

## Глава II

# МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА КАМЧАТКИ И ПРОБЛЕМА РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

По существу, проблема прогнозной оценки рудоносности вулканогенных формаций сводится к решению вопроса о причинах их металлогенической специализации. Если они закономерны и вытекают из общей направленной эволюции металлогенического развития складчатых областей, перспективный прогноз возможен, если закономерностей нет, невозможен и прогноз. В настоящее время, как уже отмечалось, хотя явно общие закономерности металлогенической эволюции рядом исследователей и не отрицаются, считается, что они настолько индивидуально проявляются в каждой данной геоструктурной зоне, рудном районе, узле и конкретном рудном поле, что разработка общей теории прогноза практически невозможна. Прогноз, с этих позиций, должен базироваться на конкретных особенностях того или иного района.

Такой подход к прогнозу, помимо многих второстепенных причин, обусловлен тем, что исследователям не всегда ясны возможные причины направленной металлогенической эволюции складчатых областей и отдельных геоструктур. Объясняя лишь частные случаи, а не огромный накопленный материал по этой направленности, и указывая на наличие отклонений от общей схемы, многие исследователи пришли даже, к отрицанию общей изначальной схемы тектономагматического и металлогенического развития складчатых областей. Концепция эта, как отмечалось, была объявлена разрушенной. Действительно, развивающаяся длительное время идея узкой металлогенической специализации, каждого отдельного этапа не могла не столкнуться с противоречиями, на сколько бы этапов не делился тектономагматический цикл. Однако дальнейшие научные поиски пошли лишь по пути выяснения местных региональных причин этих отклонений, что и привело к описанному результату.

Несомненно все же, что весь накопленный опыт и статистика направленности металлогении в крупном планетарном плане не могли быть лишь плодом идеализации процесса. Наличие этих межрегиональных и вневозрастных закономерностей направленного развития свидетельствуют о том, что управляются эти закономерности системой инерционной, действующей в течение геологической жизни планеты. Разность потенциалов, обуславливающая протекание процесса энерго- и массопереноса, в течение всей геологической истории остается, видимо, постоянной, заданной энергией внутренних частей (зон) Земли. И лишь особенности проявления геологических процессов во внешних геоболочках планеты меняют форму неконсервативных продуктов этого тектономагматического и металлогенического процесса.

Анализ изменения химического состава продуктов магматизма на разных этапах тектономагматического цикла привел исследователей к концепции последовательной миграции очагов плавления геоболочек по вертикали. Именно таким образом ими объясняется наличие прерывистых интрузивных

серий: базит-гипербазитовых, габбро-диорит-гранодиорит-гранитовых, гипер-базит-габбро-гранитовых и т. д. Отражая реальность причин и событий при формировании таких многочисленных интрузивных серий, эта концепция не может, однако, объяснить металлогеническую специализацию этапов тектоно-магматического цикла, ибо для этого пришлось бы предположить определенную (в рамках временной последовательности) стратификацию металлов в геооболочках.

Более того, широко распространенное представление о коре как источнике металлов в свете современных геофизических и петрогенетических данных требует не только многих ограничений (в каких случаях это заимствование металлов коры имеет место), но и принципиального пересмотра, когда речь идет о процессах энерго- и массопереноса в формировании самих геооболочек. Эти данные, обсуждение которых приводится в главе о принципах геодинамического соответствия в вулканических, плутонических, гидротермально-метаморфических и рудообразующих процессах (см. главу XI), свидетельствуют о парагенетической связи коры и рудных месторождений, размещающихся в ней, или, еще шире, о парагенетичности всех образований, в том числе и рудных, слагающих геооболочку.

Выясняя металлогеническую специализацию этапов тектоно-магматического цикла и ее причины, мы можем в качестве объектов исследования выбрать два типа вулканогенных формаций. С одной стороны, это инициальные или раннегеосинклинальные формации начальных и ранних этапов тектоно-магматического цикла, слагающие нижний структурный этаж вулканогенных поясов, с другой — раннеорогенные формации, слагающие верхний структурный этаж. Выбор объясняется тем, что инициальный магматизм является по преимуществу докоровым, мантийным. Рудные парагенезисы этого этапа представляют, таким образом, продукты первичного изначального интрателлурического потока, область питания которого находится на границе Мохоровичича: в верхней мантии и корнях коры.

Раннеорогенные магматизм и металлогения финального и предфинального этапов также являются представительными в качестве объектов исследования проблемы первичной металлогенической специализации. Причина этого заключена в точечном характере периферических вулканических очагов, крайне незначительный объем которых не позволяет связывать рудную специализацию постмагматической деятельности этого этапа с переплавлением вмещающих пород. Кроме того, исследуя верхний структурный этаж вулканогенного пояса, имеющего в общем случае гетерогенный цоколь, мы имеем возможность наблюдать различные по составу типы периферических очагов, которые могли бы обусловить и различную рудную специализацию постмагматического процесса в данной точке. Сравнивая, таким образом, рудную нагрузку гидротерм на вулканах с различными (по субстрату) типами периферических очагов, мы можем установить зависимость или независимость этой рудной нагрузки от состава субстрата.

Выбор в качестве объекта исследований (по обсуждаемой проблеме) нижнего структурного этажа, сложенного инициальными формациями, нецелесообразен по следующим причинам. Первая из них — эродированность верхних горизонтов этажа и невозможность наблюдать весь набор характерных для него рудных парагенезисов. Вторая причина состоит в специфике условий проявления синвулканического рудообразования. Оно протекает в подводных условиях. Металлы на этом этапе в значительной мере участвуют в формировании солевого состава морской воды и не фиксируются в породах. Третья причина —

возможное наложение на образования нижнего структурного этажа рудной минерализации, связанной с более поздними тектоно-магматическими процессами. Можно привести и многие другие причины, которые заставляют отказаться от решения вопроса о причинах металлогенической специализации этапов тектоно-магматического процесса на примере начальных и ранних этапов.

Средний структурный этаж для решения поставленного вопроса ставит перед исследователями, пожалуй, наибольшие трудности. Наличие в корнях орогена обширных очагов плавления коры типа конрадовских, вовлечение в постмагматический процесс мобилизованных рудных компонентов крупных блоков с более древней металлогенией, например кристаллического фундамента, приводит нередко к образованию в рудных формациях этого этажа сложного совмещенного спектра металлов первичного интрателлурического потока и активизированного основания. Примеры таких явлений совмещения многочисленны, но лишь в немногих случаях отчетливо видны его причины и возможно разделение металлов данного тектоно-магматического этапа и мобилизованных металлов основания орогена.

Наиболее предпочтительным объектом исследования по поставленной проблеме является, таким образом, верхний структурный этаж вулканогенных поясов, сложенный раннеорогенными формациями. Очевидно, наиболее достоверное решение может быть получено при изучении новейших орогенов, в которых наблюдается современная магматическая и постмагматическая деятельность. В пределах нашей страны наиболее эффективным является изучение Камчатско-Курильского региона. Естественно также, что в приводимом ниже обсуждении проблемы использованы материалы по металлоносности современного послемагматического процесса зарубежных регионов активного вулканизма.

Рассмотрим металлогению верхнего структурного этажа, прежде всего Камчатки, понимая при этом под верхним структурным этажом образования современных ( $N_2$  — Q) вулканических Кордильер Срединного и Восточного-вулканических поясов.

Естественно, что такая постановка вопроса требует более детального подхода к описанию как тектоно-магматических структур, так и состава образований верхнего структурного этажа Камчатки сравнительно с другими регионами и объектами. Особенно это относится к характеристике экстрезивных образований.

*Структурно-формационное районирование четвертичного вулканизма Камчатки.* Вулканические пояса Камчатки фиксируются в плане в виде узких простирающихся в север-северо-восточном направлении зон, которые пространственно совмещены с приосевыми частями крупных горст-антиклинорных структур Срединного и Восточного хребтов Камчатки. В современном тектоническом плане структурно-формационные зоны четвертичных вулканитов Камчатки приурочены к глубинным трансмантийным разломам, выходы на поверхность которых трассируются цепочками вулканов.

Верхний структурный этаж Камчатки сложен главным образом четвертичными вулканогенными образованиями, относимыми Ю. А. Кузнецовым (1964) к базальт-андезит-липаритовой формации подвижных зон.

Среди структурно-формационных зон Камчатки выделяются в соответствии с их геотектонической позицией две крупные структуры: структурно-формационная зона Срединного хребта и Восточно-Камчатская вулканическая структурно-формационная зона.

Характер соотношения неогеновых и четвертичных структурно-формационных зон детально рассмотрен Г. М. Власовым (1964), В. К. Ротманом (1965 г.), Э. Н. Эрлихом (1966, 1973), Г. Е. Богоявленской (1966) и И. В. Мелекцевым (1973).

Главное различие в позициях Срединной и Восточно-Камчатской вулканических зон состоит в следующем: в Срединном хребте формированием верхнего структурного этажа закономерно заканчивается длительное, начавшееся в позднем мелу — палеогене, тектоно-магматическое развитие Центрально-Камчатской геоструктурной зоны, прошедшей еще в миоцене стадию островной дуги. Восточно-Камчатская вулканическая зона не имеет столь длительной направленной предыстории. Ее четвертичные вулканические постройки закладываются и развиваются на консолидированном основании, сложенном преимущественно мел-палеогеновыми вулканогенно-кремнистыми толщами.

Данные региональной геофизики выявляют две зоны глубинных разломов, положение которых определяет позицию структурно-формационных зон, и серию гравимагнитных ступеней северо-западного простирания, создающих блоковое и клавишное строение структурно-формационных зон по простиранию.

Вулканогенные формации верхнего структурного этажа по масштабам проявления характеризуются следующими особенностями.

1. Магматические комплексы оливиновых и оливинсодержащих базальтов плато ( $N_2 - Q_1$ ) слагают 67,4% всей площади, занятой вулканитами.

2. Магматические комплексы андезитов-базальтов, плагиоандезитов-базальтов и амфиболовых андезитов, слагающие крупные вулканические постройки ( $Q_{2-3}$ ), занимают 18,2% площади.

3. Магматические комплексы липаритов, дацитов и андезитов-дацитов экструзивных куполов ( $Q_4$ ), а также покровов пемз и игнимбритов слагают соответственно 3,2% и 9,8% площади.

4. Лавы и пирокластиты исторического периода занимают 1,4% площади. Площадное соотношение покровов лишь в первом приближении отражает истинную картину соотношения масс и объемов изверженного материала, поскольку не учитывает мощностей покровов и особенно их вариаций в зависимости от удаленности от центров извержения. Допущения, принятые при подсчетах, основываются на предположении о наличии платобазальтов в основании всех вулканических построек. Таким образом, основные базальтоидные породы развиты значительно шире, чем другие магматические комплексы вместе взятые.

*Минералого-петрографические особенности магматических комплексов.* Большой литературный материал по минералогии и петрографии вулканитов Камчатки позволяет нам не останавливаться на детальном описании пород, когда это не касается отдельных специально изучавшихся структур верхнего структурного этажа.

Кратко рассмотрим характерные особенности рудных минералов выделяемых магматических комплексов. Рудные непрозрачные минералы, которые обычно описываются как магнетит, в действительности представлены самыми различными ассоциациями и характеризуются вполне закономерной принадлежностью к кислым и основным лавам.

Для базальтоидов и андезитовидов характерны такие минералы, как ванадиевый титаномагнетит ( $V$  1—0,6%;  $TiO_2$  8,70%), магнетит, маггемит, ильменит, хромит, халькопирит, пирит, пирротин, магнезиоферрит (вулкан Харчинский —  $MgO$  7,98 вес. %) и др. Все рудные минералы основных лав имеют общие черты. Отмечается сходство, параметров элементарных ячеек,

сопоставимы вариации в повышенном содержании микроэлементов V, Co, Cr, Ni, морфологические особенности и др.

Для кислых лав набор рудных минералов представлен галенитом, сфалеритом, самородным свинцом, цинком, редко встречаются самородная ртуть, киноварь и др. Характерны также магнетит, ильменит, гематит, пирит. Такие минералы, как магнетит, пирит, ильменит встречаются и в кислых, и в основных лавах, однако по кристалло-химическим данным и по концентрации микроэлементов Pb, Zn, Co, Ni, Cr, V они резко различаются.

Минералы магматических комплексов обладают рядом специфических черт, свидетельствующих об их принадлежности к определенному типу пород.

Для кислых пород: липаритов, обсидианов, пемз, игнимбритов, дацитов и андезито-дацитов — отмечается сходный набор рудных минералов, представленных, согласно рентгенодиагностике и оптике, цирконом, апатитом, реже сфеном, рутилом, лейкоксеном, флюоритом, альмандиновым гранатом, галенитом, сфалеритом, киноварью, пиритом, реже арсенопиритом, гематитом, магнетитом, молибденитом. В двух пробах липаритов Срединного хребта встречен пироксид. Сера самородная характерна практически для всех кислых пирокластических образований. В пробе андезито-дацитов экструзивного купола Гигигилен встречен антимонит. Среди самородных минералов отмечаются свинец, цинк, сера и глобулярная ртуть. Свинец, цинк и другие минералы присутствуют в повышенных количествах в кислых магматических комплексах.

Свинец образует неправильной формы, более или менее изометричные зерна и скопления. Цинк присутствует в более уплощенных зернах. Микрoхимическая реакция нейтрального раствора минерала с щавелевой кислотой позволяет наблюдать выпадение кристаллических октаэдров и их сростков. Согласно данным Г. Н. Богдановой, такие самородные минералы, как свинец, цинк, медь обычно присутствуют и в базальтах. Отношение цинка к свинцу (по спектральным анализам) 3 : 7.

Определенный петрогенетический интерес представляют акцессорные минералы метаморфического генезиса: кордиерит, силлиманит, альмандин, длиннопризматический циркон. Последний по кристалло-морфологическим признакам, по данным рентгеновских определений, идентичен циркону, выделенному из гранито-гнейсового комплекса Малкинского свода (Хангарский купол). Цирконы гнейсового типа характеризуются прекрасной огранкой, хорошо развитыми гранями тетрагональной призмы и дипирамиды. Наряду с длиннопризматическими цирконами присутствуют коричневато-розовые изометричные по облику цирконы, характерные для кислых лав. Такие цирконы наблюдаются в местах скопления биотита. Кордиерит отмечался в пирокластических образованиях ранее (Пийп, 1936, 1937). Силлиманит был впервые встречен в подплавленных гранито-гнейсовых ксенолитах из дацитовых экструзивных куполов вулканов Ичинского и Хангар. Гранат из кислых лав, пемз и игнимбритов характеризуется отсутствием огранки, сильно корродирован. Цвет от розового до фиолетово-красного. Рентгенодиагностика устанавливает альмандин.

Причины нахождения подобных метаморфогенных минералов в лавах верхнего структурного этажа пока не могут быть определены однозначно. Эти минералы рассматриваются как свидетельство анатектоидной природы кислых лав и образования их в результате плавления гранито-гнейсового фундамента под такими вулканами, как, например, Хангар. Наличие подобных высокоглиноземистых минералов (гранат, кордиерит, силлиманит) вовсе не является преимущественным признаком магматических образований (гранитных масси-

вов, экструзивов, даже лав), формирующихся за счет высокоглиноземистых же вовисходных пород при их ассимиляции магмой. Э. П. Изох (1964 г.) описывает высокоглиноземистые прерывистые серии типа гипербазит—габбро—гранит, в которых наличие тех же минералов связано с прерывистостью и отсутствием постоянного воздействия интрателлурического потока, следствием чего является некоторое количество глинозема, не связанного в форму полевых шпатов.

Акцессорные минералы базальтоидов менее разнообразны и представлены главным образом апатитом, рутилом, цирконом, кварцем, шпинелью, титаномагнетитом, ильменитом, редко гранатом и халькопиритом, лейкоксеном, филлипситом. Сфен встречен в мегаплагиофировых лавах Ключевской группы вулканов. Базальты вулcano-тектонической структуры Алией — Чашаконджа содержат незначительные количества тонкозернистого малахита, что, вероятно, обусловлено близостью минерализованной зоны гидротермально измененных пород.

Из перечисленных минералов петрогенетический интерес представляют такие, как циркон, кварц, шпинель, гранат. Остальные минералы и упомянутые рудные являются обычными и в ряде случаев диагностированы микроскопическими и рентгеновскими методами.

Циркон в базальтоидах встречается редко, в виде округлых овально-вытянутых зерен розовато-коричневого цвета. Подобные цирконы, вероятно, являются реликтами растворенных пород погребенного фундамента. Аналогичный генезис имеют, по-видимому, и гранаты, так как они практически не имеют собственной огранки и представлены корродированными зернами или округлыми, с почти сглаженными гранями кристаллами.

Кварц распространен повсеместно: как в оливинсодержащих базальтах плато, так и в андезито-базальтовых сериях стратовулканов. Зерна кварца бронируются реакционной оторочкой пироксена и предохраняют его от полного замещения. В базальтах Срединного хребта, вулканов Жупановского и Авачинского кварц присутствует одновременно (иногда в одном шлифе) с форстеритом.

Шпинель отмечается в оливинсодержащих базальтоидах Срединного хребта и Восточной вулканической зоны. Форма зерен округлая с ямчатой поверхностью. В интенсивном проходящем свете шпинель имеет темно-бурую окраску. В прозрачных шлифах она встречена только в базальтоидах Анаунского района. Взаимоотношения вкрапленников шпинели с основной массой реакционные. Шпинель замещается плагиоклазом с выделением мелких зерен хромита в монокристалле плагиоклаза. Содержание ее достигает 5—7%. Одновременно со шпинелью встречены зерна форстерита и дезинтегрированные включения шпинелевых перидотитов. Как показывает рентгенодиагностика, шпинель гипербазитовых включений и шпинель вкрапленников имеют тождественные параметры элементарной ячейки. По-видимому, шпинель является реликтом дезинтегрированных гипербазитовых включений.

В андезитовых и андезито-базальтовых породах одновременно могут присутствовать минералы, характерные для кислых и основных лав: сфен, циркон, кварц, титаномагнетит, рутил и др. В андезитах вулкана Хангар встречен гранат малиново-розового цвета, сосуществующий с ванадиевым титаномагнетитом, рутилом, сфеном и длиннопризматическим цирконом. Циркон аналогичен циркону из гранито-гнейсов Хангарского метаморфического купола. Помимо перечисленных выше акцессорных минералов встречаются в микроколичествах трудноопределимые минералы, для которых проведена только

рентгенодиагностика. В кислых лавах, таким образом, идентифицированы дистен (дациты вулкана Хангар), корунд, анатаз (пемзы вулкана Шевелуч), ортит (липариты вулкана Ичинский).

*Петрохимические особенности вулканогенных образований верхнего структурного этажа.* Кратко остановимся на общих петрохимических особенностях выделяемых на Камчатке исследователями четвертичных магматических комплексов на примере статистико-петрохимической диаграммы (рис. 1), построен-

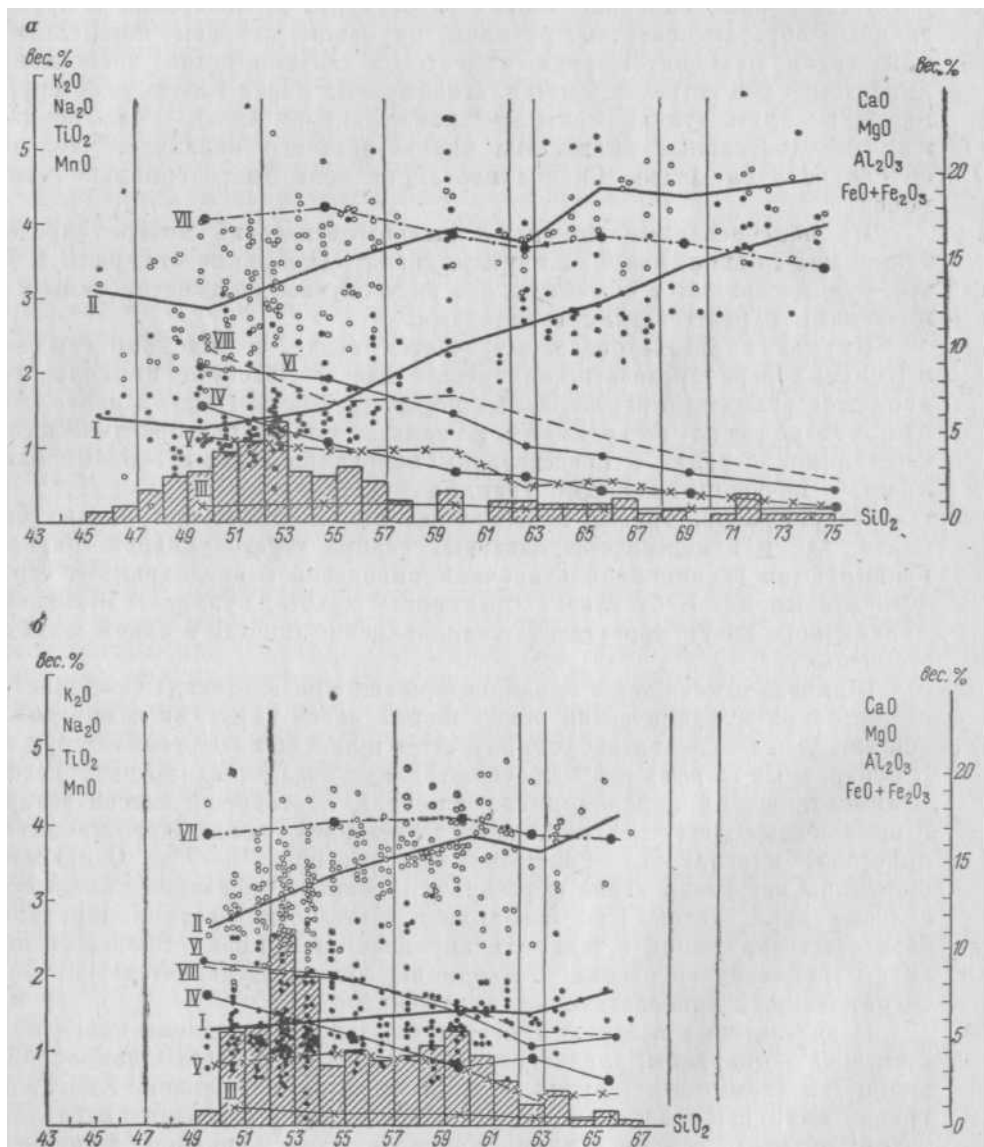
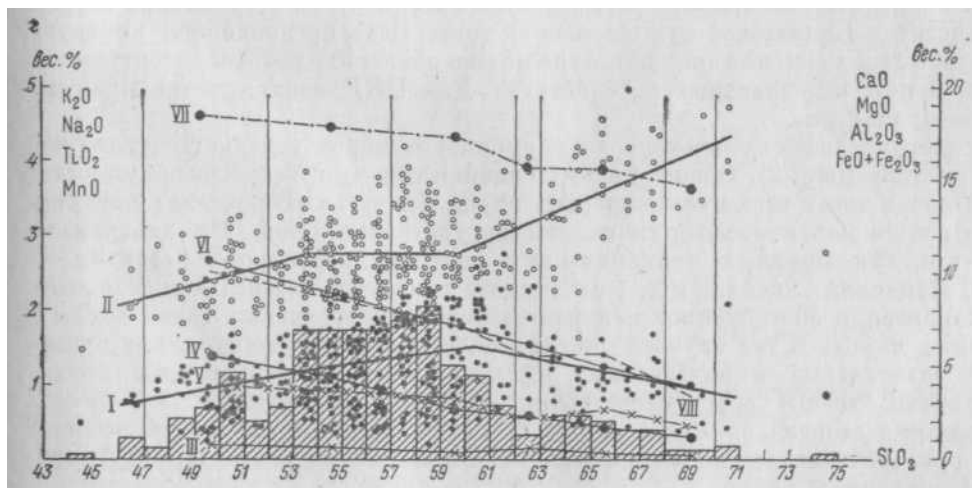
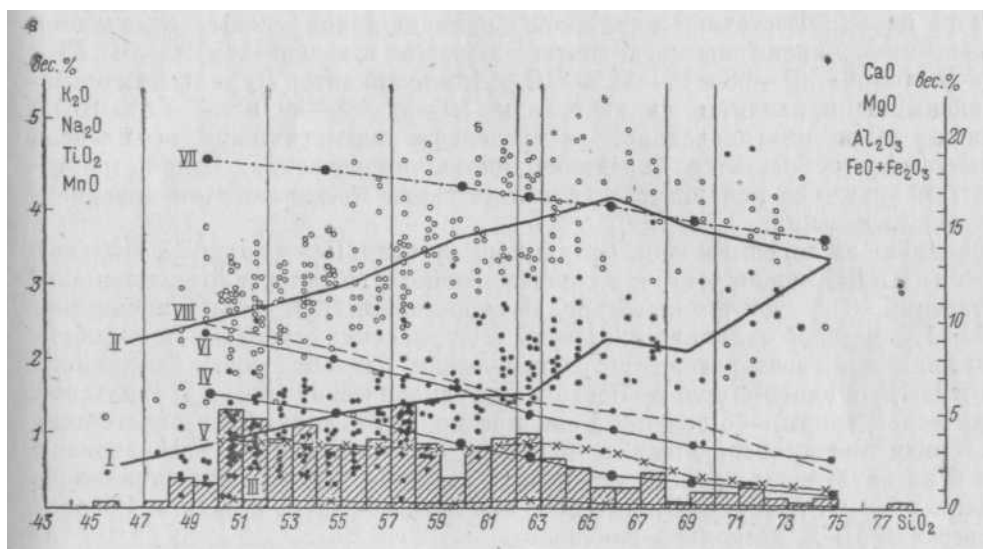


Рис. 1. Статистико-петрохимические диаграммы  
 а — зоны Срединного хребта; б — Центрально-Камчатской депрессии; в — Воо  
 Вариационные кривые петрогенных окислов: I —  $K_2O$ ; II —  $Na_2O$ ; III —  $MnO$ ; IV —  $MgO$ ;  
 V —  $CaO$ ; VI —  $MgO$ ; VII —  $Al_2O_3$ ; VIII —  $FeO + Fe_2O_3$ ; IX — пределы пород

ной по методу, предложенному Э. П. Изохом (1973 г., см. также Горшков, 1962). При построении диаграммы были суммированы данные крупных петрохимических сводок. Вертикальные линии отвечают традиционной номенклатуре эффузивных пород: базальты, андезито-базальты и т. д. Основные петрохимические закономерности магматических комплексов иллюстрируются вариационными кривыми. Вариационные кривые петрогенных окислов проведены с учетом доверительных интервалов для групп анализов, заключенных между вертикальными линиями.



**лейкокраповости пород, по Э. П. Изоху (1973 г.):**

точно-Камчатской вулканической зоны; 2 — Курильской островной гряды.  
 V —  $\text{TiO}_2$ ; VI —  $\text{CaO}$ ; VII —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; VIII —  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ . В гистограммах — модальность рас-  
 во кислотности

Модальность распределения пород по кислотности отражена в гистограммах с интервалом в один процент. Такое построение гистограмм оправдано возможностью большего выявления максимумов модального распределения по доминирующему петрогенному окислу — кремнезему. Для структурно-формационной зоны Срединного хребта отмечается значительный максимум в интервале 52—53%  $\text{SiO}_2$  и незначительные максимумы его в интервалах 55—56, 50—60, 66—67 и 71—72%.

Для вулканитов Центрально-Камчатской депрессии отмечаются сходные максимумы в интервалах 52—53, 55—56, 59—60 и 63—64%  $\text{SiO}_2$ . Кислая ветвь для этой части структурно-формационной зоны практически отсутствует.

Для пород Восточно-Камчатской вулканической зоны отмечаются несколько иные максимумы модальности, лежащие в интервалах 50—51, 53—54; 57—58, 62—63, 67—68 и 71—72%  $\text{SiO}_2$ . Для вулканитов Курильских островов максимумы приходятся на интервалы 50—51, 58—59 и 63—64%  $\text{SiO}_2$ . Возможно, такое многомодальное распределение магматических комплексов по кремнезему объясняется неравномерностью опробования, однако повторяемость максимумов модальности позволяет также предполагать и правомерность их выделения.

Сравнивая гистограммы зоны Срединного хребта и Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД), можно отметить хорошее совпадение интервалов максимальных значений. С другой стороны, вполне сопоставимы интервалы максимумов Восточно-Камчатской вулканической зоны и Курильских островов. Таким образом, выявляется своеобразная петрохимическая близость зоны Срединного хребта и ЦКД, с одной стороны, Восточной вулканической зоны и Курильской вулканической гряды — с другой. Если предположить отсутствие парагенетической связи между основными и кислыми вулканитами то, рассматривая только базитовую ветвь, можно установить сходство в поведении вариационных кривых  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ . Однако поведение  $\text{K}_2\text{O}$  для зоны Срединного хребта и ЦКД несколько различно.

В кислой ветви диаграммы различия более существенные. Особенно хороша это иллюстрируется на примере распределения  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  Курильских островов и Восточно-Камчатской вулканической зоны. Если предположить коровую природу кислых магм, то такое различие можно объяснить разным содержанием щелочей в породах плавящегося субстрата. Для ЦКД кислая ветвь практически не проявлена.

Рассмотрим петрохимические закономерности пород отдельных вулканических центров (рис. 2). Общий повторяющийся контур отвечает совокупности, фигуративных точек всех вулканических пород Камчатки. В пределах контура выделены поля максимальных скоплений фигуративных точек. Из диаграммы, видно, что для крупных вулканических центров длительного развития — Хангар, Ичинский, Уксичан и др., имеющих в своем составе кислые и основные лавы, характерно обособленное положение полей фигуративных точек кислых, и основных пород. В тех случаях, когда кислая серия отсутствует, для существенно базальтовых и андезитовых вулканических центров разрыв полей фигуративных точек также отсутствует.

Суммируя вышеизложенное, можно сделать некоторые выводы об особенностях процессов эволюции магматических формаций верхнего структурного этажа Камчатки в целом.

1. Оливиновые базальты плато, залегающие в основании практически всех вулканических построек центрального типа к зон ареального вулканизма, являются продуктами генерации расплавов в верхней мантии, в значительной

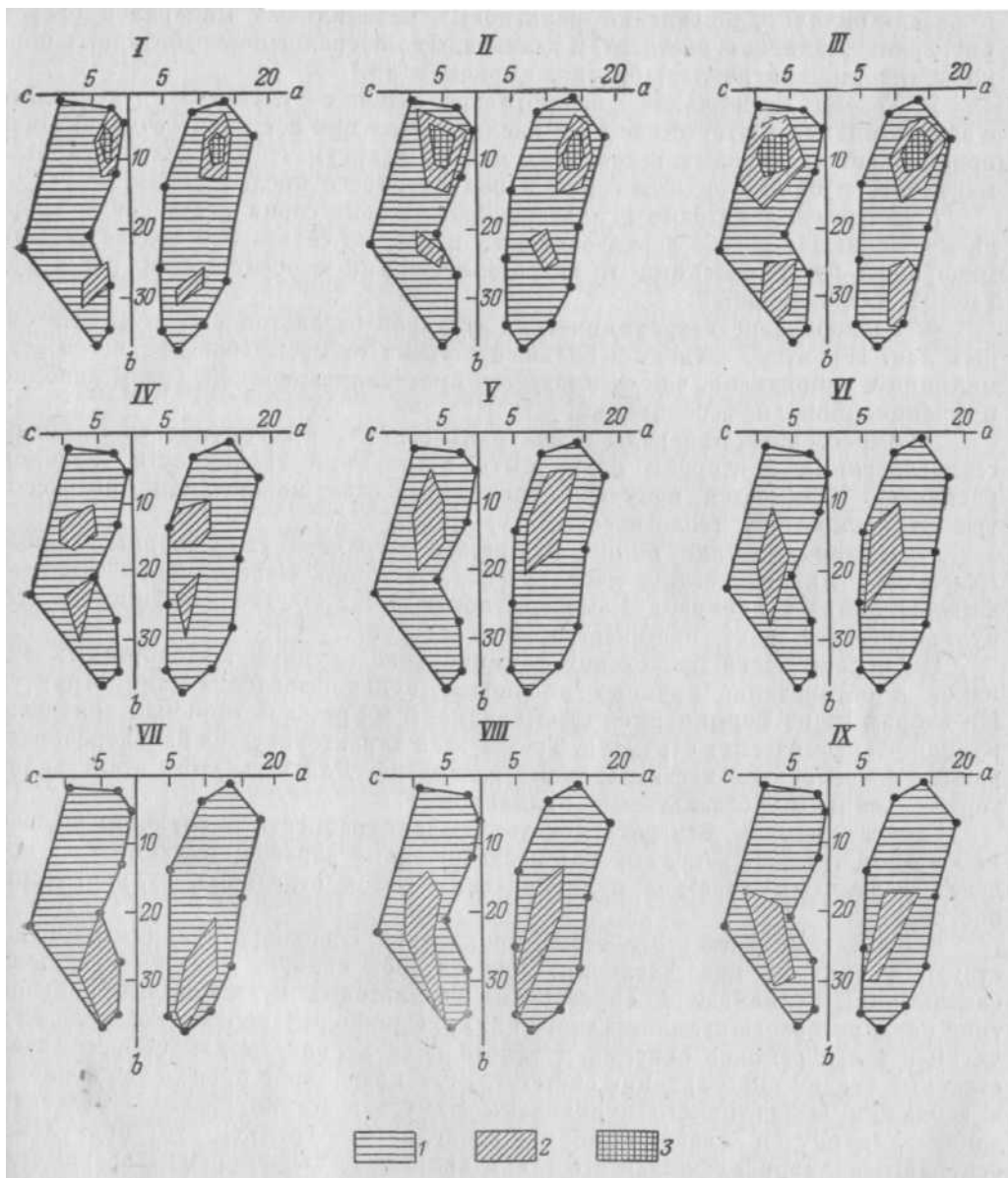


Рис. 2. Петрохимические диаграммы, построенные по максимумам в поле фигуративных точек диаграммы А. Н. Заварицкого:

1 — поле фигуративных точек всех четвертичных вулканогенных пород Камчатки; 2 — внешние зоны областей сгущения фигуративных точек; 3 — локальные максимумы в кислых сериях.  
 Вулканические центры: I — Хангар, 37 анализ.; II — Ичинский, 26 ан.; III — Уксичан, 19 ан.; IV — Корякский, 23 ан.; V — Безмянный, 36 ан.; VI — Кроноцкий, 14 ан.; VII — Харчинский, 13 ан.; VIII — Анаун, 17 ан.; IX — Ключевской, 32 ан.

мере контаминированными породами коры. Об этом свидетельствует присутствие в базальтоидах одновременно реликтовых базофильных минералов (форстерит, гранат, шпинель, энстатит) и реликтовых минералов переработанных пород коры (кварц, плагиоклаз, биотит, циркон и др.).

2. Тесная ассоциация базит-гипербазитовых глубинных ксенолитов с базальтоидами и отсутствие их в кислых лавах при постоянно отмечающихся подплавленных коровых ксенолитах является аргументом в пользу гипотезы мантийности базальтоидных серий и палингенности кислых серий.

3. Андезито-дацитовые и андезито-базальтовые серии несут следы гибридности, совмещающая в себе черты основных и кислых серий. Это подтверждается минералого-геохимическими и петрохимическими особенностями рассматриваемых разновидностей.

4. Разнообразие петрохимических составов базальтоидных и андезитоидных лав, вероятно, зависит в большей степени от масштабов процессов ассимиляции и гибридности, чем от процессов кристаллизационной, гравитационной и фракционной дифференциаций.

5. Акцессорные минералы и минералы-реликты в совокупности с другими геологическими факторами могут быть критериями глубинности генерации расплавов. Разумеется, получить однозначный ответ можно лишь при рассмотрении конкретных геологических структур.

*Геолого-генетические типы экструзивов верхнего структурного этажа Камчатки.* Анализ тектоно-магматической истории четвертичного (плиоцен-четвертичного) вулканизма Камчатки показывает, что его эволюция во всех вулканических зонах протекает в четыре этапа.

На первом этапе происходит формирование крупных щитообразных вулканов и образование крупных кольцевых вулcano-тектонических структур. На втором этапе формируются стратовулканы в пределах крупных кольцевых вулcano-тектонических структур. Третий этап характеризуется кальдерообразованием и внедрением посткальдерных экструзий. Для четвертого этапа характерен ареальный базальтовый вулканизм.

Следует, однако, отметить некоторую асинхронность проявления названных этапов, а также неполный или незавершенный характер вулканизма в пределах различных участков вулканических зон и отдельных вулканических построек.

В отношении четвертого этапа проявлений основного вулканизма существуют различные представления. Ряд авторов склонен считать ареальный базальтовый вулканизм и образование базальтовых вулканов центрального типа началом нового вулканического цикла. Однако другие исследователи Камчатки и иных районов описывают такого рода вулканизм как процесс, свойственный стадии консолидации системы. Если правомерно проведение аналогии в эволюции четвертичного вулканизма Камчатки (серии базальт—андезит—дацит—липарит и габбро—диорит—гранодиорит—гранит), то проявления основного вулканизма четвертого этапа являются закономерным завершением полного вулканического цикла. Данная аналогия вполне оправдана, так как отличия между указанными интрузивными и вулcanoгенной сериями сводятся, в сущности, к различиям в длительности их формирования.

Каждый из четырех этапов четвертичного вулканизма Камчатки характеризуется различными по своим геолого-генетическим особенностям экструзивными образованиями. С этапом формирования крупных щитообразных вулканов совпадает становление экструзий (экструзии щитовидных вулканов), являющихся по существу корнями платоэффузивов и очень близких по составу

и структурно-морфологическим признакам к субвулканическим интрузиям основного состава. Сложены экструзии этого типа, как правило, базальтами, долеритами (микродолеритами), андезито-базальтами и образуют большей частью купола и лавовые пробки.

Таковыми экструзиями являются базальтовые купола щитообразного вулкана в междуречье Быстрой, Хариузовой и Тихой. Площади эрозионных срезов куполов колеблются от 1 до 6 км<sup>2</sup>.

Второй тип — докальдерные экструзии стратовулканов, которыми завершается гомодромный путь развития последних. Экструзии сложены относительно кислым материалом (от андезитов до андезито-дацитов) и в петрохимическом отношении весьма близки к эффузивам стратовулканов. По морфологии и месту в структуре вулканов — это центральные и боковые (терминальные и латеральные, по Меркали) купола и монолиты. Образование этих экструзий сопровождается взрывными явлениями и отложением сравнительно небольших объемов пемз.

Докальдерные экструзии стратовулканов распространены на Камчатке чрезвычайно широко, особенно в Восточной вулканической зоне: Ключевской дол, вулкан Швелуч, вулкан Авачинский, Жупановская вулcano-тектоническая структура. Они изучались и систематизировались многими исследователями. К. М. Тимербаевой (1967), в частности, разработана морфо-генетическая классификация экструзивных куполов Ключевского дола.

Третьему этапу четвертичного вулканизма соответствует становление посткальдерных экструзий или интрузий на вулканах (Василевский, Широкий, 1974; Борисов, Борисова, 1975; Рудич, 1970). В отличие от двух первых типов посткальдерные экструзии являются производными участков расплавления верхней части земной коры в близповерхностных очагах. Именно посткальдерные экструзии являются гомологами более глубинных и древних интрузий, парагенетически связанных с оруденением. Выделение их среди образований верхних структурных этажей вулканических поясов, таким образом, соответствует выделению рудных районов в нижних и более древних структурных этажах.

На Камчатке посткальдерные экструзии развиты чрезвычайно широко. Состав их колеблется в довольно широких пределах (от андезито-дацитов, фунда андезитов до липаритов) и в значительной степени зависит от состава фундамента вулканов, что лишний раз указывает на их коровое происхождение. Морфология посткальдерных экструзий также разнообразна. Это в основном экзогенные и эндогенные купола, монолиты, а также так называемые экструзии-потоки.

Для этих экструзий очень характерна тесная генетическая и пространственная связь с игнимбритами или большими объемами пемз. В структуре вулканокальдер они приурочены обычно к кольцевым и радиальным разломам, которые возникли в процессе кальдерообразования. В качестве примеров посткальдерных экструзий можно привести экструзии-потоки липаритов вулканотектонической структуры Алий—Чашаконджа, вулканов Ичинского, Уксичан, Хангар, экструзии дацитов и липарито-дацитов структуры Узон-Гейзерная, вулкана Горелого и многих других.

В геологической истории вулкана Горелого четко выделяется этап кальдерообразования и связанного с ним проявления кислого вулканизма. По данным Ю. М. Слепова и др. (1963 г.), в средне-верхнем плейстоцене здесь сформировалась толща игнимбритов объемом примерно 80 км<sup>3</sup>, с которыми генетически связаны прикальдерные экструзии. Связь тех и других с кальдерообразующими

разломами не вызывает сомнения. Экструзии этого вулкана являются многоактными (полифациальными) образованиями. Гребни и пики экструзий осложняются и маскируются потоками от этих же экструзий.

Контактовые взаимодействия экструзий и вмещающих верхнеплиоценовых вулканитов основного состава выразились в частичном переплавлении базальтов последних вдоль плоскости контакта. Экструзии вулкана Горелого неоднородны по составу и представлены породами от андезитов до липарито-дацитов, причем последними, а также дацитами, рвутся андезиты. Не исключено, что здесь имеют место экструзии двух геолого-генетических типов: андезиты и андезито-дациты экструзий, завершивших гомодромный путь развития докальдерной постройки вулкана, а также дациты и липарито-дациты, связанные с кальдерообразованием. Сходное место в последовательности геологических событий, но иное в структуре имеют экструзии вулкана Уксичан (рис. 3).

В центре крупной щитовидной постройки расположена кальдера диаметром 13—14 км. В кальдере обнажаются породы дочетвертичного фундамента вулкана, которые прорываются посткальдерными экструзиями андезито-дацитового состава. Центральная экструзия горы Уксичан занимает площадь 3—4 км<sup>2</sup>. Относительная высота кальдеры около 800 м. Экструзия сильно эродирована и в настоящее время представляет собой горный массив с близкими к альпинотипным формами рельефа. Однако однородность состава и строения экструзии, ее изометричность, наличие реликтов веерного строения, устанавливаемого по залеганию грубой первичной полосчатости пород и налегание их на основание фундамента позволяют предполагать первичную куполовидную форму тела с центральным подводящим каналом, осложненную по периферии лавовыми потоками.

Кроме экструзии горы Уксичан в кальдере и по ее периферии расположена около 15 самостоятельных небольших экструзивных куполов высотой до 200 м и диаметром основания 300—800 м (иногда до 1500 м), приуроченных к кольцевым кальдерообразующим разломам. Сложены они также андезито-дацитами. В эндоконтакте одного из двух слившихся куполов отмечается зона закала мощностью до первых десятков сантиметров в виде черного вулканического стекла. Последний факт позволяет предположить некоторый разрыв во времени при становлении отдельных интрузий.

Кальдере вулкана Уксичан относят к типу кальдер обрушения (Вулканы..., 1972). Однако в период, предшествующий становлению экструзий андезито-дацитов, произошло воздымание внутрикальдерной части постройки. Процессы эрозии уничтожили докальдерные четвертичные образования вулкана и обнажили здесь отложения дочетвертичного фундамента. Все это свидетельствует о возникновении на месте кальдеры обрушения купольной структуры, связанной с поднятием, предшествовавшим образованию экструзий, и, возможно, вторичном опускании внутрикальдерной части постройки по тем же кольцевым разломам.

Примеры вулканов Горелого и Уксичан показывают, что экструзии одного типа (послекальдерные) могут быть связаны как с кальдерообразованием взрывного характера (вулкан Горелый), так и с формированием кальдер обрушения. Иногда экструзии, относимые к типу посткальдерных, формируются и на вулканах, где стадия кальдерообразования большого масштаба оказалась как бы угнетенной, незавершенной, как в случае вулкана Чашаконджа, являющегося южной частью сложного вулканического массива Алней—Чашаконджа (Срединный хребет Камчатки). Здесь этап формирования крупных щитовидных вул-

канов сменился в средне-верхнем плейстоцене становлением стратовулканов. На вулкане Алией этот этап завершился образованием экструзий-потоков андезито-дацитов, во многом сходных с экструзиями вулкана Уксичан.

Второй этап вулканизма на вулкане Чашаконджа в среднем плейстоцене характеризовался ростом преимущественно лавового стратовулкана, завершившимся в гомодромной последовательности терминальной экструзией андезитов.

Третий этап выразился в кальдерообразовании и в связанном с ним кислом вулканизме вулкана Чашаконджа. Этот этап в верхнем плейстоцене проявился на вулкане лишь в появлении кольцевых разломов большого радиуса—кальдерообразующих разломов.

По этим разломам внедрились экструзии-потоки липаритового состава, одна из которых имеет форму купола (рис. 4). Это купол высотой 200 м и площадью около 2 км<sup>2</sup> с пологими внешними и крутыми внутренними склонами, образующими кратер глубиной до 200 м. Из кратера излился поток стекловатых липаритов площадью около 10 км<sup>2</sup>.

Собственно экструзивная фация представлена светло-серыми липаритами, вобнажениях флюидалными. Порфиновые выделения в липаритах — плагиоклаз, роговая обманка и биотит, общее количество которых меняется от 15—20 до 40—50% объема породы. Основная масса сложена пузыристым тонкофлюидалным кислым стеклом, несущим признаки частичной раскristаллизации, выраженной в появлении разнообразных по форме и размерам кристаллитов (рис. 5, а, б) и единичных микролитов. Флюидалность подчеркивается наличием веретенновидных, копьевидных однофазовых газовых, значительно реже двухфазовых газово-жидких первичных включений (рис. 5, в, г).

Особенностью стекловатой основной массы является проявление концентрически-скорлуповатой микроотдельности (рис. 6, а). На некоторых участках отмечаются сферолитовые структуры. Радиально-лучистые, концентрически-зональные сферолиты имеют темно-коричневый цвет, часто идеально округлую форму при размерах 0,2—3,5 мм и сложены кварц-калишпатовым анизотропным тонковолокнистым агрегатом (рис. 6, б, г, д). Отдельные наиболее крупные сферолиты в центральных частях содержат небольшие удлиненные таблички плагиоклаза, реже роговой обманки (рис. 6, в, г). Вкрапленники плагиоклаза широко таблитчатые, размер их колеблется от 0,5 до 3 мм, содержание от 10—12 до 25—35%.

Довольно часты гломеропорфиновые сростания (рис. 7). Плагиоклаз (андезин—олигоклаз № 14—22) характеризуется зональным строением, которое подчеркивается развитием первичных включений затвердевших магматических расплавов (рис. 8). Сравнительно редок коррозионный и оскольчатый облик вкрапленников.

Роговая обманка — второй по распространенности минерал вкрапленников, имеет как удлиненно-таблитчатые, так и хорошо ограненные восьмиугольной формы зерна размером 0,5—2 мм. Минерал имеет темно-бурый цвет, высокий рельеф, отчетливую спайность в двух направлениях. Содержание минерала во вкрапленниках 5—10%.

Биотит широко таблитчатый, реже образует резко удлиненные кристаллы размером 0,8—1,5 мм. Содержание его, как правило, колеблется от 2 до 3%. Названные минералы часто образуют сростания между собой, придающие породе на отдельных участках полнокристаллический (гранитный) облик (рис. 9, а—в).

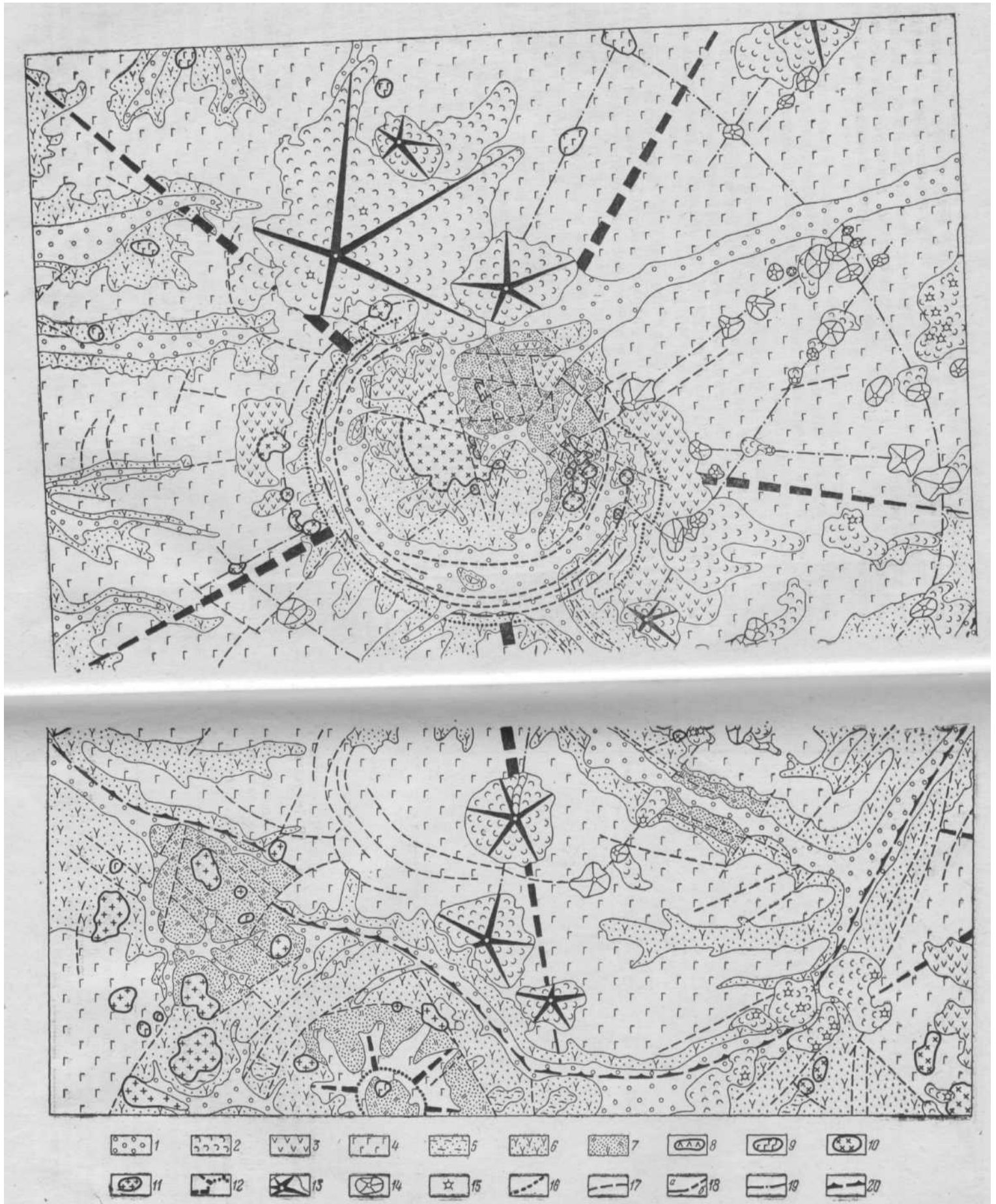
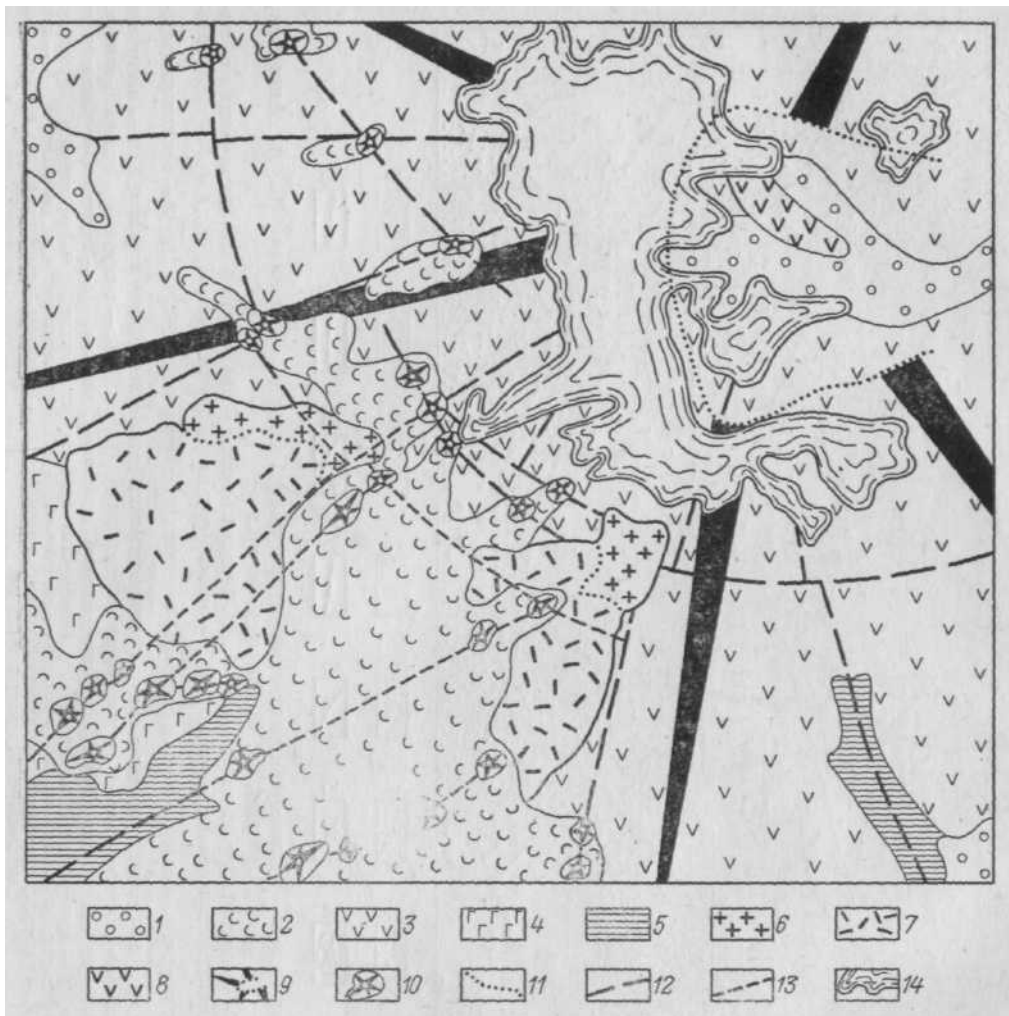


Рис. 3. Схематическая геологическая карта вулканотектонической структуры Уксичан. Составили С. А. Апрельков, В. В. Оточкин, Б. И. Широкий и др.:

1 — рыхлые четвертичные отложения, Q; 2 — базальты голоценового возраста, Q; 3 — андезито-дациты — эффузивная фация средне-позднеплейстоценовых экструзий, Q<sub>II-III</sub>; 4 — базальты нижнеплейстоценового возраста Q<sub>I</sub>; 5 — игнимбриты плиоценового возраста, N<sub>2</sub>; 6 — базальты, андевито-базальты, андезиты, их туфы, туфоконгломераты верхнемиоцена-плиоценового возраста (алнейская серия), N<sub>1</sub><sup>3</sup> — N<sub>1</sub>; 7 — дациты андезито-дациты, их туфы среднемиоценового возраста, N<sub>1</sub><sup>2</sup>; 8 — субвулканические интрузии диоритовых порфиров неогенового возраста, N; 9 — экструзии базальтов раннечетвертичные, Q; 10 — экструзии андезито-дацитов средне-позднеплейстоценовые, Q<sub>II-III</sub>; 11 — экструзии липарито-дацитов плейстоценовые, Q<sub>II-III</sub>; 12 — щитообразные раннеплейстоценовые вулканы с современными границами кальдер; 13 — голоценовые базальтовые вулканы; 14 — голоценовые шлаковые конусы; 15 — центры излияния голоценовых базальтовых потоков; 16 — границы экструзивной и эффузивной фаций средне-позднеплейстоценовых андезито-дацитов; 17 — разломы; 18 — кольцевые, кальдерообразующие разломы: а — на поверхности, б — под чехлом рыхлых четвертичных образований; 19 — разломы, трассируемые вулканическими центрами; 20 — разломы, ограничивающие вулканотектоническую структуру Уксичан

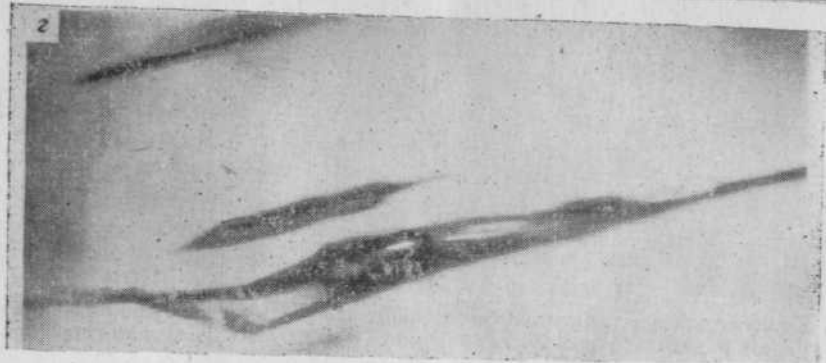


**Рис. 4. Схематическая геологическая карта юго-западного сектора вулкана Чашаконджа. Составил Б. И. Широкий с использованием материалов В. С. Шеймовича (Четвертичные лавовые потоки..., 1970):**

I — рыхлые четвертичные отложения, Q; 2 — базальты голоценового возраста,  $Q_{IV}$ ; 3 — среднечетвертичные андезито-базальты и андезиты;  $Q_{III}$ ; 4 — нижнечетвертичные базальты, Q; 5 — породы фундамента (алнейская серия),  $N_{3-4}$ —  $N_2$ ; 6 — позднечетвертичные экструзии липаритов,  $Q_{III}$ ; 7 — позднечетвертичные потоки липаритов,  $Q_{III}$ ; 8 — среднечетвертичная экструзия андезитов,  $Q_{III}$ ; 9<sup>III</sup> — постройка среднечетвертичного стратовулкана с современными границами древнего кратера; 10 — голоценовые шлаковые конусы; 11 — граница экструзивной и эффузивной фаций позднечетвертичных липаритов; 12 — основные разломы; 13 — разломы, трассируемые шлаковыми конусами; 14 — ледники

**Рис. 5. Флюидальная основная стекловатая масса:**

a — обтекание пузырьстым струйчатым стеклом плагиоклаза, без анализатора, ув. 9; б — разнообразная форма кристаллитов в стекле, без анализатора, ув. 150; в, г — веретеновидные и копьевидные однофазовые газовые (в) и реже двухфазовые газопо-жидкие (г) включения в стекле, подчеркивающие флюидальность, плоскопараллельный препарат, ув. 450



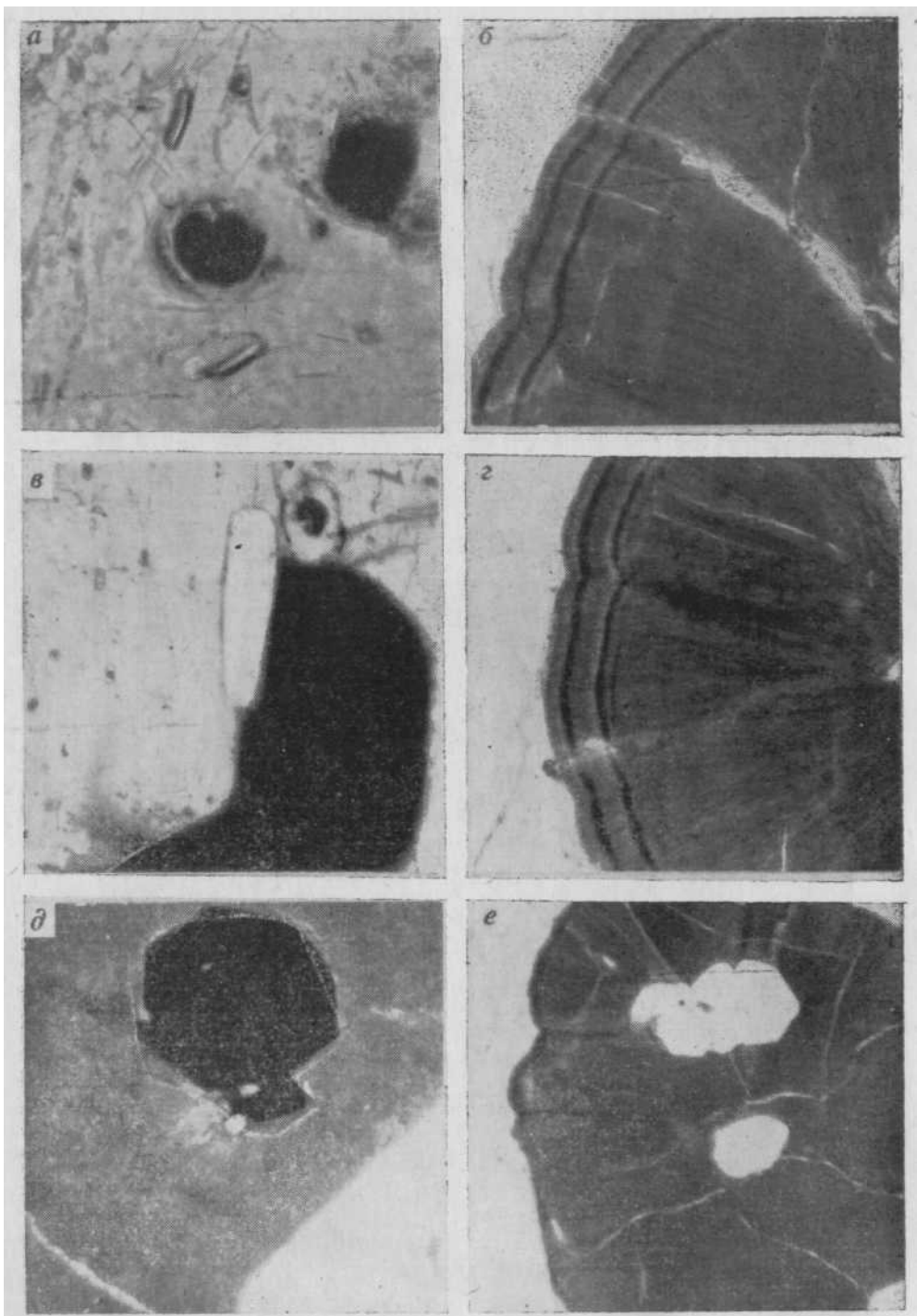


Рис. 6. Концентрически-скорлуповатая микроотдельность стекловатой основной массы (а, ув. 60) и детали строения сферолитов (б — е, ув. 15), без анализатора

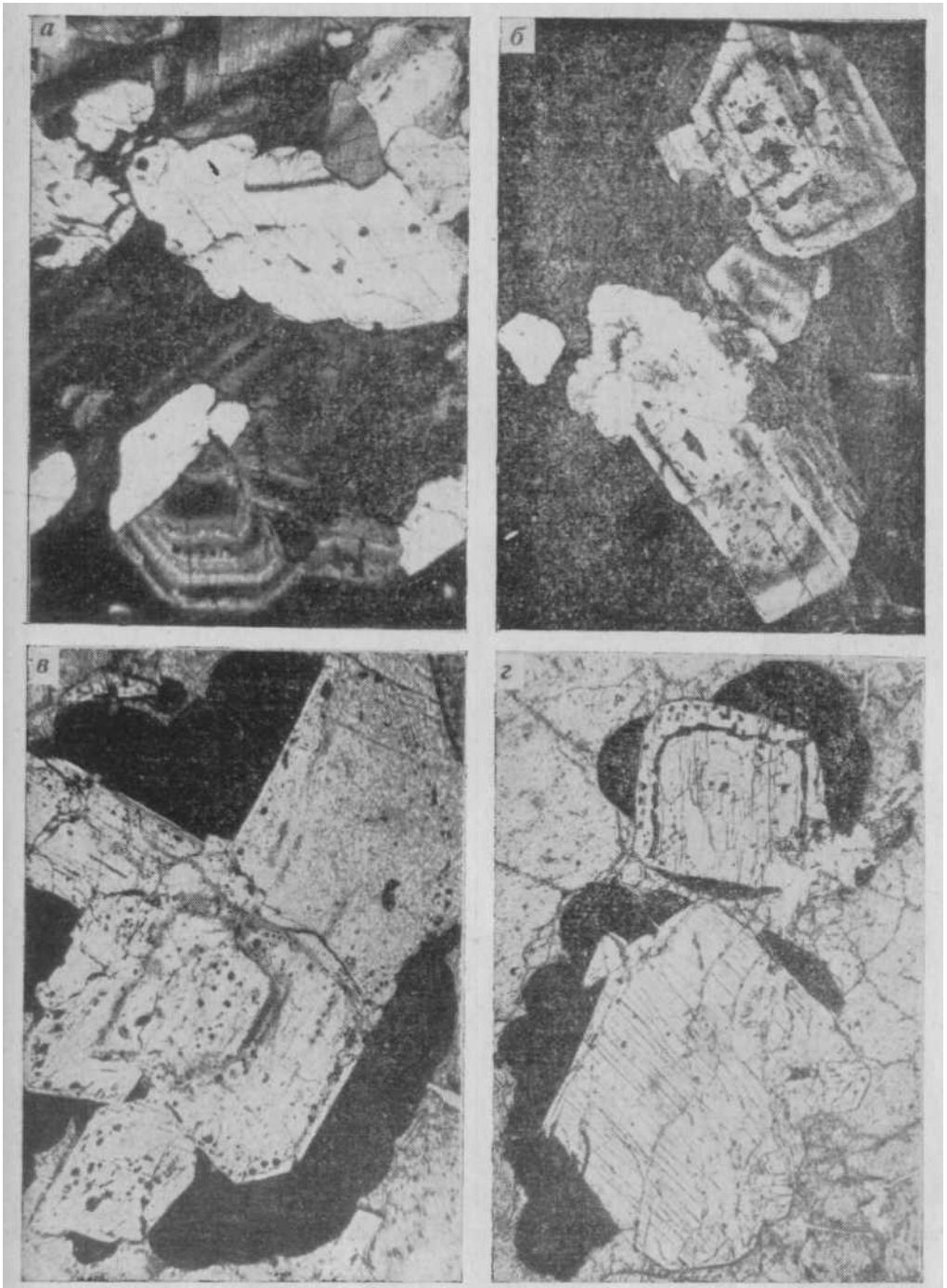
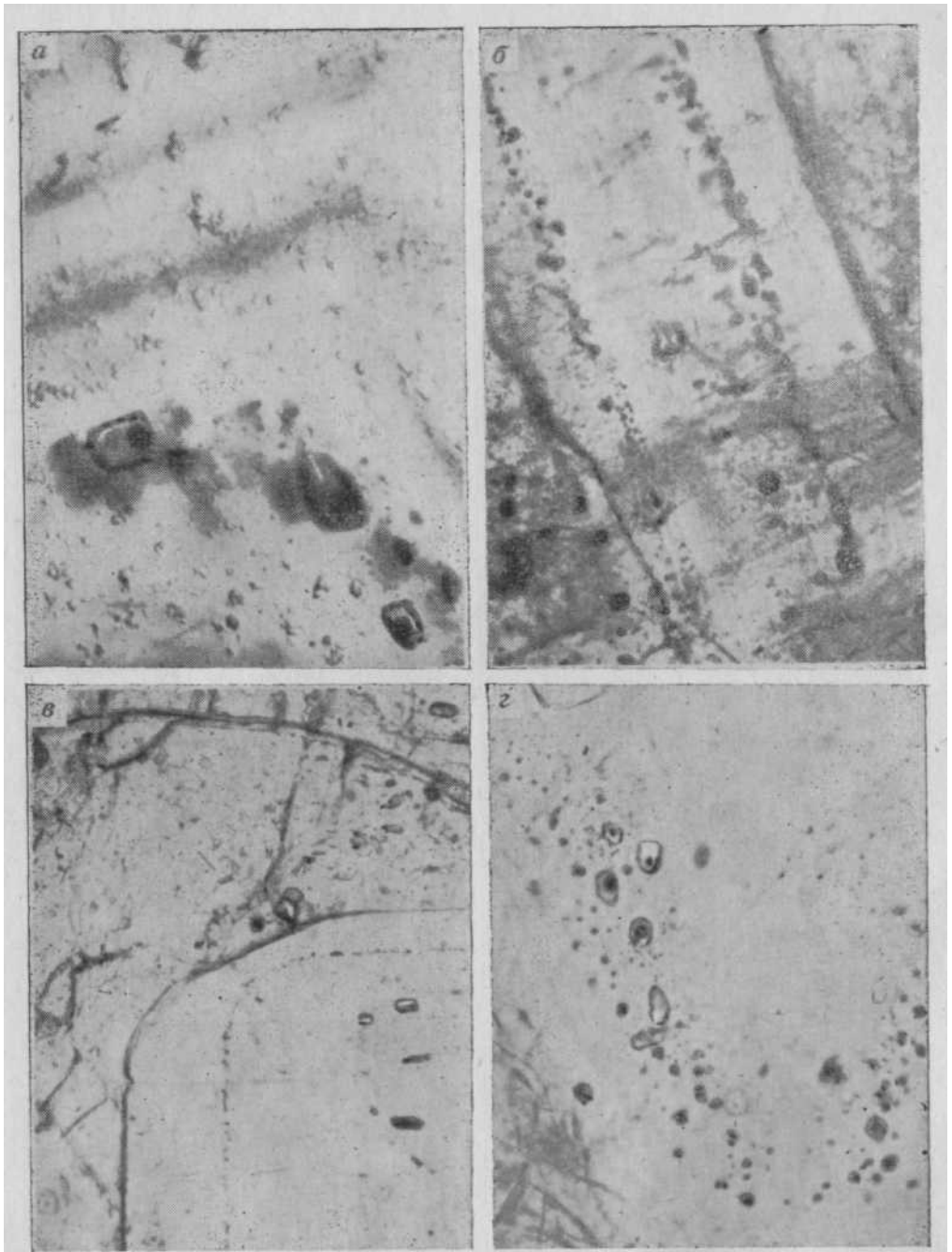


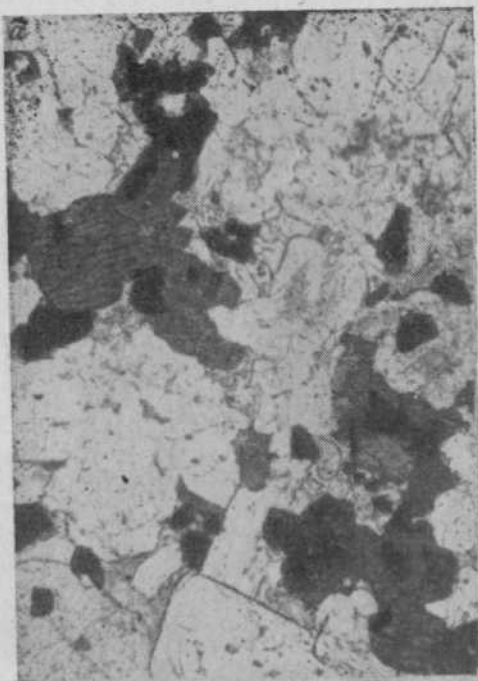
Рис. 7. Гломеропорфировые срастания:

*a, б* — зональный плагиоклаз, николи +; *в, г* — концентрация вещества сферолитов во внешних зонах плагиоклазов, без анализатора, ув. 9



**Рис. 8. Развитие включений затвердевших магматических расплавов в зональном плагиоклазе:**

б, в, г — границы зон фиксируются многочисленными мелкими включениями с невыдержанным объемом газовой фазы; а, б, в — центральные части зон сложены меньшим количеством включений более крупных со сравнительно выдержанным объемом газовой фазы. Плоскопараллельный препарат. Ув.: б, в — 40; а, г — 100



**Рис. 9. Формы выделения темноцветных породообразующих минералов и их взаимоотношения:**

*а, б, в* — участки полно кристаллического строения, обусловленного срастаниями плагиоклаза, роговой обманки и биотита (*а, б*) и плагиоклаза (*а*). Без анализатора. Ув. 9

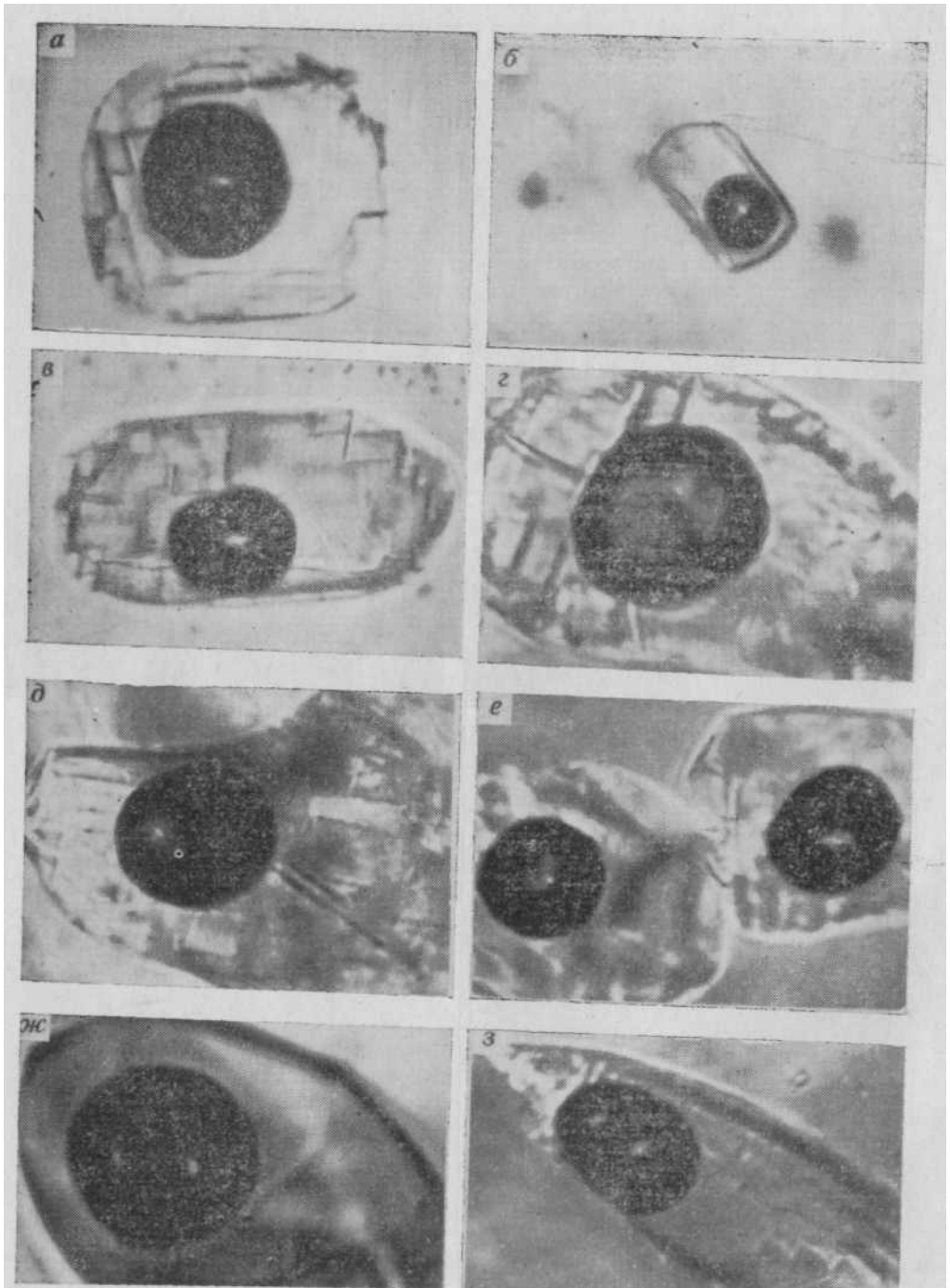


Рис. 10. Морфологические типы включений затвердевших магматических расплавов в плагиоклазе:

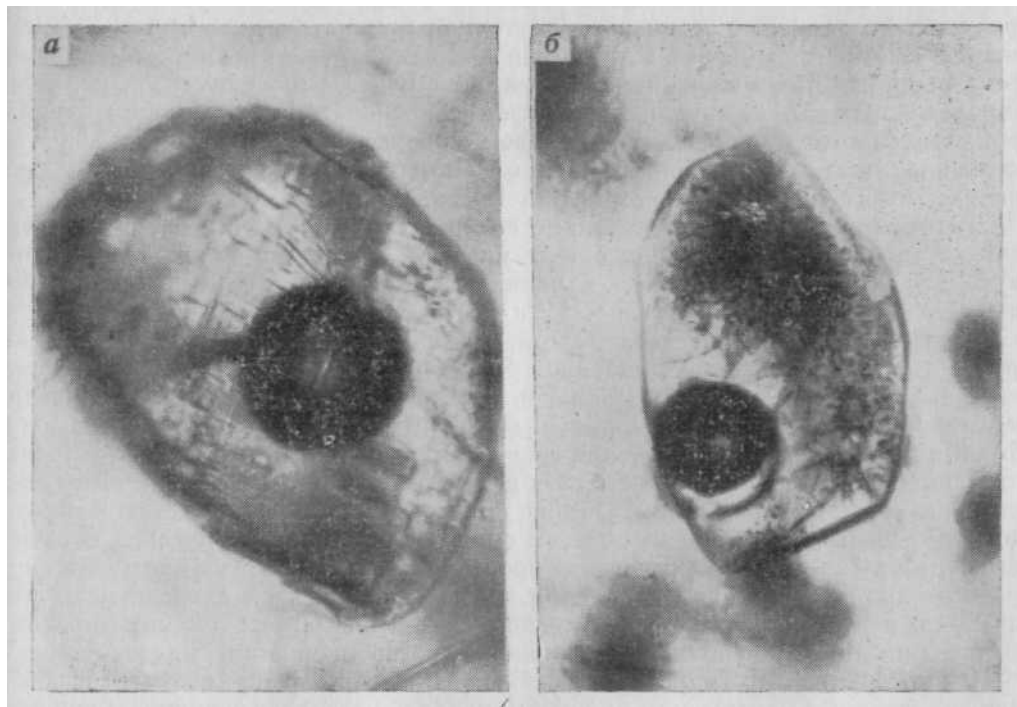
*a* - квадратный; *б, в* - прямоугольный; *г* - многоугольный; *д* - сложный; *е* - изометричный; *ж* - овальный; *з* - веретеновидный. Плоскопараллельные препараты. Без анализатора. Ув. 430

По своему химическому составу породы экструзии — нормальные липариты, несколько пересыщенные кремнеземом и щелочами, при некотором преобладании калия над натрием.

Интереснейшей особенностью данных пород является наличие затвердевших магматических расплавов всех порфировых выделений (Округин, Широкий, 1975). Плагноклаз — главный минерал (минерал-хозяин), консервирующий расплавные включения. Его отдельные кристаллы содержат до 10% включений (от всего объема зерна). Включения имеют в большинстве случаев квадратную, прямоугольную, многоугольную, сложную, изометричную, овальную до веретеновидной форму (рис. 10).

В большинстве своем стенки вакуолей имеют ступенчатое строение, обусловленное спайностью минерала-хозяина (см. рис. 10, а, в—д, з). Размеры включений расплавов меняются от 0,005 до 0,08—0,1 мм. По фазовому составу выделяются одно-, двух- и многофазовые включения. Однофазовые включения образованы прозрачным бесцветным стеклом, а двухфазовые — сочетанием газовой и стекловатой составляющих. Многофазовые включения содержат помимо стекла и газа один-два минерала-узника.

Двухфазовые включения имеют непостоянное (даже в пределах одного вкрапленника) количество газовой фазы с объемом от 10—15 до 30—50%. Газовая фаза в этих включениях четко индивидуализирована в виде единого округлого пузырька темного цвета на периферии и в центральных частях вакуоли.



**Рис. 11. Фазовый состав и соотношение фаз двухфазовых включений затвердевших магматических расплавов в плагноклазе. Индивидуализированный газовый пузырек:**

с — в бесцветном стекловатом базисе; б — в базисе, несущем признаки частичной кристаллизации, выраженные в появлении кристаллитов разнообразной формы. Без анализатора. Ув. 500

Стекловатый базис, как правило, бесцветный (очень редко зеленоватый до желтоватого) изотропный, содержащий иногда кристаллиты разнообразной формы (рис. 11).

Многофазовые включения в качестве минералов-узников содержат обычно магнетит, значительно реже пирит и в единичных случаях халькопирит и пирротин, а также нерудные минералы (рис. 12, 13, а, д). Среди них по количеству минералов-узников различаются трех- и многофазовые (4 фазы и более). Среди трехфазовых наиболее развиты включения, содержащие магнетит и иногда пирит. Минералы-узники — магнетит и пирит — представлены как единичными, обычно с четкой кристаллографической огранкой кристаллами, так и субмикроскопическими каплевидными обособлениями, распределенными равномерно по всему объему вакуоли (см. рис. 12, а—в, 13, а—з).

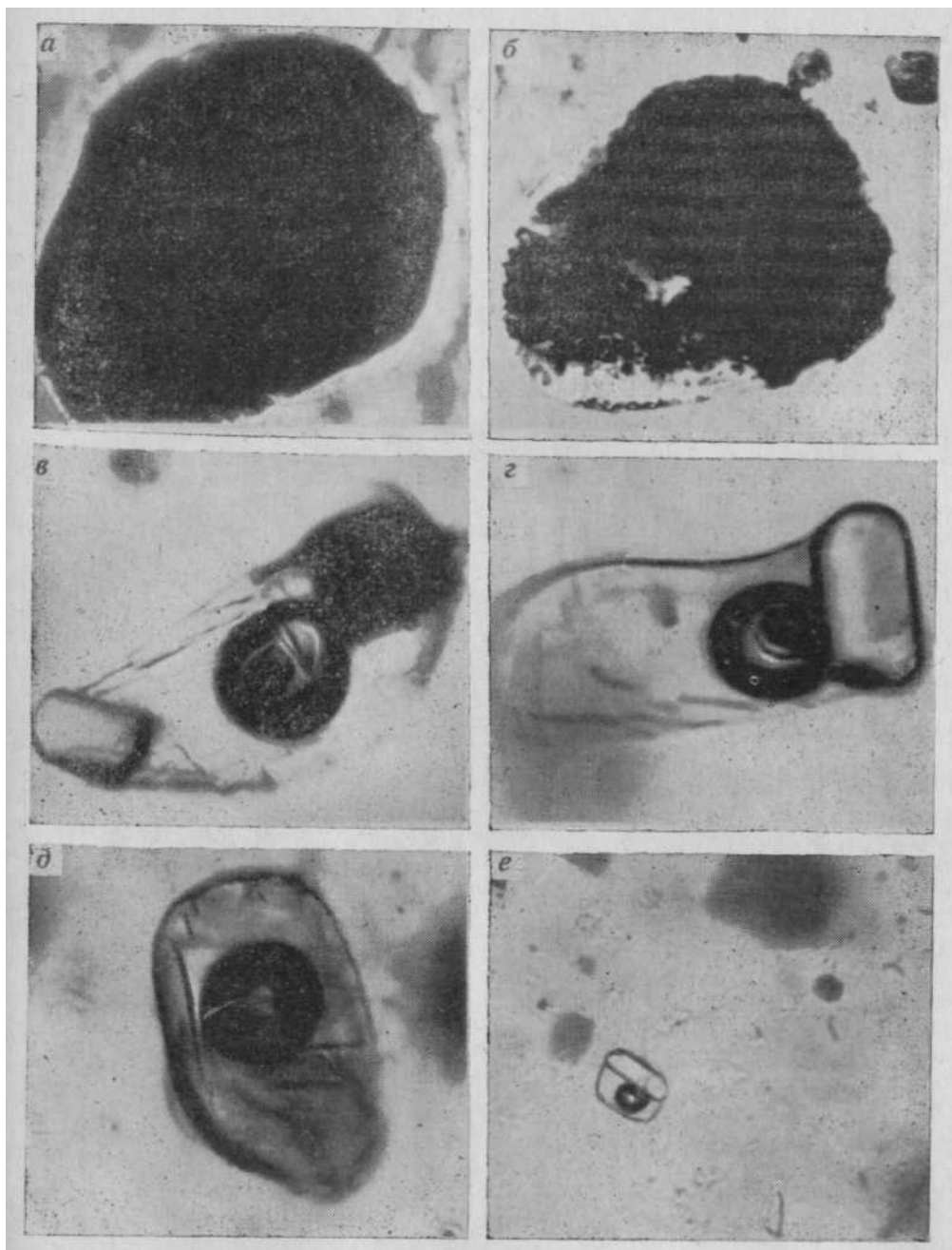
В первом случае газовая фаза также выражена единым пузырьком, пространственно обособленным от рудных минералов (см. рис. 12, в, 13, а—з). Стекловатый базис бесцветный, прозрачный. Во втором случае газовая фаза диспергирована на серию субмикроскопических пузырьков, которые распределены как по стенкам вакуоли, так и по ее внутренним частям совместно с рудным агрегатом, что делает большую часть включения непрозрачной (см. рис. 13, а, б). И только при нагревании, в интервале температур 900—1200° С происходит интеграция газовой фазы в единый пузырек с обособлением его от рудного агрегата.

Распространенным минералом-узником трехфазовых включений является прозрачный, со слабым зеленоватым оттенком призматический минерал А (см. рис. 12, в, з). Этот минерал встречается как совместно с пиритом, так и самостоятельно. Вторым минералом-узником, обнаруженным в вакуолях, является широкопластинчатый с умеренным рельефом, заметной спайностью в двух направлениях и слабым коричневатым оттенком минерал Б (см. рис. 12, д). Третий установленный во включениях нерудный минерал-узник — столбчатый, прозрачный с высоким рельефом минерал В.

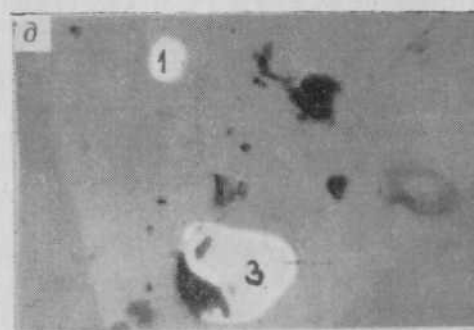
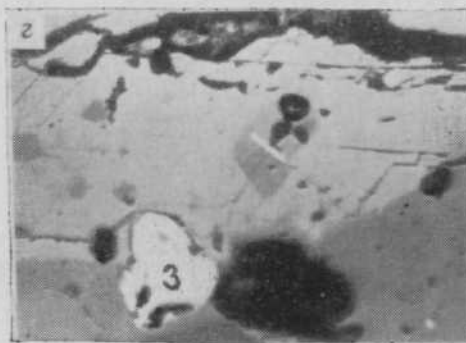
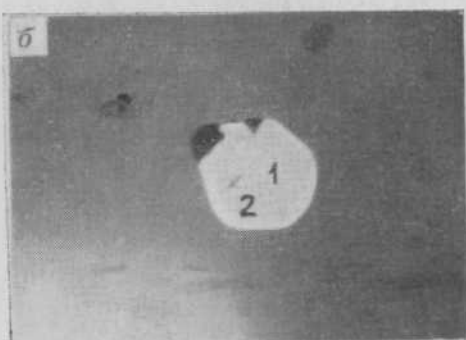
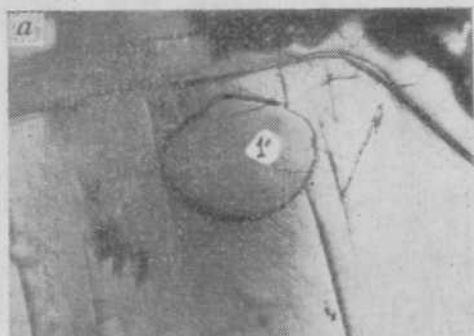
Роговая обманка и биотит также содержат первичные включения затвердевших магматических расплавов. В роговой обманке присутствуют одно-, двух- и трехфазовые включения, схожие с включениями в плагиоклазе, в биотите — одно- и двухфазовые (рис. 14, а—з).

Рудные минералы: магнетит, пирит, пирротин, халькопирит — не только присутствуют в качестве минералов-узников в многофазовых включениях затвердевших магматических расплавов, но и образуют самостоятельные твердые минеральные выделения как в фенокристаллах плагиоклаза, роговой обманки и биотитах, так и в стекле основной массы (см. рис. 13, д, ж). Магнетит и пирит слагают в фенокристаллах изометричные, реже идиоморфные выделения размером 0,002—0,01 мм. Они же присутствуют в стекле основной массы, где приурочены к центральным частям скорлуповато-концентрических выделений, образуя своеобразные рудные сферолиты. Отмечаются более сложные скорлуповато-концентрические обособления, где центральная часть сложена лейстами плагиоклаза или роговой обманки, тесно сросшейся с магнетитом или пиритом, содержащим также ксенолиты плагиоклаза, роговой обманки и стекла.

Отсутствие следов гидротермальных изменений в совокупности со своеобразными формами нахождения рудных минералов позволяет говорить о первичномагматической природе последних. Вместе с тем охарактеризованные выше особенности нахождения рудных минералов позволяют допустить частичное разделение материнского силикатного расплава еще до начала кристаллизации на рудную и собственно силикатную составляющие.



**Рис. 12. Фазовый состав и соотношение фаз многофазовых включений в плагиоклазе:**  
*a, б* — газовая и рудная фазы диспергированы на серию субмикроскопических частиц, рассеянных по всему объему вакуоли, что делает включения непрозрачными; *б* — намечается частичная раскристаллизация включения с появлением прозрачных кристаллитов в стекле; *в — е* — включения с четко индивидуализированными фазами; *в* — пирит, нерудный минерал А; *г, д* — то же, но без пирита; *д* — таблитчатый нерудный минерал Б; *е* — столбчатый нерудный минерал В. Плоскопараллельный препарат. Ув. 800,  
*е* — ув. 300



Исследования первичных включений затвердевших магматических расплавов методом гомогенизации, выполненные в термобарогеохимических лабораториях МГУ и ВНИИСИМСа с участием Ф. П. Мельникова и Б. А. Дороговина дали следующие результаты.

1. Включения имеют широкий диапазон температур гомогенизации: от 1060 до 1410° С и более, причем для включений не только из разных кристаллов плагиоклаза (в пределах одного исследуемого препарата), но и в пределах одного фенокристалла.

2. Наиболее высокотемпературными являются многофазовые включения, для которых в большинстве случаев не была установлена температура полной гомогенизации (растворения сульфидной фазы) из-за технических возможностей камеры (предельная температура камеры 1450° С). Самыми низкотемпературными являются стеклоЕатые однофазовые и двухфазовые (газ + стекло) включения ( $T_{10M} = 1060-1180^{\circ} \text{C}$ ).

3. Самые высокие температуры гомогенизации однофазовых стекловатых и двухфазовых включений установлены в плагиоклазе и роговой обманке (1060-1180° С), а самые низкие - в биотите (890-930° С).

Такие широкие интервалы температур гомогенизации включений затвердевших магматических расплавов в фенокристаллах, а также наличие однофазовых газовых и реже двухфазовых газовой-жидких включений в основной массе указывают на кристаллизацию в поверхностной обстановке, в условиях открытой системы при резком переохлаждении и оттоке летучих. Подобная картина отмечается и для девонских экструзий Рудного Алтая (Округин, 1973; Авдонин и др., 1975 г.). В целом между описываемыми экструзивными породами посткальдерной стадии и таковыми же образованиями флюиднопорфировых комплексов, по мнению Г. Ф. Яковлева и Е. Б. Яковлевой (1973, 1974 г.), устанавливается известная аналогия.

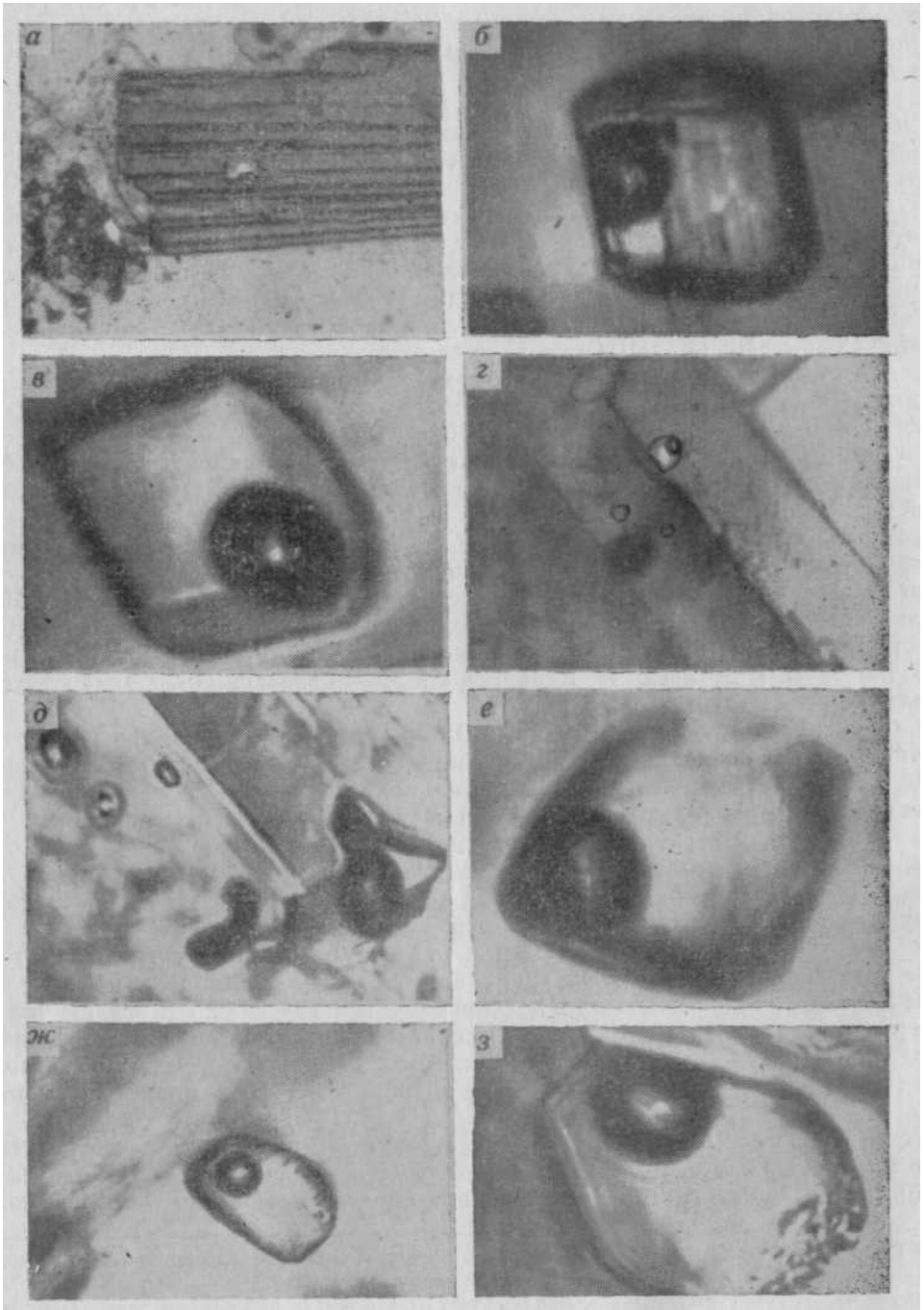
Флюид-порфировые комплексы имеют важное в металлогеническом отношении значение, поскольку с ними связана серия месторождений цветных, редких и благородных металлов: медные, полиметаллические, редкометалльно-полиметаллические, оловянные, вольфрамовые и т. д. Составляющие комплекса: флюидальные порфирокластические, часто невадитовые порфиры, игнимбри-топодобные породы, автомагматические и магматические брекчии — комбинируются в поздние близповерхностные субвулканические тела, экструзии, приуроченные к вулканическим сооружениям центрального типа.

Экструзии посткальдерной стадии, охарактеризованные детально на примере вулкана Чашаконджа, обладают, таким образом, всеми признаками флюид-порфировых комплексов. Наличие первичномагматических сульфидов указывает на кристаллизацию данных образований из магм, обогащенных металлами и являющихся потенциально рудоносными. Газо-гидротермальная деятельность завершающего этапа становления подобных тел могла привести к формированию рудных концентратий.

Так, в нижележащем структурном этаже этого же долгоживущего магматического центра, где аналогами посткальдерных экструзий являются мало-глубинные интрузии кислого состава (при определенной закрытости системы),

Рис. 13. Формы выделений рудных минералов во включениях затвердевших магматических расплавов в стекле основной массы:

а — пирит (1), аншлиф, ув. 500; б — пирротин (2), пирит (i), аншлиф, ув. 650; в, г — магнетит (3), аншлиф, в — ув. 800, г — ув. 150; д — твердые минеральные включения в роговой обманке: пирит (1), магнетит (3); аншлиф, ув. 150; е — скорлуповато-концентрическое обособление стекла с пиритом, шлиф, без анализатора, ув. 400; ж — скорлуповато-концентрическое обособление стекла с магнетитом в центральной части, концентрические трещины также выполнены магнетитовым агрегатом, аншлиф, ув. 450



**Рис. 14.** Морфология, фазовый состав и соотношение фаз во включениях затвердевших магматических расплавов в биотите (*а — в*), роговой обманке (*д — з*). Включения: *а* — прямоугольное, *б* — трапециевидное, *в* — ромбическое, *г* — изометричное, *д* — треугольное и сложное, *е* — близкие к квадратному, *ж* — прямоугольное, *з* — многоугольное. Плоскопараллельные препараты. Ув. *а* — 50, *б* — *з* — 700

метасоматиты несут признаки эпитеpmального золото-серебряного оруденения. В них содержится фаматинит. География этого минерала тесно связана с эпитеpmальными рудами. Таким образом, присутствие в посткальдерных экструзиях верхнего структурного этажа первичномагматических сульфидов является одним из важных факторов, дающих основание рассматривать такие экструзии, как индикаторы нахождения в нижележащих структурных этажах долгоживущего магматического центра более древних рудных концентраций.

Закончим относительно детальную характеристику экструзивных образований верхнего структурного этажа Камчатки описанием экструзий вулкана Хангар (Срединный хребет). Объекты подобного рода в геологической практике встречаются нечасто. У нас в стране известен лишь один хорошо описанный пример того, как четвертичный вулкан закладывается и развивается на древнем кристаллическом основании. Это вулкан Эльбрус (Масуренков, 1961).

Для целей настоящей работы рассмотрение подобной геологической ситуации особенно интересно, поскольку при этом имеется возможность решения вопросов связи состава продуктов вулканизма с составом фундамента вулканических поясов.

Молодые вулканы вулкана Хангар, датируемые радиоуглеродным методом в 6000 лет, залегают непосредственно на регионально метаморфизованных породах фундамента, в пределах тектонической депрессии, дно которой опущено по главным дуговым разломам кальдеры на 400—900 м видимой мощности. Кальдера имеет 12—16 км в диаметре и несколько вытянутую в меридиональном направлении овальную форму. Кристаллический фундамент слагает асимметричный горст-антиклинорий северо-северо-восточного простирания. Последовательность геологических событий после заложения главных кальдерообразующих разломов вулкана Хангар выражается четырьмя фазами:

1. Внедрение амфибол-пироксеновых андезитов и андезито-дацитов, амфиболовых дацитов и плагиоклазовых андезитов (последние являются экструзивной фацией этого комплекса).

2. Внедрение биотит-амфибол-пироксеновых андезитов и андезито-дацитов, биотит-амфиболовых дацитов и биотитовых липаритов.

3. Проявление кислого экструзивного комплекса биотит-плагиоклазовых обсидианов, амфибол-биотитовых дацитов, существенно биотитовых липарито-дацитов, пироксен-биотитовых дацитов и пемз.

4. Излияние оливинсодержащих базальтов и образование шлаковых конусов выноса.

Амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты слагают постройку первичного стратовулкана (рис. 15).

Характерны для них следующие особенности: амфибол замещается агрегатом магнетита и плагиоклаза до полных псевдоморфоз; базальтическая роговая обманка иногда замещается биотитом и магнетитом, плагиоклазы № 55 интенсивно корродированы, в то время как плагиоклазы № 30 имеют свежий облик; пироксен присутствует в реликтовых зернах и замещается амфиболом; зональные микролиты имеют степень упорядоченности в ядре близкую к 0,5, а на периферии 0,25.

*Комплекс биотит-амфиболовых дацитов* стратовулкана прослеживается на юге структуры.

Отмечаются следующие особенности пород этой группы: в плагиоклазах второй генерации довольно обычна обратная зональность; в крупных лейстах плагиоклаза встречаются пироксен-магнетитовые агрегаты замещения; в некоторых случаях отмечаются псевдоморфозы пироксена и магнетита по оливину,



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20

Разрез по линии I-I



Разрез по линии II-II



причем зерна с явно выраженной морфологией оливина представляют собой мирмекитовый агрегат магнетита и пироксена; кристаллы клинопироксена имеют равную с плагиоклазом четвертой генерации степень идиоморфизма; в порых и трещинах часто присутствуют филлипсит с характерными секториальными двойниками.

*Биотит-амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты* (вторая фаза) представляют собой экструзивные фации внедрения и трассируют краевые дуговые разломы в пределах кальдеры.

К характерным особенностям комплекса относятся следующие: мелкокристалличность породы в целом и вкрапленников в частности; одинаковая схема плеохроизма биотита и амфибола: от коричнево-красной окраски по *Ng* до зеленовато-желтой по *Np*; наличие филлипсита в округлых выделениях; четко выраженная трахитоидность основной массы. Биотит-амфиболовый дацит второй фазы внедрения характеризуется массивной текстурой и гиалопилитовой микроструктурой. Это плотные серые породы с равномерно распределенными вкрапленниками плагиоклаза (№ 32—35) и иглами окисленной роговой обманки, которая замещается мелкочешуйчатым биотитом.

Биотитовые липариты слагают экструзивные купола в северо-восточной части кальдеры. Купола располагаются на одной линии северо-западного простирания. Породы микрокристаллические, стекловатые; вкрапленники в них почти не наблюдаются. Присутствуют мелкие лейсты плагиоклаза и микролиты плагиоклаза, чешуйки биотита. Основная масса девитрифицирована. Хорошо видны полосы течения, с которыми совпадают оси удлинения плагиоклаза- и биотита. Плагиоклаз, определенный по углам угасания к *Np* в симметричной зоне, дает содержание андезина 40—45%. Биотит имеет свежий облик и плеохроирует от темно-бурого по *Ng* до коричневатого по *Np*.

*Комплекс биотит-плагиоклазовых обсидианов* (третья фаза) слагает группу экструзивных куполов и потоков в северной части кальдеры. Обсидианы темно-серой (до черной) окраски, монолитные (редко пузыристые), в них видны выделения плагиоклаза, биотита, магнетита, апатита, циркона и кристаллитов. Микроструктура флюидалная, текстура массивная, местами наблюдается перлитовая отдельность.

Для обсидианов характерны: тесная пространственная ассоциация магнетита, циркона и апатита; присутствие реликтов оливина в стеклах купола II; отсутствие вкрапленников кварца; наличие магнетитовых шариков; биотит присутствует двух типов: зелено-бурый и красно-бурый. Последний содержит сагенитовую решетку, т. е. отмечается вторичный процесс распада. Радиально-лучистые сферолиты, как правило, содержат в ядре плагиоклаз, биотит и другие минералы.

Комплекс амфибол-биотитовых дацитов слагает основание главного экструзивного купола. Породы имеют гиалопилитовую структуру и неравномерно-зернистую текстуру. Основная масса интенсивно обохрена и девитрифицирована.

---

**Рис. 15. Схематическая геологическая карта и разрезы вулcano-тектонической структуры Хангар:**

1 — породы гранито-гнейсового обрамления; 2 — амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты стратовулкана; 3 — биотит-амфиболовые дациты стратовулкана; 4 — плагиоклазовые андезиты и дациты-5 — биотит-амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты; 6 — биотит-амфиболовые дациты, экструзивные; 7 — биотитовые липариты; 8 — амфибол-биотитовые дациты основания главного экструзивного купола; 9 — биотитовые липарито-дациты; 10 — обсидианы; 11 — биотит-пироксеновые дациты; 12 — пемзы; 13 — лавовые потоки оливиновых базальтов и их центры; 14 — трещинная интрузия биотит-амфиболовых гранодиоритов; 15 — направления течения пемз; 16 — главные структурообразующие разломы 17 — уступы Водопадного поднятия; 18 — разломы пород обрамления; 19 — воронка взрыва и озеро 20 — характер изменения силы тяжести над кальдерой по линии разреза 1—1

Среди вкрапленников — амфибол, биотит, иногда присутствуют кварц и реликты пироксена.

Особенностями пород являются: 1) постоянное присутствие кварца в небольших количествах с корродированными и оплавленными границами зерен; 2) плагиоклазовые вкрапленники несут следы плавления и последующей регенерации; 3) сосуществующие амфибол и биотит имеют сходный плеохроизм и срastaются гранями (010), при совпадении направления (001); 4) некоторые вкрапленники кварца содержат в пустотах цеолитовые минералы.

Существенно биотитовый липарито-дацит главного экструзивного купола и купола на Водопадном поднятии имеет порфиновую структуру и флюидальную текстуру.

Биотит зеленовато-бурого цвета имеет свежий облик. Плеохроирует от темно-бурого до коричневатого-желтого. Вкрапленники кварца имеют оплавленные границы зерен. Погасание ровное. Вкрапленники плагиоклаза несут следы плавления и последующей регенерации граней. Все вкрапленники сильно трещиноваты, а чешуи биотита изогнуты и расщеплены.

*Комплекс биотит-пироксеновых дацитов* получил незначительное развитие на востоке и северо-западе структуры. Его породы слагают экструзивные купола. Порода обладает мелкопорфировой структурой, массивной текстурой. Вкрапленники — плагиоклаз, биотит, мелкозернистый пироксен и реликты амфибола. Среди пемз отчетливо выделяются две разновидности: аналоги существенно биотитовых липарито-дацитов главного купола и аналоги пироксен-биотитовых дацитов.

*Комплекс оливинсодержащих базальтов* (четвертая фаза) получил развитие в южной части кальдеры, где шлаковые конусы и лавовые потоки приурочены к диагональной тектонической зоне северо-восточного простираения и, по-видимому, связаны с оживлением тектонической деятельности в послеледниковое время, поскольку ледниковых валов и моренных отложений на них не встречено. Базальты характеризуются однородной, реже пористой текстурой и интерсертально-офитовой с элементами порфировой и пилотакситовой структурой.

В экструзивных образованиях главного купола встречены ксенолиты. Их можно разделить на три группы.

1. Полнокристаллические среднезернистые породы, несущие реликты гнейсовой структуры и включения минералов метаморфических пород — силлиманита. Они сложены плагиоклазом двух генераций, биотитом, керсутитом, пироксеном двух генераций (бронзит, гиперстен). Структура гнейсовая, участками пойкилобластовая.

2. Полнокристаллические породы, аналоги гранодиоритов, несут следы плавления по трещинам и границам зерен. Стекло, образовавшееся при плавлении, раскристаллизовано в волокнистый агрегат. Вокруг расплавлявшегося зерна кварца образуются мелкие иглы пижонита (?).

3. Мелкозернистые породы, тождественные по вещественному составу включающим их вулканитам Главного купола. Возможно, это породы нижележащих комплексов стратовулкана, поскольку отмечается замещение реликтовых зерен пироксена амфиболом и формирование характерной псевдороговиковой структуры, без существенной химической переработки.

Несомненный интерес представляют минеральные ассоциации кислых экструзивных куполов, основная масса которых (кислое стекло, 72% SiO<sub>2</sub>) содержит неравновесные кристаллы биотита, гиперстена и плагиоклаза, что соответствует ассоциации метаморфических пород границы амфиболитовой и гранулитовой фаций (Судовиков, 1964). Наличие акцессорного граната в эффу-

живных образованиях кальдеры подтверждает вероятность анатексиса. Тем более что вкрапленников кварца в таких ассоциациях не отмечается, т. е. осуществляется реакция: биотит + кварц → гиперстен + калиевый полевой шпат + вода.

Первичная неоднородность пород субстрата (его слоистость) находит свое отражение в кислых вулканитах, где нередко чередование стекол различного вещественного состава в пределах одного потока, наличие слоистых пемз различного состава, наличие слоистых стекол, представляющих собой послынное чередование пемзовых полос мощностью до 5 см и полос монолитного стекла, и указывает на различное соотношение летучих в первичном материале.

Акцессорные минералы. Изучение распределения акцессорных минералов и их кристалломорфизма проводилось на основе минералогического анализа большеобъемных проб (массой 20—25 кг) наиболее характерных разновидностей. Акцессорными минералами пород являются магнетит, гематит, апатит, циркон, сфен, рутил, пирит. В подчиненных количествах присутствуют ильменит, гранат, флюорит, сера, молибденит и др. (табл. 1).

Анализ ассоциаций акцессорных минералов позволяет объединить генетически родственные группы пород: обсидианы и дациты Главного купола, пемзы и андезиты. Представляет интерес наличие самородного свинца в пемзах и глобуль ртути в обсидианах (Кутыев, Эрлих, 1970).

Из сказанного видно, что четвертичным вулканам Камчатки присущи экструзии различных геолого-генетических типов. Выделение этих типов экструзий представляется важным для решения ряда вопросов петрологии и металлогении верхнего структурного этажа Камчатки — важных частей проблемы научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций.

*Металлоносность продуктов четвертичного вулканизма и источник металлов.* К настоящему времени накоплен значительный материал по металлоносности гидротерм областей современного вулканизма, возгонов действующих вулканов и четвертичных метасоматитов.

Таблица 1

**Акцессорные минералы в породах вулкана Хангар**

Минералы	Породы						
	Обсидиан	Дацит центральной части вулкана	Дацит краевой части вулкана	Пемза	Андезит	Гранодiorит	Гранито-гнейс
Магнетит	+	+	+	+	+	+	
Ильменит	+	+	+	+	+	+	+
Гематит		+	+	+			
Апатит	+	+	+	+	+	+	+
Циркон	+	+	+	+		+	+
Гранат					+		+
Флюорит	+	+					
Сера				+			
Сфен + рутил		+			+	+	
Пирит		+	+	+			
Ртуть (с золотом)	+						
Сидлиманит		+					+
Молибденит	+						
Турмалин		+				+	+
Кордиерит		+		+			+

Сведения о металлоносности термальных вод накапливались в результате различных исследований в связи с использованием их в бальнеологических и промышленных целях, при проведении гидрогеохимических поисков, изучении: условий формирования месторождений, проведении региональных гидрогеологических исследований и т. д. Четвертичные метасоматиты изучались в основном лишь при среднемасштабном геологическом картировании, попутно, зачастую поверхностно. Специальные работы по метасоматитам проводились только в районах выхода термальных источников: С. И. Набоко (1963, 1974<sub>2</sub>), С. Ф. Главатских (1974), А. С. Огородова (1965) и др., а также в хребтах Кумроч и Тумрок. Детально изучались метасоматиты вулканогенных серных месторождений (Вулканические серные месторождения ..., 1971). В. С. Петровым: изучались метасоматиты, связанные с завершением андезитового вулканизма отдельных построек. Кроме того что полнота изучения различных продуктов четвертичной вулканической и гидротермальной деятельности различна, имеющиеся сведения для многих металлов в этих продуктах трудно сопоставимы, так как анализы выполнены в разные годы и в различных лабораториях, данные по содержаниям металлов в водах нередко приводятся по результатам спектральных анализов сухих остатков вод.

Специальные обобщающие работы по металлоносности продуктов четвертичной газо-гидротермальной деятельности к настоящему времени отсутствуют. Имеется лишь сводка по металлоносности термальных вод Тихоокеанского подвижного пояса (включая и Камчатку), выполненная сотрудниками ВСЕГЕИ Е. А. Басковым и С. Н. Суриковым (1975 г.).

Имеющийся материал позволяет выделить в пределах Камчатки два этапа образования метасоматических пород в четвертичный период. Первый из них приходится на нижний и средний плейстоцен и связан с внедрением экстрезивных и субвулканических образований андезитового и андезито-дацитового состава, завершающих формирование андезитовых стратовулканов. Начало второго этапа образования метасоматитов по времени совпадает с началом третьего (посткальдерного) этапа вулканизма на Камчатке (конец плейстоцена — начало голоцена), характеризующегося массовыми излияниями базальтов ареального типа и образованием крупных вулканических построек.

Относительно широкое развитие метасоматитов в доверхнеплейстоценовых образованиях обусловлено, по-видимому, интенсивной и длительной гидротермальной деятельностью, совпадающей по времени с крупным перерывом в вулканической деятельности, предшествующим кислоте вулканизму, формированию кальдер и посткальдерной вулканической активности.

Метасоматиты второго этапа пространственно и генетически тесно связаны с современными гидротермальными системами и участками фумарольной деятельности.

Асинхронность развития вулканических циклов в пределах различных участков, естественно, нашла свое отражение и в формировании зон гидротермально измененных пород. По мнению С. И. Набоко (1974<sub>2</sub>), различные гидротермальные системы Камчатки имеют возраст от 10 тыс. (Узон, Паужетка и др.) до 1 млн. лет, причем состав гидротерм от более молодых к более древним системам изменяется от натрово-хлоридных перегретых к хлоридно-сульфатным перегретым и далее к сульфатно-углекислым теплым. Все это отражается не только на масштабах метасоматоза вмещающих гидротермальные системы пород, но и на их составе.

Для первого этапа метасоматической деятельности был, видимо, характерен близкий состав газо-гидротерм, обусловленный близостью составов эффу-

зивных и экструзивных образований. Этим и объясняется большое сходство метасоматических колонок на вулканах различных районов Камчатки. Так, в центральной части вулкана Белый (хр. Тумрок) В. С. Петровым (1974) описана зона метасматитов двух формаций: вторичных кварцитов и пропилитов.

В шлиховых пробах из водотоков, дренирующих зону метасоматитов, а также из делювиальных шлейфов пропилитизированных пород установлены повышенные (до 70 знаков на пробу) концентрации киновари.

Подобные же по составу метасоматиты развиты на вулкане Конради. В строении зоны измененных пород у оз. Теплякова (район вулкана Кизимен) участвуют, по данным А. Г. Цикунова (1974 г.), монакварциты, слагающие прерывистые линзобразные тела мощностью до 2 м, опал-алунит-каолинитовые кварциты, аргиллизированные породы, образующие переходную ступень между формацией вторичных кварцитов и пропилитами. Сложены они минералами группы монтмориллонита, слагающими криптоточешуйчатые агрегаты по вкрапленникам пироксена, плагиоклаза и амфибола, а также по основной массе.

Аргиллизированные породы интенсивно пиритизированы. Пропилитизированные породы занимают 65—70% площади зоны измененных пород и представлены адуляровыми пропилитами, в которых вкрапленники плагиоклаза полностью или частично замещены адуляром, а пироксена и амфибола — тонкозернистым агрегатом глинистого минерала группы монтмориллонита, а также карбонат-цеолитовыми пропилитами, в которых новообразования представлены глинистым минералом, образующим криптокристаллические агрегаты, карбонатом, цеолитом и кварцем.

В пропилитизированных породах этой зоны кроме пирита установлены точечные выделения золота, а также халькопирит и сфалерит, в монакварцитах — также халькопирит и сфалерит.

В кратере вулкана Чашаконджа (Алнейско-Козыревский вулканогенно-рудный центр) В. С. Шеймовичем (1962 г.) описана зона метасоматитов площадью около 10 км<sup>2</sup>, приуроченная к жерловой экструзии андезитов и сложенная алунитовыми, алунитово-глинистыми, глинисто-кварцевыми и пропилитизированными (хлоритизированными) породами. В шлиховых пробах, отобранных из делювия метасоматитов и аллювия ручьев, дренирующих зону, установлены киноварь, серебро, реальгар, аурипигмент, халькопирит. Спектральный анализ метасоматитов показал повышенные концентрации в них мышьяка и олова по сравнению с исходными породами.

В пределах этого же центра среди нижнечетвертичных базальтов и андезито-базальтов выделены зоны метасоматитов площадью до 11 км<sup>2</sup>. В строении зон участвуют опалиты, кварц-халцедоновые с алунитом, халцедон-опал-каолилитовые, слабоокварцованные, пиритизированные породы, в которых выявлены (в %): свинец — до 0,066; медь — до 0,01; молибден — до 0,008; ртуть — до 0,0002; мышьяк — до 0,5; ванадий — до 0,1 и стронций до 0,1 (спектральный анализ).

На Начикинском вулкане (Озерновский контрастный вулканогенно-рудный центр) в центральной его части выявлены гидротермально измененные породы, развивающиеся по двупироксеновым андезитам и их туфам. Площадь зоны метасоматитов составляет 0,35х2,5 км, ориентирована зона в северо-восточном направлении. Зона сложена кварц-каолилитовыми породами (внутренняя подзона) и хлорит-карбонатными пропилитами мощностью до 180—200 м (внешняя подзона). Среди рудных новообразований метасоматитов кроме пирита отмечаются арсенопирит, халькопирит и сфалерит. В аллювии рек, эродирующих зону, установлены киноварь и халькопирит.

На всех описанных выше участках развития метасоматитов достаточно четко подтверждается их доледниковый (доверхнеплейстоценовый) возраст. Развита эти зоны метасоматитов, как правило, в породах базальтовых шитовых или андезитовых стратовулканов, причем следует особо подчеркнуть, что для вулканических построек, на которых сохранились продукты гидротермальной деятельности первого этапа, характерно или полное отсутствие продуктов кислого вулканизма, завершающего первый цикл развития вулканического процесса в четвертичный период (вулканы Белый, Конради, Начикинский и т. д.), или незначительный масштаб проявления его. Так, на вулкане Чашаконджа к периоду массового формирования игнимбитов и кальдерообразования (конец среднего—верхний плейстоцен) относятся лишь единичные экструзиопотоки липаритового состава. Последнее обстоятельство и способствовало, по-видимому, сохранению среднечетвертичных метасоматитов.

Типы метасоматитов и масштаб их проявления во втором этапе определяются не только составом современных метаморфизирующих растворов, но и длительностью существования гидротермальных систем. Если для наиболее длительно существующих гидротермальных систем с хлоридно-натровыми водами характерны значительные по размерам поля метасоматитов, то на участках проявления сероводородно-углекислых терм при меньших размерах полей измененных пород степень переработки последних гораздо более высокая: исходные породы, как правило, превращены в глины, изменение сопровождается выносом почти всех первичных компонентов и образованием моноопалитов.

Так, приповерхностная зона измененных пород на термальном поле 2-й группы Южно-Камбальных паровых струй, по А. С. Огородовой (1965), формируется на участке выхода газо-гидротерм преимущественно аммонийно-сульфатного состава с рН от 7,2 до 2,3, причем преобладают кислые и ультракислые воды.

На поверхности измененные породы представлены обеленными, слегка розоватыми опализированными разностями с небольшим содержанием в них алунита и кальцита. На глубине 0,1 м под опаловыми породами вскрывается монтмориллонитовая глина с небольшим количеством опала и кварца, интенсивно импрегнированная сульфидами, среди которых помимо пирита и марказита отмечены киноварь, реальгар и антимонит. На глубине 1 м вскрыты каолинит-монтмориллонитовые глины, несущие ту же, хотя и меньшую по масштабам, рудную нагрузку.

Сольфатарно измененные породы, развитые в районе Верхне-Кошелевских парогидротерм, слагают, по данным Г. Г. Медведевой и А. И. Сержникова (1964 г.), поле размером 2x4 км и представлены опалитами (опала 60—80%), тридимитовыми, алунит-тридимит-опаловыми (опала менее 60%), алунит-глинисто-опаловыми (опала менее 50%) и алунит-глинистыми породами. Глинистые минералы представлены каолинитом и монтмориллонитом. Минералогическим анализом в сольфатарно измененных породах кроме пирита и марказита установлены также малахит, азурит, киноварь и аурипигмент, спектральным анализом — повышенные концентрации As, Mo, Ba, Zr и Se. По данным И. И. Сержникова (1964 г.), образование этой зоны метасоматитов началось в верхнем плейстоцене, что и обусловило значительные параметры зоны.

Подобные же по составу измененные породы выявлены на вулканах Ичинском, Ааг, Авачинском, Мутновском, Дзензур и многих др. Общим для них является широкое развитие опализации, аргиллизации и огипсования и наличие низкотемпературных парагенезисов рудных компонентов: серы, пирита, марказита, киновари, аурипигмента.

Гидротермально измененные породы, связанные с перегретыми термами хлоридно-натрового состава, изучены С. И. Набоко в 1963 г. на Паужетском месторождении термальных вод. По кернам скважин выделяется четыре вертикальные зоны изменений (сверху вниз): каолинизации, хлоритизации, цеолитизации и пропилитизации. Повышенных концентраций рудных элементов в гидротермально измененных породах не наблюдается, однако устанавливается некоторая тенденция к обогащению ими (свинцом, молибденом, серебром, цинком, никелем) метасоматитов зон пропилитизации.

На месторождении Налычевских термальных вод основными гидротермальными минералам являются карбонат, кварц, хлорит, гидрослюда; типичными — адуляр, сфен, пирит; редкими — эпидот, гидробиотит.

Метасоматиты Налычевского месторождения обогащены Pb, Mo, Cu, Zn. Особый интерес представляет поведение Pb, Zn и Mo. В интервале развития адуляро-кальцитовых пропилитов (27—64 м) определяются Pb и Zn; в интервале развития адуляро-кальциново-кварцевых (64—120 м) — Mo; и наконец, в интервале глубин 120—200 м, где развиты адуляро-кварцевые прожилки, установлены Mo и Pb.

Гидротермальный метаморфизм пород на участке разгрузки Паратунских терм выражается в пропилитизации трансильванского типа (Набоко, 1963). В гидротермалитах Паратунского месторождения установлены (тысячные доли процента) Mo, Pb, V, Cu, Co, Ni, Zr, Ga, Sr. Какой-либо закономерности в их распределении не наблюдается.

Разнообразные по составу, температуре и кислотности воды кальдеры Узон обусловили и многообразие фаций гидротермально измененных пород. Наиболее высокотемпературные метасоматиты кальдеры приурочены к зоне вскипания хлоридно-натриевых вод и представлены кварц-адуляровой разностью. В процессе образования этих метасоматитов происходит интенсивное обогащение породы  $\text{SiO}_2$  (до 86%) и  $\text{K}_2\text{O}$  при одновременном выносе  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ .

На всех термальных полях кальдеры Узон ниже уровня грунтовых вод отмечаются монтмориллонит-цеолитовые разности метасоматитов. По всему разрезу монтмориллонит-цеолитовых метасоматитов обнаружены рудные минералы: реальгар, киноварь, антимонит, пирит, марказит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, халькозин, бравоит, висмутин, борнит, пентландит и серебро. В участках равномерного движения растворов реальгар слагает прослой мощностью до 10 см.

Рудная нагрузка метасоматитов кальдеры Узон весьма разнообразна (Набоко, 1974). Низкотемпературные образования обогащены рудными в наименьшей степени. Характерные для Узона As, Sb и Hg в них редки, содержания остальных металлов не превышают (вес. %): Си — 0,004; Pb — 0,013; Zn — 0,01; V — 0,007; Zr — 0,005; Ni — 0,0004; Co — 0,002. Наиболее обогащены рудными высоко- и среднетемпературные метасоматиты. В них установлены (в %): As — 0,3; Hg — 0,0023; Cu — 0,016; Pb — 0,013; Zn — 0,07; Mo — 0,0017; V — 0,015; Ni — 0,004 и др. В общих чертах рудная нагрузка метасоматитов отражает их горизонтальную и вертикальную зональность.

Заканчивая рассмотрение металлоносности метасоматитов верхнего структурного этажа Камчатки, следует отметить, во-первых, схожесть рудных парагенезисов в метасоматитах различных по типу вулканогенно-рудных центрах и, во-вторых, смену низкотемпературных ассоциаций рудных минералов в молодых метасоматитах (преимущественно сульфиды As, Sb и Hg) более высокотемпературными в древних. В них сульфиды Cu, Zn и Pb наряду с киноварью

становятся ведущими, появляются видимые выделения Ag, минералы As и Sb редки или не обнаружены совсем. Все это свидетельствует о направленном характере изменения условий миинерало- и рудообразования.

*Металлоносность термальных вод.* К настоящему времени накоплен значительный материал по металлоносности термальных источников Камчатки (Гидрогеология СССР, т. 29, 1972 г., Условия..., 1972). Выделяют несколько типов терм. Сероводородно-углекислые термы фумарольного типа, кислые и ультракислые, с минерализацией до 60 г/л генетически и пространственно связаны с выходами вулканических газов и располагаются преимущественно в кратерах и кальдерах действующих вулканов или вблизи них. Этот тип терм характерен как для контрастных вулканогенно-рудных центров, так и для южной ветви пояса долгоживущих центров. Термы этого типа обогащены комплексом разнообразных металлов и металлоидов: Си, Zn, Pb, As, В, F, Hg и т. д.

Азотно-углекислые и азотные, на глубине перегретые (более 100° С) щелочные термы с минерализацией до 5 г/л формируются в геологических структурах районов современной активной вулканической деятельности (Восточно-Камчатский вулканический пояс), а также недавно угасшей (Центрально-Камчатский антиклинорий). Эти термы также характерны только для контрастных и долгоживущих вулканогенно-рудных центров. Термы этого типа обогащены разнообразным комплексом металлов и металлоидов, особенно, в отличие от предыдущего, редкими щелочами (Rb, Cs) и рассеянными элементами.

Для инициальных вулканогенно-рудных центров наиболее характерен третий тип терм — азотных с температурой до 75° С и минерализацией до 2 г/л, щелочных, с повышенными содержаниями в водах As, В, F. Развита этот тип терм в основном на площади Кроноцкого инициального вулканогенно-рудного центра, а также в пределах долгоживущих центров Центральной и Южной Камчатки.

Углекислые термы с температурой до 75° С и минерализацией до 7 г/л, нейтральные, развиты обычно вне сферы непосредственного влияния высокотемпературных вулканических очагов. Термы этого типа распространены в пределах как контрастных, так и долгоживущих вулканогенно-рудных центров. Для них также характерен разнообразный комплекс металлов и металлоидов.

Метановые и азотно-метановые щелочные термы с температурой до 80° С пользуются незначительным распространением в пределах вулканогенно-рудных центров, развиты преимущественно в прогибах (Западно-Камчатском и др.).

Работами К. К. Зеленова (1961, 1972), С. И. Набоко (1963), Д. Э. Уайта (1970), Е. А. Голевой (1964 г.) и других исследователей установлено, что распределение металлов в термальных водах носит дифференцированный, характер и определяется влиянием многих природных факторов. Главными из них являются активность и характер вулканической деятельности, физико-химические свойства сред миграции, геолого-структурные особенности гидротермальных систем, петрохимический состав пород и геохимические свойства самих металлов. Воды термальных источников инициальных вулканогенно-рудных центров, характеризующихся отсутствием па протяжении всего кайнозоя вулканической деятельности, относятся к слабоминерализованным среднетемпературным и содержат незначительные концентрации металлов: As, Al, Fe.

В пределах пояса контрастных вулканогенно-рудных центров, в которых фундаментом для современных вулканических аппаратов служат раннегеосинклинальные вулканогенно-осадочные формации, развиты практически все

основные типы термальных источников. Повышенные концентрации металлов установлены как в сильноокислых, так и в щелочных водах. Например, в водах кратерного озера вулкана Малый Семейчик, характеризующихся очень низким значением pH (0,37) и высокой минерализацией (до 47,9 г/л), содержания металлов составляют (в мг/л): Си — 0,4; Zn — 2,2; Pb — 1; Ni — 3; Со — 0,8; Sb — 6; Mn — 16; Fe — 1086 (К расчету.... 1975). Для щелочных вод Узон-Гейзерного центра характерны повышенные концентрации (в мг/л): As — до 40; Zn — до 0,4, Си — до 0,1, Sb — до 0,6; Ag — до 0,015; Мо — до 0,014; Hg — до 0,012; Pb — до 0,05. Причем максимальные содержания металлов наблюдаются в тех растворах, в которых ведущую роль играет натриево-хлоридная составляющая (Набоко, Глататских, 1971).

В водах Верхне-Шапинских источников (Кизименский центр), относимых В. С. Петровым (1970 г.) к нейтральным (pH 6,9), установлены повышенные концентрации Си, As, V, Mn, Rb, Cs.

Как и в контрастных, в долгоживущих вулканогенно-рудных центрах представлены практически все типы термальных вод. Сероводородно-углекислые термы фузарольного типа установлены в пределах Мутновско-Асачинского и Кошелевско-Паужетского центров (вулканы Мутновский, Камбальный, Кошелева). В сухих остатках из вод котлов Южно-Камбальных паровых струй содержания металлов достигают (в вес. %): V — 0,0004; Ni — 0,0045; Си — 0,02; Zn — 0,1; Ag — 0,0006; Mn — 0,3. Кроме того, в водных вытяжках из вмещающих гидротермально измененных пород определены (вес. %): Со — до 0,02; Си — до 0,03; Zn — до 1; Мо — до 0,0003; Sn — 0,002; Ga — до 0,01. Причем содержание ряда металлов (V, Ti, Co, Ni, Cu, Zn, Mo) в водах возрастает с увеличением кислотности растворов, другие же металлы (Ag, Sn, Ga) более характерны для слабощелочных или нейтральных вод (Огородова, 1974). В гидротермально измененных породах у выходов этих вод тем же автором, как отмечалось выше, установлены новообразования аурипигмента, реальгара, киновари, антимонита, пирита и других минералов.

Азотно-углекислые и азотные термы являются самыми распространенными из всех типов минеральных источников. Микрокомпонентный состав вод этих двух типов терм примерно одинаков. В этих водах установлены редкие щелочные элементы и германий. Общая минерализация вод азотно-углекислых и азотных терм обычно не превышает 5 г/л, воды щелочные.

В водах Паужетских терм (Гидрогеология СССР, т. 19, 1972 г.) установлены повышенные концентрации (в мкг/л): As — до 5000, Мо — до 2; Си — до 15; W — до 11. В водах Средне-Паратунских источников (в мкг/л): Ag — до 9; As — до 1000; Мо — до 20; Си — до 2; Zn — до 15; Pb — до 0,1; IV — до 10.

Апальские источники (Алнейско-Козыревский вулканогенно-рудный центр) характеризуются повышенными концентрациями (мг/л): As — до 3; Си — до 0,15; Мо — до 0,015; Ge — до 0,015; Mn — до 0,015; Hg и Sb — в отложениях источников установлена киноварь.

В водах Начикинских терм (Вилючинско-Паратунский центр) установлены повышенные концентрации (мг/л): Мо — до 0,01; Ag — до 0,11; Zn — до 0,08; As — до 0,6; Al — до 0,01 и др.

Углекислые термальные воды долгоживущих центров имеют невысокую температуру (до 75° С), с минерализацией до 6 г/л и повышенными концентрациями фтора, иода, брома и других микрокомпонентов. В водах Таловых источников (Авачинско-Нальчевский центр) установлены повышенные содержания (мг/л): Мо — до 0,05; V — до 0,05; Си — 0,12; Fe, Ti, Al, Ge. Нальчевские и

Желтореченские термы характеризуются повышенными концентрациями (мг/л): As — до 6,3; Ge — до 0,008; Mn — до 2,4; Sb — до 0,55; Ti, Fe, Hg.

В осадках из вод Налычевских терм (Комкова, 1974) выделяется две четкие зоны осадкообразования: железисто-мышьяковая и карбонатная. В железисто-мышьяковистых осадках содержание окислов железа и мышьяка (в пересчете на сухой осадок) составляет соответственно 50 и 30%. Высоки содержания металлов в осадках кальдеры Узон (в вес. %): As — 34,7; Sb — 0,99; Hg — 0,37; Си — 0,01; Pb — 0,08; Zn — 0,02; Mo — 0,01; V — 0,03; Mn — 0,09; Zr — 0,05; Sn — 0,0046. В гейзерите и осадках на дне термальных ручьев Киреунских источников (Т. С. Кирсанова, 1975 г.) установлены (в вес. %): Mn — до 1; Ni — до 0,002; Co — до 0,008; V — до 0,01; Mo — до 0,0004; Си — до 0,01; Sb — до 0,02; As — до 0,02; Sn — до 0,0005; Hg — до 0,025; а также Ag, Pb, Zn. В гейзеритах Сторожевских источников А. Г. Цикуновым (1974 г.) выявлена самородная медь, в осадках Двухъярточных источников (Озерова, Айдиньян, Добровольская, 1971) — ртутьсодержащий пирит, в котором спектральный анализом определены (в %): Hg — до 2; As — до 27; Sb — до 0,3; Pb — 0,001; Zn — 0,007; Си — до 0,007; V — 0,001; Cd, Bi, Ag, Co, Ni, Ti.

Для сравнения укажем, что в источниках Беппу (Япония) при содержании золота в воде 0,00004 мг/кг его содержание в кремнистом осадке достигает 55 г/т, соответственно для Новой Зеландии: источники Оахи-Пу — 0,00004 мг/кг — 85 г/т, Вайотапу — до 80 г/т в гейзерите; для США: Стимбоут — до 9 г/т в кремнистых туфах, Анаконда — до 24 г/т в лимонитах. Подобные же соотношения содержаний металла в воде и осадках характерны для серебра и ряда других элементов.

Приведенные данные по металлоносности термальных источников указывают, что все металлы орогенного и геосинклинального этапов развития складчатых областей участвуют в современном гидротермальном процессе. С другой стороны, металлы современных термальных вод не обнаруживают, за редким исключением, промышленных концентраций, хотя, как видно из приведенных примеров, для образования гидротермальных месторождений вовсе не требуются повышенные концентрации металлов в водах; нужны лишь благоприятные условия для их осаждения, т. е. наличие геохимических барьеров.

Примером этому может служить современное рудоотложение во впадинах Красного моря, где на глубине более 2000 м отмечаются рудосодержащие осадки мощностью до 200 м. При содержании в рассолах Zn — до 5 мг/л, Си — до 0,3 мг/л, Pb — до 0,6 мг/л (Эмери, Хант, Хейс, 1974) концентрации этих металлов в иловых водах значительно выше (мг/л): Zn — до 100; Си — до 8; Pb — до 20, Ag — до 3; Mo — до 2; Ai — следы (Р. Хендрикс и др., 1974 г.). В осадках концентрации перечисленных металлов достигают промышленных значений (в %): ZnO — до 21,5; SiO<sub>2</sub> — до 3,7; PbO — до 0,27; AgO — до 0,017; MoO<sub>3</sub> — до 0,1, (Бишофф, Мангейм, 1974).

*Металлоносность продуктов извержений действующих вулканов.* Современные эруптивные центры Камчатки в основном развиты в пределах контрастных вулканогенно-рудных центров: Карымско-Семячинского, Узон-Гейзерного, Кизименского, Ключевского, Шевелучского; в меньшей степени в долгоживущих центрах: Мутновско-Асачинском, Авачинско-Налычевском и Кошелевско-Паужетском.

Состав вулканических газов характеризуется большой сложностью и зависит от многочисленных факторов: первоначального количества каждого летучего компонента в магме, температуры выделения газовой смеси из магмы, времени с начала выделения и т. д. Все эти факторы влияют и на содержание метал-

лов в газах. С повышением температуры концентрации металлов и других «слаболетучих компонентов ( $\text{SiO}_2$ , Na, Ca, Mg) в вулканических газах увеличиваются (Д. Уайт, 1965 г.).

Кроме того, Л. А. Башариной (1971) установлено на примере вулканов Ключевской группы, что различные извержения доставляют неоднородные по составу летучие. В газах вулканов с андезитовыми куполами резко преобладают соединения серы и двуокиси углерода над соединениями Cl и F. На более поздних этапах формирования андезитовых куполов в газах увеличивается содержание Cl и F. Более основные лавы (оливиновые) богаче Si, Ni, Co, Sn, более кислые — Zn, Pb, V, Sc, причем содержание металлов в эманациях в 2—5 раз выше, чем в лавах. Последнее свидетельствует, по-видимому, о поступлении летучих с разных глубин.

Приведенные в табл. 2 сведения о содержаниях металлов в газах вулканов Камчатки можно дополнить данными о сухих остатках конденсатов вулкана Ньярогонго, в которых установлены Zn, Ti, Sc, Pb, Si, Ag, Co, Ni, V, Zr, Mo, Sn. В составе конденсатов вулкана Сёва-Сендзан обнаружены (в мг/кг): Zn — до 0,5; Si — до 0,03; Ge — до 0,01; As — до 0,7; Sn — до 0,03; Ag — до 0,003. Повышенные концентрации металлов выявлены также и в возгонах

Таблица 2

Содержание элементов в газах и конденсатах фумарол

Элементы	Вулкан Авача, температура 96° С, % (М. И. Зубин и др., 1964 г.)	Вулкан Мутновский, температура 100° С, % (Башаринова, 1971)	Вулкан Шивелуч, температура 360—500°С, мг на 1000 л газа (Кирсанов, 1964)	Вулкан Ключевской, темп. 500—800° С, мг на 1000 л газа (Кирсанов, 1964)
As	—	—	0,18—0,5	—
Cl	120 мг/л	3,4—6,4 г/л	700	1614
F	—	—	180	380
Br	—	—	1,0	2,1
SO <sub>2</sub>	—	—	1380	45,0
Cu	0,00n	0,01	0,04—0,15	0,2—1,25
Zn	n	1	0,1—0,8	0,06—0,05
Sn	0,0n	0,00n	0,02—0,05	0,02—0,2
Ni	0,00n	0,0n	0,01—0,15	0,02—0,5
Co	—	—	0,003—0,03	0,01—0,16
Pb	0,00n	0,00n	0,03—0,45	0,02—0,2
V	—	0,0n	0,19—0,46	0,07—0,30
Zr	—	0,00n	0,03—0,75	0,1—0,5
Sc	—	—	0,004—0,06	0,04—0,1
Bi	—	—	0,02—0,2	0,02—0,16
Ag	0,000n	0,000n	$6 \cdot 10^{-5}$ — $5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-5}$ — $8 \cdot 10^3$
Sr	0,0n	0,1	0,1—1,5	0,4—1,15
Cr	0,00n	0,0n	0,15—0,5	0,25—0,8
Mo	0,000n	0,000n	$5 \cdot 10^{-6}$ — $6 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-4}$ — $6 \cdot 10^{-3}$

фумарол. В возгонах на фумарольных площадках вулканов Киргурич и Туйла (Ключевской вулкан) установлены нашатырь, сера, алунит, гипс, галит, сильвин, а также  $Cl^-$ ,  $SO_4^{--}$ ,  $CO^{--}$  и  $OH^-$  соединения меди. Б. И. Пийпом в эксплозивном кратере Обручева (Ключевской вулкан) установлены тенорит и эвхлорин (K, Na, Si сульфат) на стенках раскаленных трещин совместно с тридимитом и гематитом.

С. И. Набоко, И. З. Ивановым, В. Ф. Попковым (1945, 1947, 1953 гг.) и другими исследователями в возгонах вулканов Ключевского и Шевелуч обнаружены в более высоких концентрациях по сравнению с окружающими лавами Pb, Sn, Ag, Zn, Co, Ni, Zr, Mo, Bi, Ge, Te, Cr, V, Sr, As и Cd.

На вулкане Ширан (Япония) была обнаружена высокая концентрация никеля (до 1,64%) в инкрустациях, представленных в основном сульфатом алюминия. Возгоны с Белого острова, андезитового вулкана Новой Зеландии, содержат в повышенных концентрациях (в %): Pb — до 1; V — 0,03; W — 5; Si — 0,4; As — 0,3; Zn — 0,3; Sn — 0,5 (Д. Е. Уайт, 1965 г.).

На Везувии после извержения 1906 г. в пузыристых шлаках был обнаружен халькопирит. В Долине 10 000 дымов Ф. Циз (1929 г.) обнаружил в фумарольном магнетите и других инкрустациях сравнительно высокие концентрации Si, Zn, Mn, Mo, Pb, As, Sb, Sn, Ag, Ni, Co, Ti, Bi, Se, Te. Среди возгонов, кроме хлоридов, фторидов и гематита, наблюдались сульфиды Fe, Pb, As, Sb, Mo. В фумаролах Везувия Ф. Ковелли и М. Замбонини обнаружили галенит, а также реальгар вместе с селенистой серой в тонких сплавленных корочках и шариках. В подводном вулкане Новых Гебрид установлен вынос фумаролами меди, содержание которой достигает в осадках 12,3%.

Приведенные данные указывают, что, несмотря на участие всех элементов геосинклинального и орогенного этапов развития складчатых областей в современном вулканическом процессе, эти элементы не обнаруживают промышленных скоплений, за исключением тех, которые могут образовывать низкотемпературные парагенезисы (сера). Различия в металлогенической нагрузке продуктов вулканизма в контрастных и долгоживущих центрах выражаются лишь в количествах металлов, качественно же не отличаясь, что скорее всего отражает лишь условия разгрузки эманации, а не исходный, глубинный состав их (Стефанов, Василевский, 1974).

Как видно из приведенного выше материала, при изучении металлоносности различных продуктов вулканической и связанной с ней гидротермальной деятельности исследователями за редким исключением не проводилось изучение микрокомпонентного состава наиболее распространенного рудного минерала — пирита. Способность последнего образовываться в самых различных условиях делает его наиболее информативным минералом с точки зрения не только восстановления условий метасоматоза, но и выяснения рудной нагрузки гидротермальных растворов.

Так, П. И. Очерет (1959 г.) установлено, что в пределах одного рудного поля в составе пиритов обнаруживается специфический комплекс элементов-примесей, не зависящий от состава боковых пород, а определяющийся типом месторождения и температурой его образования. В. Г. Прохоровым (1970 г.) при изучении различных месторождений установлен различный микрокомпонентный состав пиритов. В пиритах Султановского колчеданного месторождения обнаружены (в вес. %): Si — 0,04; Zn, Pb, Co, Ni — по 0,001; в пиритах Риддерского колчеданно-полиметаллического месторождения: Si — 0,05; Zn — 0,4; Pb — 0,031; Co — 0,034; Ni — 0,05; Саралинского — Si — 0,46; Zn — 0,14; Pb — 0,3; Ni — 0,001; Co — 0,002. Как видно из приведенных дан-

ных, количества элементов-примесей в пиритах различных месторождений сильно различаются.

Немногочисленные данные по содержанию примесей в пиритах современных источников также свидетельствуют о различном микрокомпонентном составе пиритов, отражающем, видимо, различия в составе и температуре вод этих терм. Н. А. Озеровой, Н. Х. Айдиньян и М. Г. Добровольской (1971) в осадках Двухъярточных перегретых хлоридно-натриевых источников обнаружены оолиты ртутисодержащего пирита, в котором установлены (в вес. %): Hg — 2; As — 2,7; Sb — 0,3; Zn и Си по 0,007; Pb — 0,001, а также следы Bi, Ag, Co, Ni и др. Ртуть, по данным рентгеноструктурного анализа, так же как и мышьяк, входит в решетку пирита, увеличивая ее.

В осадках из вод Третьяковских источников (Курильские острова) А. В. Зотовым, И. П. Лапутиной и А. В. Чичаговым (1972) обнаружен мышьяковистый пирит с содержанием мышьяка в среднем 2,7% и сурьмы 0,13%. Рентгенометрически доказано, что As входит в структуру пирита, изоморфно замещая серу и увеличивая решетку минерала-хозяина.

С. И. Набоко (1974) анализировались различные пириды кальдеры Узон. В пиридах из гидротермальных глин, образующихся при сернокислотном метасоматозе, установлены (в %): As — до 0,44; Hg — до 0,023; Си — до 0,007; Mo — до 0,0007; в пиридах из каолинитов — As — до 0,05; Hg — 0,005; Си — 0,009; Zn — 0,036; Mo — 0,014; в пиридах, отлагающихся возле выхода газовой струи — Hg — 0,015; Си — 0,01; Zn — 0,02.

Таким образом, даже эти немногочисленные данные свидетельствуют о необходимости детального и полного исследования пиритов на участках как современной вулканической и гидротермальной деятельности, так и особенно древней, где прямое изучение гидротермальных растворов и их металлоносности или затруднено, или исключено полностью. Выявление особенностей пиритов различных (по составу и возрасту) продуктов газо-гидротермальной деятельности в сопоставлении с данными по составу и свойствам пиритов из более древних месторождений, возможно, позволит судить и о различиях этой деятельности в разных по типу вулканогенно-рудных центрах.

*Источник металлов.* Кислый вулканизм и гидротермальная деятельность протекают в рамках одного и того же времени и проявляются, как правило, на общей территории. Можно заключить, что между ними существует парагенетическая связь, причем восходящий поток горячего флюида является следствием глубинного процесса, а не продуктом пространственно близкого с ним периферического очага, продуцирующего кислые вулканы.

Для подсчета баланса количества отдельных микрокомпонентов в продуктах вулканической и поствулканической деятельности были выбраны гидротермальные системы вулкана Малый Семьячик (кратер Троицкого) и кальдеры Узон. Размеры периферических очагов обеих кальдер высчитывались исходя из объема сферы с диаметром, равным диаметру кальдеры (Мархинин, 1967), и составляют 100 км<sup>3</sup> каждый. Горизонтальные размеры периферических очагов, кстати, подтверждаются и геофизическими данными (М. И. Зубин и др., 1971 г.).

Время деятельности гидротермальных систем определяется в 1,8 · 10<sup>4</sup> лет для кратера Троицкого и в 1 · 10<sup>3</sup> лет для кальдеры Узон. Запасы микрокомпонентов в периферическом очаге рассчитаны исходя из кларков элементов в кислых породах (А. П. Виноградов, 1962 г.) Объем син- и послекальдерных вулканических кальдеры Малого Семьячика складывается из 20 км<sup>3</sup> объема современной (посткальдерной) постройки (В. И. Влодавец, 1958 г.), 6 км<sup>3</sup> кислой синкальдер-

ной пирокластики (Селянгин, 1974) и  $4 \text{ км}^3$  пеплового материала, рассеянного при кальдерообразующем извержении и не учитываемого при геологических реконструкциях, причем объем последнего наверняка занижен.

Е. К. Мархинин (1967) на примере вулкана Безымянного показал, что объем пеплового материала, выброшенного при одном из пароксизмов вулкана, в 3—3,5 раза превышает объем пирокластического потока, образовавшегося при этом же извержении. Кроме того, в приведенной табл. 3 не учтен вынос микрокомпонентов вулканическими газами, количество которых хотя и не превышает в среднем 3% по весу от количества изверженного материала, но металлоносность их на один-два порядка выше металлоносности последних.

Вещество периферического очага кальдеры Малого Семячика за посткальдерный период должно быть полностью «очищено» от никеля, сурьмы и в значительной степени (до 90%) от кобальта, меди, мышьяка и свинца. Периферический очаг кальдеры Узон, даже без учета выноса микрокомпонентов синкальдерными образованиями и газами, не может компенсировать дефицита мышьяка и бора, вынесенных водами гидротермальной системы за 10 000 лет. Если же предположить, что гидротермальная деятельность здесь предшествовала кальдерообразованию (наличие метасоматитов в синкальдерных отложениях говорит в пользу этого), т. е. общая продолжительность ее составляет несколько сот тысяч лет, то в этом случае в число дефицитных по отношению к периферическому очагу элементов попадут, кроме упомянутых выше, сурьма, серебро, ртуть, а содержания остальных в веществе очага станут весьма низкими.

Предполагаемое многими исследователями обогащение гидротермальных растворов микрокомпонентами за счет мобилизации их из вмещающих гидротермы пород представляется маловероятным, поскольку для наиболее широко развитых пропилитизированных пород в районах гидротермальной деятельности, значительный вынос микрокомпонентов не характерен, а метасоматиты формации вторичных кварцитов имеют, как правило, незначительные масштабы проявления.

Таким образом, анатектоидное плавление субстрата и мобилизация микрокомпонентов коры не могут обеспечить наблюдаемый расход в современных гидротермальных системах многих элементов. Вероятно, промежуточные периферические очаги и субстрат, за счет которого они образованы, не определяют рудоносности верхнего структурного этажа. Нужно отметить, что в таком же положении находятся и очаги типа конрадовских.

Можно сделать вывод в связи с этим, что металлогеническая специализация этапов тектоно-магматического цикла вообще определяется потенциалом нижней коры или скорее всего мантии.

Более того, проявление столь большого сходства рудных месторождений между собой, как это наблюдается в действительности, становится крайне удивительным при воздействии большого числа возможных сочетаний сложных факторов их образования, если не предполагать единства источника металлов и. самых общих закономерностей, управляющих образованием их концентраций практически во все геологические эпохи истории Земли.

Повторяемость одних и тех же типов руд в различных районах Земли и в различные этапы ее геологической (тектоно-магматической) истории свидетельствует не об однородности распределения металлов в земной коре, как предполагал Ф. Тернер (1955 г.), а о повторяющейся направленной смене геодинамических состояний в развитии разновозрастных складчатых областей. Именно эта смена определяет и направленное изменение термодинамических условий рудообразования при едином глубинном источнике металлов.

Различия в планах и масштабах тектоно-магматических структур, которые, как обычно полагают, доминируют с увеличением глубины в отдельно взятом орогеническом поясе, обнаруживаются, как пишет У. Столл (Stoll, 1964), в условиях неодинакового эрозионного вреза, вскрывающего различные все более древние орогенические пояса: третичный, ларамийский, аппалачский и т. д. вплоть до позднего и раннего докембрия. Таким образом, указанные различия в структурах, так же как и в составе, являются функцией возраста тектоно-магматического процесса. Как правильно отмечает У. Столл, этот тип зональности (У. Столл неудачно называет ее глубинной) проявляется в гораздо больших масштабах, чем та зональность в распределении металлов, которую наблюдают во многих рудных полях и районах. Нужно заметить, однако, что принципиальной разницы между зональностью и ритмом месторождения, рудного поля, рудного района и рудного пояса, вообще говоря, нет. Во всех случаях она определяется изменением геодинамических состояний среды и принципами геодинамического соответствия возраста и глубинности в плутонических, вулканических, метаморфических и рудообразующих процессах.

Учитывая приведенные выше материалы, свидетельствующие об изначальной комплексной металлогенической специализации этапов тектоно-магматического развития складчатых областей, мы сможем перейти к изложению исходных предпосылок теоретического прогноза, к научному прогнозу рудоносности вулканогенных формаций.