежевые (2), желтовато-коричневые (4), сиреневые разных оттенков (3), оранжево-красные (5), темно-коричневые и черные цвета (1)

1 — в образце часть крупного обломка длиноволокнистой пемзы.

2, 3 — из-за интенсивного сваривания породы приобрели лавоподобный облик. Различаются только реликты волокнистой текстуры пемзовых обрывков.

4, 5 — различаются реликты беспорядочно ориентированных пемзовых обломков.

6 — слоистый лито-пемзокластический туф из прослоя между потоками игнимбринов и сваренных туфов.

Таблица XLVIII

ИГНИМБРИТЫ

Микрофотографии прозрачных шлифов и пришлифованных образцов

1 — деформированный обрывок тонковолокнистой пемзы. Черные кристаллы — шпирит, белое — кварц. Вверху (темный) обломочек чуждой породы. Ник. II, увел. 30.

2 — реликты хлоритизированных обрывков тонковолокнистой пемзы среди сильно сваренного серицитизированного пемзового материала. Угосток пришлифованного образца пемзокластического игнимбрита, показанного на 1, табл. XLVI. Снимок сделан с помощью МБС-1. Увел. 10.

3 — пемзокластический игнимбрит. Видны реликты беспорядочно ориентированных обрывков тонковолокнистой пемзы. Черное — гематит. Ник. II, увел. 18.

4 — линзочка тонковолокнистой пемзы (темное) среди серицитизированного пемзового материала. Прозрачный шлиф из образца, показанного на 2 в табл. XLVI. Ник. +, увел. 25.

5 — микрофотография прозрачного шлифа пемзокластического игнимбрита пемловой размерности с большим количеством обломков кристаллов кварца. Заметна пластическая деформация мелких обрывочков волокнистой пемзы около кристаллов кварца. Микротекстура, характерная для классических игнимбринов. Из обломка игнимбрита, показанного на 6 в табл. XLVI. Ник. II, увел. 50.

6 — среди обломков пемзы с плохо различимой волокнистой микротекстурой вкрапленники кварца. Ник. II, увел. 30.

7 — пемзо-витрокластический игнимбрит. В тонкообломочной, замещенной серицитом и кварцем массе пемзового материала, различаются обломки хлоритизированного вулканического стекла и пемзы (черное), а также вкрапленники кварца. Шлиф из образца, показанного на фиг. 8 в табл. XLVI. Ник. +, увел. 15.

Таблица XLIX

ИГНИМБРИТЫ И ТУФЫ

Микрофотографии прозрачных шлифов

1 — линзовидный обрывочек тонковолокнистой хлоритизированной пемзы среди серицитизированного пемзового материала. Из образца, показанного на 1 в табл. XLVI. Ник. +, увел. 30.

2 — реликты волокнистой микротекстуры замещенного хлоритом и серицитом пемзового обрывка в пемзокластическом игнимбрите. Ник. +, увел. 15.

3 — лито-пемзокластический туф. Прозрачный шлиф из нижней части образца, представленного на 6, табл. XLVII. Ник. II, увел. 20.

4 — обрывки волокнистой хлоритизированной пемзы (черное) и обломки кристаллов кварца среди замещенной агрегатом вторичных минералов связующей массы пемзокластического игнимбрита. Ник. +, увел. 20.

5 — на фоне мелкообломочной витро-пемзокластической связующей массы игнимбрита резко выделяются черные включения — фьямме, сложенные хлоритизированным вулканическим стеклом. Различаются многочисленные обломки кристаллов кварца и плагиоклаза. Ник. +, увел. 20.

6 — лито-кристаллокластический туф кислого состава. Ник. +, увел. 16.

Т а б л и ц а L

ТУФОЛАВЫ

1 — дезинтегрированная лава дацитового состава. Комки и обрывки флюидальной лавы цементируются мелкообломочным материалом. Пришлифованный образец, натур. вел.

2 — участки пеплового и пемзового материала среди флюидальной лавы. Пришлифованный образец, 1,5 натур. вел.

3 — многочисленные линзовидные и неправильной формы бывшие газовые пустоты, заполненные вторичным кварцем, свидетельствуют о высокой насыщенности лавы летучими соединениями. Справа различается угловатый обломочек посторонней породы (р). Пришлифованный образец, натур. вел.

4, 5 — микрофотографии прозрачного шлифа из образца на 3. 4 — ник. П, 5 — ник. +, увел. 16. Видны заполненные вторичным кварцем многочисленные бывшие газовые пустоты.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ ДРУГИХ РАЙОНОВ (таблицы LI — LV)

Т а б л и ц а LI

ИГНИМБРИТЫ И ТУФЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Джиландинское колчеданное месторождение, Южные Мугоджары

1 — пемзо-витрокластический игнимбрит брекчиевой текстуры. Различаются беспорядочно ориентированные обломки хлоритизированной волокнистой пемзы. Светлое — окремненный и серицитизированный мелкообломочный витрокластический материал. Пришлифованный образец зерна, натур. вел.

2 — пемзокластический игнимбрит эвтакситовой текстуры. Различаются хлоритизированные обрывки пемзы, ориентированные в одном направлении. Пришлифованный образец зерна, натур. вел.

3 — лаво-витрокластический игнимбрит эвтакситовой текстуры. Среди мелких уплотненных комочков лавового материала присутствуют линзовидные включения хлоритизированного вулканического стекла. Пришлифованный образец, натур. вел.

4 — обрывок хлоритизированной волокнистой пемзы с замещенным вторичным кварцем вкраплением плагиоклаза. Прозрачный шлиф из образца, показанного на 2. Ник. П, увел. 25.

5 — кристалло-литокластический туф кислого состава. Порода состоит из обломочков фельзитовых кварцевых альбитофиров псаммитовой размерности и многочисленных осколков кристаллов кварца и плагиоклаза. Прозрачный шлиф, ник. П, увел. 15.

6, 7 — микрофотографии прозрачного шлифа пемзокластического игнимбрита. Видны многочисленные мелкие обрывки хлоритизированной волокнистой пемзы среди сваренной пепловой массы. Порода почти нацело замещена агрегатом вторичного кварца и серицита. 6 — ник. П, 7 — ник. +, увел. 45. Шлиф из образца, показанного на 2.

Таблица LII

ИГНИМБРИТЫ

Северный Урал

1 — пемзокластический игнимбрит эвтакситовой текстуры, состоящий из обрывков хлоритизированной пемзы и серицитизированного пеплового связующего материала. Пришлифованный образец, натур. вел. Выходы по правому берегу р. Сев. Тошемка.

2 — пемзокластический игнимбрит брекчиевой текстуры с множеством обломков резургентного материала (р). Пришлифованный образец, натур. вел. Там же.

3, 4 — микрофотографии прозрачных шлифов пемзокластических игнимбритов, показанных на фиг. 1—2. Различаются обрывки волокнистой пемзы, обломки вкрапленников кварца. Ник. II, увел. 15.

5 — микротекстура обрывка спутанно-волокнистой пемзы. Ник. II, увел. 60. Из образца показанного на фиг. 1.

6 — пемзокластический игнимбрит брекчиевой текстуры с обломками резургентного материала (р). Рудопроявление Галка. Пришлифованный образец, натур. вел.

7 — сваренный пемзовый туф. Прозрачный шлиф из коллекции Ю. С. Каретина. Ник. II, увел. 15. Рудопроявление Галка

Таблица LIII

ПЕМЗОВЫЕ ТУФЫ

Ленингорское рудное поле, Рудный Алтай

1 — пришлифованный образец туфа пемзового потока. Обрывки хлоритизированной длиноволокнистой пемзы (темные фрагменты) среди серицитизированного и окремненного мелкообломочного пемзокластического материала. Андреевский карьер, толща 13. 0,5 натур. вел.

2 — обрывок тонковолокнистой пемзы, замещенной хлоритом и серицитом. Снимок участка образца, показанного на фиг. 1, сделанный с помощью МБС-1, увел. 6. Окружающая мелкообломочная светлая масса породы не отпечаталась из-за высокой контрастности негатива.

3 — микрофотография прозрачного шлифа из того же образца. Видны обрывки хлоритизированной пемзы среди мелкообломочного, замещенного серицитом и кварцем, пеплового материала. Ник. II, увел. 25.

4, 5 — слоистые лито-пемзокластические туфы из верхних уступов Андреевского карьера. Пришлифованные образцы, 0,5 натур. вел.

6 — микрофотография участка пришлифованного образца, показанного на фиг. 4. Снимок сделан с помощью МБС-1, увел. 5.

7 — пришлифованный образец (0,5 натур. вел.) взрывной брекчии из Риддерской шахты. Впервые эти породы были установлены и описаны М. В. Тацининой и Б. Л. Чепрасовым под названием «своеобразных эруптивных брекчий». Видны угловатые обломки разнообразных пород, сцементированные тонкообломочным фельзитоподобным материалом

Таблица LIV

ПЕМЗОКЛАСТИЧЕСКИЕ ИГНИМБРИТЫ

Николаевское рудное поле, Рудный Алтай. Фотографии пришлифованных образцов из керна скв. 413. Натур. вел.

Образцы отобраны из разных частей вертикального разреза потока игнимбритов с довольно четко проявленной вертикальной текстурной зональностью.

1, 2 — пемзокластические игнимбриты брекчиевидной текстуры из верхней слабо сваренной части потока. Характерна беспорядочная ориентировка обрывков хлори-

тизированной длиноволокнистой пемзы среди мелкообломочного связующего материала, замещенного агрегатом вторичных минералов (серицита, кварца, хлорита). 1 — продольное сечение керна, 2 — поперечное сечение того же образца керна.

3, 4 — умеренно сваренные пемзокластические игнимбриты из средней части потока. Наблюдаются элементы упорядоченного расположения обрывков пемзы и общего уплотнения породы, обусловленного более полной раскристаллизацией и свариванием первично стекловатого материала, который в дальнейшем, при процессах эколорудного метасоматоза, интенсивно замещался кварцем и серицитом.

5 — интенсивно сваренная разновидность пемзокластического игнимбрита из нижней части потока. Текстура породы псевдофлюидальная, переходная к лавоподобной

Т а б л и ц а L V

ПЕМЗОКЛАСТИЧЕСКИЕ ИГНИМБРИТЫ

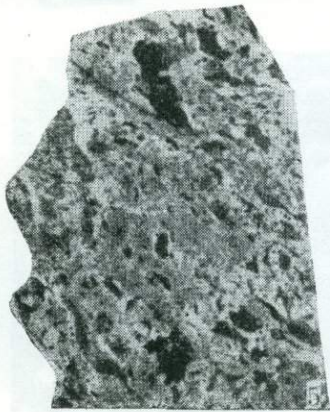
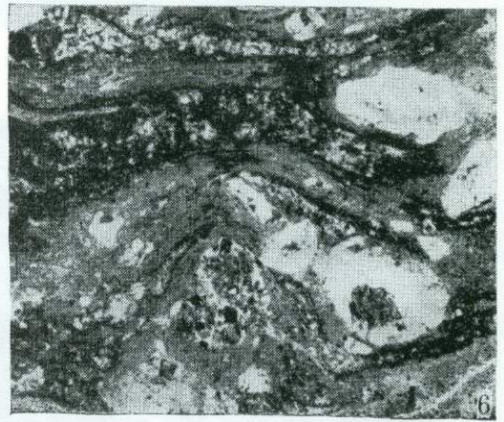
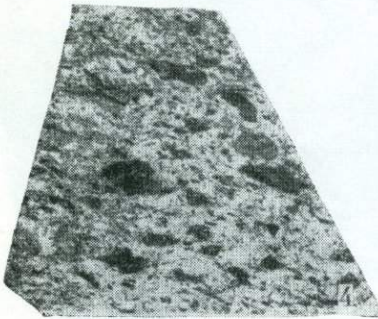
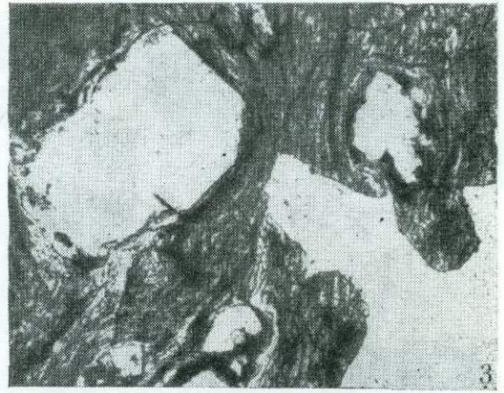
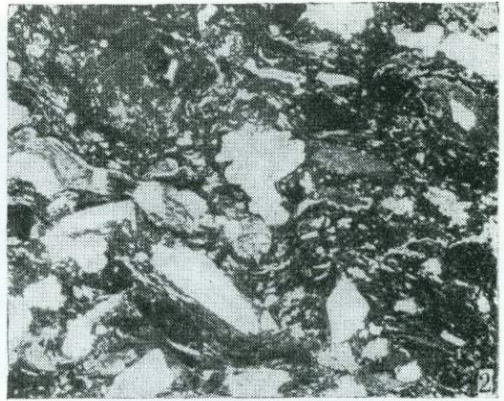
Микрофотографии образцов, показанных в табл. LIV, и прозрачных шлифов из них

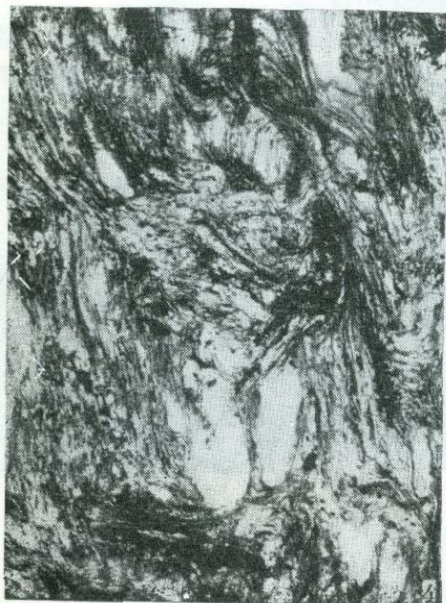
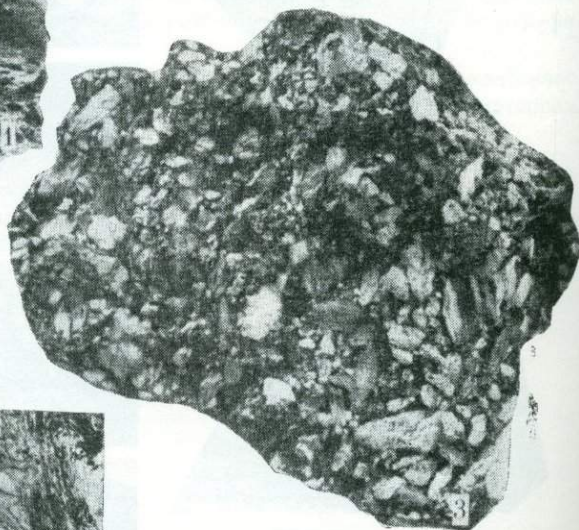
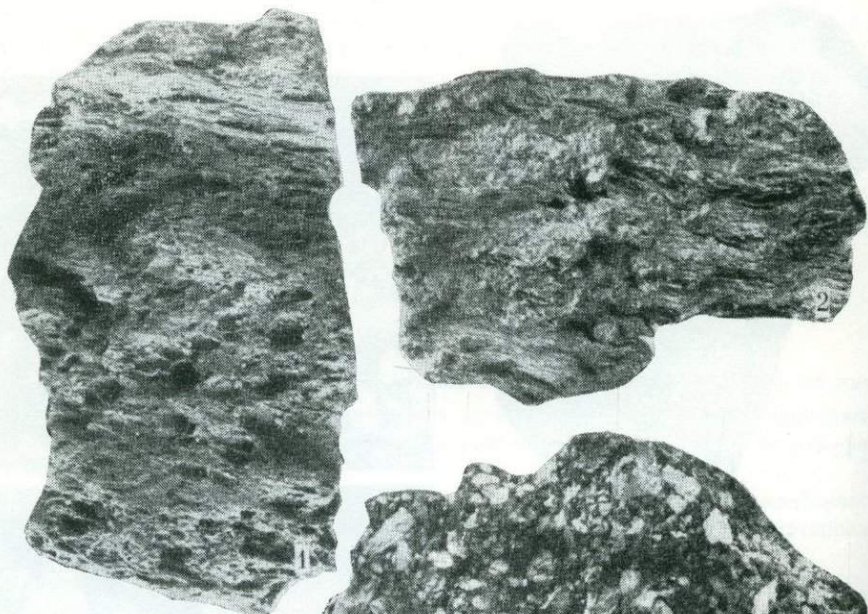
1, 2 — микрофотографии участков образцов из верхней части потока. Различаются беспорядочно ориентированные обрывки хлоритизированной пемзы. Сфотографировано с помощью МБС-1, увел. 6.

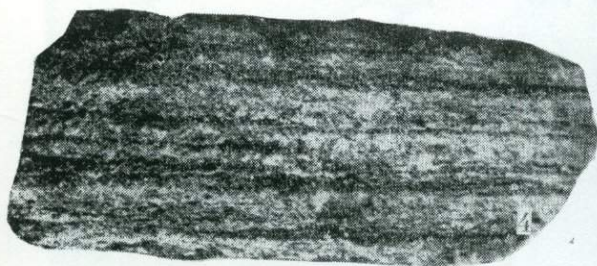
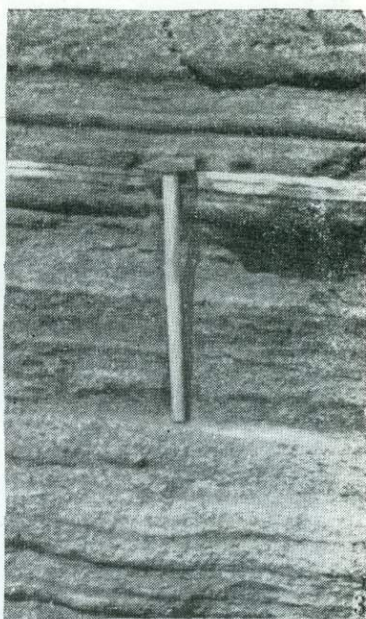
3 — микрофотография прозрачного шлифа умеренно сваренного пемзокластического игнимбрита. Различаются обрывки пемзы, кристаллокластический материал. Ник. П, увел. 20.

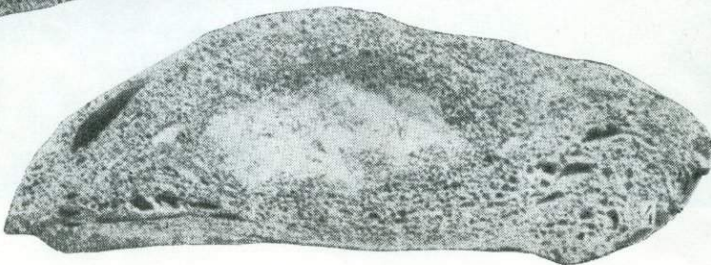
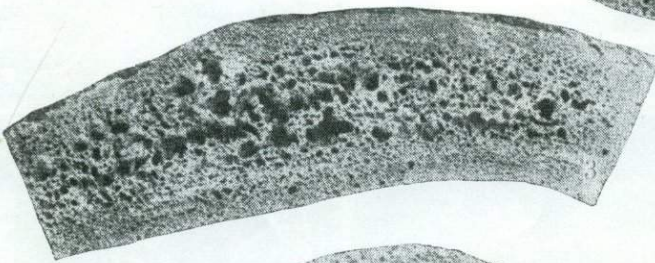
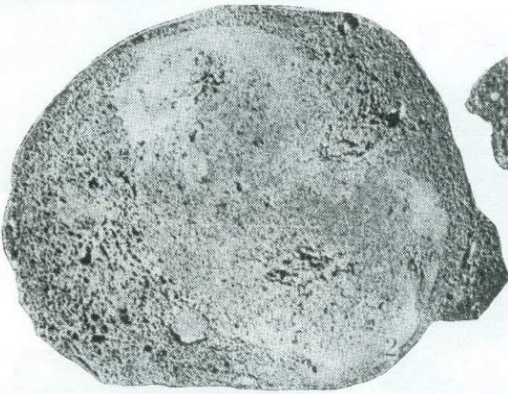
4 — обрывок хлоритизированной волокнистой пемзы. Ник. П, увел. 30.

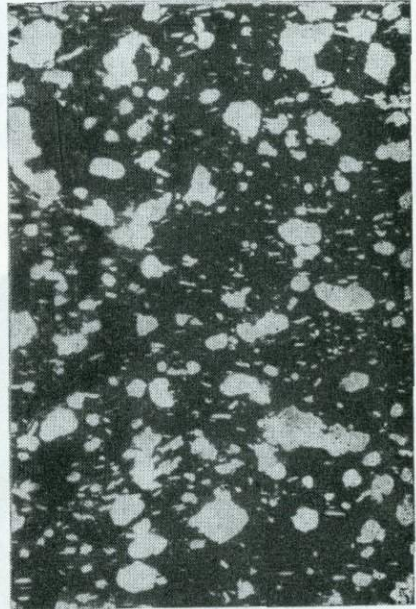
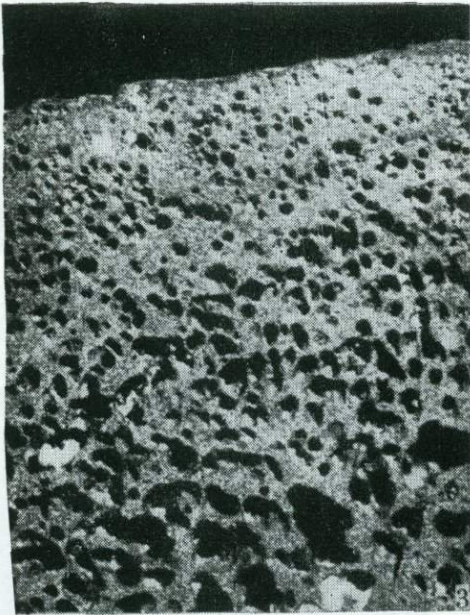
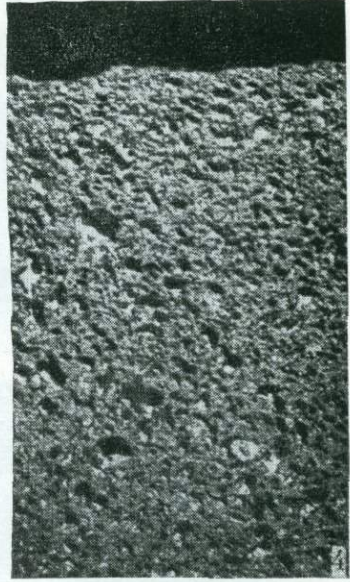
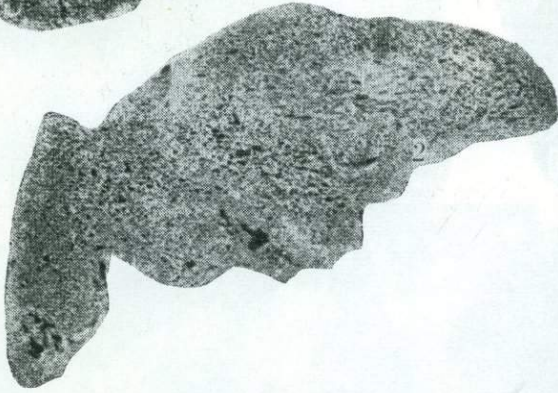
5 — микрофотография шлифа сильно сваренного пемзокластического игнимбрита. Пластическая деформация обрывка волокнистой пемзы около другого пемзового обрывка, расположенного под углом к первому. Ник. +, увел. 30

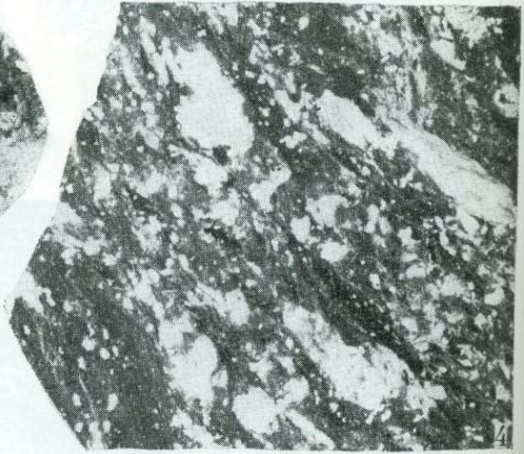
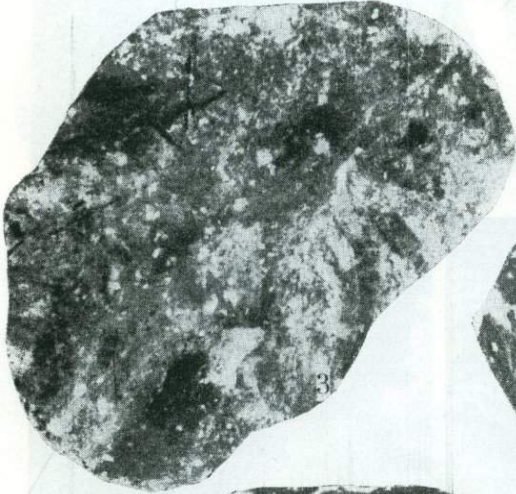
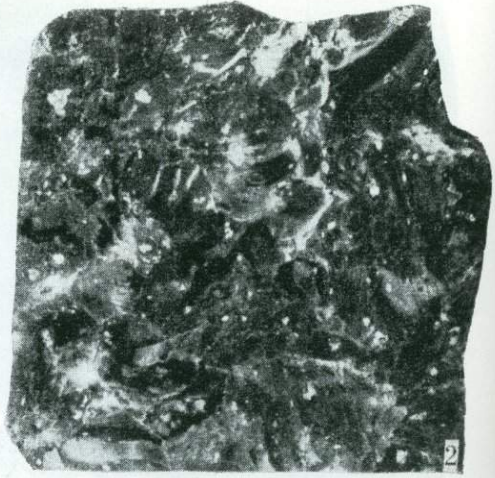
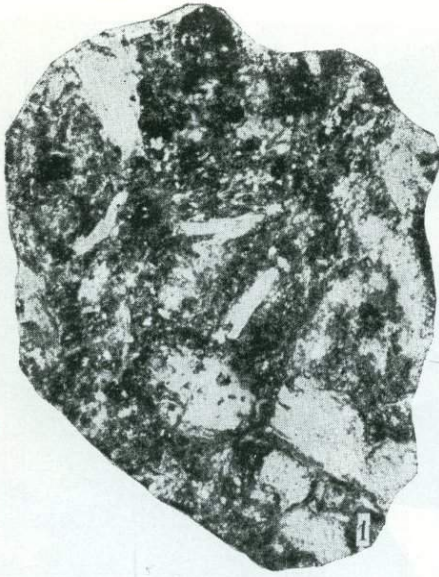


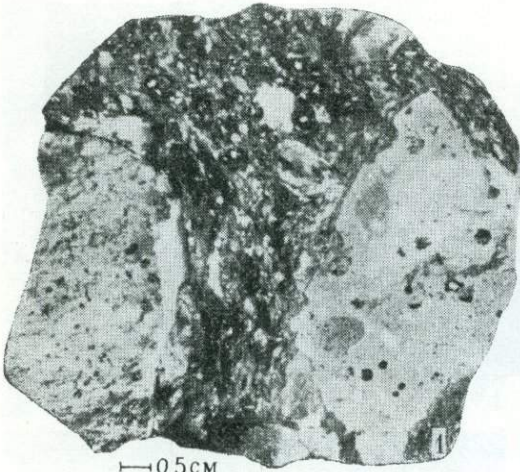




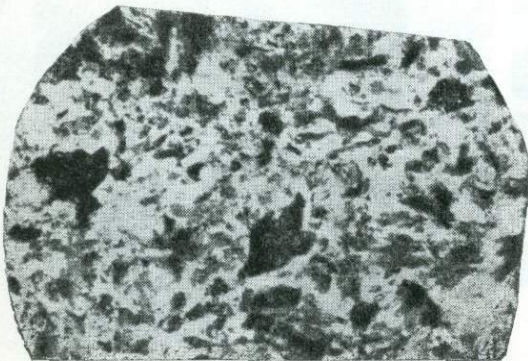
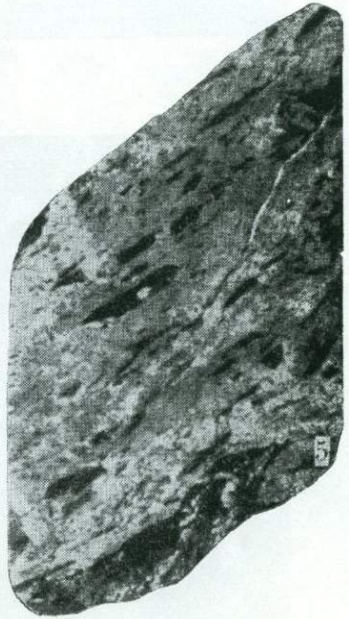
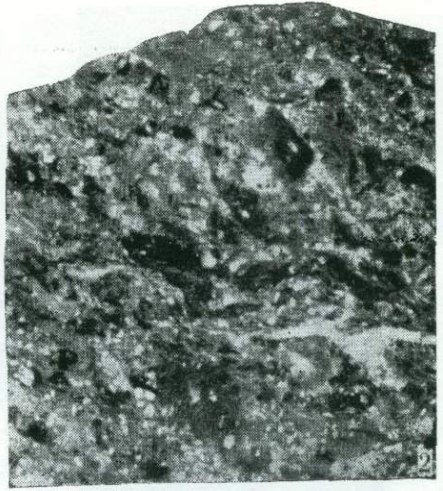


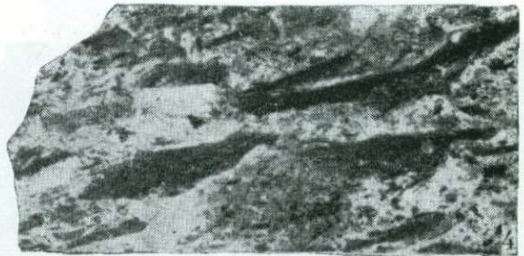
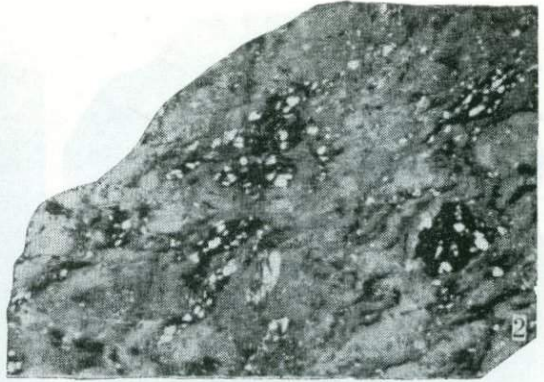


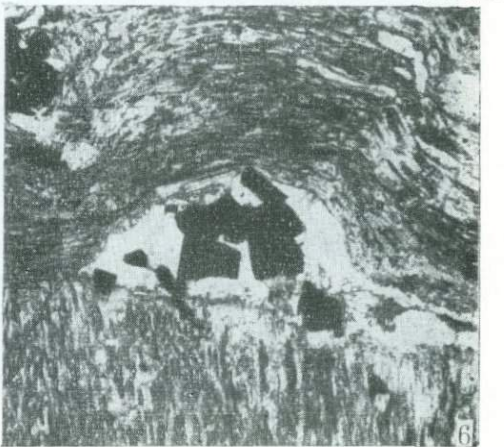
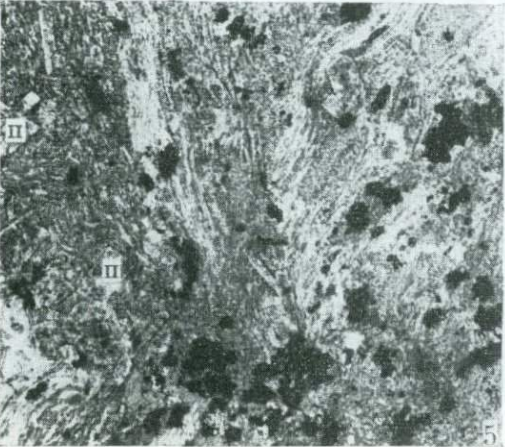
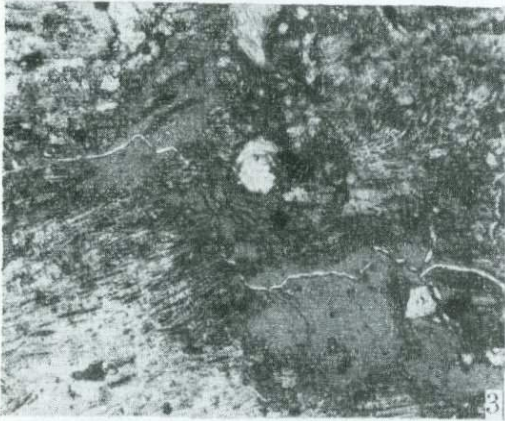


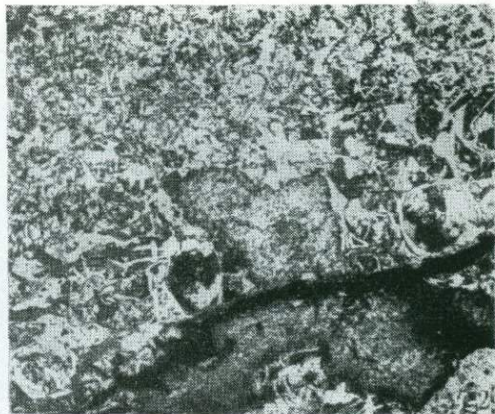


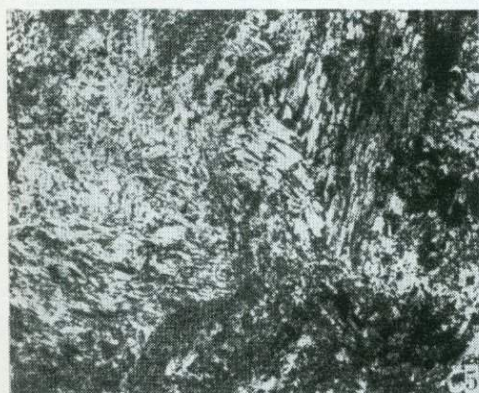
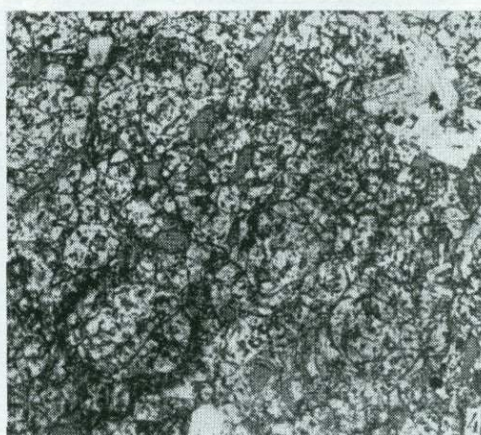
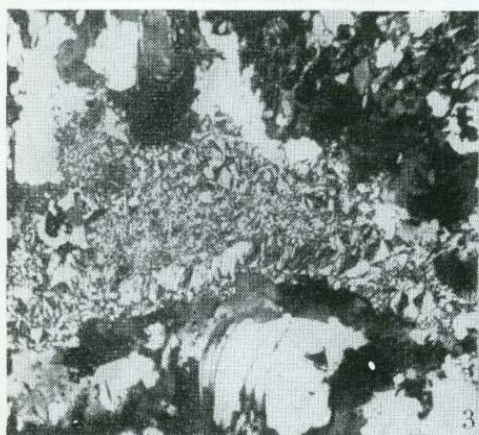
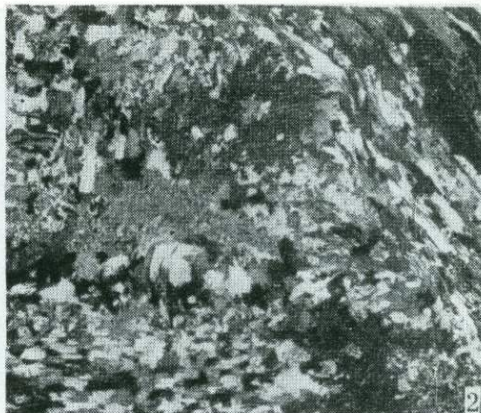
—0,5см

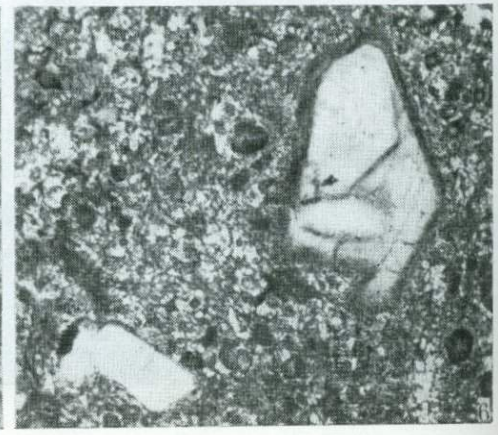
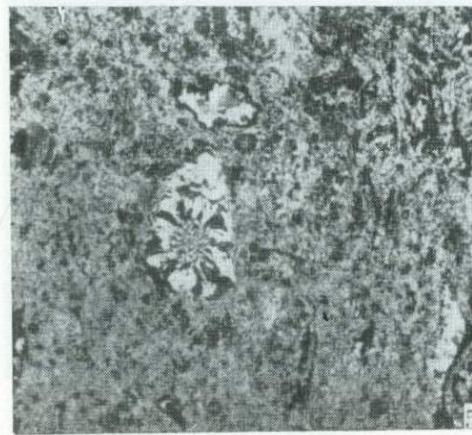
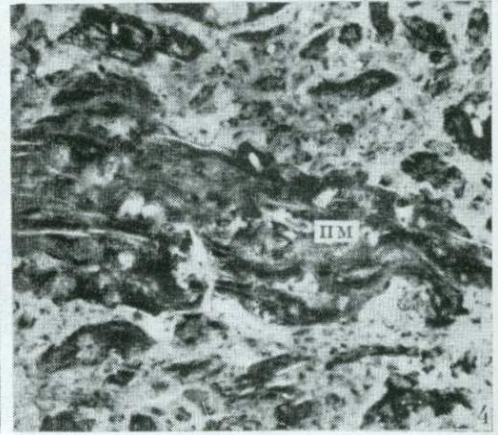
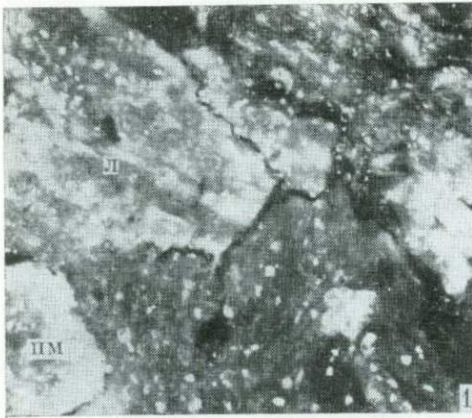


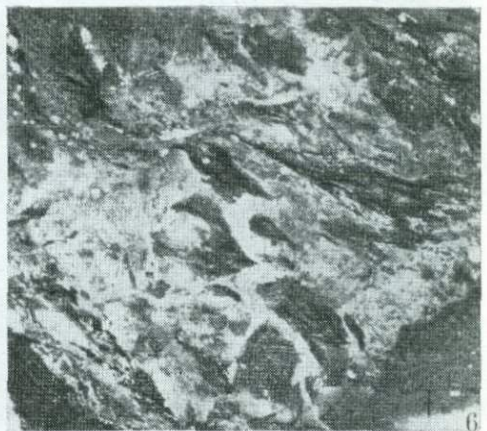
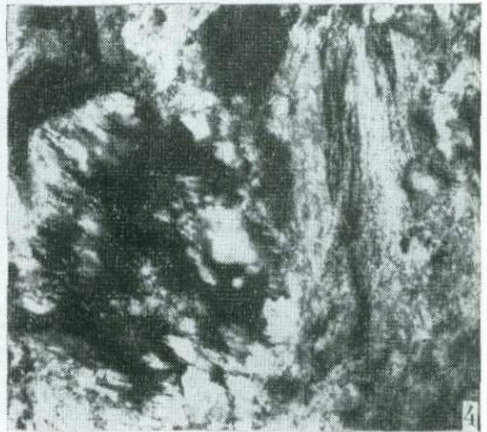
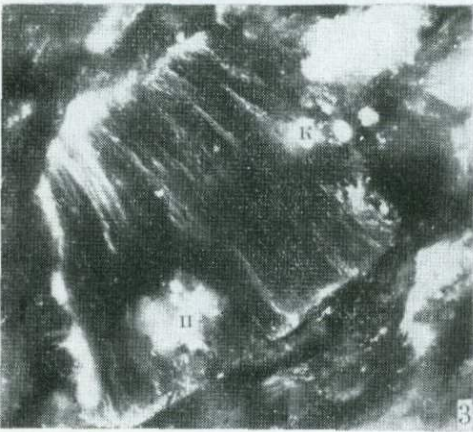
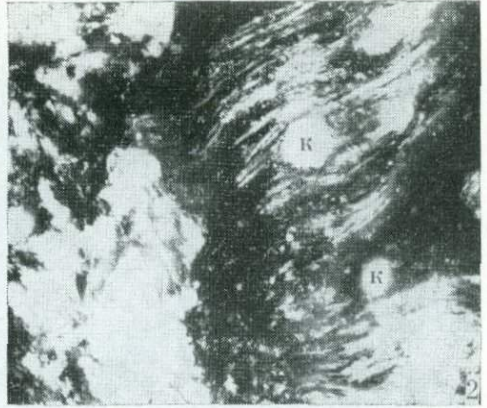


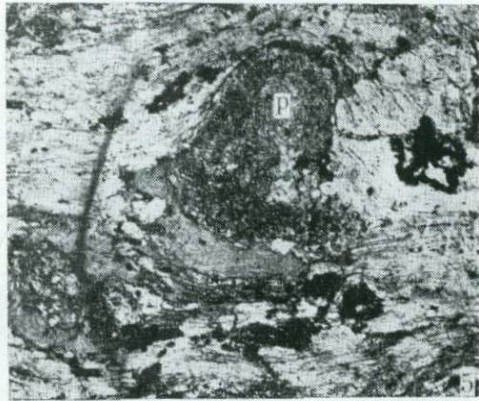
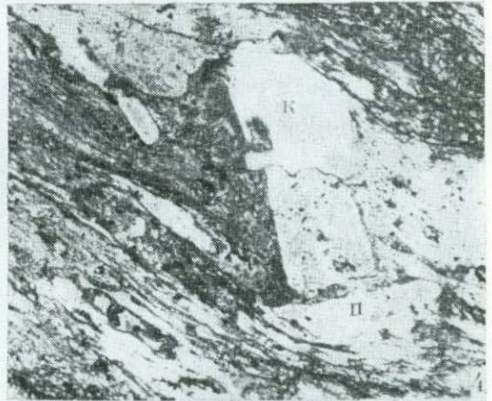
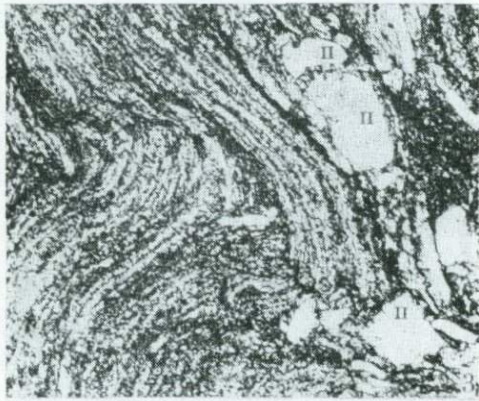
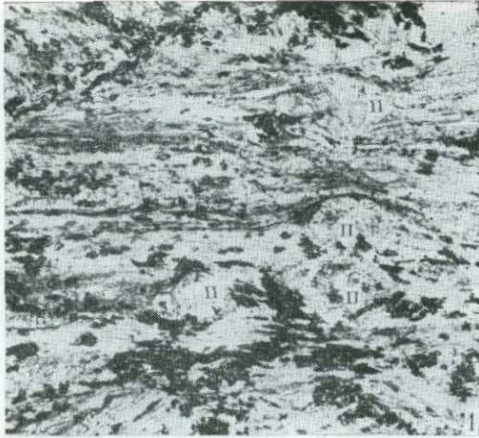




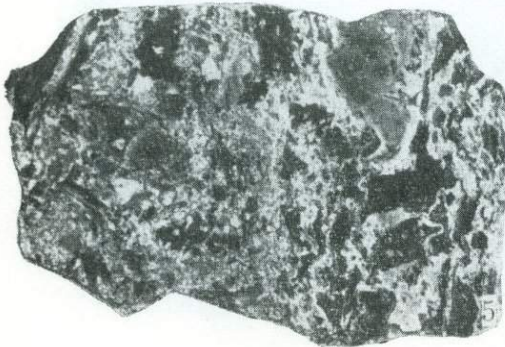
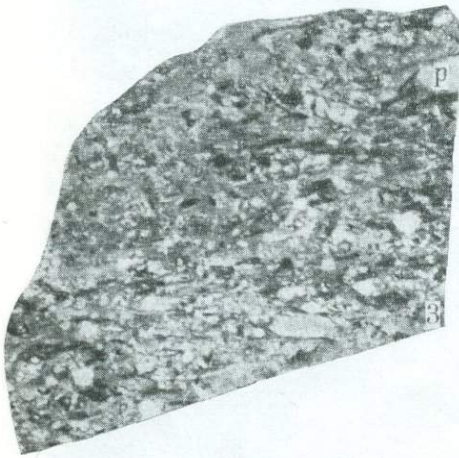
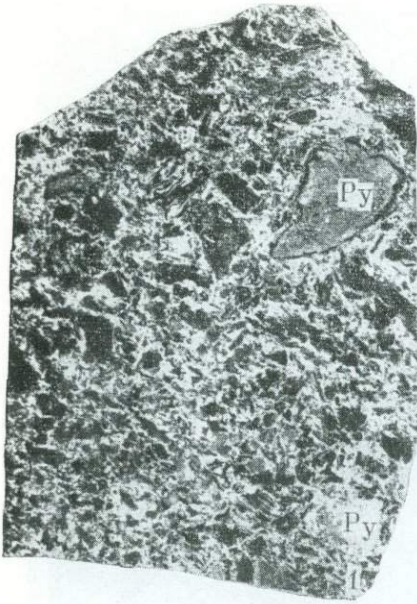


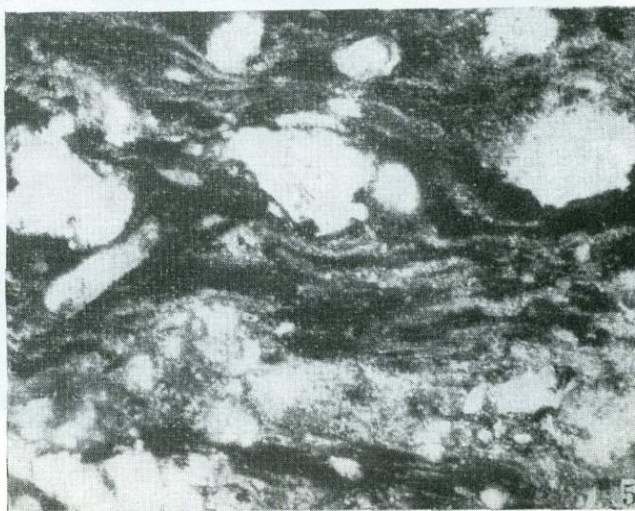
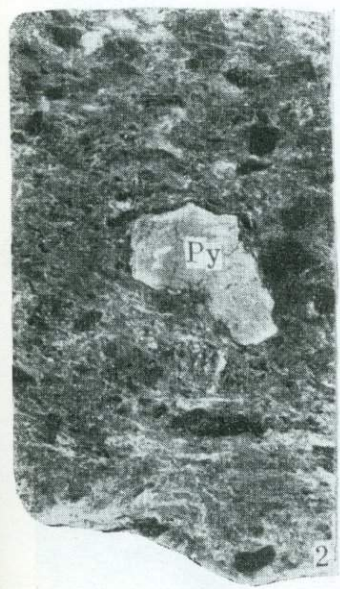
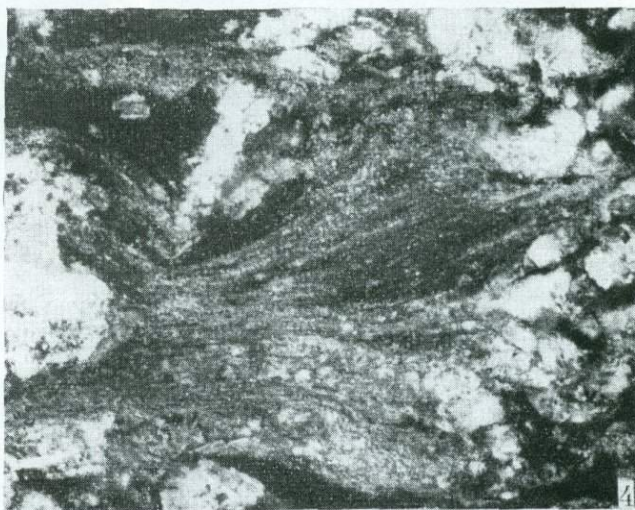
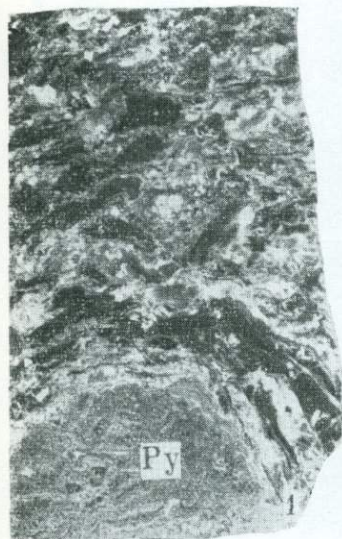


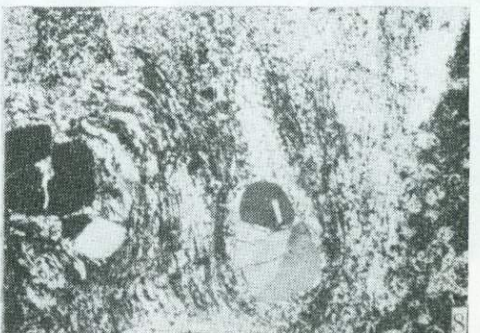
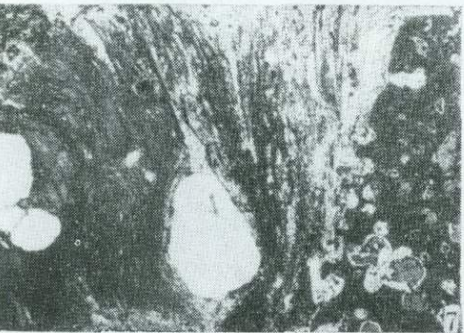
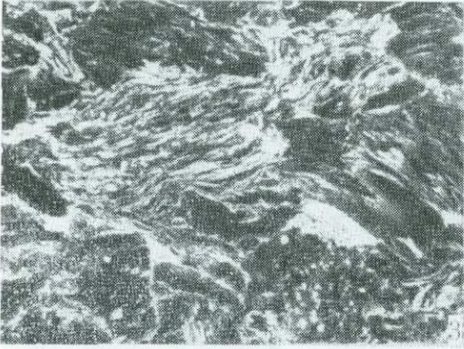
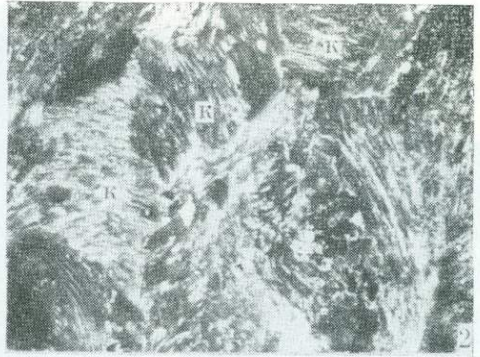
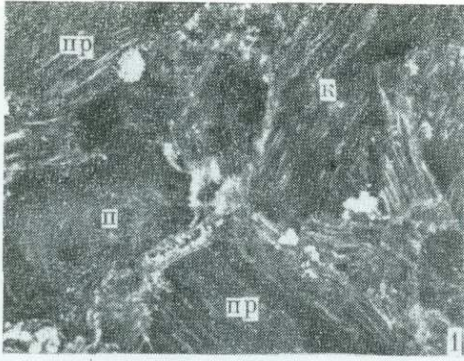


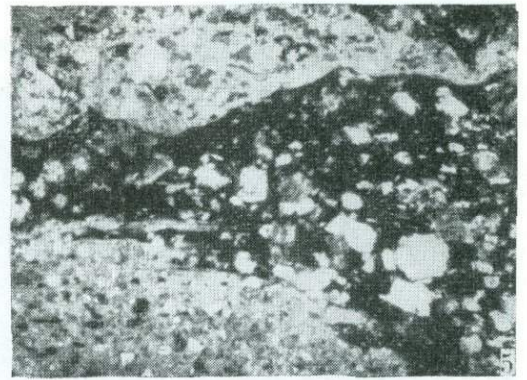
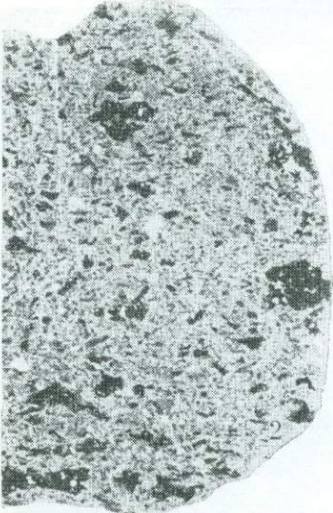
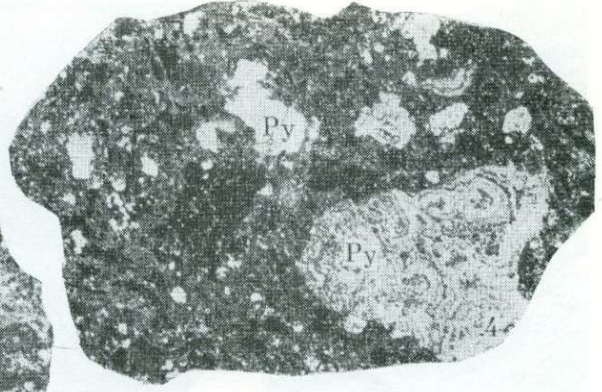
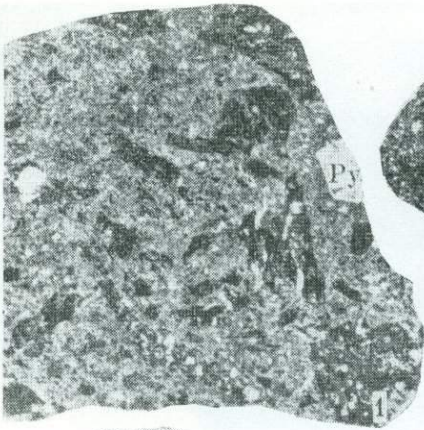


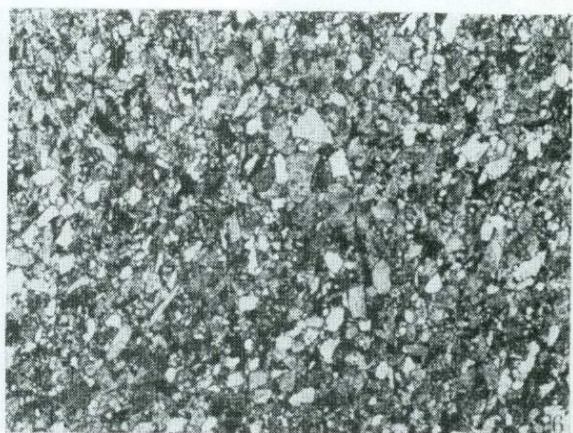
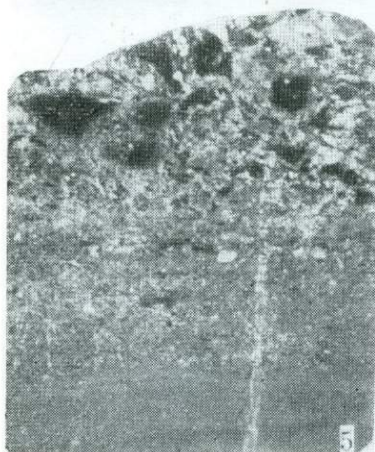
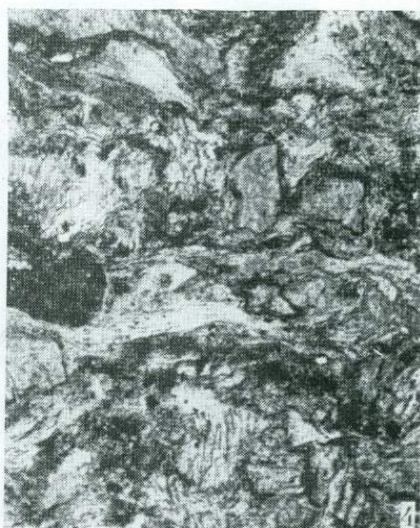
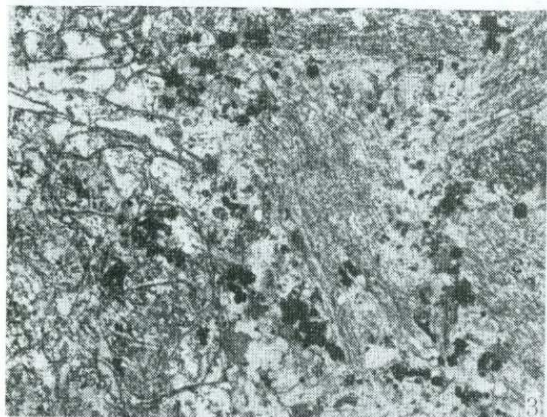
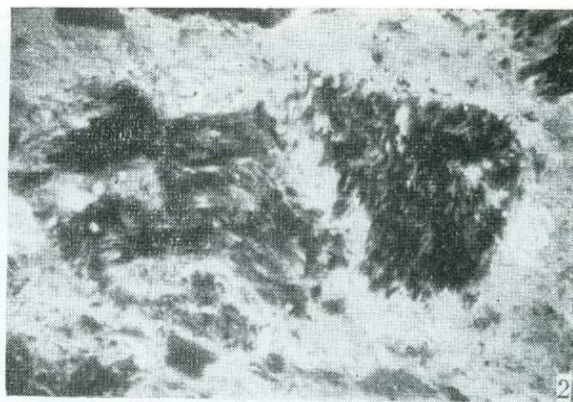
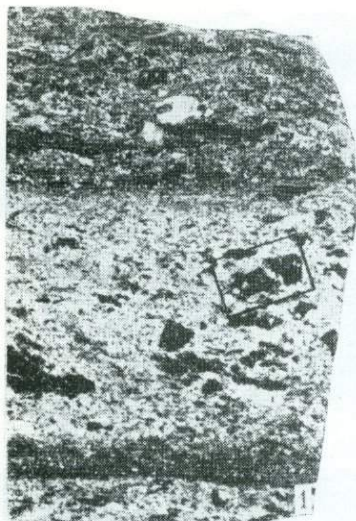


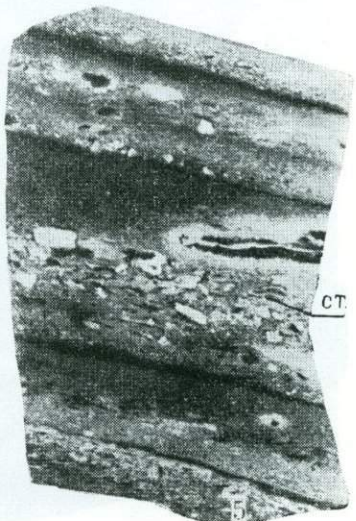
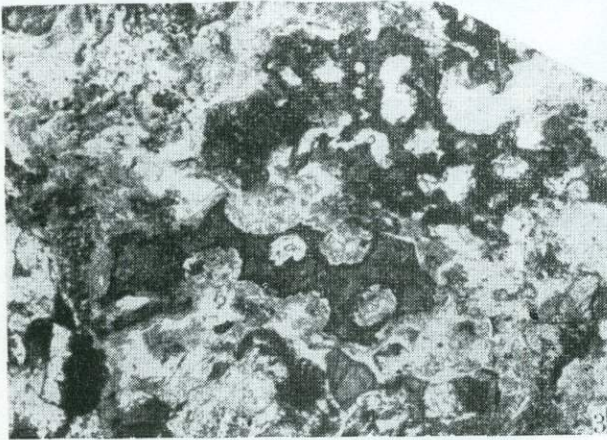
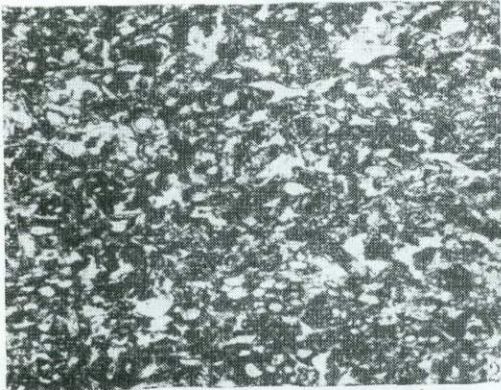
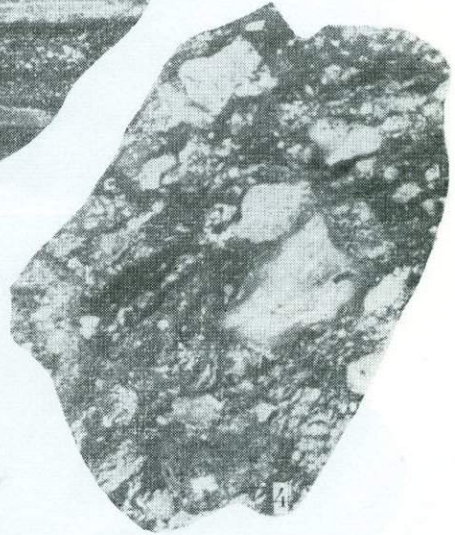
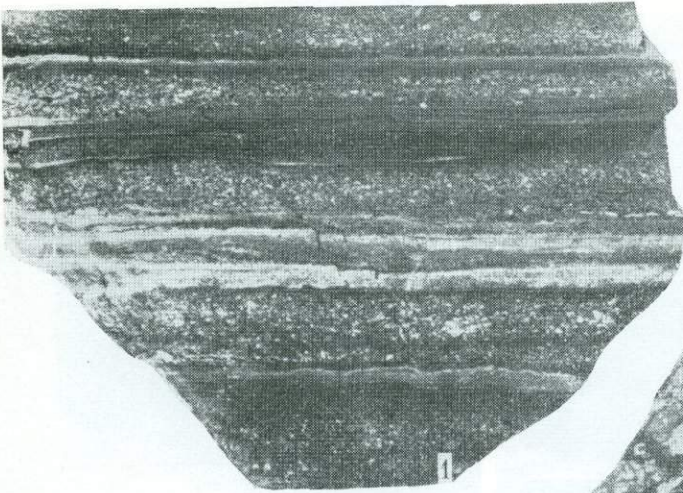


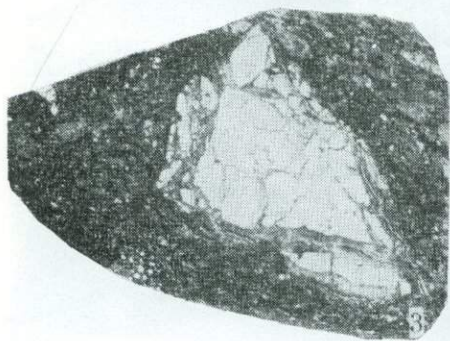
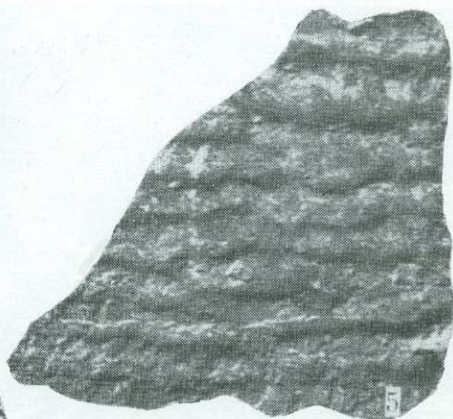
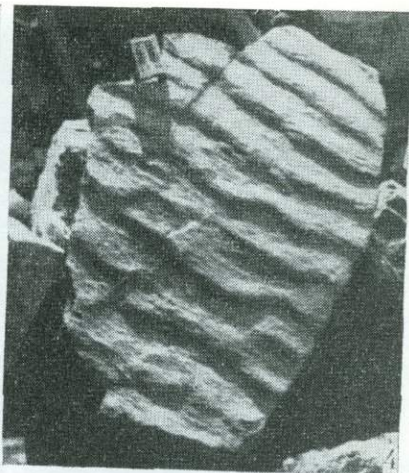


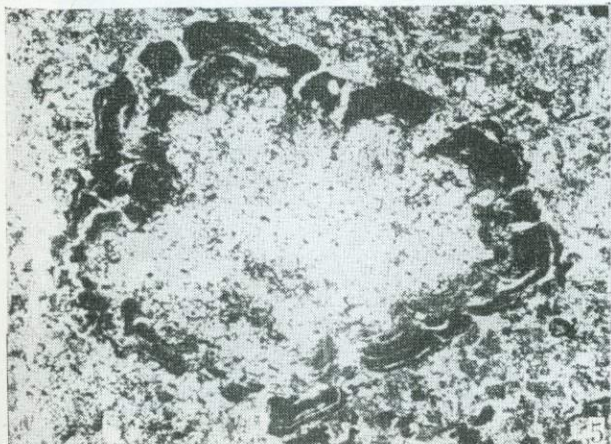
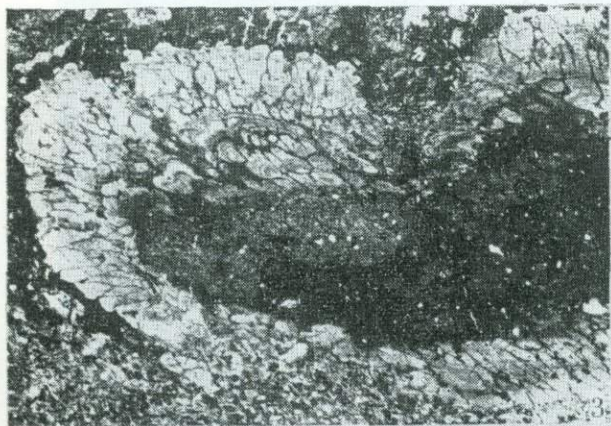
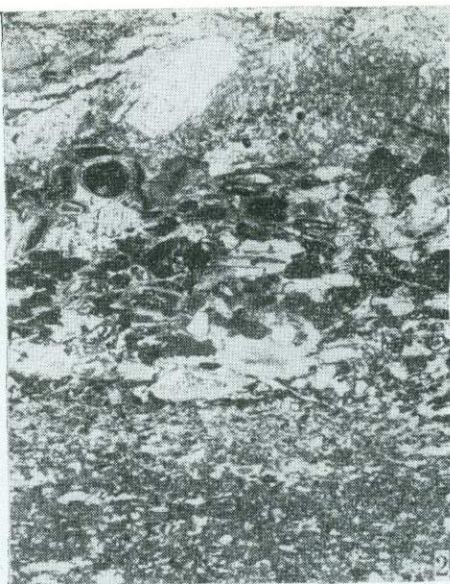


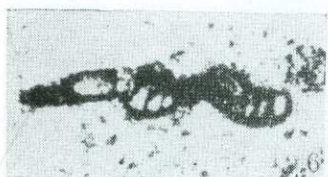
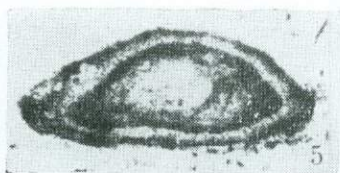
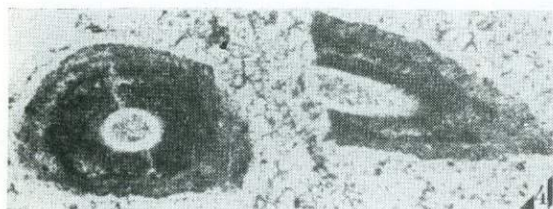
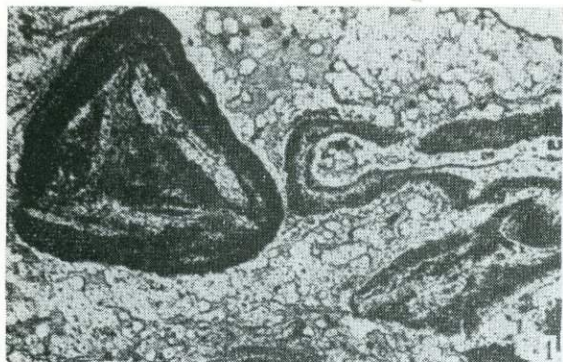


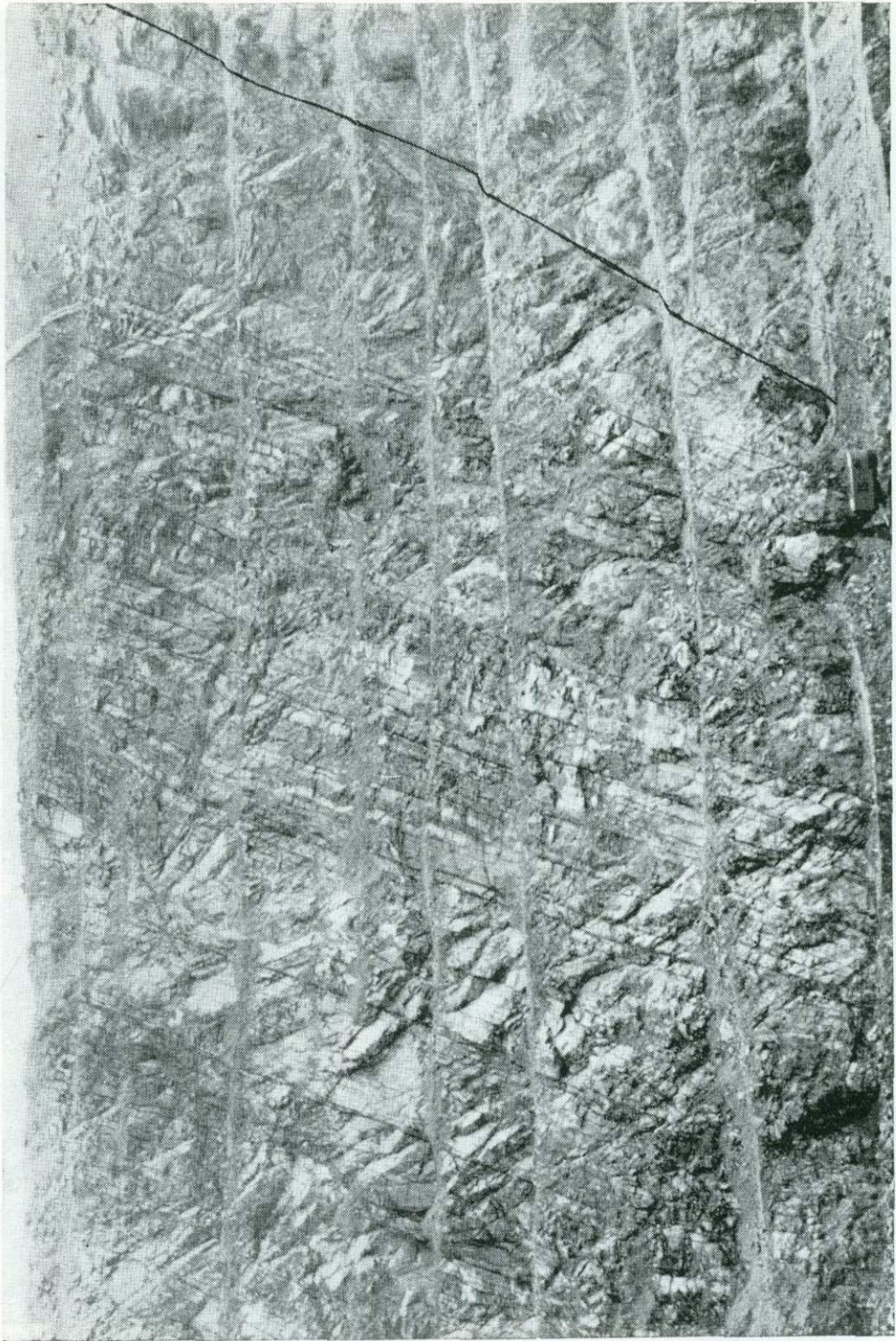


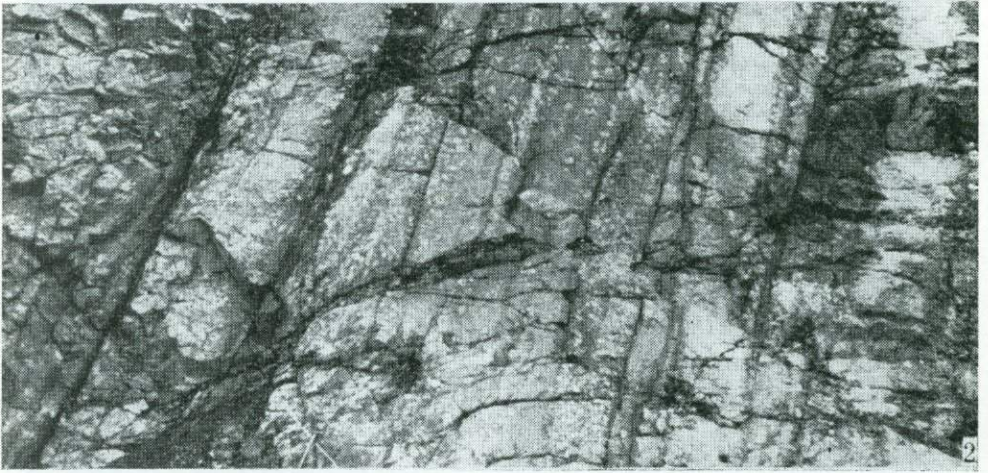


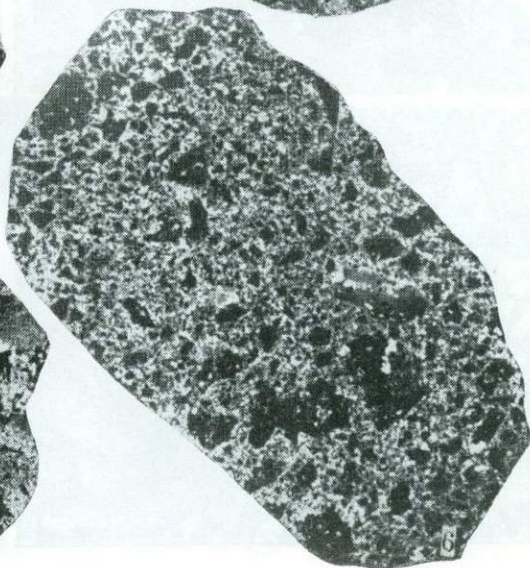
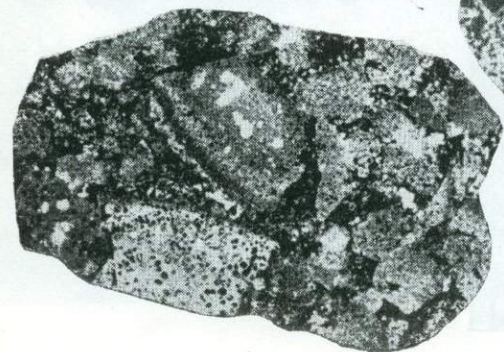
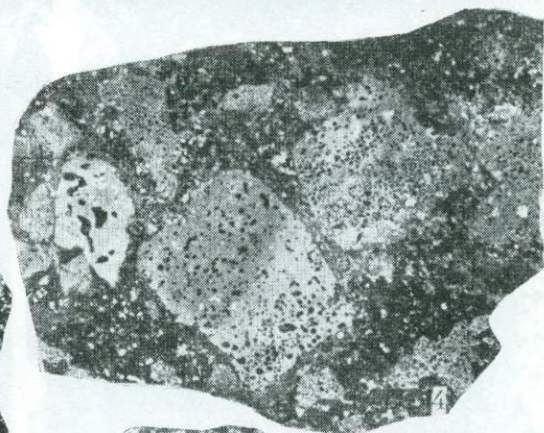
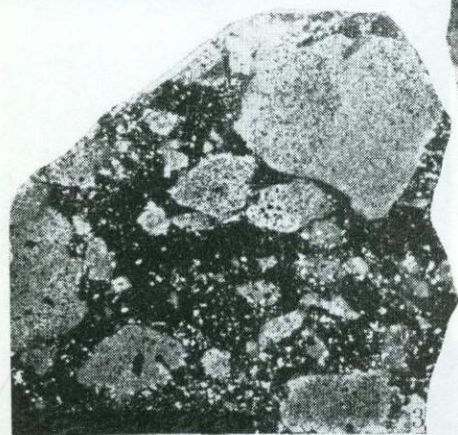
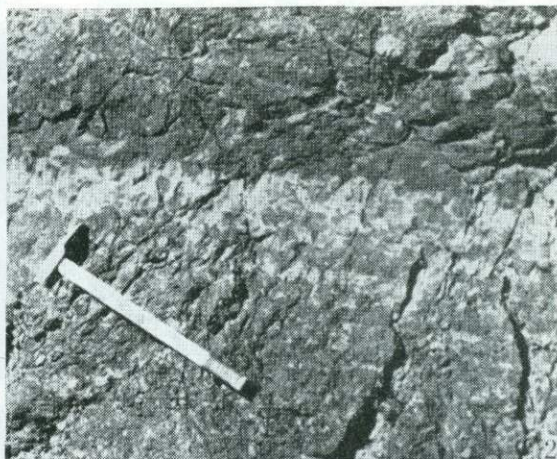


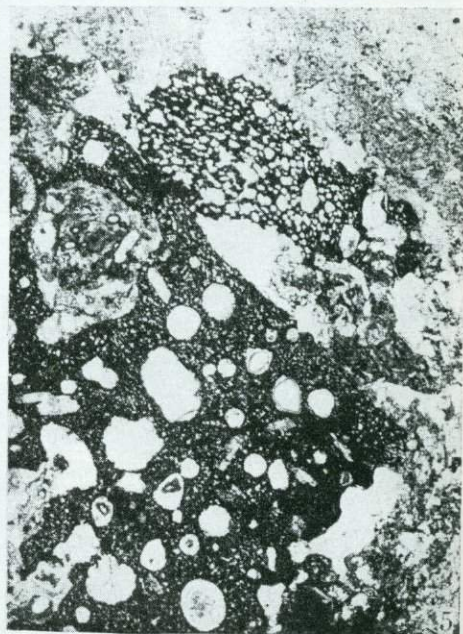
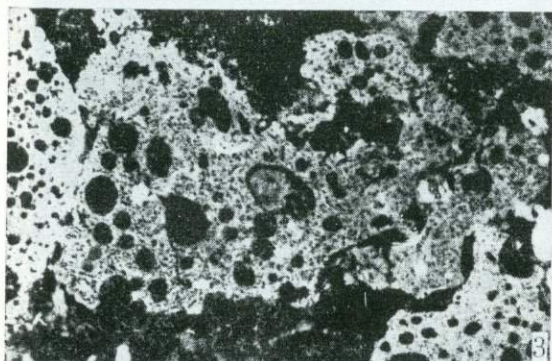
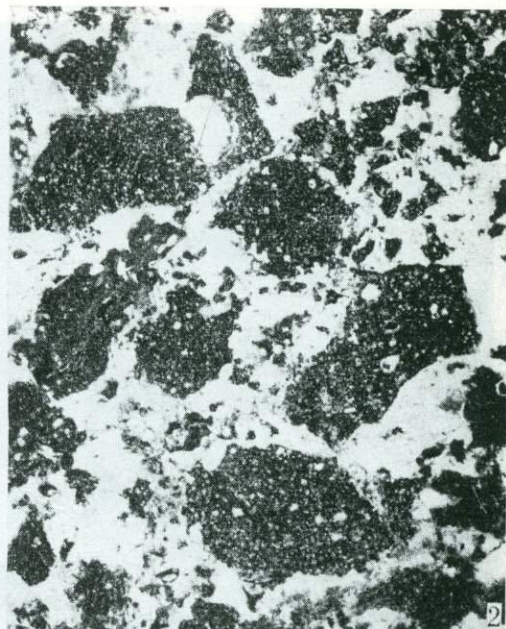
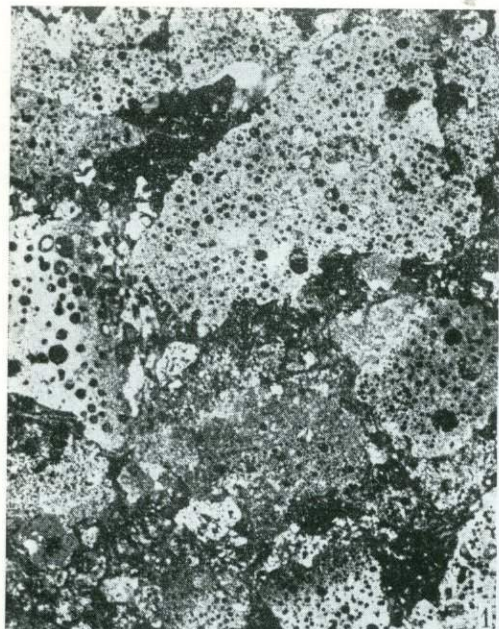


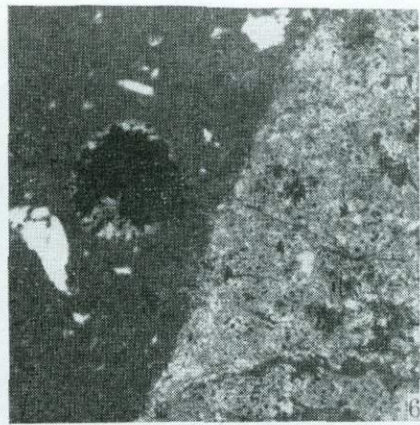
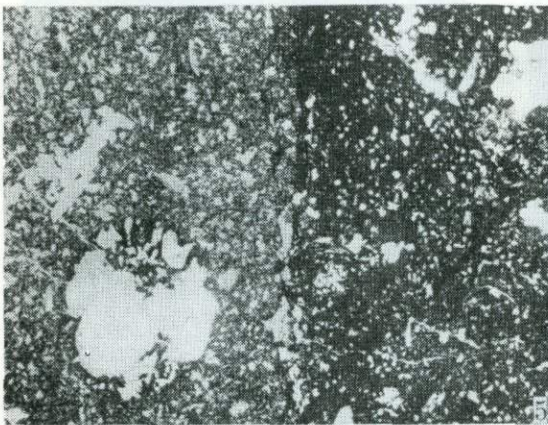
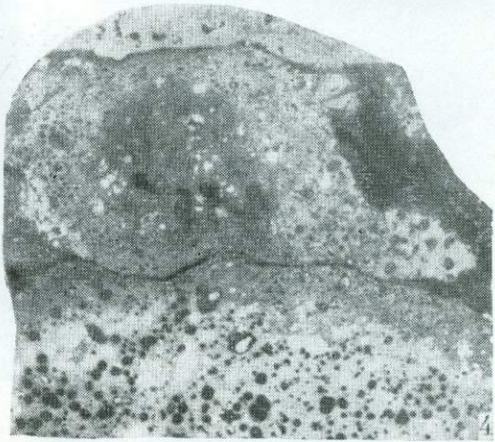
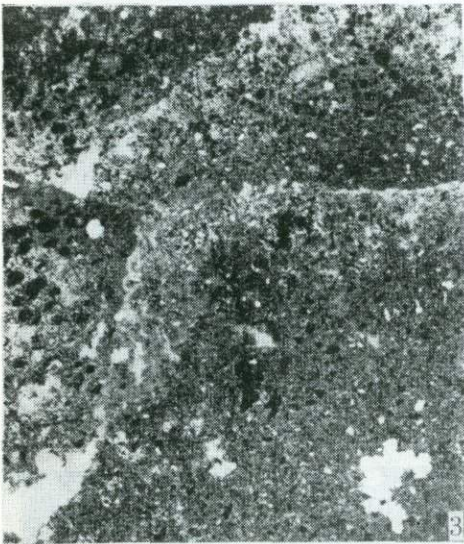
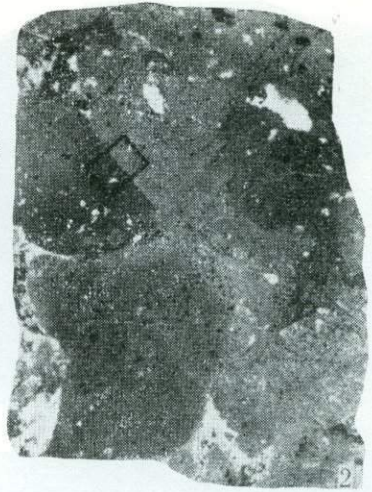
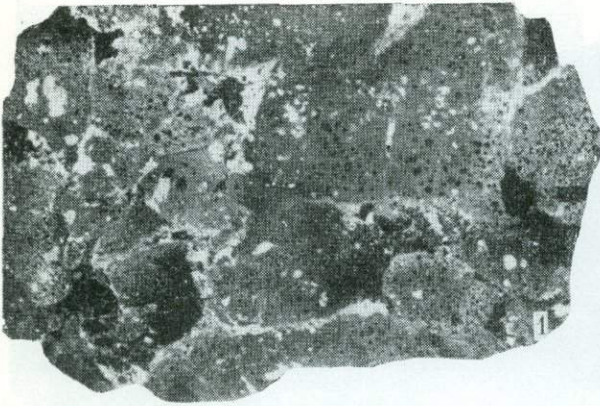


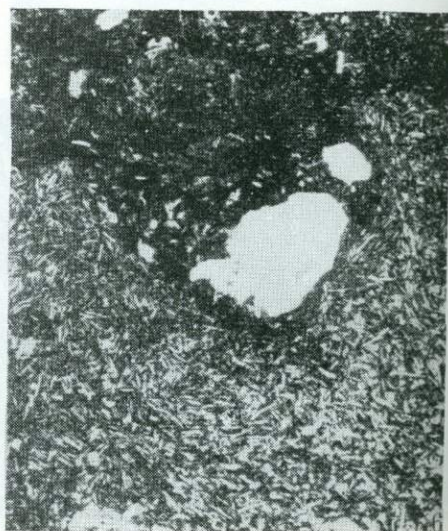
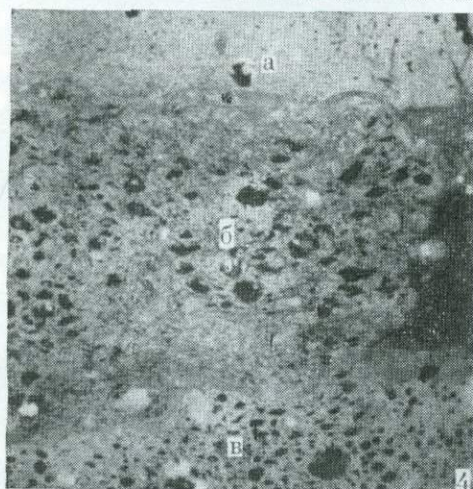
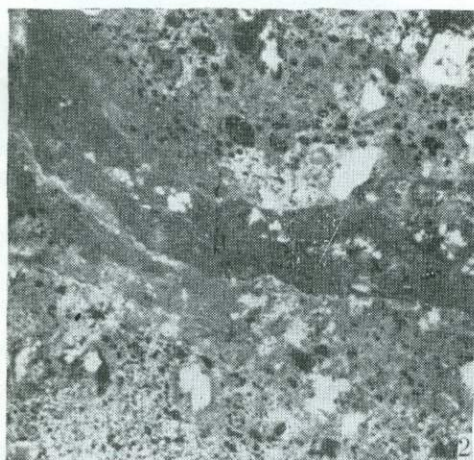
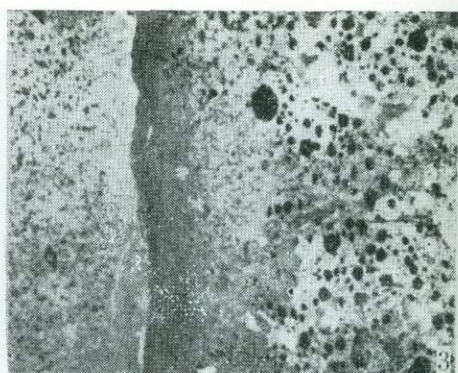
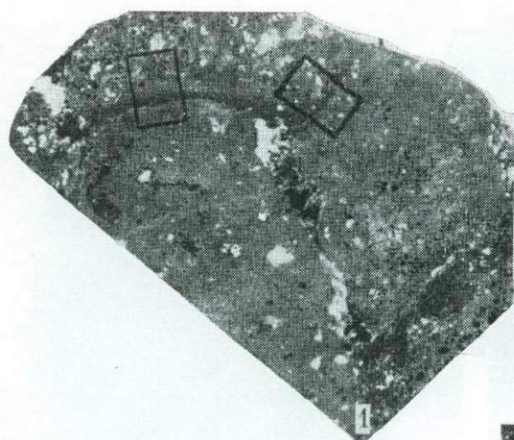


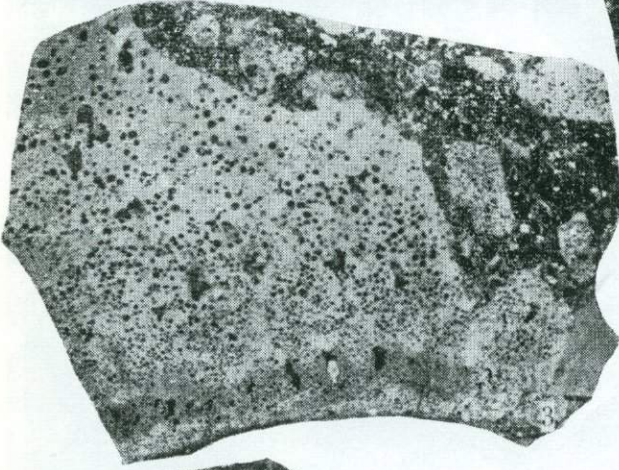
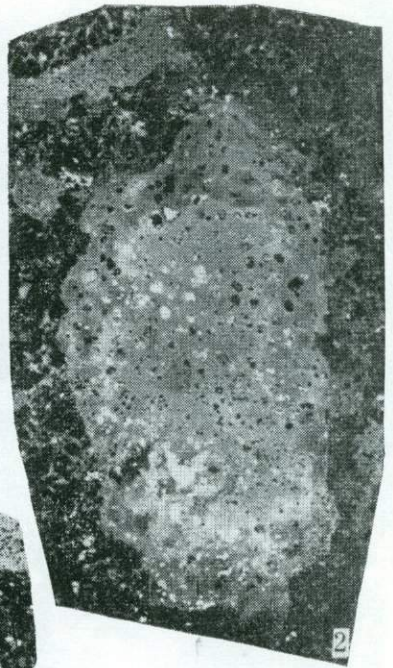


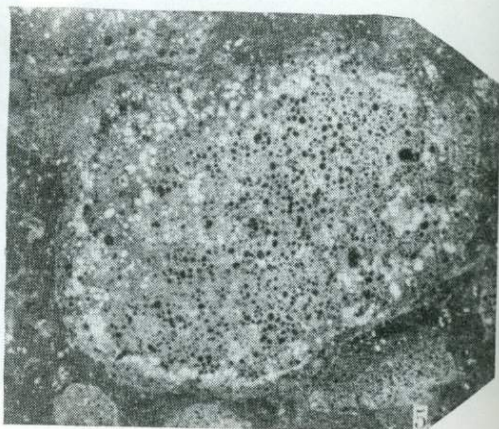
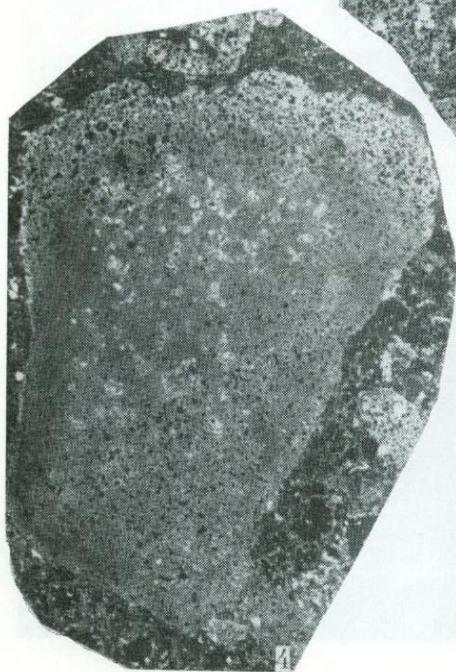
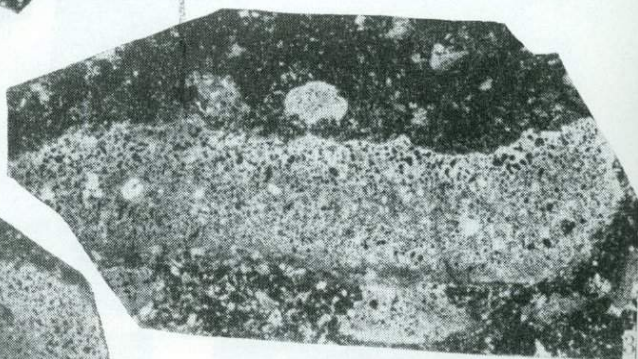
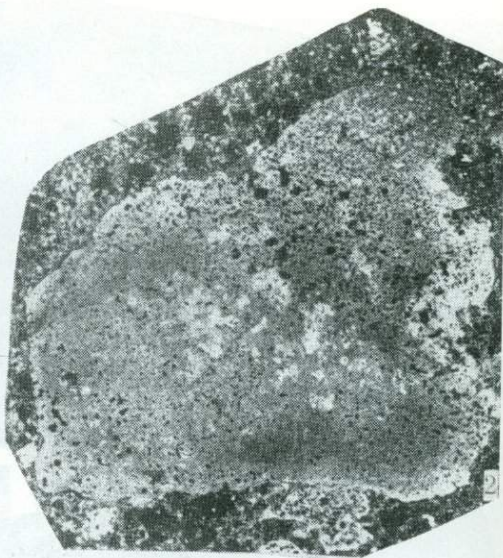
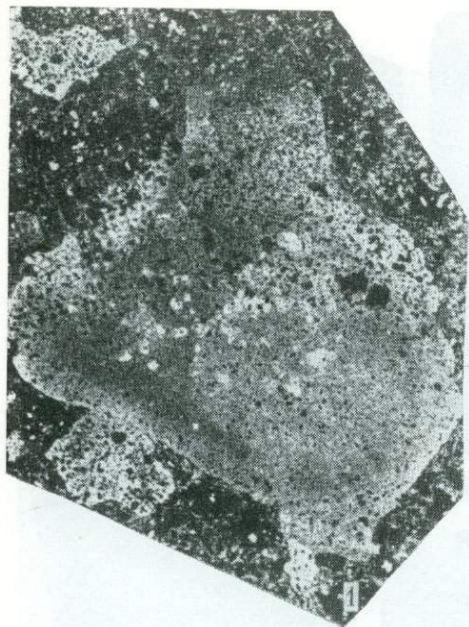


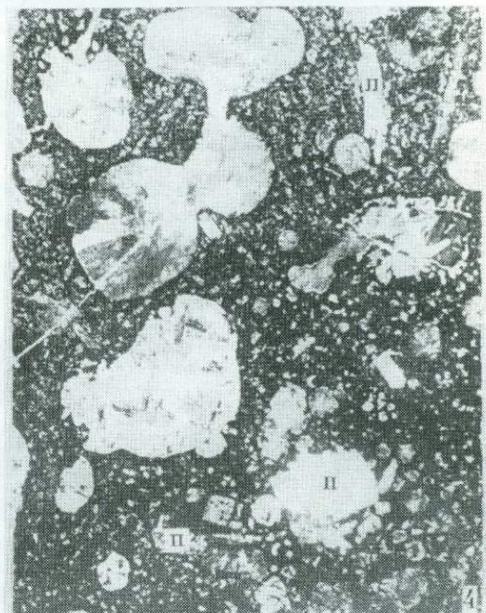
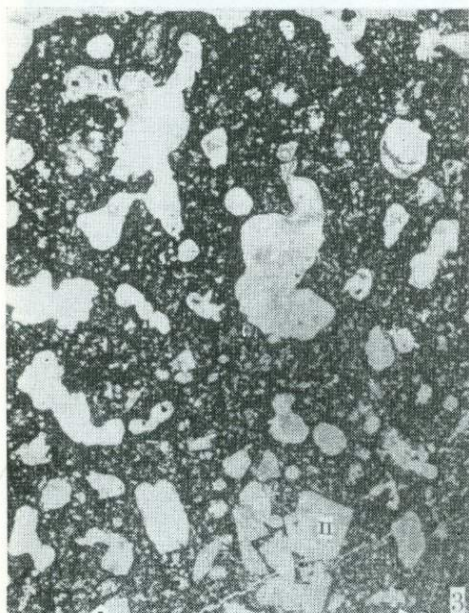
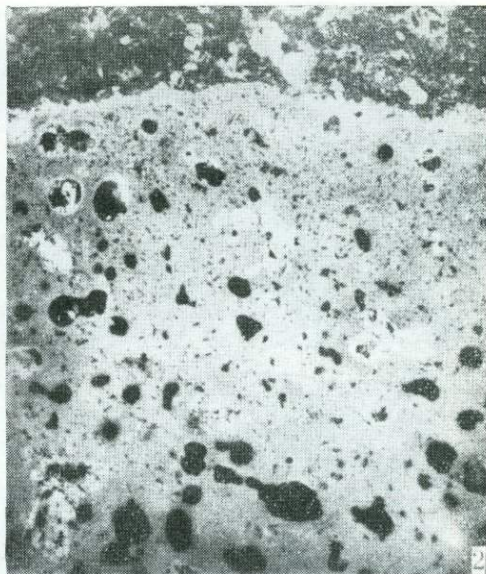
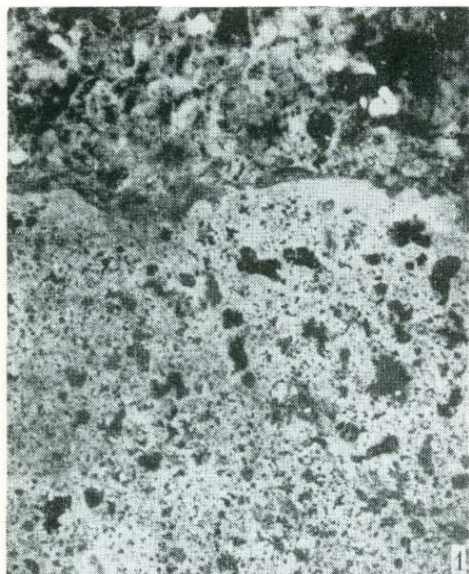


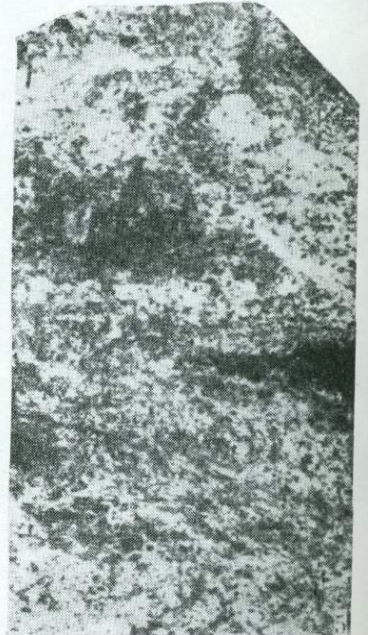
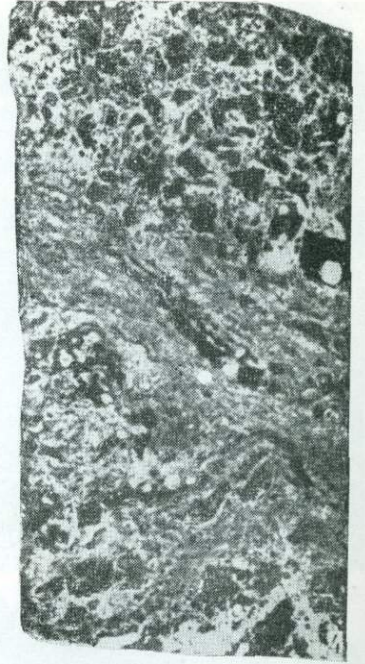
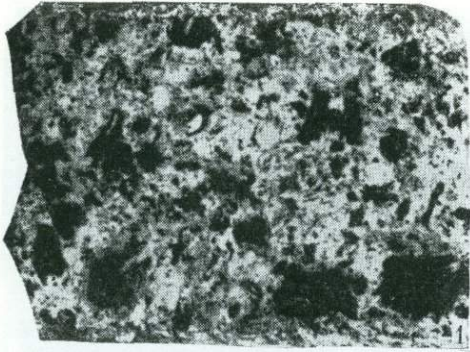


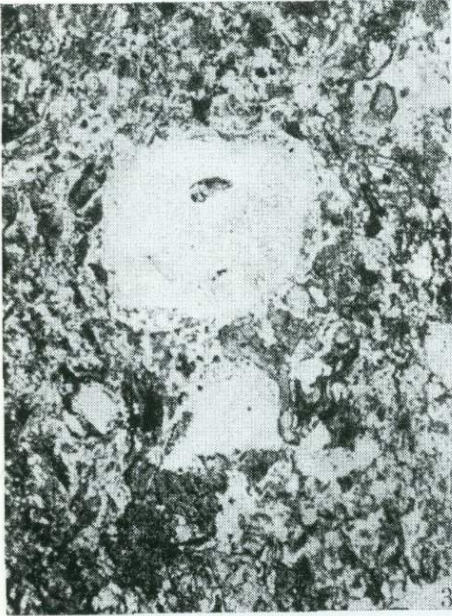
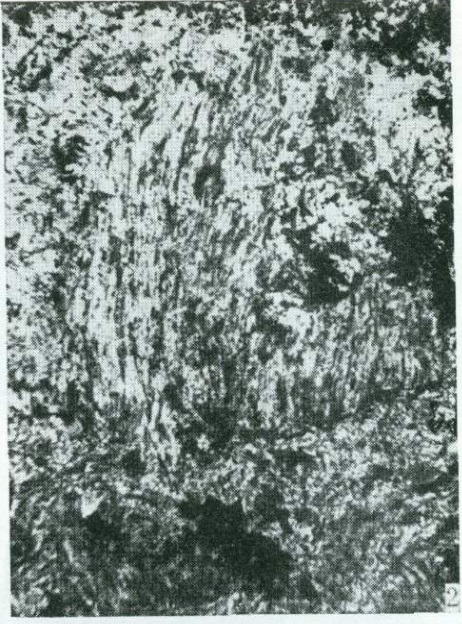
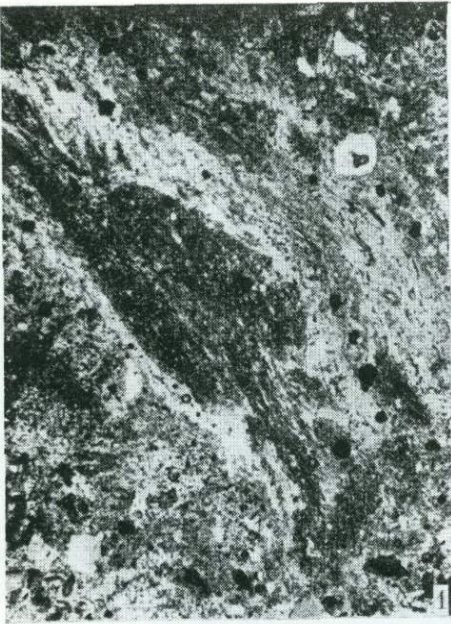


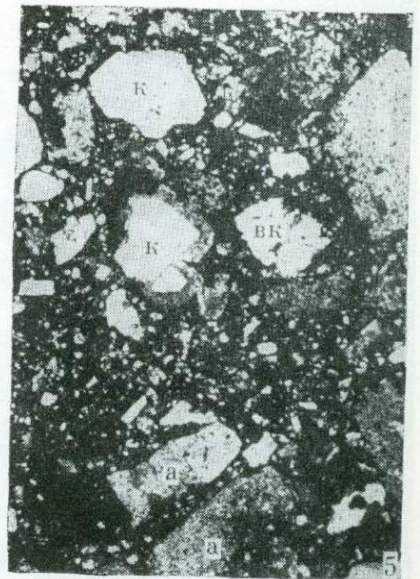
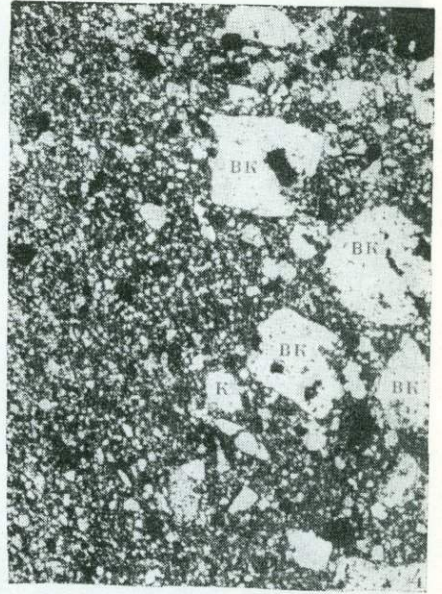
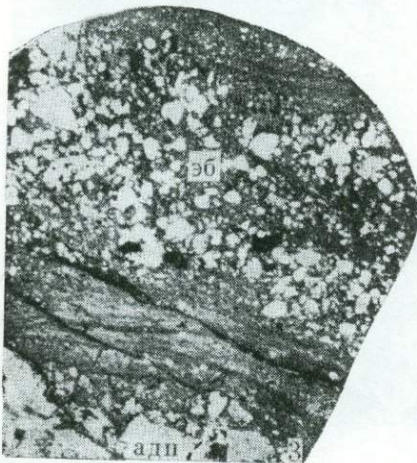
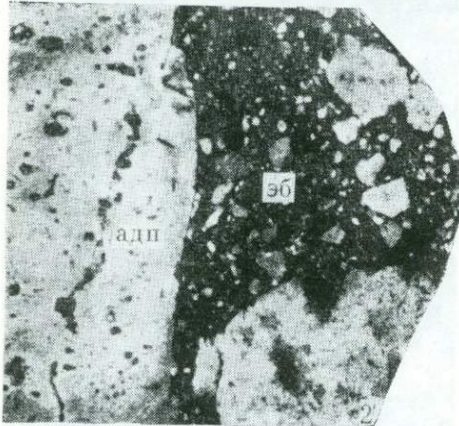
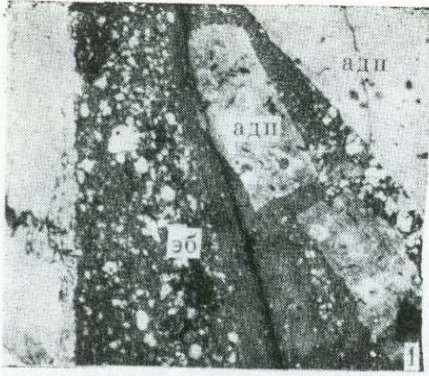


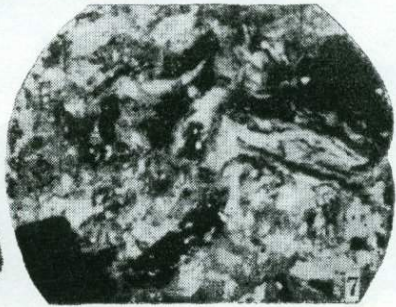
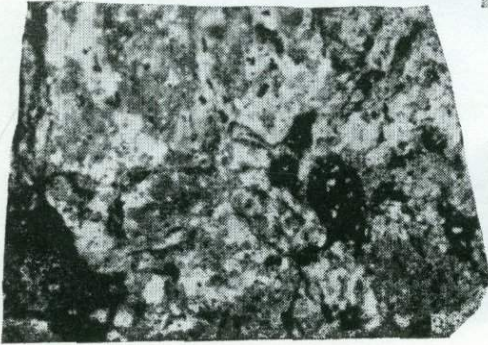
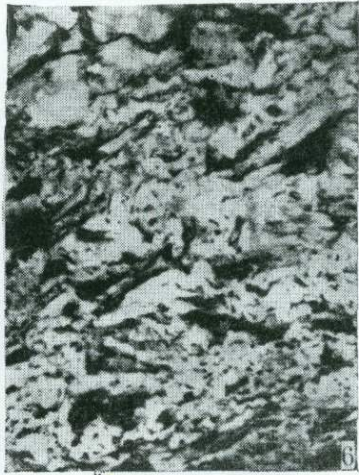
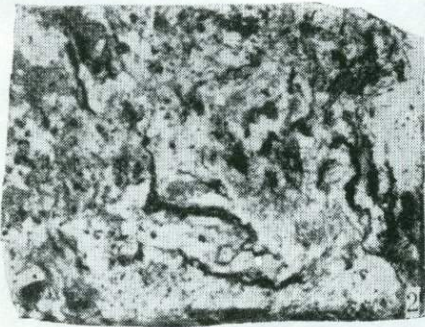


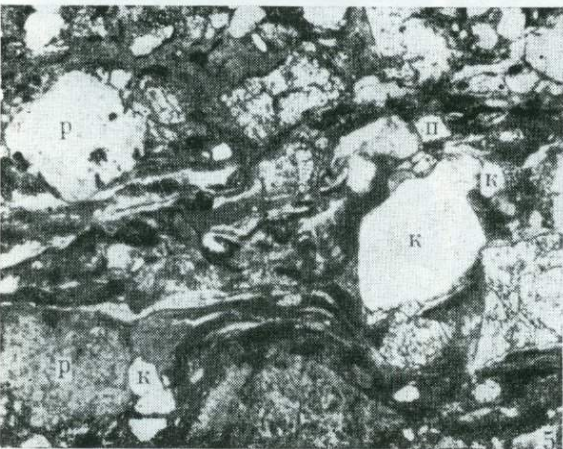
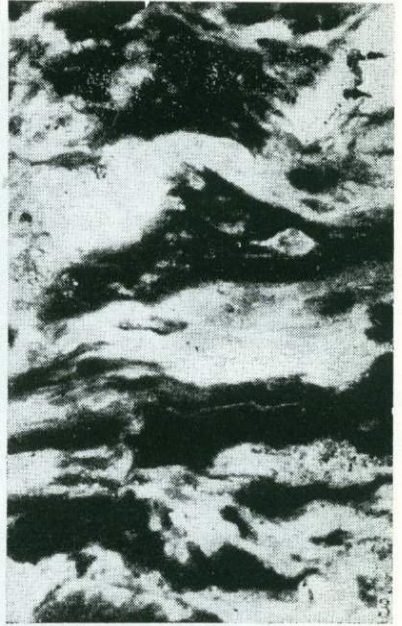
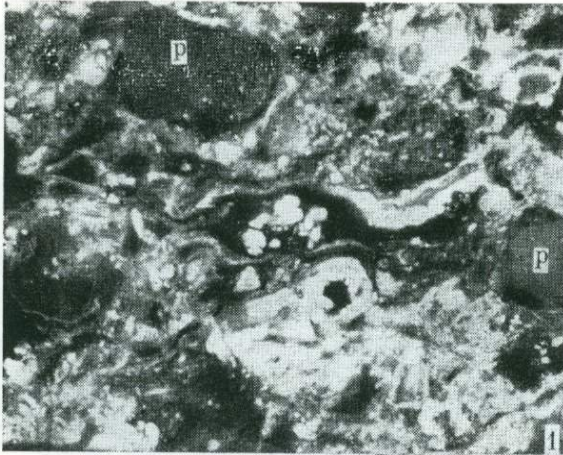


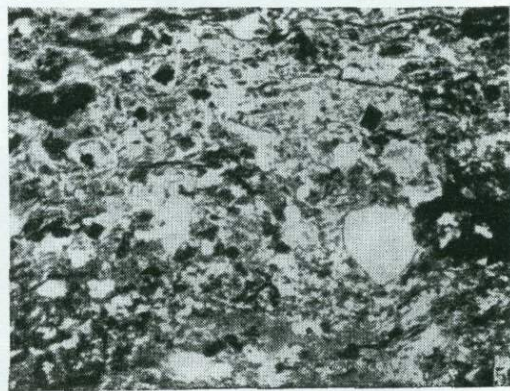
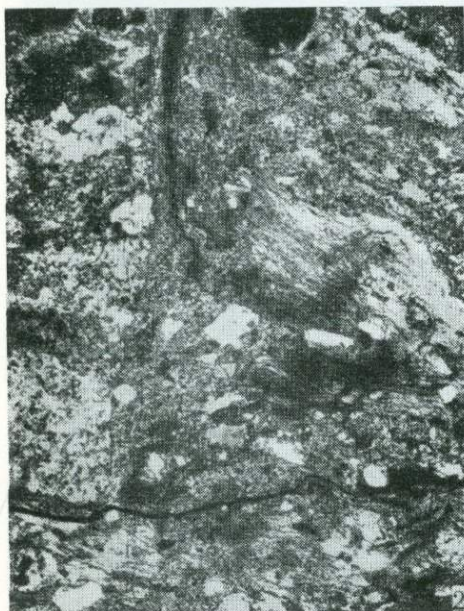
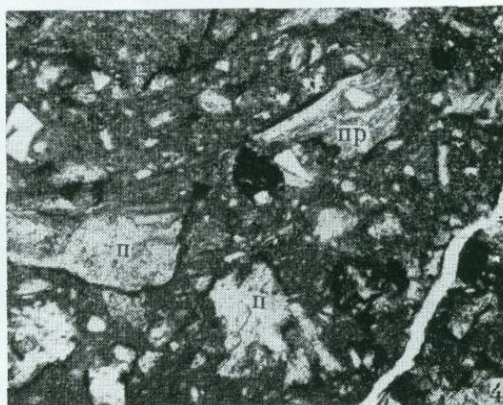
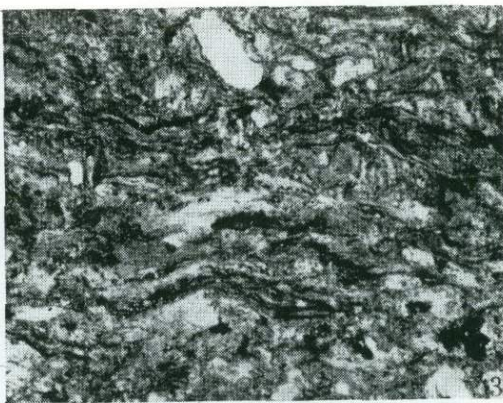


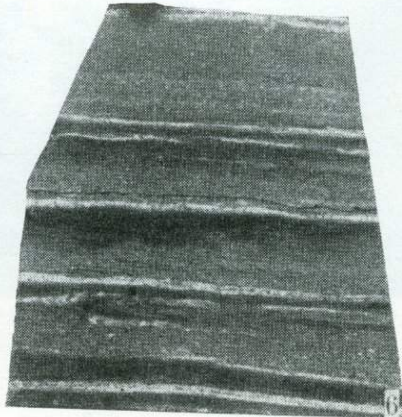
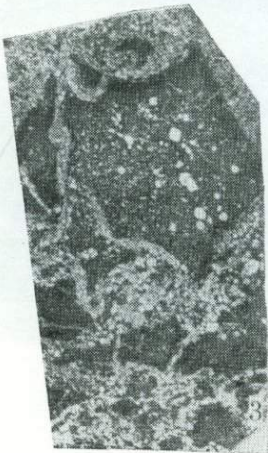
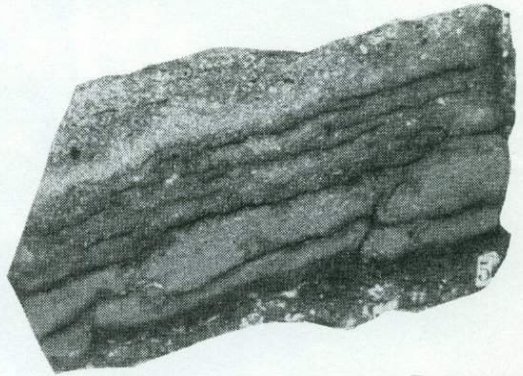
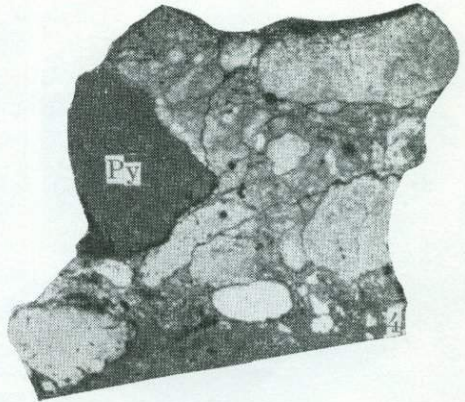
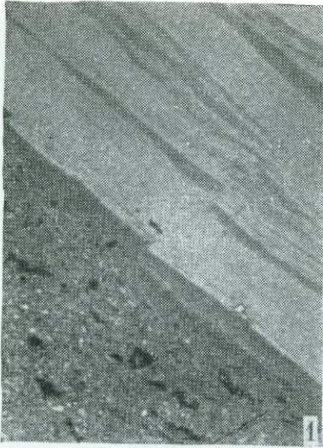


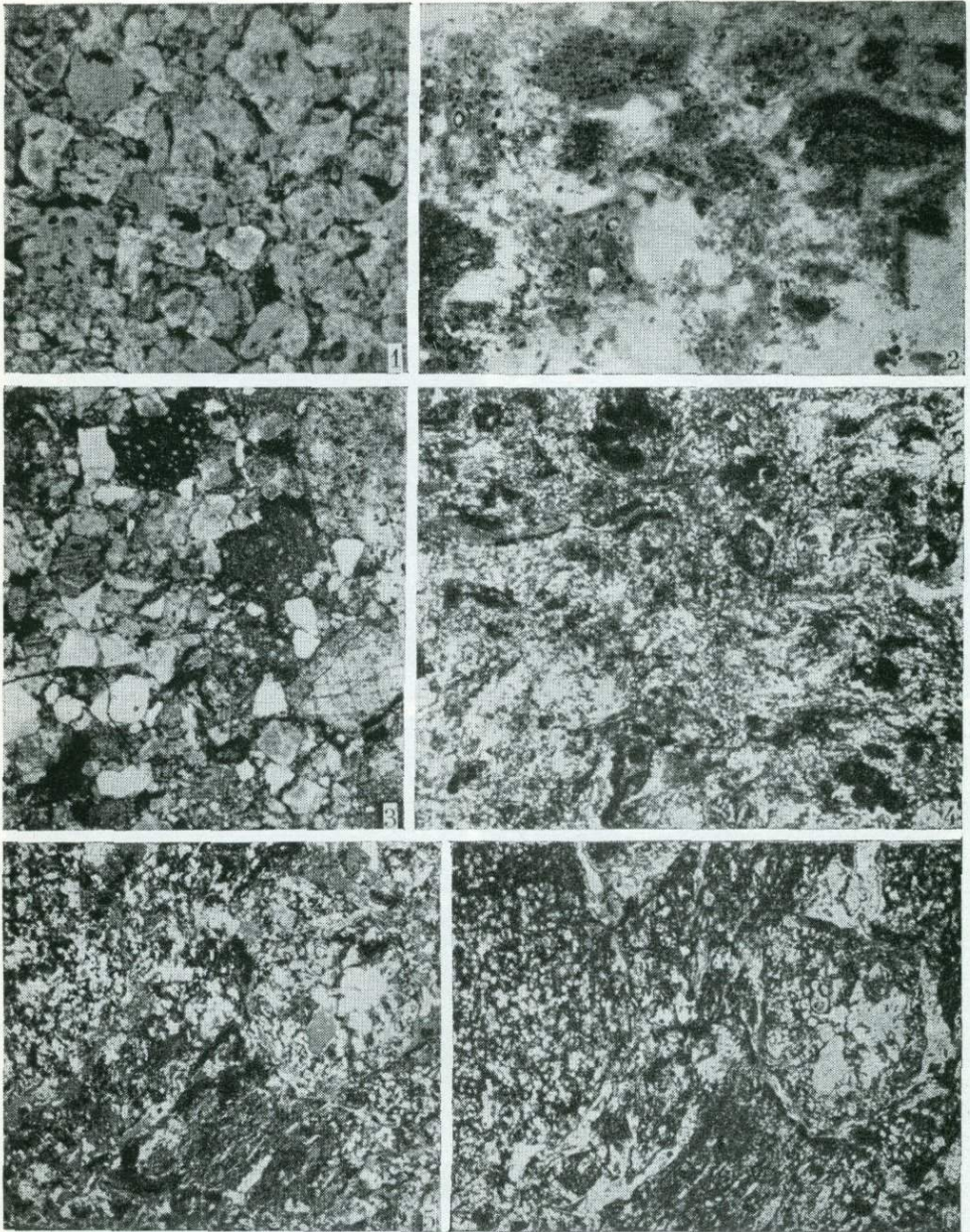


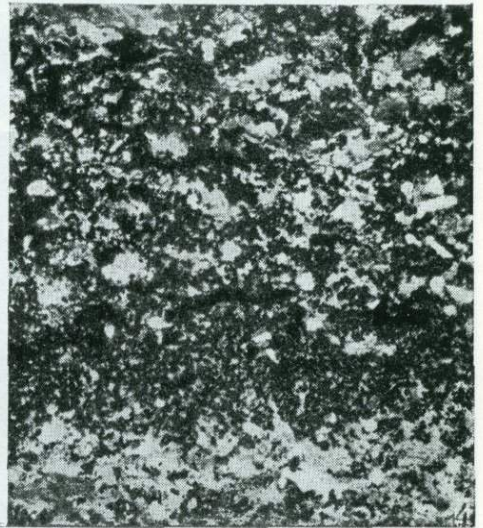


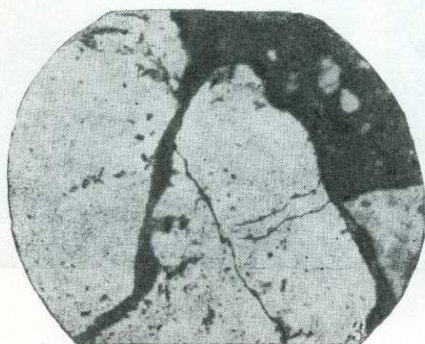
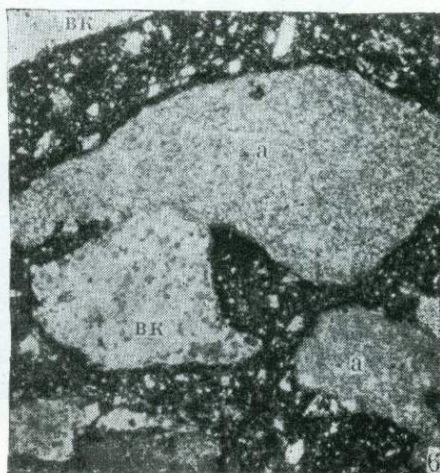
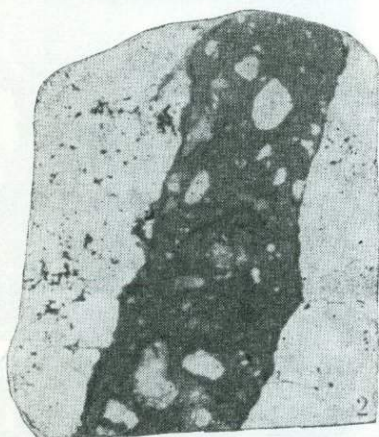
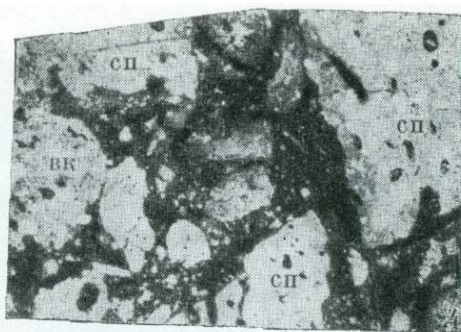
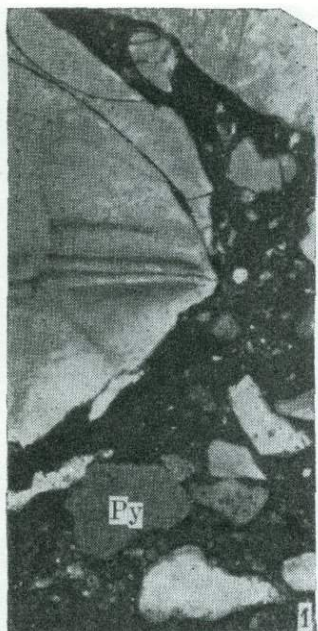


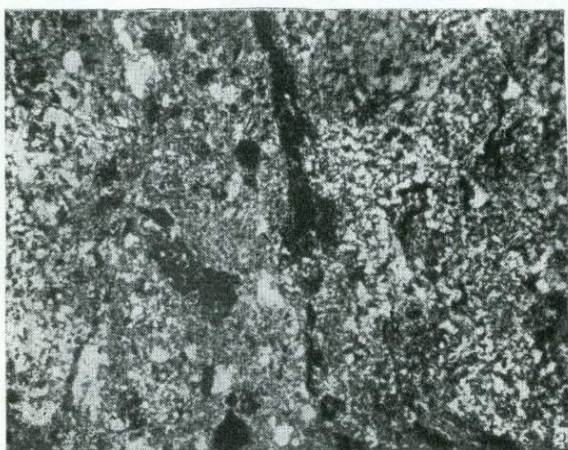
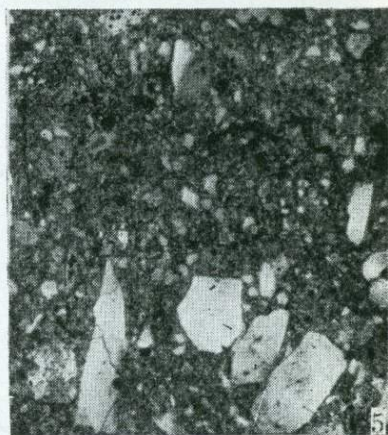
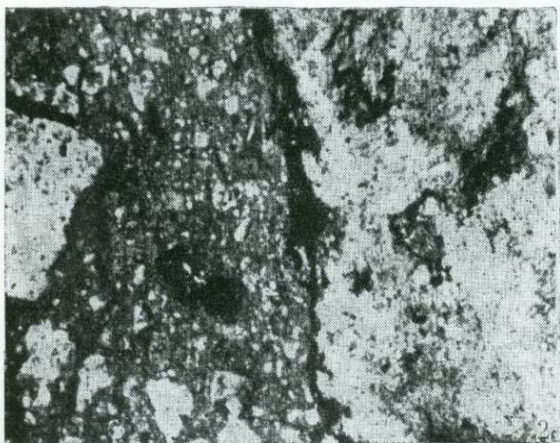
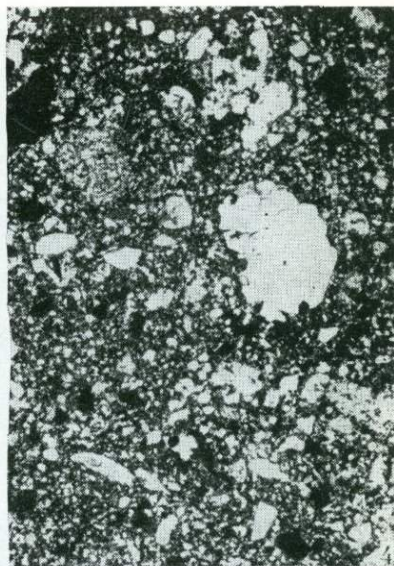
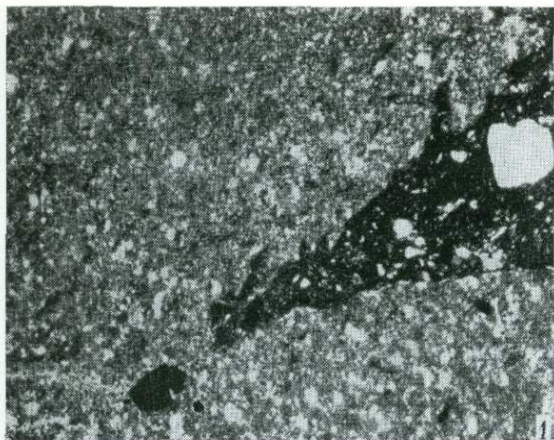


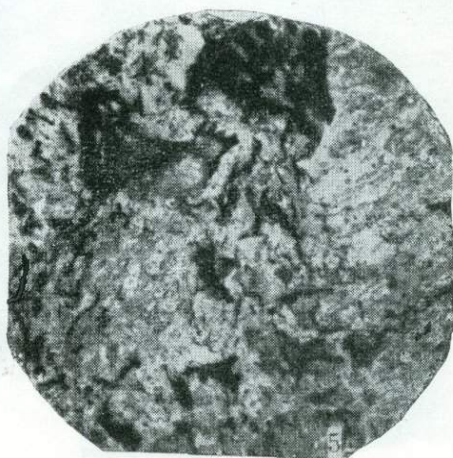
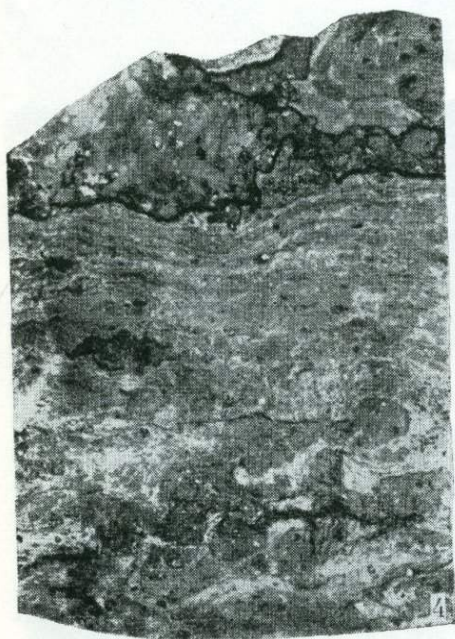
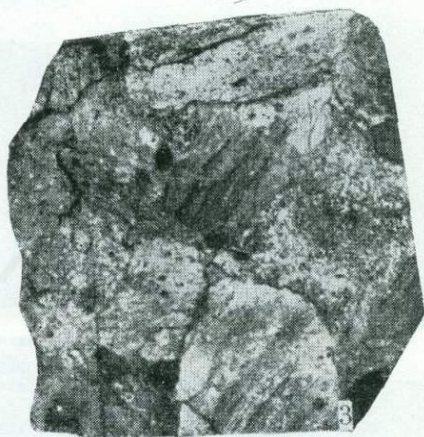
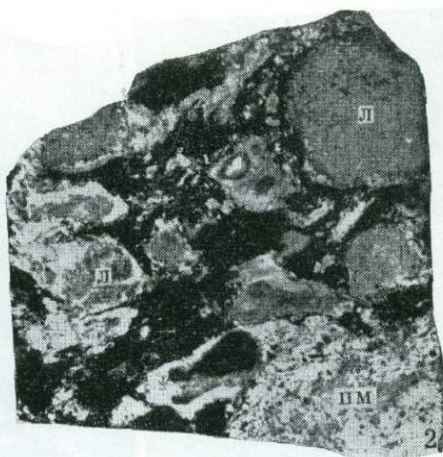


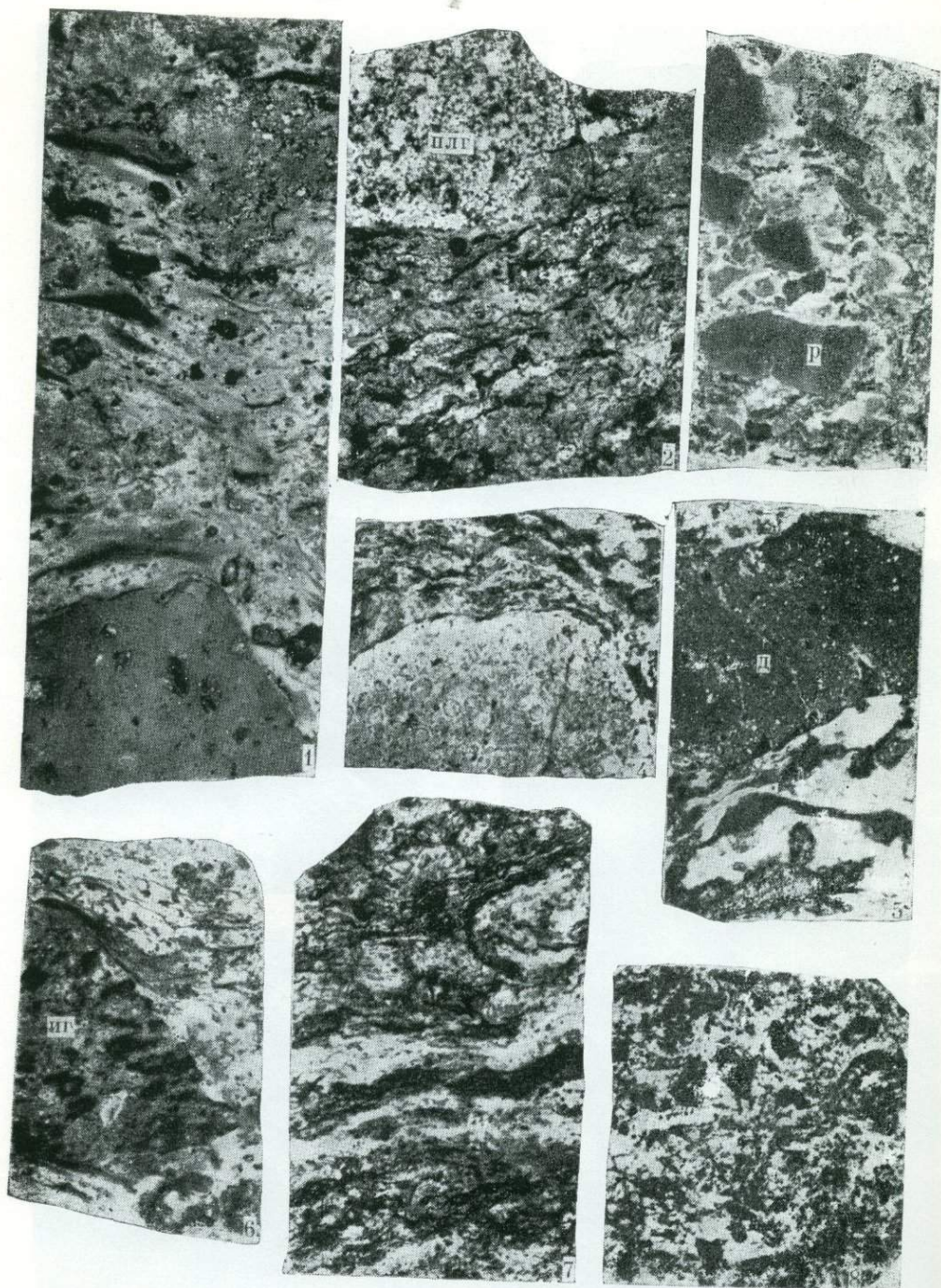


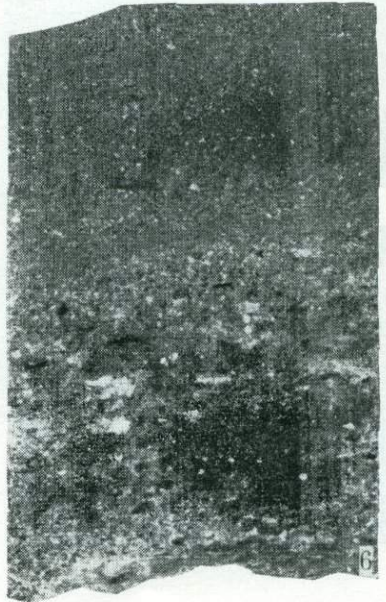
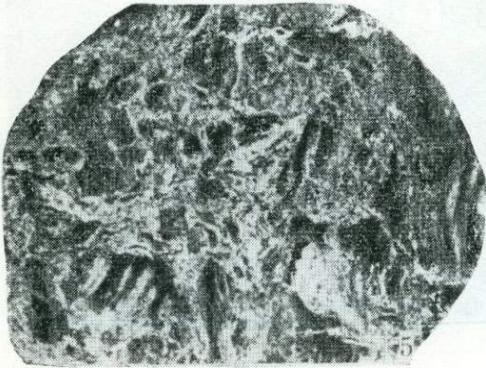
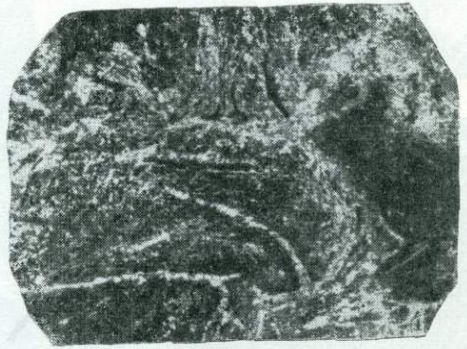
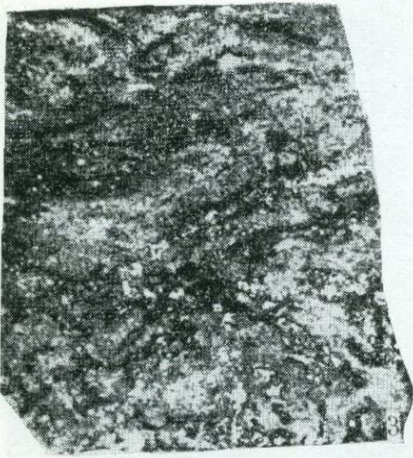
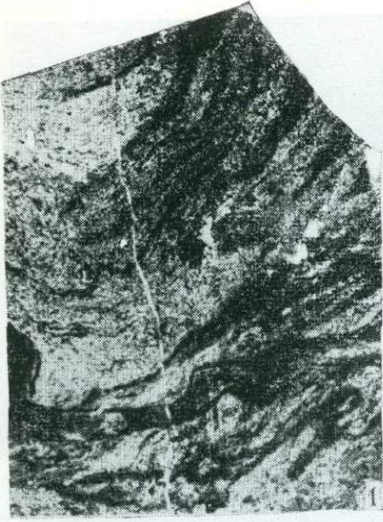


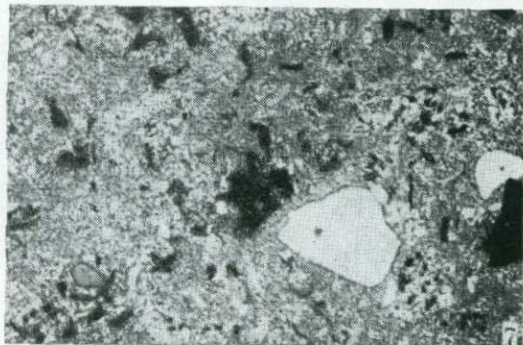
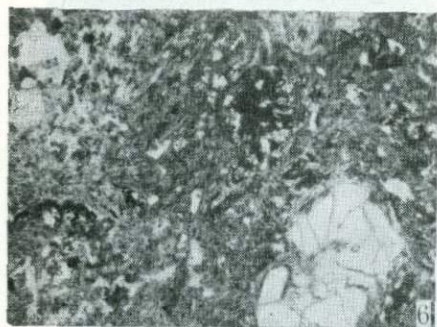
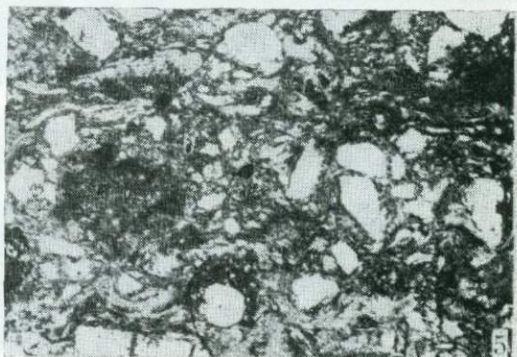
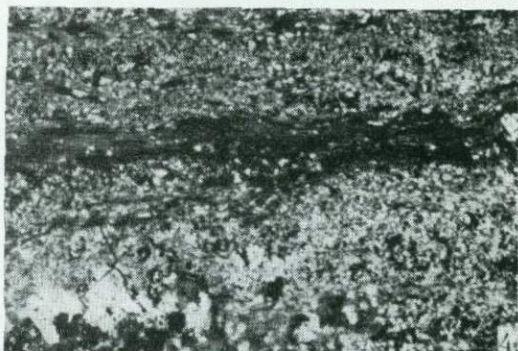
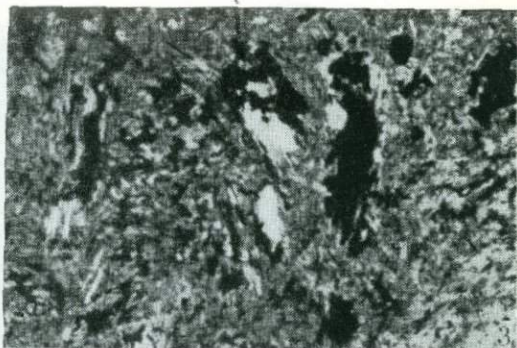
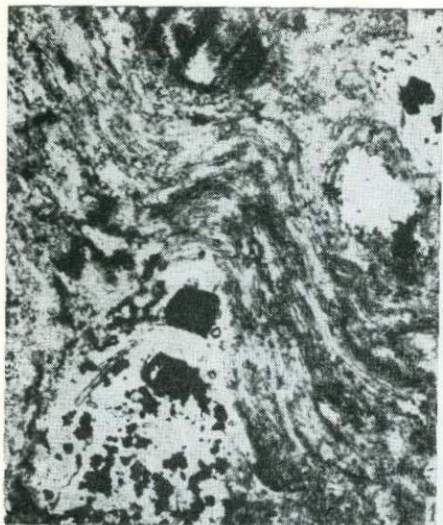


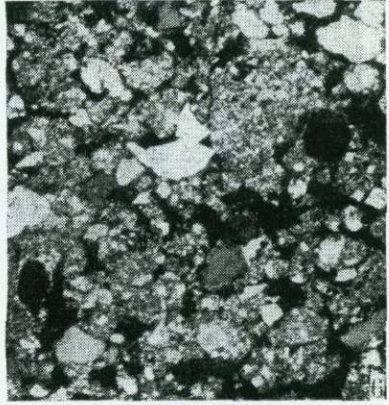
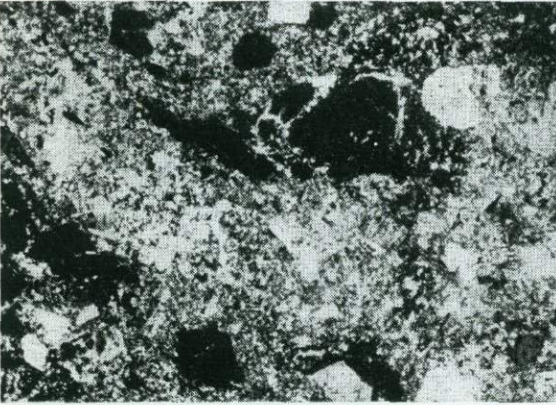
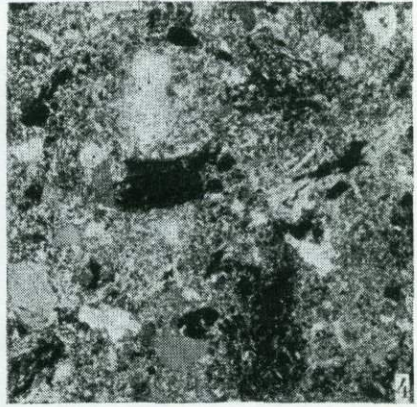
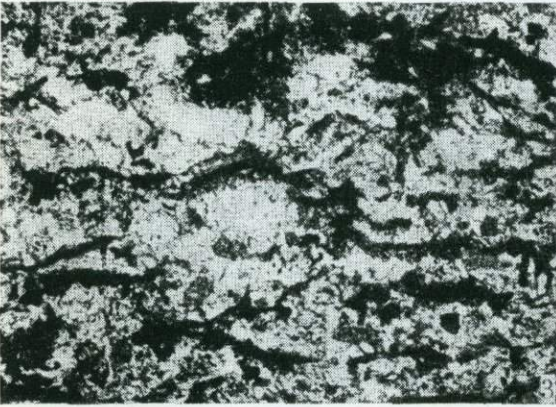
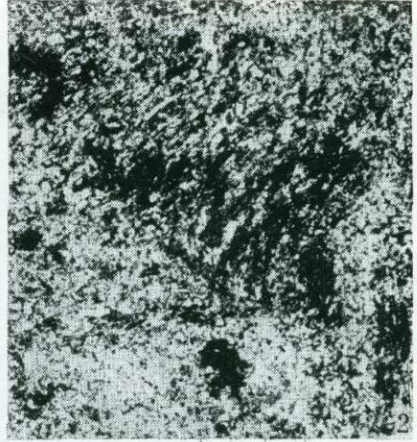
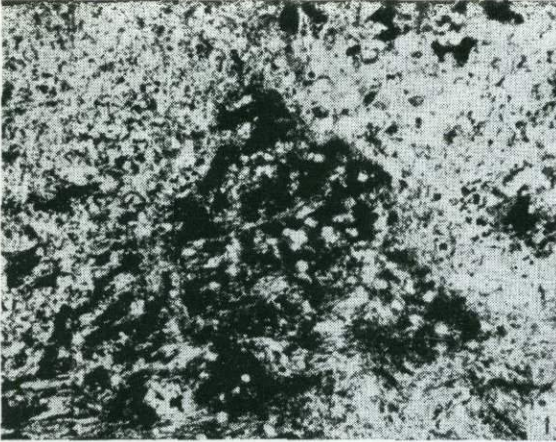


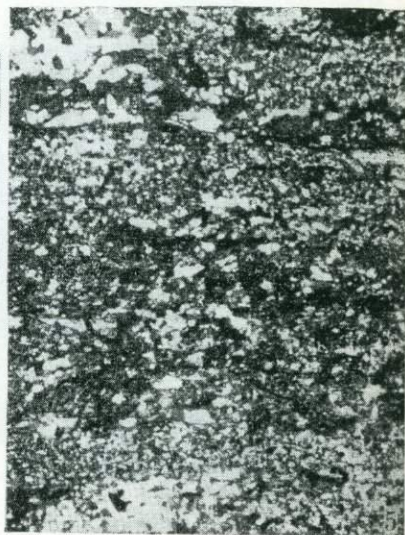
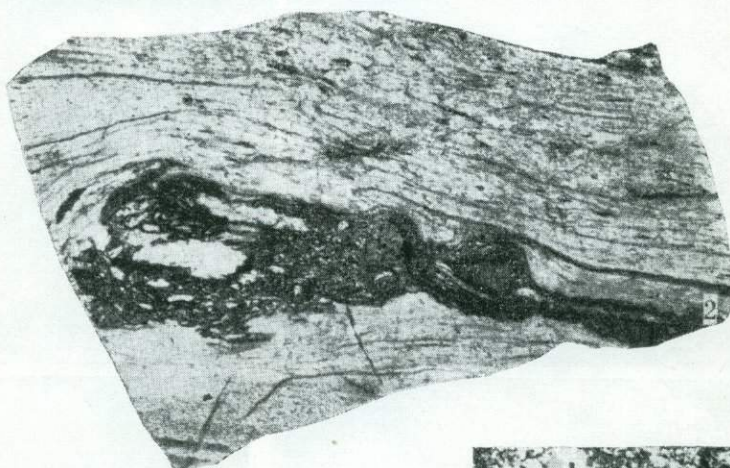
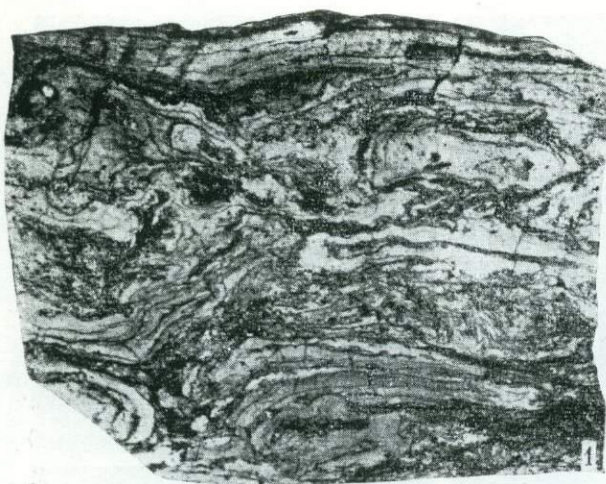


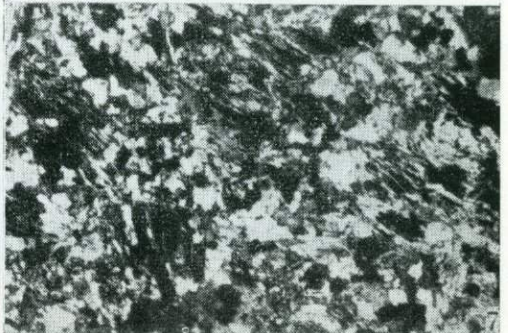
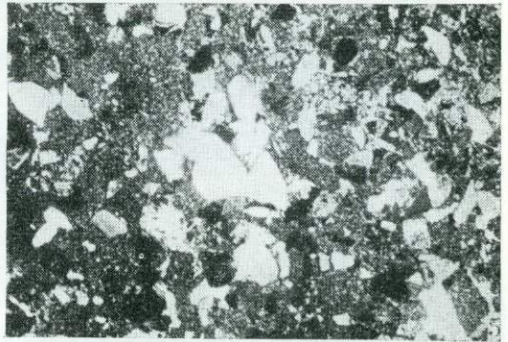
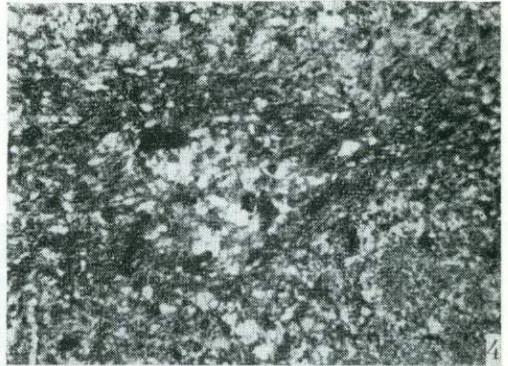
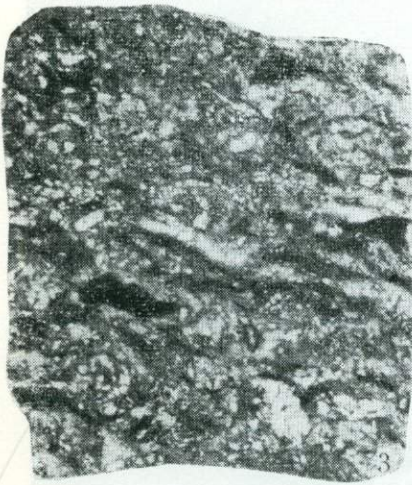
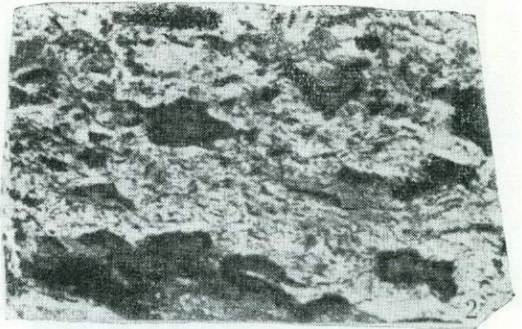
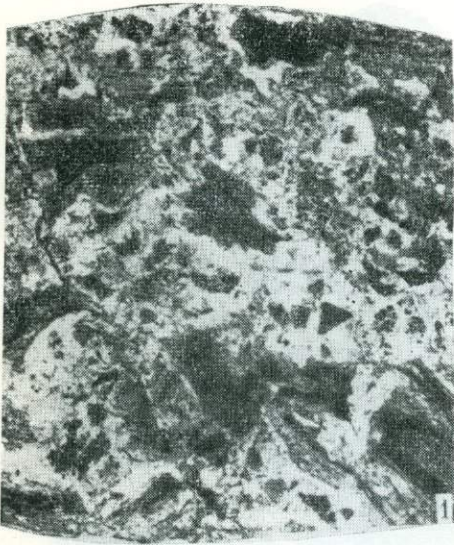


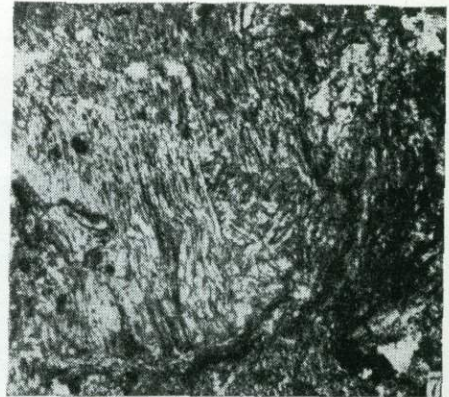
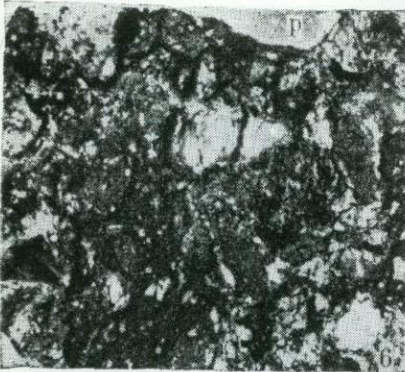
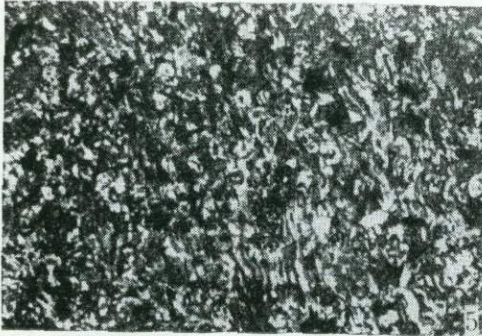
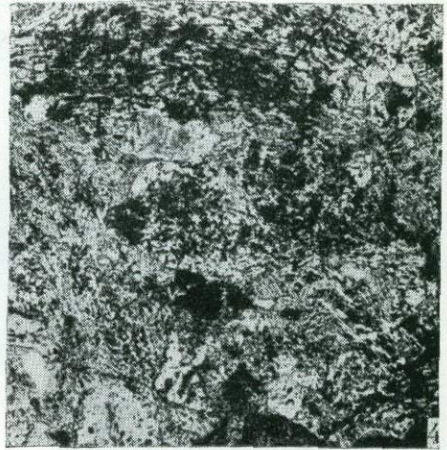
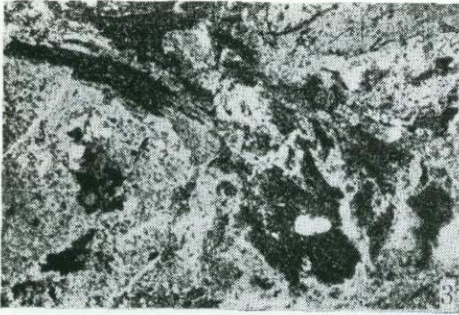
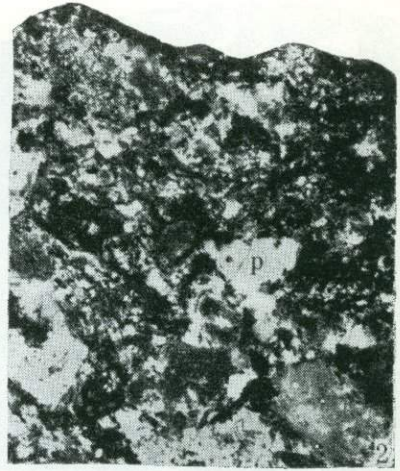
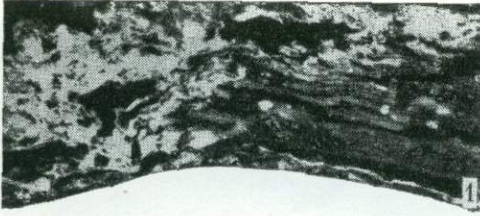


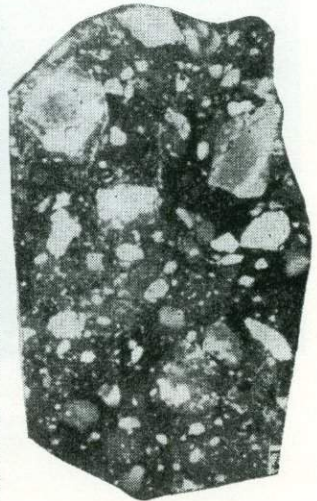
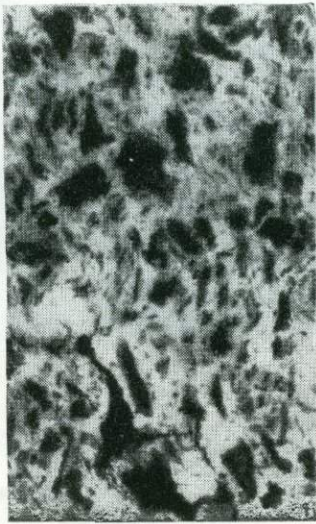
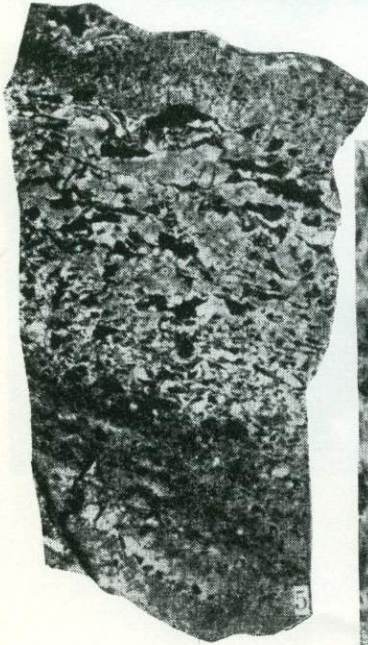
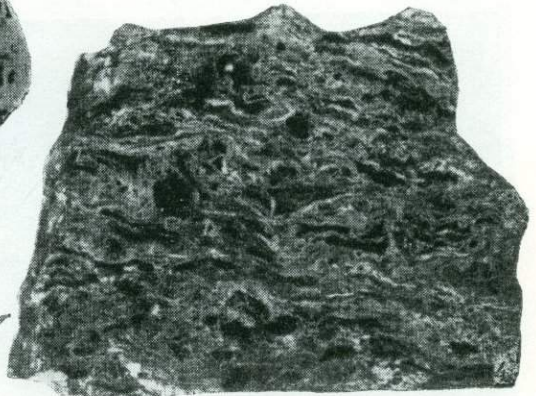
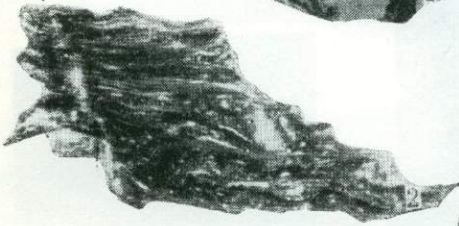
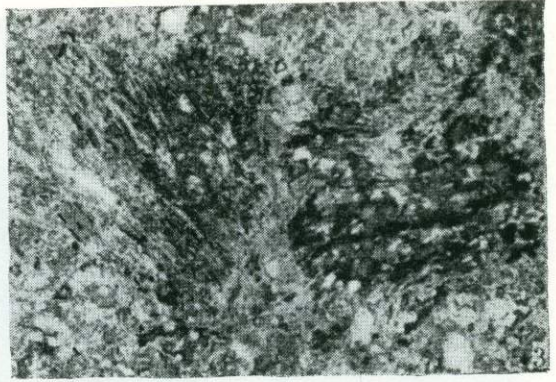


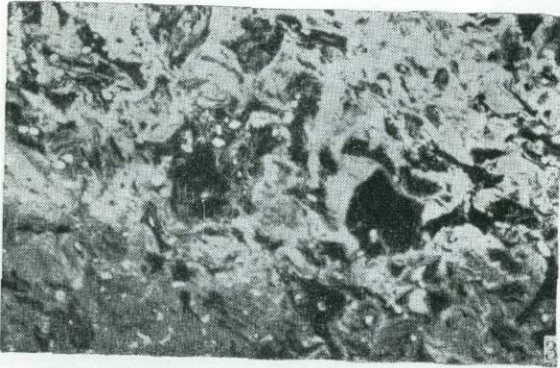
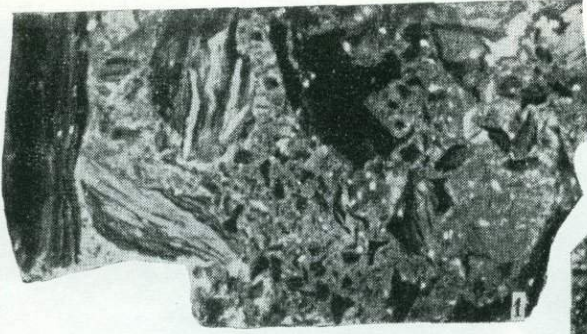


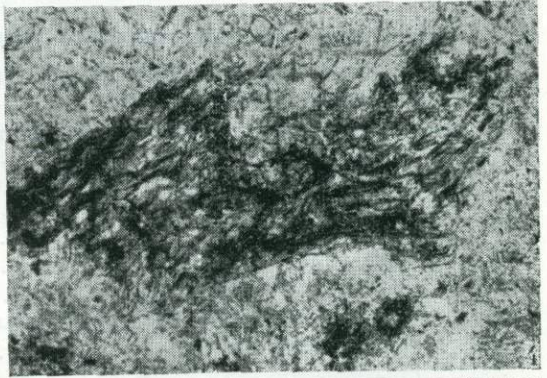












ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава первая. История изучения вулканических обломочных пород Урала	6
Глава вторая. Основные термины и понятия	12
Глава третья. Вулканические обломочные породы колчеданных рудных полей Южного Урала	21
Краткая геологическая характеристика колчеданных рудных полей Южного Урала	22
Вулканические обломочные породы колчеданных рудных полей Южного Урала	31
Игнимбриты	32
Туфы пемзовых потоков	39
Слоистые пемзовые туфы	40
Слоистые шлаковые и пепловые туфы	41
Эксплозивные брекчии	41
Туфолавы	42
Вулканические брекчии и агломераты базальтового состава	43
Вулканические обломочные породы колчеданных рудных полей других районов (Мугоджары, Северный Урал, Рудный Алтай)	47
Глава четвертая. Некоторые вопросы методики изучения вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Урала	53
Заключение	57
Приложение. Химические анализы вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала	58
Литература	62
Таблицы I—LV	
Разновидности вулканических обломочных пород из района неоген-четвертичного вулканизма (таблицы I—V)	66
Вулканические обломочные породы колчеданных рудных полей сибайского типа (таблицы VI—XXXVI)	68
Вулканические обломочные породы рудных полей верхнеуральского типа (таблицы XXXVII—XLIV)	80
Вулканические обломочные породы колчеданных рудных полей Ацебутагского типа (таблицы XLV—LI)	84
Вулканические обломочные породы других районов (таблицы LI—LV)	86

1 р. 24 к.

5530