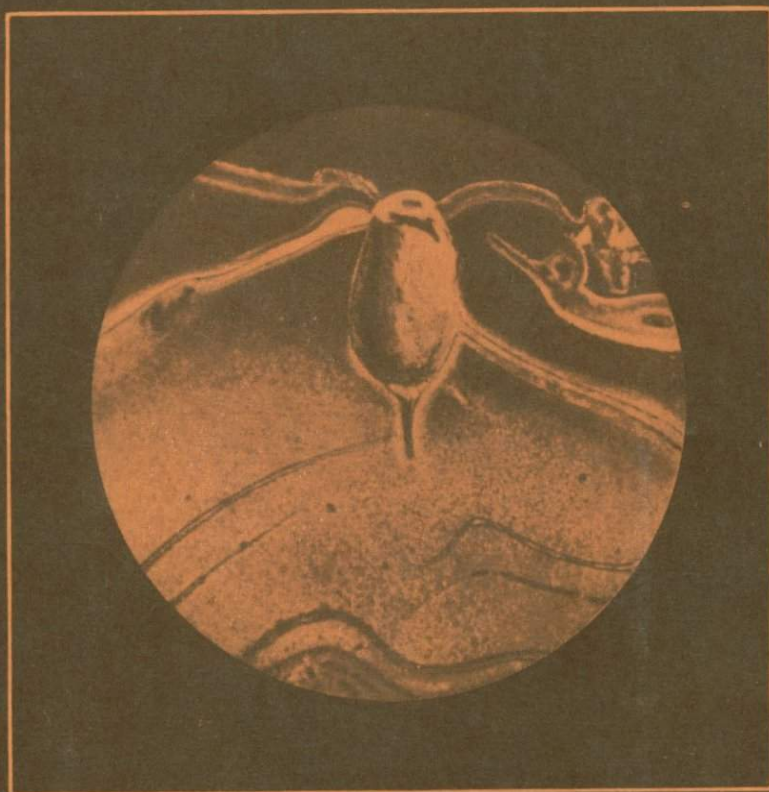


Н. Г. ПРОКОПЦЕВ

Атлас структур глубоководных лав Тихого океана



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

Н.Г. ПРОКОПЦЕВ

Атлас структур глубоководных лав Тихого океана

3287



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1980



Прокopcев Н.Г. Атлас структур глубоководных лав Тихого Океана. М.: Наука, 1980.

В монографии на основании значительного иллюстративного материала показан ряд особенностей формирования магматических пород на дне океана, что характеризует ранние процессы магматической деятельности. Иллюстративный отдел атласа предваряется кратким очерком истории геологического формирования Южной котловины, петрографической характеристикой магматических пород вулканических островов и глубоководных лав этого региона. Атлас может представлять интерес для широкого круга исследователей магматических процессов. Он может быть полезен для полевых геологов на суше и на море, а также при лабораторных исследованиях магматических пород и магматических процессов.

Табл. 5, ил. 13+56 фототабл., библиогр.: с. 133-142 (313 назв.).

Ответственный редактор
Я.П. МАЛОВИЦКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Структура наряду с химическим и минеральным составом имеет первостепенное значение для диагностики магматических пород и установления их генезиса. Структурная характеристика составляет основу петрографических исследований, ее значение неоднократно подчеркивалось классиками современной петрологии. Нет сомнения, что и структуры глубоководных лав несут важную информацию об условиях вулканической деятельности на дне океана. Но пока в их изучении сделано гораздо меньше, чем в направлении петрохимических и геохимических исследований.

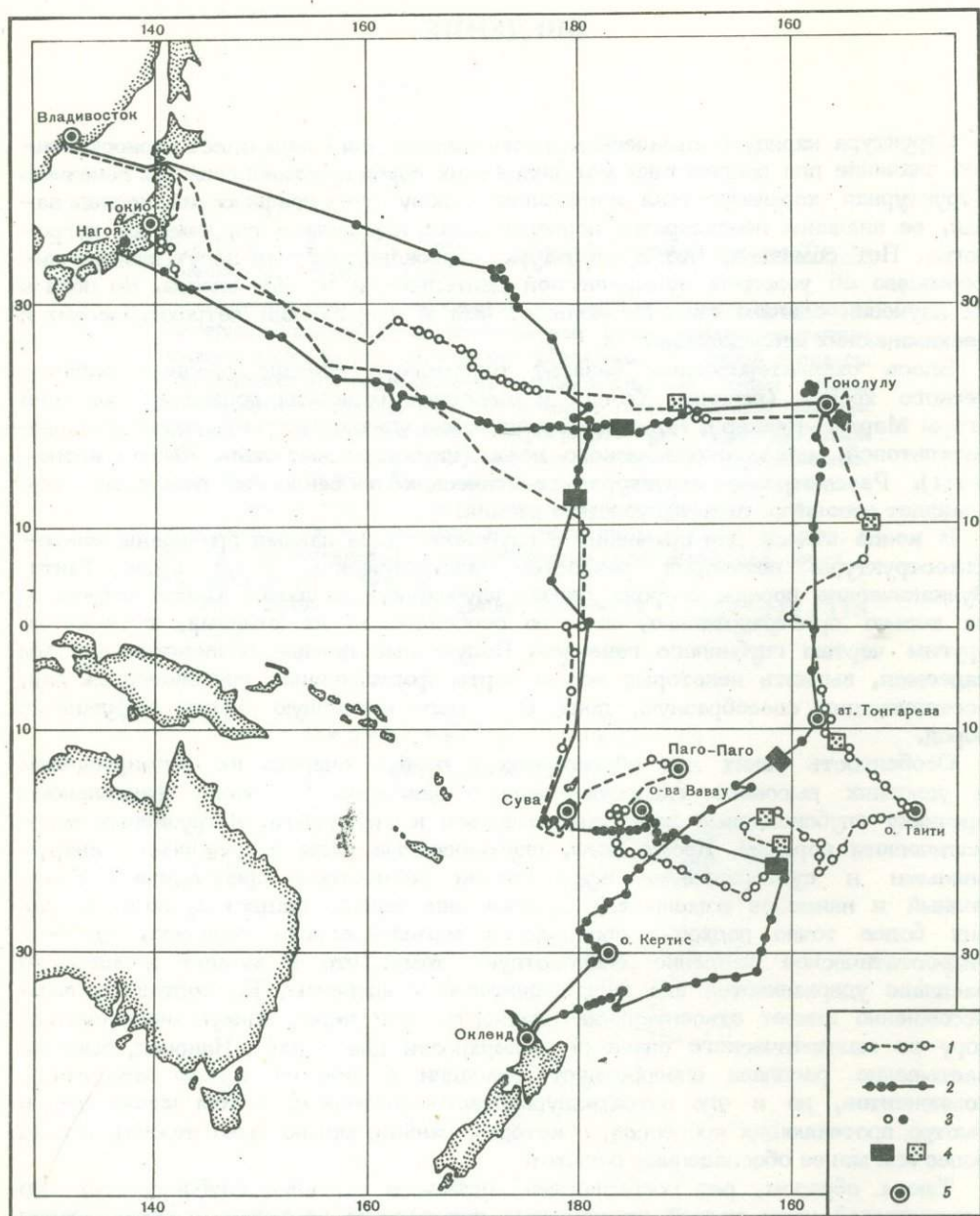
Здесь охарактеризованы базальт толеитового состава срединно-океанического хребта (впадина Хесса) и щелочные базальты подводных поднятий (горы Маркус-Неккер). Но основное внимание уделяется производным щелочно-базальтовой магмы океанического ложа (глубоководные лавы Южной котловины). Рассмотрение структурно-генетических особенностей последних составляет основную часть настоящего атласа.

В конце атласа для сравнения с глубоководными лавами приведены микроструктуры некоторых разновидностей магматических пород о-ва Таити. Вулканические породы острова близки глубоководным лавам Южной котловины не только пространственно, но и по особенностям их химизма, а также по другим чертам глубинного генезиса. Полученные данные позволяют, как мы надеемся, выявить некоторые новые черты формирования глубоководных лав, составляющих своеобразную, пока еще мало изученную группу эффузивных пород.

Особенность таких лав обусловлена в первую очередь их формированием в условиях высокого гидростатического давления. По этому фациальному признаку глубоководные лавы приближаются к глубинным, интрузивным магматическим породам. Кроме того, глубоководные лавы в сравнении с интрузивными и субазральными эффузивными разновидностями представляют более полный и наименее измененный расплав эндогенного вещества, поэтому для них более точно подходит определение магматического генезиса. Высокое гидростатическое давление способствует тому, что в момент излияния в расплаве удерживаются его легкоподвижные компоненты. На состав расплава несомненно влияет относительная краткость пути через тонкую океаническую кору от магматического очага до поверхности дна океана. Наконец, быстрое застывание расплава способствует фиксации в нем не только химических компонентов, но и его интрателлурического состояния, в том числе следов быстро протекающих процессов, о которых раньше можно было строить только более или менее обоснованные догадки.

Таким образом, ряд особенностей состава и строения глубоководных лав океанической коры делает их изучение интересным не только с точки зрения петрографии и химизма как геологических объектов, формировавшихся в специфической фациальной обстановке, но и с точки зрения характеристики гидродинамики магматического расплава на глубинных, внутрикоровых этапах.

В силу ряда особенностей строения глубоководных лавовых потоков можно в некоторых случаях рассматривать в качестве структурных гидродинамических моделей натурального магматического расплава, полученных быстрым "замораживанием" "живой" магмы в условиях эффективного, довольно высокого гидростатического давления. Представляется, что такие естественные модели не в полной мере отражают аспекты магматических процессов как по масштабам развития, так и по разнообразию. Тем не менее объективность закономерностей, устанавливаемых здесь, может служить в некоторых случаях критерием моделирования таких процессов в лабораторных условиях. Следует отметить также, что представление "живого" жидкого состояния в виде "замороженных" моделей отдельных моментов эволюции магмы отражает лишь незначительную часть явления. Более полное представление о процессах



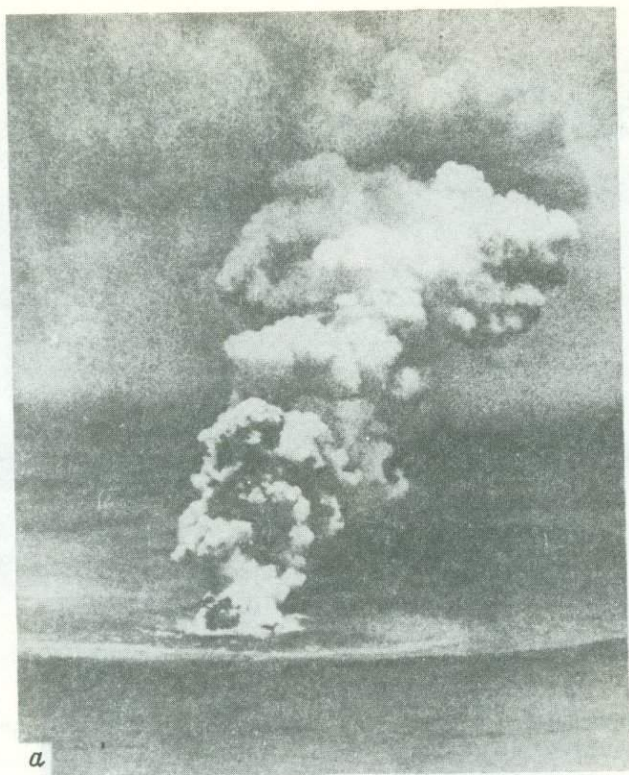
Р и с. 1. Схема маршрутов морских геологических экспедиций в Тихом океане на нис "Витязь" (43-й и 48-й рейсы)

1 - 43-й рейс; 2 - 48-й рейс; 3 - отдельные геологические станции; 4 - участки детальных полигонных геологических исследований; 5 - места выхода на берег участников экспедиции и стоянки в портах

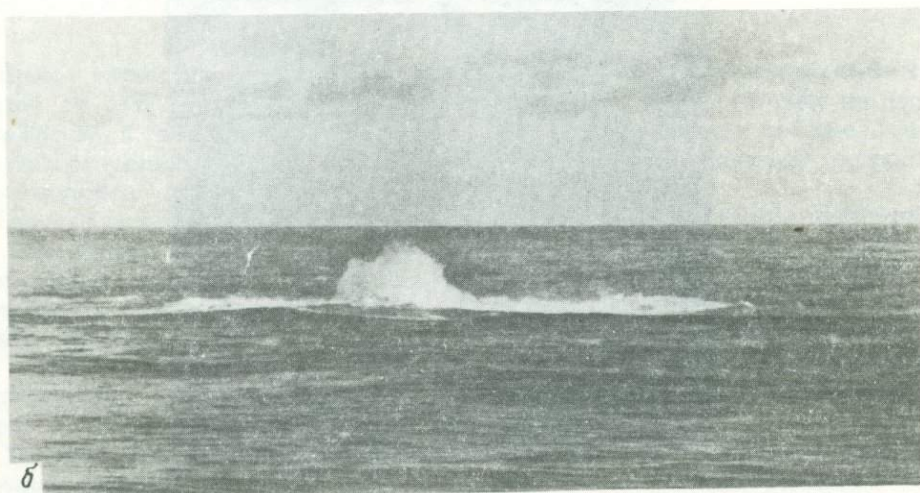
может быть получено в результате сравнения отдельных этапов экстра- и интерполяционных построений.

В предлагаемом атласе строение глубоководных потоков показано в традиционном стиле изучения структурно-текстурных особенностей горных пород - фотографированием плоских поверхностей прозрачных шлифов и полированных поверхностей - аншлифов; первые - в проходящем и смешанном свете, последние - в отраженном, при косом или прямом освещении.

Собственно атласу предпослан краткий вводный очерк - геолого-петрогра-



a

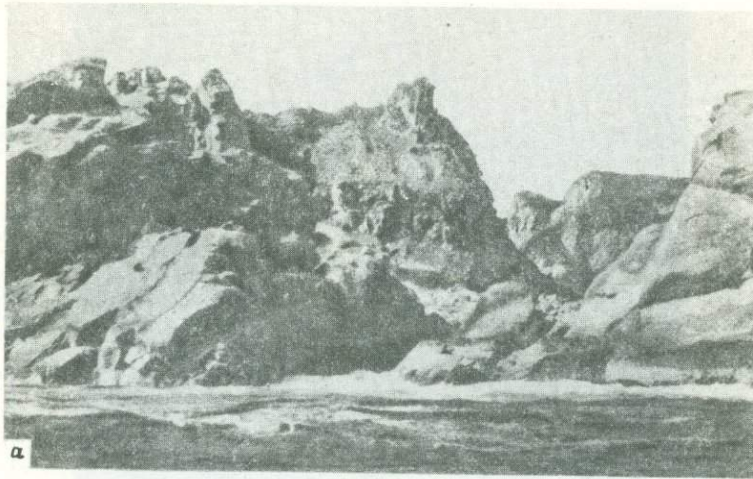


б

Р и с. 2. Извержение подводного (приповерхностного) вулкана Метис (архипелаг Тонга) в 1967–1968 гг. [Безруков и др., 1969]

a – вулкан в фазе пароксизма [Melson et al., 1970]; *б* – вулкан в спокойной фазе; над вершиной вулкана буруны (фото автора с борта нис "Витязь", 43-й рейс)

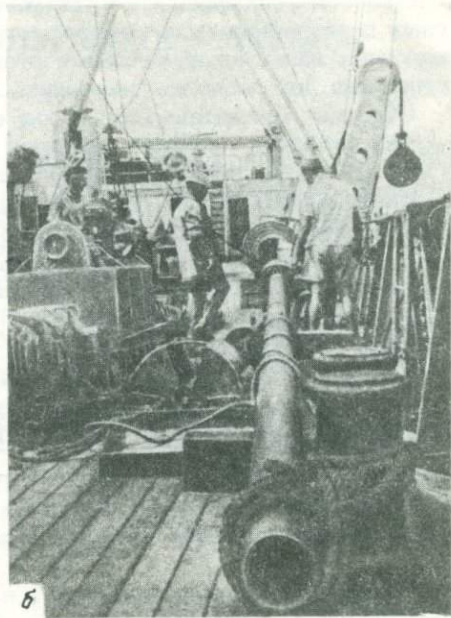
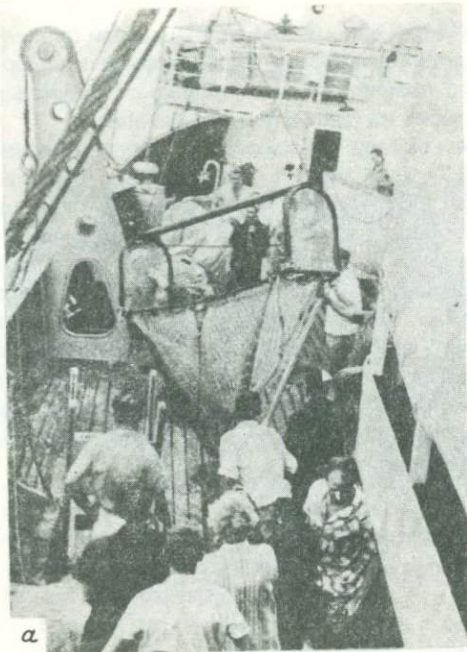
фическая характеристика районов исследования дна и островов Тихого океана, в котором выделяются четыре раздела: 1) история геологического развития северной части Южной котловины; 2) геолого-петрографическая характеристика некоторых внутриокеанских островов района Южной котловины; 3) геолого-петрографическая характеристика глубоководных лав Южной котловины; 4) щелочные базальты подводного поднятия Маркус-Неккер. Относительно большое внимание в этом очерке уделяется глубоководным лавам щелочно-базальтового состава.



Р и с. 3. Вулкан Кэртис в архипелаге Кермадек (андезитовый вулканический пояс Тихого океана)

а - в разрыве юго-восточной стенки кратера видно его дно, покрытое глыбами лавы; вулкан в фумарольно-сульфатарной фазе (48-й рейс нис "Вятызя");
 б - во время высадки на Кэртис участников экспедиции

Глубоководные лавы отличаются от других продуктов магматизма, близких им по характеру эндогенных источников и по химизму (интрузивных пород и субаэральных эффузивов), тем, что становление их как горных пород происходит в условиях давления, соответствующего интрузивным фациям, но при температурном режиме, обеспечивающем даже более высокие скорости охлаждения, чем это имеет место в случае наземных эффузивных образований.



Р и с. 4. На палубе нис "Витязь"; подготовка к заборным работам в океане
 а - трал "сигсби" выводится за борт судна для сбора образцов донных пород и железомарганцевых конкреций; б - собрана поршневая трубка большого диаметра для взятия колонки осадков

Время затвердевания канатных и плитчатых потоков мощностью 0,5–3 см длится от сотых долей секунды до первых секунд (имеется в виду не полное охлаждение, а только время перехода из жидкого состояния в твердое), когда порообразующие магматические процессы уже практически полностью прекращаются.

Немаловажным фактором является также и то, что продукты базальтового магматизма в условиях океанической коры не подвержены загрязнению силикатных материалов континентальной коры. Кроме того, путь магмы из мантийного очага сквозь тонкую океаническую кору значительно короче. Таким образом, можно исследовать более стерильный эндогенный материал не только в сравнении с составом эффузивов (продуктов субэврального вулканизма), но и в сравнении с интрузивными породами континентальной коры.

Удается получить представление и о некоторых чертах эволюции магматического расплава на ранних этапах, в частности о механизме ликвационных явлений (отделении рудного вещества и дифференциации силикатного расплава на жидкости различного химического состава), о поведении летучих компонентов и др.

Структурные признаки глубоководных лав имеют особенно важное значение при расшифровке глубинной кинетики жидкой магмы. Здесь следует подчеркнуть некоторые отличия в понятии структура глубоководных лавовых потоков от содержания термина структура горной породы. Для глубоководных образований первостепенную роль играет гидродинамическая характеристика, на фоне которой рассматриваются особенности петрографической характеристики породы.

Гидродинамические особенности ранних этапов формирования лавы впоследствии, в случае медленного охлаждения, могут стать плохо различимыми или совсем исчезнуть в результате раскристаллизации и минералообразования, как происходит с глобулярно-эмульсионными и некоторыми другими структурными признаками расслоения расплава. В меньшей степени та-

кие раннемагматические структуры могут быть затемнены наложенными процессами девитрификации и вторичного минералообразования. В современных глубоководных лавах незначительные вторичные изменения устанавливаются довольно отчетливо, что позволяет исключить или учесть их маскирующее влияние.

Образцы магматических пород со дна океана и надводных внутриокеанических вулканов собраны автором в 43-м и 48-м рейсах нис "Витязь" (рис. 1-3). В этих работах участвовали сотрудники геологических отрядов, а также экипаж судна (рис. 4). Здесь трудно назвать всех товарищей, помогавших мне в работе. Неизменную поддержку и дружеское участие оказывали Г.П. Авдейко, П.Л. Безруков, И.О. Мурдмаа, Н.С. Скорнякова и др. В сборе образцов пород Гавайских островов и о-ва Таити большую помощь оказали П.Ф. Андрущенко и М.А. Репечка. Наконец, следует отметить большую работу отрядов эхолотного промера, составлявших непосредственно в экспедиции батиметрические карты полигонов детальных геологических исследований, а также производивших подводное фотографирование. Всем участникам экспедиции автор выражает свою глубокую признательность.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЛОЖА ЮЖНОЙ КОТЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

История формирования исследованного участка океана более или менее полно отражена в накоплении осадков не его дне и в подстилающих их коренных породах. В Южной котловине, вблизи района полигонных исследований, выполненных в 43-м и 48-м рейсах "Витязя", с борта бурового судна "Гломар Челленджер" в океане пробурена скв. 204 при глубине воды 5354 м в точке с координатами $24^{\circ}53,3'$ ю.ш. и $174^{\circ}6,7'$ з.д. [Burns et al., 1973]. Эта скважина вскрыла 150-метровую толщу современных и древних океанических осадков и других образований, которые четко подразделяются на три комплекса или свиты (рис. 5).

Первая свита (0-103 м от поверхности дна) - абиссальные пелагические глины и прослой вулканического пепла - формировалась с раннего миоцена или олигоцена до настоящего времени; вторая (103-126,5 м) сложена туфопесчаниками и конгломератами (?) мелового возраста; третья (126,5-147 м) представлена витрокластическими туфами неустановленного, возможно домелового, возраста.

Первая свита - абиссальные глины и вулканические пеплы. Верхняя часть этой свиты характеризуется колонками керна (от поверхности до глубины 16 м), сложенными глинами преимущественно темно-коричневого цвета, монтмориллонитового состава, с примесью тонко-обломочного материала, представленного плагиоклазом (андезином), слюдой, кварцем, авгитом, цеолитом (филлипситом), аморфными гидроокислами железа и осколками вулканического стекла. Количество перечисленных обломочных частиц сильно варьирует, образуя нерезко выраженные прослой или горизонты, более или менее обогащенные продуктами андезитового вулканизма. Ниже, в керне, поднятом с глубин 48-57 м от поверхности дна, количество глинистого материала уменьшается. Здесь отложения состоят преимущественно из темного зеленовато-серого витрокластического вулканического пепла. Кроме стекловатых частиц, здесь развиты монтмориллонит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, авгит, кварц, анальцит. В интервале 49-50 м обнаружено пять марганцевых (?) конкреций размером 1-2 см. Далее колонки керна (85-103 м) сложены главным образом темной красновато-коричневой железистой глиной, в составе которой встречаются полевой шпат, кварц, монтмориллонит и гидроокислы железа. Местами в них заметно возрастает количество стекловатых частиц вулканического пепла. В небольшом количестве песчаной фракции этих отложений обнаружены бентосные фораминиферы, видовой состав которых указывает на абиссальные условия их существования.

Возраст первой, верхней свиты устанавливается по остаткам радиолярий. Верхняя часть ее имеет четвертичный возраст, средняя - среднемиоценовый, а более глубокие горизонты - раннемиоценовый-олигоценовый.

Далее следует резкий переход от уплотненных глинистых осадков к твердым породам подстилающей их второй свиты туфопесчаников и конгломератов.

Вторая свита - туфопесчаники и конгломераты. Грубообломочные отложения этой толщи имеют преимущественно желтовато-коричневый цвет. Обломочный материал слабо окатан и плохо сортирован. В его составе развиты зерна кальцита, андезина, стекловатые частицы и пемзовый материал, а также обломки эффузивных пород среднего и основного состава. Цементирующая основная масса сложена измененными пепловыми частицами, по которым развиваются вторичный кальцит, хлоритовые минералы, серпентин, эпидот, цеолиты и гидроокислы железа. По всему интервалу свиты изредка встречаются субгоризонтальные прожилки белого кальцита.

Структурно-текстурные особенности обломочных пород указывают на то, что туфогенный материал после его экструзивного образования подвергался непродолжительной транспортировке в водной среде. В этих отложениях обна-

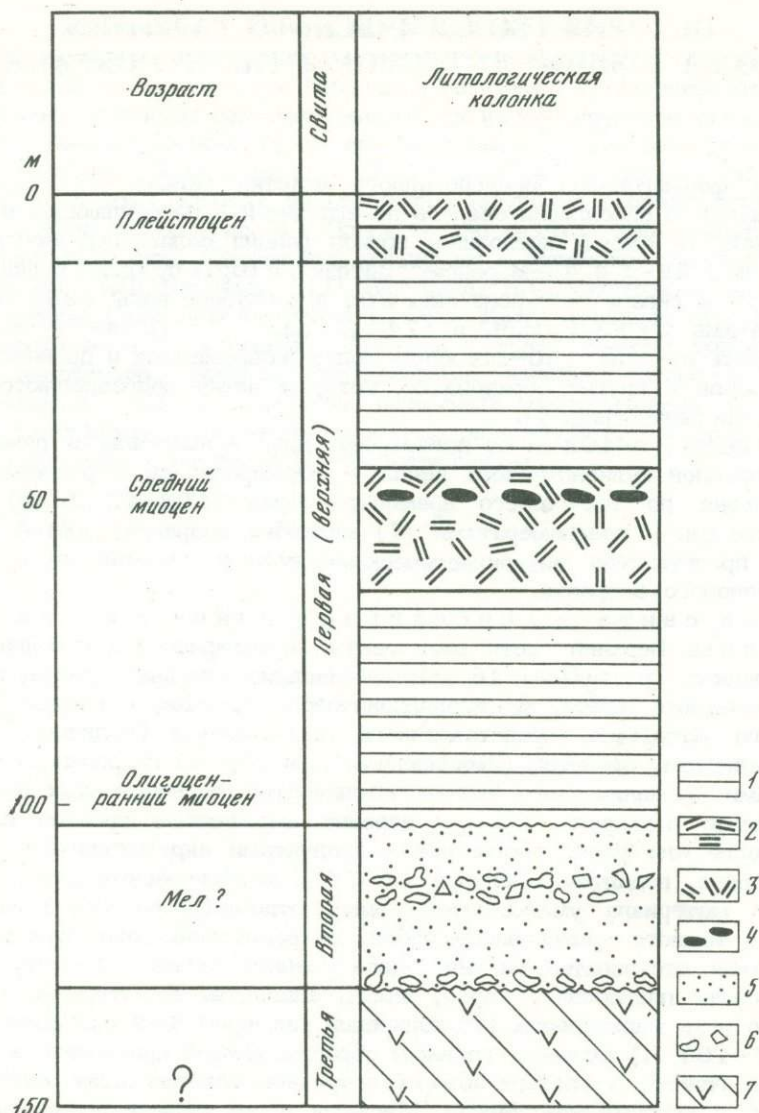


Рис. 5. Разрез вулканогенно-осадочной толщи краевой части ложа Тихого океана, вскрытый скв. 204 судна "Гломар Челленджер" (21-й рейс)

1 - пелагическая абиссальная глина, содержащая обломки вулканического стекла кислого и среднего состава и цеолиты, обогащенная гидроокислами железа; 2 - пелагическая абиссальная глина, обогащенная бесцветным вулканическим стеклом и гидроокислами железа, с прослоями витрокластического пепла кислого и среднего состава; 3 - витрокластический пепел андезито-базальтового и базальтового состава с калиевым полевым шпатом; 4 - железомарганцевые конкреции; 5 - туфопесчаник, состоящий из обломков пемзы, пузыристого базальта, измененного стекла и пепловых частиц; 6 - туфоконгломерат, состоящий из обломков пемзы, базальта и андезито-базальта; 7 - витрокластический туф андезитовый и андезито-базальтовый, состоящий из измененного стекла

ружены остатки раковин *Inoceramus* sp., на основании чего исследователи полагают, что возраст отложений второй свиты мог быть послесреднеюрским. Плохая сохранность указанных раковин, не позволяющая установить видовую принадлежность, а также наличие перетолженных остатков микрофауны поздне мелового возраста в отложениях нижней части верхней свиты дают

возможность отнести образование подстилающей ее второй свиты к поздне(?) - меловому времени.

Третья свита - стекловатые туфы. Эта свита представлена темными, зеленовато-бурыми стекловатыми туфами, вскрытыми скважиной на глубинах 126,5-147 м от поверхности дна. С перекрывающими туфопесчаниками и конгломератами второй свиты третья свита имеет резкий контакт. В туфах этой свиты еще меньше проявляются стратификация, сортированность материала и другие признаки переноса обломочного материала. Сложены туфы преимущественно обломками девитрифицированного стекла среднего и основного состава и небольшим количеством сильно измененного полевого шпата и пироксена. Цементирующая основная масса также состоит из сильно измененного стекловатого материала, слабо реагирующего на поляризованный свет. В толще свиты отмечены кальцитовые прожилки, но в самой породе кальцит встречается только в верхней ее части. Трудно сказать, чем является кальцит прожилков - то ли результатом гидротермального переотложения погребенных известняков биогенного происхождения (его глубоких горизонтов), то ли отложениями ювенильного карбоната кальция вулканических пород [Burns, et al., 1973].

Возраст нижней свиты неизвестен. Возможно, он домеловой.

* * *

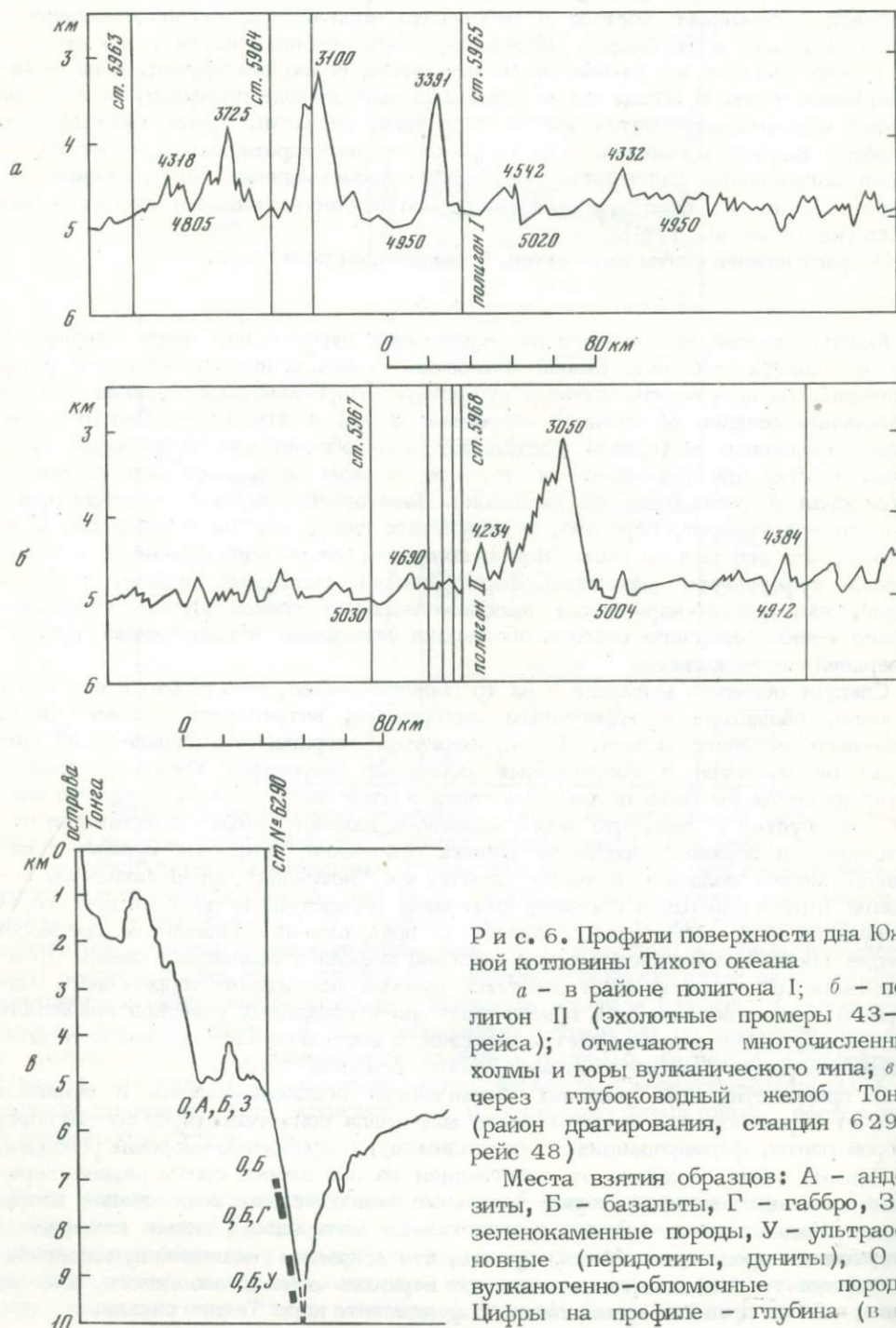
Анализ разреза, полученного по результатам бурения, позволяет утверждать, что на западной окраине Южной котловины с начала неогена и, может быть, олигоцена до настоящего времени существуют глубоководные морские условия накопления осадков со средней скоростью 3 мм в 1000 лет. Значительную долю осадочного материала составляют тонкообломочные туфогенные частицы. Состав их указывает на то, что химизм вулканического материала варьировал в незначительном диапазоне. Базитовый материал в осадках практически отсутствует, вероятно, в результате того, что не сохранился, а не потому, что его там не было. Можно полагать, что за счет измененного базитового туфогенного материала формировались глинистые осадки, особенно такие, как красно-коричневые высокожелезистые глины. Лучше сохраняющиеся стекла среднего состава обогащают глинистые осадки нижней, средней и верхней частей колонки.

Следует обратить внимание и на то обстоятельство, что только в основании колонки, обогащенной туфогенным материалом, встречаются обломки зерен калиевого полевого шпата. Такой, вероятно терригенный, "гранитный" минерал не известен в современных надводных структурах Южной котловины, которые могли бы быть источником сноса в этой части земной коры. Это также согласуется с тем, что зерна калиевого полевого шпата практически отсутствуют в верхних горизонтах донных отложений, вскрытых буровой скважиной. Можно полагать в таком случае, что "источник" зерен калиевого полевого шпата прекратил поставку материала вследствие истощения или скорее погружения его ниже уровня океана и прекращения эрозионных процессов вскоре после возникновения здесь условий морского осадконакопления. Предположение о существовании местных древних источников терригенного материала, т.е. о возможности присутствия здесь локальных участков гранитного материала, также подтверждается находкой в восточной части Южной котловины обломка породы гранитного состава [Bonatti, Argenius, 1970].

О предшествующих условиях терригенного осадконакопления в основном за счет переотложения вулканического материала свидетельствует состав пород второй свиты, формировавшейся, по-видимому, в прибрежно-морских условиях.

Нижняя свита отделена от залегающей на ней второй свиты резким перебором, о чем свидетельствуют базальные конгломераты в основании второй свиты. Нижняя свита сложена вулканическим материалом, сильно измененным вторичными процессами. Можно думать, что вскрытые скважиной вулканические отложения третьей свиты представляют верхнюю часть мезозойского, а может быть, и более древнего вулканического фундамента коры Тихого океана.

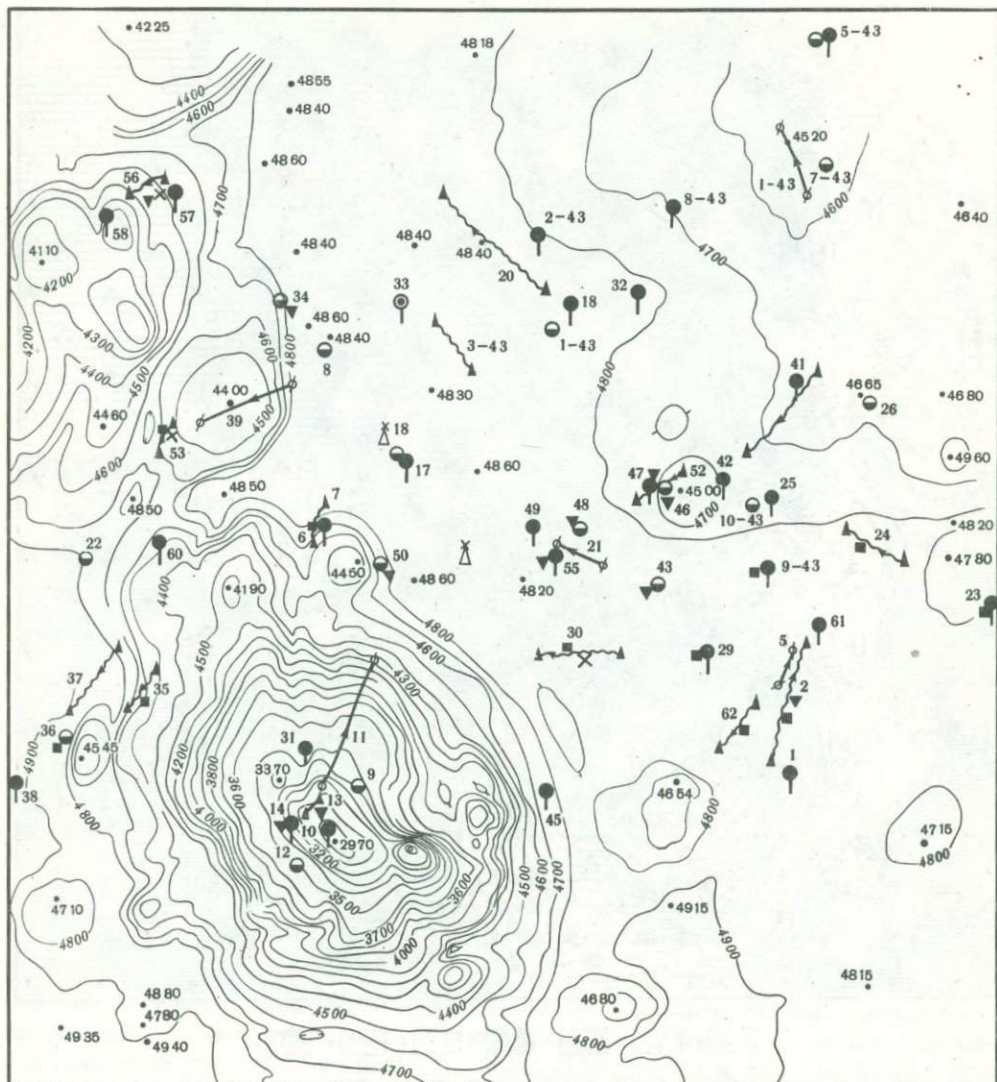
Район детальных исследований дна Южной котловины, где собрано большинство образцов глубоководных лав, — это два смежных полигона, участки прямоугольной формы (см. рис. 1), общей площадью около 2 тыс. км². В геоморфологическом отношении этот район является океанической впадиной с глубинами более 4000 м [Менард, 1966], с многочисленными абиссальными холмами, среди которых встречаются отдельные более крупные горы (рис. 6).



Р и с. 6. Профили поверхности дна Южной котловины Тихого океана

а — в районе полигона I; б — полигон II (эхолотные промеры 43-го рейса); отмечаются многочисленные холмы и горы вулканического типа; в — через глубоководный желоб Тонга (район драгирования, станция 6290, рейс 48)

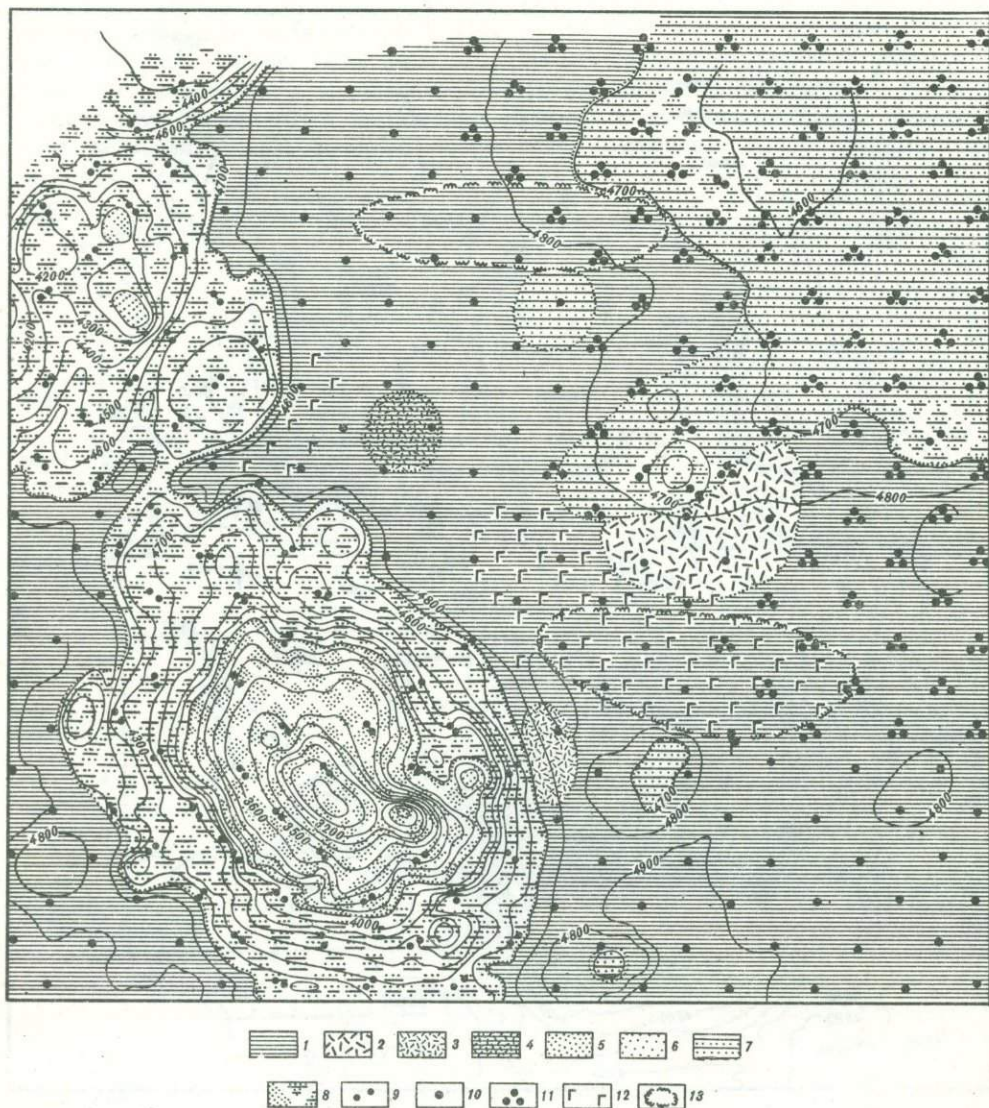
Места взятия образцов: А — андезиты, Б — базальты, Г — габбро, З — зеленокаменные породы, У — ультраосновные (перидотиты, дуниты), О — вулканогенно-обломочные породы. Цифры на профиле — глубина (в м)



Р и с. 7. Карта фактического материала полигона II (рейс 48, станция 6298)

1 - гиалокластические туфы; 2 - лавы; 3 - фосфатизированные породы и древние осадки; 4 - места взятия проб дночерпателем; 5 - то же, ударной трубкой; 6 - то же, трубкой большого диаметра; 7 - положение профилей глубоководного фотографирования; 8 - участки дражирования и траления дна; 9 - глубина дна (в м)

Так, в юго-западном углу полигона II (рейс 48) возвышается относительно крупный, высотой до 2 км, но пологий вулканический конус - подводная гора Петелина (рис. 7). Конфигурация этого подводного вулкана сложная, с многочисленными небольшими паразитическими конусами на склонах и у подножия. В северном - северо-западном направлении прослеживается гряда небольших вулканических холмов; некоторые из них возвышаются над ложем до 400-600 м. Относительно выровненный участок дна расположен в центральной части полигона с редкими невысокими холмами и общей незначительной тенденцией погружения в южном направлении. Отчетливо выделяется группа не-

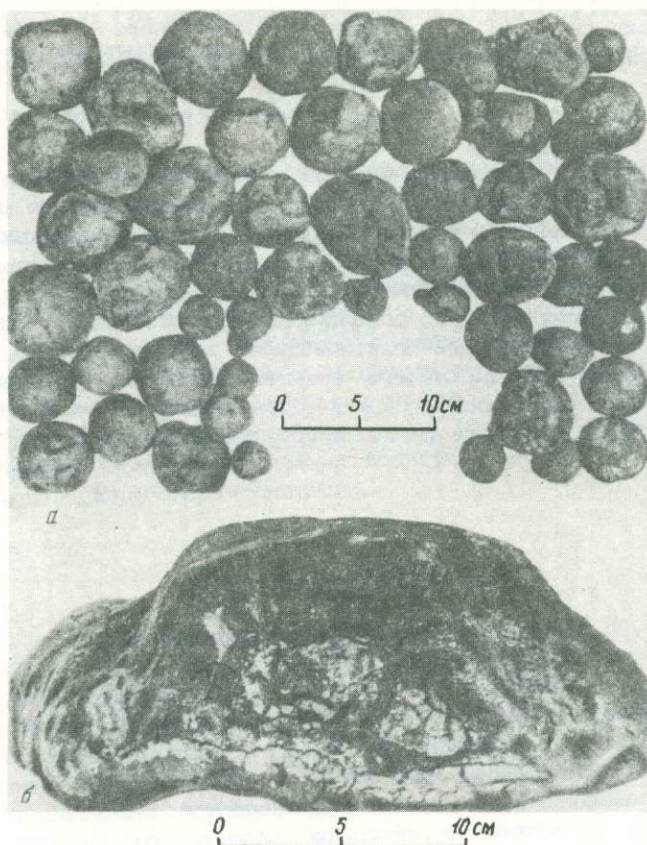


Р и с. 8. Схематическая карта распространения донных осадков и вулканических пород на полигоне II, станция 6298 [Скорнякова и др., 1973]

1 - эвпелагические глины; 2 - цеолитовые глины - алевропелитовые илы; 3 - цеолитовые глины - пелитовые илы; 4 - палагонито-цеолитовые глины; 5 - известковые песчано-алевритовые осадки; 6 - известковые пелитовые илы (50% CaCO_3); 7 - мергелистые эвпелагические глины (10-50% CaCO_3); 8 - площади с преобладанием на дне обнажений вулканических пород, осадочный покров прерывистый. Концентрация конкреций на поверхности дна (в %): 9 - 0-100, 10 - 0-40, 11 - 40-100; 12 - области распространения тонкоплиточных лавовых потоков на поверхности дна; 13 - зоны гидротермального изменения осадков

больших пологих холмов на общем невысоком цоколе в северо-западной части полигона.

Поверхность дна покрыта толщей осадков, неравномерной по составу и мощности (рис. 8). По данным сейсмопрофилирования, их максимальная мощность здесь не превышает 100 м. Состав толщи осадков формировался, по-видимому, под более значительным влиянием вулканических процессов, чем описанный разрез глинистых отложений, вскрытых скважиной. Об этом



Р и с. 9. Железо-марганцевые конкреции
 Размер конкреций колеблется от нескольких
 сантиметров (а) до первых дециметров (б)

свидетельствуют минералого-литологическая характеристика осадков и проявления в них обширных гидротермальных изменений, захватывающих значительные участки изученного полигона [Скорнякова и др., 1973]. При этом важно отметить, что такие гидротермальные изменения в осадках обнаружены не на склонах или вершинах крупных вулканических построек, по-видимому, представляющих собой уже потухшие вулканы, а на глубоководных выровненных или со слабо пересеченным рельефом участках, где развиты более или менее "свежие" лавовые потоки, нередко с признаками их течения по поверхности современных осадков (табл. I, II, XXI, XXII).

На полигоне поверхностные осадки представлены красновато-коричневыми пелагическими глинами. Окраска и оттенки их незначительно меняются, становясь то несколько светлее, то темнее. Глинистая составляющая осадков полигона представлена монтмориллонитом и монтмориллонит-гидрослюдисто-хлоритовыми минералами, образовавшимися в результате изменения и замещения вулканогенного материала [Скорнякова и др., 1973]. Алевритовая фракция осадков состоит из кристаллов и агрегатов цеолитов, костных остатков, зерен палагонита, обломков цеолитизированных туфов, микроконкреций и в меньшей степени — обломков минералов вулканогенных пород. Состав глин меняется в результате возрастания количества одних компонентов за счет других. Так, местами содержание цеолитов достигает 30-50%; в других участках увеличивается количество палагонита. Подобные изменения состава наблюдаются и по вертикали. Они, очевидно, связаны с интенсивностью вулканических процессов, роль которых, как уже отмечалось, в формировании осадков Южной котловины была ведущей начиная, вероятно, с позднемелового вре-

мени. Снижение скорости поступления вулканогенного материала приводило к относительному усилению в осадках роли органогенного детрита.

На поверхности исследованной части дна Южной котловины Тихого океана почти повсеместно, то более плотно, то менее, распространены железо-марганцевые конкреции (рис. 9).

На ряде участков они обнаружены здесь в толще осадков на глубине до нескольких метров. Характеристике этих интересных рудных образований, широко распространенных на дне Мирового океана, посвящена большая литература [Андрущенко и др., 1976; и др.]. Можно полагать, что железо-марганцевые конкреции изучаемого полигона, по-видимому, не представляют существенных исключений ни по составу, ни по генезису. Следует заметить, что, несмотря на значительный практический и научный интерес к этим рудным образованиям, до настоящего времени остаются не вполне ясными условия их генезиса, за исключением того, что железо-марганцевые конкреции являются несомненно осадочными образованиями.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЯДА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ ЮЖНОЙ КОТЛОВИНЫ

Для характеристики вулканизма в пределах океанической коры большое значение имеет представление о характере этого процесса на обширных площадях глубоководных частей, в частности о составе его вулканических продуктов, а также о составе пород и строении вулканических аппаратов, поставивших глубинный материал и являющихся относительно доступными для исследования "окнами" в глубины Земли.

Внутриокеанические острова северного и северо-восточного обрамления Южной котловины венчают ряд валов в обширной области сводовых поднятий океанической коры. Выступая над поверхностью океана, вулканические постройки представляют собой более или менее четко выраженные осевые зоны этих поднятий. Общее простираение поднятий меняется от северо-северо-западного до запад-северо-западного.

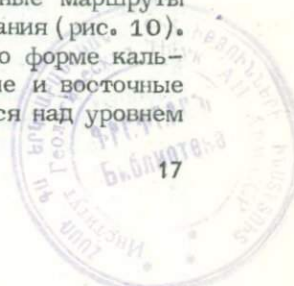
ОСТРОВА САМОА

Эти острова образуют линейно-дугообразную структуру, почти вплотную подходящую со стороны океана к северной оконечности желоба Тонга. Подводный цроколь поднятия Самоа является, как показано на тектонической схеме Тихого океана [Удинцев, 1972], юго-западной оконечностью крупного сводового поднятия, трассируемого на поверхности океана линейными группами островов Эллис, Гильберта, далее смыкающимися с более сложной структурой Маршалловых островов. В отличие от всех названных островов, являющихся на поверхности коралловыми атоллами, вулканический фундамент которых более или менее глубоко погребен, острова Самоа представляют собой довольно крупные надводные вулканические сооружения, окаймленные барьерными рифами.

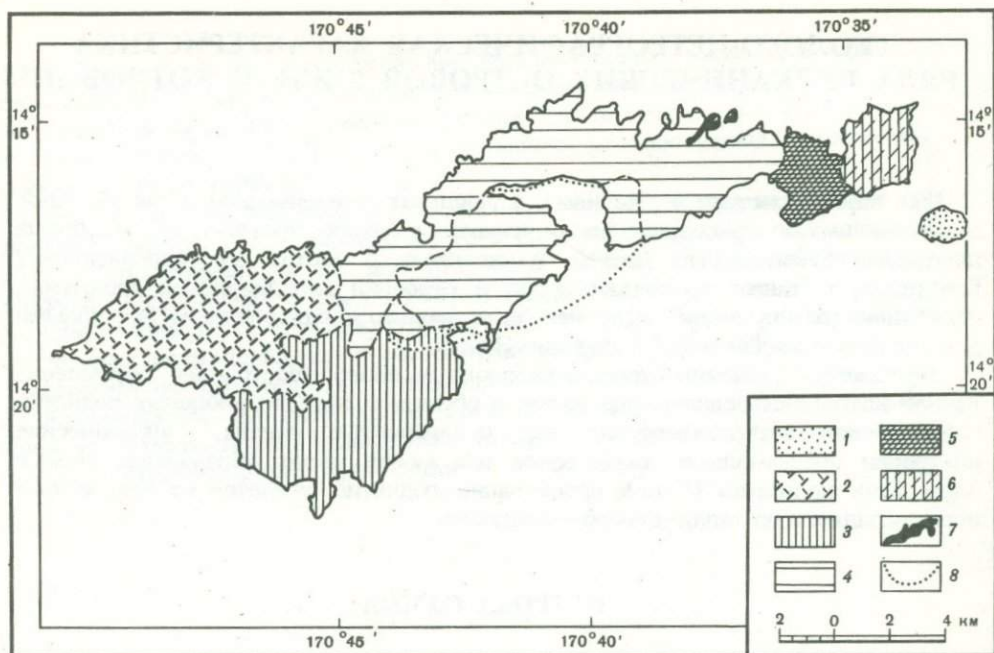
Исследование геологического строения островов, петрографического и химического состава пород проводили Дели [Daly, 1924], Стайс, Макдональд и др. Стайс [Stice, 1968] и Макдональд [MacDonald, 1944] показали, что эти вулканические аппараты сложены производными дифференцированного ряда щелочно-базальтовой магмы. В архипелаге островов Самоа выделяются две группы: Западное Самоа, включающее два наиболее крупных острова - Савайи и Уполу, и Восточное Самоа, куда входит о-в Тутуила, наиболее крупный в этой группе, и ряд более мелких островов группы Мануа - Офу, Олосега, Тау и Роз, самый восточный остров, относимый к Самоа. Общая протяженность этой дуги, слабо выпуклой к югу, около 500 м.

Геологическая изученность различных групп островов архипелага Самоа неодинакова. Так, для наиболее крупных гористых западных островов Савайи и Уполу имеются лишь немногочисленные указания на их вулканический характер. Приводятся также данные о составе пород этих островов, представленных щелочными оливиновыми базальтами.

Остров Тутуила. Значительно лучше геологически исследованы острова Восточного Самоа. Из них наиболее детально изучен о-в Тутуила. Здесь проводили исследования Дели [Daly, 1924], Стайс, Макдональд и др. Во время непродолжительной стоянки нис "Витязь" (1968 г., 43-й рейс) в бухте Паго-Паго нами были совершены рекогносцировочные маршруты и собраны образцы этого интересного вулканического образования (рис. 10). Бухта представляет собой довольно крупную, неправильную по форме кальдеру, открытую в океан с юго-восточной стороны. Северные и восточные стены кратера - это почти отвесные уступки, возвышающиеся над уровнем глубоководной бухты, на несколько сотен метров.



3287



Р и с. 10. Схематическая геологическая карта о-ва Тутуила (Восточное Самоа [MacDonald, 1968])

1 - туфы Аунуу; 2 - вулканическая серия Тапутапу; 3 - вулканическая серия Леоне; 4 - вулканическая серия Паго; 5 - эффузивы Алофау и Оломоана; 6 - древние слоистые базальты; 7 - дайковый комплекс Масефау; 8 - контур кальдеры

Остров Тутуила, как установлено исследованиями Стирнса [Stearns, 1944], слагают пять вулканических структур, образующих линейную зону субширотного простирания. Наиболее древними являются породы комплекса слоистых лав щелочно-базальтового состава с переменным содержанием вкрапленников оливина, прорезанных многочисленными дайками. Стирнс назвал его дайковым комплексом Масефау. Основная масса породы состоит из плагиоклаза переменного состава - от среднего и кислого лабрадора до андезина, кристаллизовавшегося на конечных стадиях. Порфиоровые вкрапленники в одних разностях представлены авгитом, в других - крупными фенокристаллами плагиоклаза. Породы обычно в незначительной степени хлоритизированы.

На дайковом комплексе Масефау отделенные эрозийным несогласием залегают более молодые образования вулкана Оломоана. Последними сложен восточный конец острова. Лавовые потоки этого вулкана представлены оливиновыми базальтами, бедными оливином, иногда переходящими в безоливиновые разности, местами переслаивающимися с муджеритами. Иногда наблюдается также тонкое переслаивание с пузыристыми разностями. Лавы Оломоана перекрывают потоки лав вулкана Алофау в общем сходного облика, но содержат более обильные фенокристаллы авгита. Оливин в основной массе нередко исчезает. Вершина щитового вулкана Алофау обрушена и имеет вид небольшой кальдеры.

Западнее на этом острове расположен наиболее крупный отдельный, также щитовой вулкан Паго. В плане он имеет неправильную, в общем овальную форму; размер его по длинной оси около 20 км. В центральной части вулканического сооружения развита овальная кальдера длиной более 10 км. Породы вулкана за пределами кальдеры подразделяются на две группы, местами очень сходные.

Породы нижней группы Стирнс [Stearns, 1944] описал как "примитивные

оливиновые базальты". Как он полагал, последние нередко напоминают гавайские "примитивные" толеитовые базальты (анализы химического состава показали, что сходство это чисто внешнее). Они представляют собой тонкие потоки типа "пахое-хое" и "аа", обычно умеренно пузыристые и с умеренным количеством порфировых вкрапленников оливина размером до 7 мм. Имеются также разности, обедненные оливином и обогащенные им, типа пикритового базальта, или океанита, в котором количество вкрапленников оливина достигает 50% объема породы.

Лавы верхней группы пород залегают согласно нижней группе, но местами разделены линзами аллювиально-пролювиальных гравелитовых отложений. В составе этой группы развиты преимущественно щелочные оливиновые базальты, аналогичные нижней группе. Кроме того, здесь встречаются более дифференцированные разности: гавайиты, муджиериты, с одной стороны, и пикритовые базальты типа анкарармитов, ассоциирующиеся с куполами трахитов, - с другой. Все это очень напоминает характер пород поздней деятельности гавайских вулканов [MacDonald, 1968a].

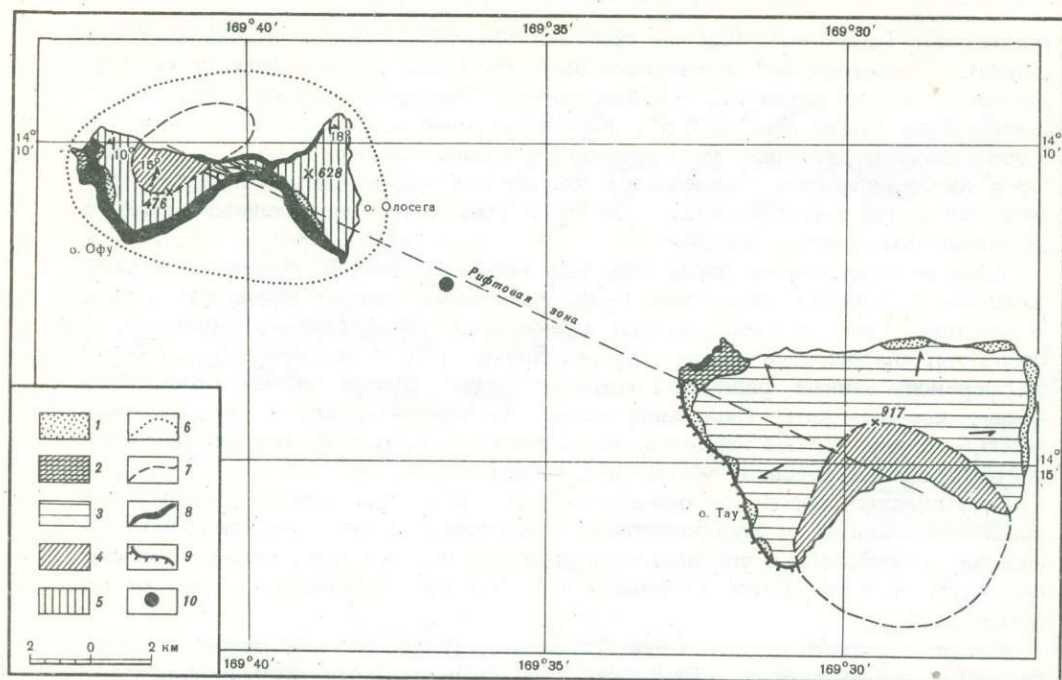
Большинство пород, заполняющих кальдеру, представлено безоливиновыми базальтами и муджиеритами. Трахитовые купола венчают контуры кальдеры, заполненной указанными породами. Во всех группах пород комплекса пород вулкана Паго встречаются небольшие включения - ксенолиты дунитов.

Самый западный вулкан о-ва Тутуила - Тапутапу - наименее эродированный и, по-видимому, самый молодой среди крупных вулканических аппаратов этого острова. Его породы представлены маломощными потоками оливиновых базальтов с многочисленными вкрапленниками оливина, а также афировыми базальтами с небольшим количеством оливина в основной массе; иногда встречаются потоки гавайитового состава. В некоторых участках в гавайитах отмечают тончайшие чешуйки позднекристаллизационного биотита, а в одном из них Дели [Daly, 1924] описывает роговую обманку.

На юго-западном выступе находятся вулканы группы Леоне, значительно более молодые вулканические образования в сравнении с остальными вулканическими образованиями Паго и Тапутапу. Поверхность лавовых потоков типа "пахое-хое" здесь совершенно свежая, свидетельствующая о совсем недавнем, геологически современном их образовании. Эти лавы вытекали из туфовых, пепловых и шлаковых конусов, образующих линию северо-северо-западного простирания, начиная от самого южного выступа острова и двух туфовых конусов на побережье, расположенных к западу. Представлены такие потоки нефелиновыми базальтами.

Все породы о-ва Тутуила, исключая вулканы Леоне, как полагает Стирнс [Stearns, 1944], имеют плиоценовый или раннеплейстоценовый возраст, что согласуется с более поздними палеомагнитными исследованиями пород вулканов Тапутапу, Паго, Алофау, Оломоана. Петрохимические исследования пород островов Самоа, проведенные Макдональдом [MacDonald, 1968b], показывают, что характер изменения химизма дифференцированных серий, как и общие черты состава пород, близок хорошо известной дифференцированной серии щелочно-базальтовых пород гавайских вулканов. Это обстоятельство послужило Макдональду основанием для предположения о возможном толеитовом составе океана аналогично тому, как установлено для Гавайских островов, галапагосских вулканов и некоторых других. Вместе с тем Макдональд подчеркивает некоторое отличие в характере развития вулканизма, в результате которого образовались острова Самоа, указывающие на то, что нельзя проводить полной аналогии их формирования с формированием гавайских вулканов, как и с другими внутриокеаническими вулканическими структурами.

Группа Мануа включает острова Тау, Офу и Олосега, образованные вулканическими аппаратами на гребне самой восточной части Самоанского



Р и с. 11. Схематическая геологическая карта островов группы Мануа (Восточное Самоа [Stice, 1968; и др.]

1 - современный колловий; 2 - формация Фалеасао; 3 - посткальдерные образования; 4 - внутрикальдерные образования; 5 - формация Туафануа; 6 - контур о-ва Олосега в предкальдерную фазу; 7 - контуры кальдер; 8 - дайковый комплекс; 9 - древний морской клиф, покрытый более поздними лавами; 10 - подводное извержение 1866 г.

сводового поднятия. В отличие от более крупных западных островов острова этой группы представляют собой уже одиночные, хотя нередко и сложно построенные вулканические аппараты.

Остров Тау. Это самый крупный в группе Мануа вулканический аппарат щитового типа (рис. 11), возвышающийся в настоящее время над уровнем океана более чем на 1 км. Сложен он потоками типа "аа" и "пахое-хое". В составе лав Тау известны базальты афировые и порфиновые оливиновые, пикритовые и плагиопорфиновые. Общая мощность отложений вулканического материала здесь предположительно достигает 4 км, считая от подошвы на дне океана до самой верхней точки острова [Stice, 1968]. Вершина обрушилась, образовав кальдеру, заполненную лавами и пирокластическими отложениями общей мощностью более 300 м. Через наиболее высокие участки вулкана проходят две радиальные рифтовые зоны северо-восточного и северо-западного направлений. Последняя приблизительно соответствует простиранию Самоанского хребта. Вдоль этих рифтовых зон расположены два меньших щитовых вулкана. Эрозионные процессы обнажили в северо-восточном углу участок вулканического сооружения, сложенный потоками лавы с включением обломков дунитов. В северо-западном углу, в отложениях туфового комплекса, содержатся крупные обломки дунитов и глыб коралловых известняков.

Острова Офу и Олосега. Постройки этих островов, расположенных вдоль регионального рифта Самоанского поднятия, сложены по крайней мере шестью вулканическими конусами. Два из них развивались как щиты, позднее соединившиеся между собой и захоронившие более древние конусы. Щитовые структуры этих вулканов сложены главным образом потоками лав типа "аа" и "пахое-хое" афировых базальтов, оливиновых пикритовых базальтов, а также гавайитов, развитых в самых верхних частях щита Офу. Кальдера

Офу частично заполнена потоками оливиновых базальтов, гавайитов и лав анкарамитового состава. Мощность вулканических образований Офу и Олосега, считая от их подводного океанического основания, достигает около 3,5 км. В 1868 г. было зарегистрировано подводное извержение между островами Олосега и Тау. Вулканизм проявляется здесь и в настоящее время. На о-ве Тау (в районе Ланфути) развит комплекс жильно-интрузивных пород, представленных многочисленными дайками и силлами. Дайки имеют субширотное простирание и почти вертикальное падение на юг. Генетически они связываются с кальдерообразованием или с развитием рифтовой зоны самоанской структуры. На о-ве Олосега дайковый комплекс развит в северо-западной части.

Общие петрогенетические особенности проявлений вулканизма на островах группы Мануа представляются следующими. Среди продуктов вулканической деятельности здесь наиболее широко распространены оливиновые базальты, сопровождаемые небольшим количеством пикритовых базальтов типа анкарамита и океанита, гавайитами и более раскристаллизованными разностями типа оливинового габбро, а также пирокластическими образованиями типа базальтовых туфов и пеплов. Химические анализы образцов широко распространенных пород показывают, что они принадлежат к щелочно-базальтовой серии. Отмечается также высокое содержание в породах титана. Наличие таких разностей, как более лейкократовые гавайиты и более меланократовые базальты, указывает на то, что наиболее распространенные здесь щелочные оливиновые базальты ближе всего соответствуют составу исходной магмы, не испытавшей дифференциации. По мнению Стайса [Stice, 1968], наиболее важным фактором дифференциации здесь был механизм кристаллизационной отсадки, главным образом оливина. Это мнение основано на присутствии ксенолитов дунита в породах поздних фаз излияния лав Тау.

Возможно, что образование ксенолитов происходило путем отсадки оливина, но, как показывают химические анализы, различия в составе пород-дифференциатов свидетельствуют о том, что такой механизм, как вынос оливиновых компонентов из расплава, может объяснить фактический состав пород лишь частично. Таким образом нельзя, например, объяснить распределение титана, количество которого при отсадке оливина должно возрастать в остатке, а не понижаться, что наблюдается в дифференциатах конечного ряда.

АРХИПЕЛАГ ОБЩЕСТВА

Далее на восток северное обрамление Южной котловины продолжается по другому крупному и сложному сводовому поднятию, которое носит название венчающего его крупного архипелага — островов Туамоту (хребет Туамоту по Менарду [1966]). Поднятие Туамоту продолжается далеко на юго-восток, прослеживаясь над поверхностью океана в виде небольших групп и отдельных островов, вплоть до о-ва Дюси, где оно практически уже смыкается со структурой Восточно-Тихоокеанского поднятия. Интересно, что именно здесь с противоположной, восточной стороны подходят хребет Сала-и-Гомес и подводное Западно-Чилийское поднятие. Почти в центре этого "узла" находится о-в Пасхи.

Параллельно длинной оси поднятия, или хребта, Туамоту со стороны Южной котловины простираются меньшие сводовые поднятия второго порядка или валы [Пуцаровский, 1972; Удинцев, 1972], также увенчанные гирляндами островов. Среди них архипелаг Общества с группами Подветренных и Наветренных островов и далее на юго-восток с цепью более мелких островов и атоллов представляют уже, по-видимому, крайние отроги этой системы поднятий океанической коры. Цепь островов Кука (Южные), Тубуаи и Рапа представляет собой еще одну обособленную валообразную структуру, отделенную довольно глубоким (более 6 км) желобообразным прогибом от хребта Туамоту.

Общий морфоструктурный план северного и северо-восточного обрамления Южной котловины обусловлен, очевидно, глубинными тектоно-магматическими связями. Для всех островов этого обширного внутритрокеанического региона характерен щелочно-базальтовый тип магматизма. Особенно инте-

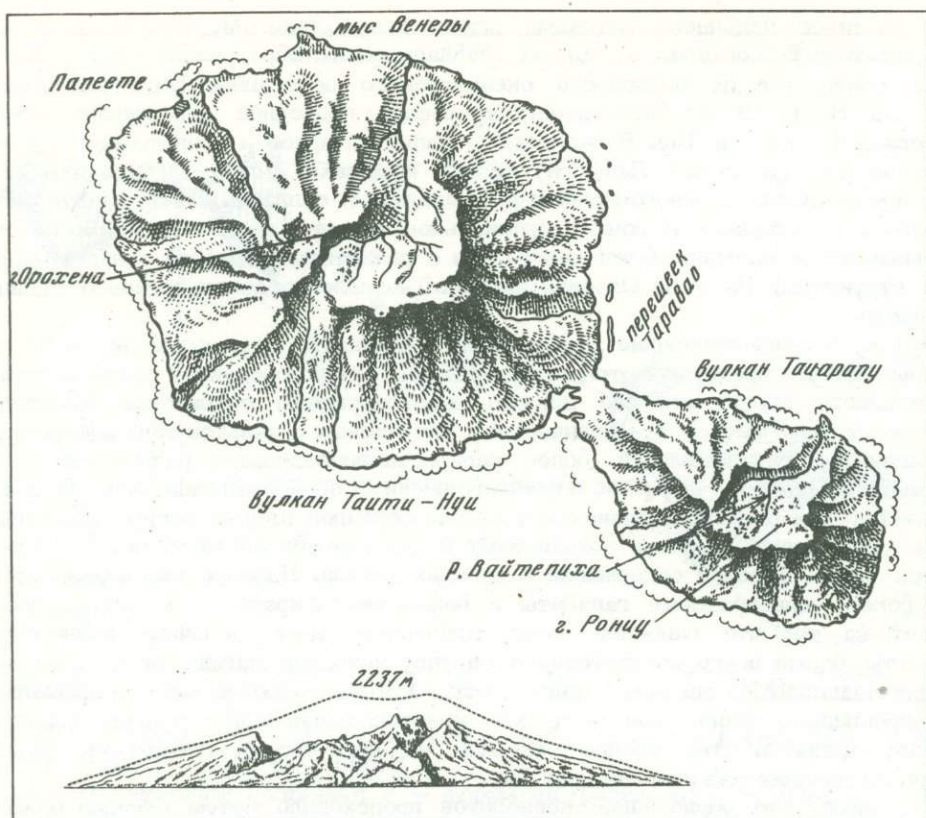


Рис. 12. Орографическая схема о-ва Таити. Внизу предполагаемый контур вулкана Таити в период его максимального развития [Williams, 1933]

ресными для представлений о строении вулканических аппаратов и состава материала, поставляемого этими аппаратами, являются вулканические сооружения архипелага Общества и особенно группа Наветренных островов, а среди них — несомненно о-в Таити с его разнообразием лав и кристаллических пород интрузивного облика. Изолированный подводный цоколь этих островов резко возвышается над океаническим ложем более чем на 4 км. Кроме того, вулканическая постройка Таити, несмотря на значительную эродированность, превышает 2 км над уровнем океана, представляя самую высокую в настоящее время вулканическую постройку в этом районе Тихого океана.

Остров Таити. В плане он имеет контур цифры 8 (рис. 12) и образован двумя вулканическими конусами разной величины, соединяющимися между собой несколько выше уровня моря. Общее простираие о-ва Таити (ось вулканической постройки, проходящая через центры обоих вулканов) юго-восточное; оно совпадает с общим простираием поднятия, которое венчают острова Общества. Приблизительно такое же простираие смежного архипелага Туамоту, а также лежащих уже во внутренней части цепи островов Кука, Тубуаи и Рапа.

Как уже указывалось, Таити представляет собой двойной вулкан. Большой вулканический конус Таити-Нуи имеет в плане почти изометрическую, несколько удлиненную форму в направлении общего простираия, достигая 39 км при ширине около 30 км. Максимальная высота в центральной части острова — пик Орохена — 2241 м; здесь же находится ряд других вершин: Диадема — 1330 м, Аораи — 2032 м.

Второй вулканический конус находится с юго-восточной стороны; вследствие значительно меньших размеров он называется п-вом Таиарапу. Форма

его неправильно овальная, величина 22×15 км, максимальная высота вершины Рониу 1380 м.

Первые описания петрографического состава и химизма пород Таити стали известны в начале нашего столетия. Исследования эти были выполнены Лакруа по коллекциям пород, собранным для него Сёром [Lacroix, 1902, 1904 и др.]. Результаты их до сих пор цитируются во многих петрографических работах и учебных пособиях. Лакруа интересовали здесь развитие и генезис кристаллических пород и особенно их щелочной состав. (Многие естествоиспытатели, побывавшие на Таити до Лакруа, в том числе и Дэна, полагали, что это выходы кристаллического "гранитного" фундамента океанической коры).

Маршалл [Marshall, 1915] и Иддингс [Iddings, 1916] также занимались исследованиями этого вулкана. Маршалл в 1913 г. наблюдал кристаллические породы Таити-Нуи в их коренном залегании. Он пришел к выводу, что ими сложено ядро вулкана, т.е. кристаллические породы представляют его жерловую фацию. Интрузивный облик этих пород и другие признаки позволяют приблизительно оценить первоначальную высоту вулканического конуса, которая превышала современную в два раза [Williams, 1933]. Тогда же было отмечено, что кристаллические породы ядра Таити-Нуи практически не имеют эквивалентов среди эффузивных разностей этого вулкана, т.е. они не могут рассматриваться как застывшая магматическая камера, питавшая лавовые излияния этого вулкана. Среди последних, как будет показано ниже, развиты главным образом базанитовые и анкарамитовые лавы, тогда как среди дифференцированных пород кристаллического ядра преобладают более лейкократовые породы типа сиенитов. В ядре вулкана Таиарапу также развиты кристаллические породы. Здесь как будто преобладают более меланократовые разности тералитовой группы. Интересно, что в составе лав этого меньшего вулкана преимущественно развиты относительно лейкократовые эффузивы типа трахитов и фонолитов.

Таким образом, составы кристаллических и эффузивных пород обоих вулканов о-ва Таити, как отмечали Макбирни и Аоки [McBirney, Aoki, 1968], являются комплементарными.

Различия в их соотношениях могут быть связаны с различными объемами и уровнями эрозии этих вулканов. Размеры видимых частей конусов и соответственно объемы вулканического материала Таити-Нуи и Таиарапу соотносятся примерно как 6:1.

Касаясь общих физических черт магматических пород о-ва Таити, следует отметить высокую плотность его лав. Так, по нашим замерам, в малопузырчатых анкарамитовых лавах она составляет $3,14 \text{ г/см}^3$, Иддингс [Iddings, 1916] указывает $3,18 \text{ г/см}^3$ для разностей, видимо, еще менее пористых. Учитывая, что плотность кристаллических и других более глубоко залегающих пород в составе цоколя Таити не менее названных величин, можно предположить, что эта структура, высоко поднятая над средним уровнем океанической коры, создает здесь положительную гравитационную аномалию.

Эффузивные породы, как указывалось ранее, почти нацело слагают постройки вулканов Таити-Нуи и Таиарапу. Они представлены главным образом лавовыми потоками, среди которых пирокластический материал встречается довольно редко. Геологи, проводившие здесь полевые исследования, обращают внимание на значительную протяженность лавовых потоков — до 13–16 км — при средней мощности в несколько метров. Это обстоятельство наряду с незначительным развитием кластического материала свидетельствует о малой вязкости лав Таити. Малые вязкости отмечаются даже для таких разностей лав, как трахиты, потоки их встречаются в 8 км от жерла, из которого они изливались.

Наиболее распространенными лавами, как сообщает Вильямс [Williams, 1933], составляющими более 95% объема пород, являются здесь производные щелочно-базальтовой магмы (табл. 1). Это базальтоиды или базанитоиды, по терминологии Лакруа, и близкие им более меланократовые дериваты, анкарамиты и океаниты. Остальные эффузивы, составляющие менее 5%, представлены породами средней основности — это так называемые "таититы",

Таблица 1
Химический состав лав о-ва Таити

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,30	42,45	43,26	43,50	43,67	43,25
TiO ₂	2,84	2,68	3,40	3,19	2,26	2,27
Al ₂ O ₃	12,16	8,93	9,69	10,70	10,58	8,33
Fe ₂ O ₃	5,39	2,46	3,66	7,51	7,34	4,90
FeO	7,42	10,58	8,97	5,42	5,52	7,58
MnO	0,20	0,32	0,16	0,04	0,15	0,13
MgO	15,23	15,75	12,64	12,46	17,57	19,02
CaO	12,52	12,56	12,10	12,15	9,62	13,36
Na ₂ O	1,91	2,83	1,59	1,55	1,37	1,36
K ₂ O	0,54	1,06	1,18	0,90	0,74	0,55
P ₂ O ₅	0,47	0,38	0,61	0,23	0,27	0,25
H ₂ O ⁺	-	-	1,79	1,40	-	-
H ₂ O ⁻	0,43	-	0,66	1,28	0,90	-
П.п.п.	0,52	-	-	-	-	-
Сумма	99,93	100,0	99,72	100,33	100,3	100,0

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>a</i>	4,6	6,9	5,1	4,6	3,8	3,5
<i>c</i>	5,4	1,8	3,6	2,3	4,6	3,1
<i>b</i>	44,5	46,5	41,7	43,2	47,4	48,4
<i>s</i>	45,5	44,8	49,6	49,9	44,2	45,0
<i>f'</i>	25,2	23,9	26,9	25,6	24,4	20,7
<i>m'</i>	54,6	50,8	48,1	46,8	61,8	58,4
<i>c'</i>	20,1	25,3	24,9	27,6	13,8	20,9
<i>n</i>	86	79	66,7	71,4	77	79
<i>t</i>	5,0	4,6	5,6	5,2	3,8	3,9
<i>φ</i>	9,9	4,1	7,2	14,2	13,0	7,4
<i>Q</i>	-23,7	-26,0	-14,6	-11,5	-17,3	-20,1

Примечания. 1 - анкармит-океанит с включениями обломков среднезернистого перидотита и ксенокристаллов - порфиновых зерен оливина - монтичеллита, анализировался образец без обломков перидотита; обр. Т-1, аналитик М.И.Гохват, химико-аналитическая лаборатория ИО АН СССР; 2 - анкаратрит, средний состав по двум анализам¹, 3 - анкаратрит с многочисленными фенокристаллами оливина и авгита, долина р.Папеноо, Таити-Нуи²; 4 - анкармит из центральной части Таити-Нуи²; 5 - анкармитовая лава с пузыристой текстурой; обр. Т-12, аналитик М.И.Гохват, химико-аналитическая лаборатория ИО АН СССР; 6 - анкармит, средний состав по четырем анализам¹; 7 - афировый базальт из основания потока в центральной части Таити-Нуи¹; 8 - базанит, долина р.Вайтепиха, Таиарапу²; 9 - базанит (базанитоид)¹; 10 - щелочной базальт с микрокристаллами плагиоклаза, оливина

7	8	9	10	11	12	13	14
44,08	42,53	44,26	44,13	44,35	45,53	48,91	48,89
4,12	4,78	3,46	4,02	4,01	3,18	2,34	2,46
16,21	16,61	14,30	15,36	15,62	12,83	19,00	16,92
5,96	3,80	4,61	3,08	3,76	3,92	3,40	3,44
6,61	7,84	7,79	9,09	8,43	8,93	4,08	6,74
0,12	0,13	0,21	0,14	0,10	0,16	0,34	0,13
4,46	5,56	8,34	6,37	4,62	8,90	2,04	3,3
8,93	10,03	11,26	10,61	9,73	12,38	5,78	5,85
2,24	3,85	3,48	2,56	3,92	2,30	7,07	4,76
1,52	1,96	1,59	1,77	1,08	1,50	3,92	4,28
0,59	0,90	0,7	0,55	1,74	0,32	0,47	1,91
2,38	1,27	-	1,5	1,64	0,71	-	0,49
2,48	0,45	-	0,63	0,73	0,34	-	0,06
-	-	-	-	-	-	-	-
99,70	99,71	100,0	99,81	99,75	100,55	100,0	99,23

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

7,8	11,8	9,7	8,5	10,8	6,6	22,1	17,4
8,1	5,7	4,4	6,4	5,6	4,9	2,1	3,0
25,0	28,1	33,9	29,8	27,1	35,7	16,0	19,8
59,1	54,5	51,0	55,3	56,6	52,6	58,8	59,8
50,9	40,0	33,3	39,5	44,0	32,2	45,6	48,9
33,4	34,9	40,4	37,4	30,5	40,7	22,1	29,3
15,7	25,1	26,3	23,2	25,5	26,9	32,3	21,8
69,2	74,7	77	68,3	84	74	74	62,6
6,5	7,8	5,6	6,4	6,3	5,9	3,6	3,7
22,9	12,2	11,4	8,9	12,7	8,8	18,6	15,0
-5,5	-20,3	-19,9	-12,7	-14,0	-12,5	-26,8	-18,1

и авгита, долина р.Паленоо, Таити-Нуи²; 11 - базанит, северо-восточный берег Таити-Нуи²; 12 - базальт оливин-авгитовый, северная часть Таити-Нуи²; 13 - средний таитит, по нескольким анализам¹; 14 - таитит афировый, р.Вайтепиха, Таирапу²; 15 - таитит, северный берег Таити-Нуи²; 16 - трахит, долина Нунаруу, западный берег Таити-Нуи²; 17 - фонолит, средний состав по двум анализам¹; 18 - фонолит, долина р.Паленоо, Таити-Нуи²; 19 - трахит, р.Вайтепиха, Таирапу¹; 20 - фонолитовый трахит, средний состав по трем анализам².

¹Williams, 1933.

²McBirney, Aoki, 1968.

Таблица 1 (окончание)

Окислы	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	48,50	54,34	55,47	55,81	61,18	61,73
TiO ₂	2,68	1,53	1,34	0,26	0,76	0,87
Al ₂ O ₃	17,53	19,66	19,00	22,00	19,16	18,76
Fe ₂ O ₃	4,43	1,65	3,22	1,68	1,70	2,00
FeO	3,73	4,00	2,22	0,89	1,5	1,54
MnO	0,1	0,1	0,24	0,06	0,12	0,09
MgO	4,32	1,61	1,68	0,21	0,78	0,94
CaO	6,21	3,36	-	0,93	1,58	1,61
Na ₂ O	6,79	4,97	7,80	9,26	6,36	6,98
K ₂ O	3,54	4,99	4,87	5,45	5,17	5,40
P ₂ O ₅	0,62	0,43	0,45	0,02	0,13	0,08
H ₂ O ⁺	0,91	2,49	-	2,17	0,83	-
H ₂ O ⁻	0,47	0,63	-	0,46	0,61	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,85	99,73	100,0	99,80	99,88	100,0

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>a</i>	20,1	19,5	24,1	29,4	21,9	23,1
<i>c</i>	1,7	4,4	0,5	0,7	2,0	0,9
<i>b</i>	20,7	8,6	11,8	3,4	4,7	5,6
<i>s</i>	57,5	67,6	63,6	66,6	71,5	70,4
<i>f'</i>	36,1	65,8	42,5	76,6	65,7	55,4
<i>m'</i>	35,4	34,2	24,1	10,6	28,4	26,5
<i>c'</i>	28,5	0,0	33,4	12,8	-5,9	18,1
<i>n</i>	74,8	60,2	71	72,3	64,9	85
<i>t</i>	4,0	2,1	1,7	0,4	0,9	1,1
<i>φ</i>	18,5	17,1	23,0	46,8	3,5	28,9
<i>Q</i>	-26,9	-8,2	-21,5	-26,4	-2,7	-6,3

трахиты и феолиты. Лавы более лейкократового состава не установлены. Производные щелочноземельной магмы здесь неизвестны. Это обстоятельство тем более интересно, что и в глубоководных продуктах вулканизма Южной котловины не обнаружены базальты толеитового типа, а в дифференцированном ряде развитых здесь производных щелочно-базальтовой магмы отсутствуют крайние лейкократовые разности.

Следует отметить еще одну характерную особенность состава лав Таити-Нуи, на которую обратил внимание Вильямс: они бедны порфиоровыми вкрапленниками плагиоклаза или совсем его лишены, что указывает на какие-то особенности физико-химических и генетических черт образования этих пород. Одной из причин бедности порфиоровыми вкрапленниками или их отсутствия

Вильямс считает высокую температуру таитянской магмы. Следует отметить, что глубоководные лавы этого района, как уже указывалось [Прокопцев, 1974б, 1975б и др.], лишены плагиоклаза вообще. Его нет не только в порфировой фазе: он не обнаружен и под микроскопом в основной массе наиболее раскристаллизованных разностей (среди образцов со дна Южной котловины исключение составляет особая группа — высокоглиноземистые древние базальты, содержащие плагиоклаз). Отсутствие плагиоклаза, по-видимому, нельзя отнести только за счет быстрого охлаждения глубоководных лав, хотя, конечно, этот фактор прямо или косвенно оказывал влияние на формирование пород.

Изучение пород под микроскопом показывает, что основная масса лав анкарамитово-океанитового типа состоит из зерен пироксена, рудного минерала, плагиоклаза и почти всегда анальцима. Пироксен составляет от 80 до 45% основной массы; иногда он развит в виде тонких, беспорядочно ориентированных призмочек размером в несколько микрон. Вместе с рудными зернами и немногочисленными лейстами плагиоклаза пироксен образует очень плотную основную массу породы (обр. Т-20). Однако и в этой наиболее плотной разности основной массы встречаются мелкие, в несколько сотых миллиметра в диаметре округлые миндалины, выполненные бесцветным и ярко-зеленым минералом, образующим неправильные участки — промежутки между кристаллами основной массы. Чаще пироксен основной массы развит в виде короткопризматических, изометрических зерен, размер их также невелик — десятки микрон.

В некоторых разностях в основной массе лавы (обр. Т-17) заметен пятнистый характер текстуры. На фоне относительно крупно раскристаллизованной массы, где заметно возрастает роль плагиоклазовых лейст, наблюдаются изометричные участки основной массы с более тонкозернистой структурой. Здесь больше цветного и рудного минерала. Размер таких участков не превышает 1 мм, количество их составляет до 30% площади шлифа. Интересно, что в этой породе периферийные части крупных порфировых вкрапленников пироксена имеют ситовидную структуру, обусловленную, возможно, метасоматическим ростом кристаллов на конечной стадии их образования. Количество лейст плагиоклаза в основной массе лав меняется от единичных до 20-30% объема основной массы, размер — от 0,01 до 0,05 мм. Рудный минерал, по-видимому титаномагнетит, почти всегда составляет не менее 15-20% объема основной массы породы. Обычно он развит в виде изометрических неправильных или кубических зерен, но нередко образует сростки в виде "иголочек" вокруг кристаллов оливина, ориентированных перпендикулярно оси *c* (табл. ЛII, 1). Такие "иголочки" рудных агрегатов размером 0,3 × 0,02 мм (в среднем) наблюдаются вокруг опацизированных зерен оливин-монтичеллита. Обычно эти иглы не доходят до вкрапленника, образуя подобие игольчатого венца. Рудные зерна опацитовой каймы имеют магнетитовый состав.

В результате более поздних процессов на поверхности рудных зерен образуется тонкая пленка красно-бурого, изотропного минерала, точно не установленного. Для внутреннего строения опацизированных порфировых вкрапленников характерно развитие сложных структур распада (табл. ЛII, 1, 3, 4). Нередко такие внутренние структуры связаны с опацитовой каймой постепенным переходом. Весьма своеобразны линейно-струйчатые агрегаты (табл. ЛII, 4), состоящие из тончайших микроскопических пластинок. Такие пластинки в отдельных участках имеют параллельную ориентировку, благодаря чему проявляется их плеохроичная окраска, меняющаяся от синеватых до красноватых тонов. Наконец, в центральных участках оливиновых вкрапленников в связи со структурами распада иногда развивается слюдястый агрегат, подобный биотиту.

Значительная часть рудных зерен основной массы имеет размеры 0,01-0,2 мм, хотя нередко встречаются отдельные более крупные зерна. Рудный минерал обычно распределен равномерно в основной массе лавы.

Анальцим, очевидно, образовался на конечной стадии кристаллизации, и количество его в различных лавах, даже близких типов, значительно колеб-

лется. Наиболее высокое содержание анальцима отмечается в анкарамит-океанитовой лаве, содержащей обломки перидотитов (обр. Т-1, Т-4), и в анкарамитах, содержащих многочисленные ксенокристаллы авгита с ситовидной, метасоматической каймой (обр. Т-17). Анальцим распределен в основной массе лавы неравномерно. Он заполняет промежутки между другими породообразующими минералами. В лавах с ксенолитами, где содержание анальцима повышается, он образует линзовые прожилки шириной до 1 мм и длиной до 10-13 мм, огибающие порфиновые вкрапленники или выступающие части зерен обломков перидотита (табл. LI, 1). В то же время такие прожилки часто не имеют резких контактов с основной массой, в которой также развит анальцим. В общей сложности анальцим составляет до 5-9% объема породы анкарамитового состава. В других разностях пород анальцим не образует прожилков, а развит только в участках более раскристаллизованной основной массы. Таким образом, анальцим представляется нам минералом, образовавшимся в конце магматической фазы и в гидротермальную фазу, когда в основной массе лавы могли возникать трещины вокруг включений.

Текстура лав пузыристая. Кроме небольшого количества микроскопических округлых миндалин в очень плотных разностях лав, все пузырьки-пустоты в анкарамит-океанитовых лавах свободны от вторичных минералообразований. Количество и размер пустот-пузырьков колеблется в широких пределах. В лавах с обломками перидотитов пустоты составляют не более нескольких процентов, в то время как в некоторых океанитовых лавах объем их достигает 25-35% породы. Здесь они имеют округлую форму, размер 1-3 мм, распределены беспорядочно, неравномерно.

Жильные породы на о-ве Таити имеют ограниченное развитие. Как отмечали Вильямс и Маршалл, проникавшие в глубь острова-вулкана по глубоко врезанным долинам рек, в отвесных стенах последних, сложенных лавовыми потоками, дайки встречаются редко. Мощность даек, как правило, не более 1 м. Падение их обычно крутое или вертикальное, простираение - различное. Известны дайки на западной стороне туфового конуса Тахаре Хед, в долинах рек Папеноо, Вайрахорахе, Оапара, в стенах каньона Пунаруу и в конусе Таирапу, в долине р. Вайтепиха.

Состав пород даек наиболее детально исследовал Лакруа [Lacroix, 1910, 1928]. Среди них он выделил тингауиты, мончикиты, фурциты, камптониты, эссекситовые долериты и некоторые другие жильные базальтоиды. Как и для эффузивных лавовых пород, для минерального состава жильных разностей характерно незначительное развитие или отсутствие порфириновых вкрапленников полевошпатового состава. Как отмечал Вильямс [Williams, 1933], среди жильных пород не встречаются разности, эквивалентные лейкократовым эффузивным дифференциатам. По его мнению, это указывает на то, что их состав близок первоначальному, недифференцированному составу магмы. В качестве примера наиболее характерных дайковых пород приводятся анальцимовый базанит, тефрит, а также мончикит (табл. 2).

Анальцимовый базанит содержит фенокристаллы титан-авгита и оливина, составляющие до 40% объема породы. Основная масса литоидная, тонкозернистая, состоит из сростаний лейст лабрадора, зерен титан-авгита и рудного минерала. До 2% составляют небольшие включения нефелина и около 5% - анальцима, частично замещенного цеолитовым радиально-лучистым агрегатом. Единственный участок развития этой породы известен в долине р. Вайхириа.

Анальцимовый тефрит представляет собой слабо раскристаллизованную породу с трахитоидной основной массой, состоящей приблизительно из равного количества лейст плагиоклаза и зерен титан-авгита и меньшего количества рудных зерен. В многочисленных пузырьках-миндалинах развиты анальцим и хлоритовый агрегат.

Мончикит из долины р. Вале де Рейн представляет собой тонкозернистую микропорфировую породу. Микровкрапленники оливина и титан-авгита только иногда достигают 1,5 мм. Основная масса состоит из приблизительно равного

Таблица 2

Химический состав магматических пород жильного типа о-ва Таити [Lacroix, 1928]

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	42,86	43,38	47,40	56,40
TiO ₂	4,12	3,38	3,31	0,25
Al ₂ O ₃	14,79	16,25	17,40	21,41
Fe ₂ O ₃	5,36	4,07	4,65	1,04
FeO	6,79	6,03	5,87	1,50
MnO	0,14	0,11	0,14	
MgO	5,41	5,50	4,45	0,51
CaO	12,36	10,02	8,30	0,96
Na ₂ O	4,25	5,20	5,41	9,61
K ₂ O	1,24	1,59	2,58	5,36
P ₂ O ₅	0,32	0,49	0,49	-
H ₂ O ⁺	0,31	3,46	-	2,51
H ₂ O ⁻	0,36	0,33	-	-
Сумма	99,31	99,81	100,0	99,54

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>a</i>	11,3	14,2	15,8	29,5
<i>c</i>	4,4	4,2	3,8	0,3
<i>b</i>	31,5	27,6	23,6	4,1
<i>s</i>	52,8	54,0	56,8	66,1
<i>f'</i>	36,0	34,8	40,9	49,2
<i>m'</i>	29,4	34,8	32,5	20,3
<i>c'</i>	34,6	30,4	26,6	30,5
<i>n</i>	84	83	76	73
<i>t</i>	6,7	5,6	4,9	0,4
<i>φ</i>	14,9	13,3	16,8	13,6
<i>Q</i>	21,3	24,6	21,7	26,9

Примечание. 1 - мончикит, прожилок в люскладите; 2 - фурцит; 3 - средний камптонит; 4 - тингуанит.

количества титан-авгита, рудного минерала и аналцима, развивающегося в интерстициях минералов, а также в пузырьках-миндалинах.

Кристаллические породы Таити очень интересны как по петрографическому составу, так и по своим взаимоотношениям с эффузивами острова, которые пока не вполне изучены. Структурно-генетические связи пород различного состава в "интрузивных" образованиях Таити все еще ждут своего исследования. Вызывают интерес и соотношения между лейкократовыми и меланократовыми

кристаллическими дифференциатами. Следует отметить, что на некоторых других островах этого района также имеются отдельные небольшие выходы кристаллических пород на дневную поверхность. Так, например на о-ве Рапа упоминаются [Williams, 1933] выходы меланократовых кристаллических пород в виде скального обнажения. К сожалению, сведения о геологических исследованиях на этом острове весьма скудные.

Изучение полученных нами образцов выявляет признаки первичной расслоенности в кристаллических породах Таити (табл. LIV). Наряду с расслоенностью здесь проявляются структуры, связанные с механическими нарушениями уже затвердевших раскристаллизованных пород. Встречены прожилки (вплоть до микроскопических размеров), образование которых, по видимому, близко по времени кристаллизационному процессу расслоенных пород.

Масштабы общей расслоенности в кристаллических породах Таити неизвестны. Возможно, что закономерные различия в составе пород вулканов-близнецов Таити-Нуи и Таирапу, а также их кристаллических "ядер" — это проявления расслоенности расплава в значительных объемах, развивавшейся на различных уровнях и в различные фазы магматического процесса. Наблюдаемые в образцах чередования контрастных кристаллических слоев являются, как нередко бывает в природе, локальным, мелкомасштабным отражением общей тенденции развития этого процесса. Таким образом, встречаемая здесь группа кристаллических пород — от лейкократовых сиенитов до меланократовых тералитов типа так называемых лоскладитов, мафраитов и др. [Lacroix, 1910] — представляет собой единый дифференцированный ряд пород.

Несколько обособленным остается положение голомеланократовых пород типа ямаскита. Находки их в коренном залегании неизвестны. Возможно, они являются сегрегационными образованиями, возникшими в нижних частях магматических камер, т.е. представляют собой результат кристаллизационной дифференциации магмы в приповерхностной камере. Во время экспедиции на Таити нами были обнаружены обломки ультрабазитовых включений в лаве анкарамитового типа (табл. LI).

Изучение структурных особенностей и минерального состава кристаллических пород в наших образцах показывает, что имеются по крайней мере две группы пород этого типа, различающиеся по времени и месту образования, а также по количественному развитию на современном денудационном срезе. Первая группа — породы, близкие по химическому составу лавам вулкана, вторая — породы типа перидотитов, не имеющие аналогов среди лав вулкана.

Кристаллические породы первой группы представлены главным образом тералитами — ультраосновными щелочными породами с подчиненным количеством более лейкократовых разностей — пород типа нефелиновых сиенитов. Тералитовые породы нередко имеют грубозернистую пегматоидную структуру с беспорядочным или пятнистым распределением крупных кристаллов цветных минералов. Кроме таких пятнистых тералитов, встречаются разности с полосчатой текстурой, обусловленной линейно-полосчатым распределением темноцветных и лейкократовых компонентов породы. Цвет тералитов на свежем сколе темный, почти черный, особенно у более меланократовых разностей, таких, как фазиниты и монтреолиты. На выветрелой поверхности пород их структурно-текстурные особенности более отчетливо проявляются, окраска становится светлее.

Конечный, лейкократовый представитель кристаллических пород этой группы — нефелиновый сиенит — светло-серая порода, на выветрелой поверхности — розовая. Размер зерен слагающих ее минералов не столь велик, как у пегматоидных разностей меланократовой группы, хотя иногда встречаются относительно крупные отдельные призматические зерна амфибола. Вместе с повышением кремнистости кристаллических пород здесь появляется амфибол (щелочной), неизвестный в других породах Таити. О взаимоотношениях тералитов и лейкократовых разностей позволяет судить наличие жил лейкократовых пород в меланократовых. Вместе с тем секущие прожилки не являются

полными эквивалентами нефелиновым сиенитам: иногда они носят характер албитов, так как для их состава не характерно присутствие амфибола.

Изучение под микроскопом основных представителей кристаллических пород первой группы показывает, что меланократовые разности относятся к тералитам. В зависимости от количественных соотношений цветных и лейкократовых минералов Лакруа и другие исследователи выделили берондриты и гетероморфные разности — монтреолиты, мафраиты, физиниты и лускладиты. Для всех меланократовых разностей пород этой группы в первую очередь характерно наличие авгита. Последний в большинстве случаев не только является главным породообразующим минералом, но и определяет основные структурные особенности породы (табл. LV). Авгитом сложены крупные порфириовидные вкрапления в породах пегматоидного облика. При этом, как показывает изучение под микроскопом, такие "вкрапленники" состоят из нескольких зерен, главным образом титан-авгита, а также оливина, биотита, рудного минерала и других породообразующих минералов.

Отдельные зерна титан-авгита в таких "вкрапленниках" — агрегатах имеют признаки метасоматической перекристаллизации, в том числе с развитием яркого буровато-красного титанистого биотита. Отдельные кристаллы титан-авгита, входящие в агрегат, обладают зонарным строением и реоморфно-бластической структурой. Как правило, окраска в проходящем свете лиловая, с буроватым, красноватым или желтоватым оттенком, плеохроизм выражен слабо. Зонарность в строении отдельных кристаллов проявляется в более интенсивной лиловой окраске их периферических частей; при этом зона с более интенсивной окраской, как правило, развита только по части поверхности "ядра".

В целом механизм формирования агрегата может быть таким: кристаллы титан-авгита после образования внешней, более интенсивно окрашенной оболочки подвергается дроблению с перемещением фрагментов. Более поздняя перекристаллизация создала его современный вид. Зерна оливина, включенные в агрегаты титан-авгита, по размерам и форме в общем аналогичны тем, что развиты в остальной, "основной" массе породы, хотя можно заметить большую округленность зерен оливина в агрегатных "вкрапленниках" пироксена.

Вокруг зерен оливина в основной массе породы нередко развиты венцово-друзитовые реакционные каймы микроскопических зерен амфибола, граната и др. (табл. LV, 3). Следует также отметить, что в некоторых случаях для кристаллов оливина характерны многочисленные микропронилки, окаймление непрозрачным рудным веществом — опацизация (?). Кроме того, в зернах оливина наблюдаются многочисленные, равномерно распределенные включения микроскопических пластинчатых кристаллов рутила и ульвошпинели (?). В результате ориентированного параллельного расположения включений в зерне оливина проявляется не только окраска, но и плеохроизм этих продуктов твердого распада. При вращении зерна окраска участка с такими включениями меняется от синеватой до желтовато-красноватой, хотя сами включения выглядят непрозрачными. Эти явления — опацизация и твердый распад с выделением титанистых минералов — могут указывать на ксеноморфный характер кристаллов оливина и на связь их с ранними эффузивными процессами.

Биотит, как указывалось выше, — минерал заключительной стадии образования агрегатных вкрапленников пироксена. Распределение биотита в породе связано с зернами рудного минерала, хотя и в значительно меньшей степени. Здесь биотит как бы обрастает относительно тонкой каймой вокруг скелетных образований титаномагнетита. Иногда биотит развит в виде сравнительно крупных пластинок. Но в общем его роль как породообразующего минерала невелика, так как его количество не превосходит 5% объема породы в наиболее богатых им разностях.

Лейкократовые минералы тералитовых пород — плагиоклаз и нефелин, изредка щелочной полевой шпат. Зерна плагиоклаза довольно резко отличаются по размерам в меланократовых и лейкократовых участках в породах с полосчатой текстурой. В полосах, обогащенных цветными минералами, величина зерен плагиоклаза в несколько раз превосходит величину зерен, слагающих лей-

кократовые участки. Кроме того, в последних призматические зерна плагиоклаза имеют местами субпараллельную полосам ориентировку (табл. LV, 5, 6). Редкие в лейкократовых участках зерна пироксена и рудного минерала структурно подчинены плагиоклазу — как бы заполняют промежутки между призмочками последнего, занимая относительно большие участки породы, придавая пойкилоофитовый характер структуре таких участков (табл. LIII, 2). Граница между лейкократовыми и меланократовыми полосами неровная и резкая. Количество плагиоклаза в массивных тералитах составляет не более 10% объема породы. Приблизительно такой же объем или несколько больший занимает здесь второй салический минерал — нефелин. Но количество его несколько уменьшается в полосчатых разностях пород. Здесь он развит в виде элеолита, главным образом в лейкократовых полосах, заполняя угловатые промежутки между призмами плагиоклаза.

Лейкократовые разности кристаллических пород первой группы представлены керсутитовыми сиенитами и близкими им разностями. Как и более меланократовые тералиты, лейкократовые породы имеют интрузивный облик. Главные породообразующие минералы в них лейкократовые (в порядке уменьшения количества их в породе) — щелочной полевой шпат, плагиоклаз, нефелин. Темноцветные минералы количественно подчинены лейкократовым и имеют соотношения, отличные от тералитов. Но в общем главным минералом этой группы является амфибол, а пироксен и биотит менее развиты.

Кристаллические породы второй группы — породы типа перидотитов. Находки их на Таити были известны раньше. Об этом свидетельствуют упоминания Иддингса [Iddings, 1916] о перидотитовом обломке породы, обнаруженном им в русле р. Вайтепиха. Лакруа также сообщает о химическом составе диопсидового перидотита [Williams, 1933]. Изученные автором данной работы перидотиты представляют собой ксенолитовые включения обломков кристаллических пород в лавах анкарамит-океанитового типа. Лавы указанного типа распространены повсеместно, но ксенолиты в них имеют очень ограниченное распространение. Судя по тому, что обломки лав с такими включениями обнаружены лишь в русле р. Папеноо, берущей начало в районе кратера Таити-Нуи, можно думать, что их распространение ограничено районом жерла вулкана.

Лавы анкарамит-океанитового типа, включающие ксенолиты, — это внешне серые или темно-серые, почти черные некоторые с довольно интенсивным синевато-лиловым оттенком породы, с многочисленными вкрапленниками оливина и пироксена, обычно довольно пористые. Разности, содержащие включения, относительно малопористы. Удельный вес таких малопористых лав (без обломков ксенолитов), как уже указывалось, составляет около 3,15 г/см³.

Размер перидотитовых ксенолитов обычно не превышает нескольких сантиметров. Форма их разнообразная, осколочная. На фоне лавы лилово-серого цвета выделяются треугольные, трапециевидные и других конфигураций участки (табл. LI, 1) оливинной кристаллической среднезернистой породы желтой окраски с зеленовато-буроватыми скоплениями (пятнами) пироксена. Граница между такими включениями и вмещающей лавой ровная и резкая, нередко с тонкой (обычно до 0,5 мм) реакционной каймой. Иногда на границе в основной массе лавы наблюдаются трещиновидные пустоты (до 2 мм).

Микроскопическое изучение показывает, что описываемые включения сложены главным образом бесцветными зернами оливина, зеленовато-сероватым ромбическим и зеленоватым моноклинным пироксеном. Структура панидиоморфнозернистая, в значительной мере осложненная раздробленностью породообразующих минералов. В некоторых, относительно небольших оливинных включениях не всегда ясно, что это — мономинеральный агрегат или раздробленный крупный кристалл. В значительной степени раздроблены и другие породообразующие минералы ксенолитов. Реакционная кайма между включениями и лавой состоит из тонкокристаллического агрегатного моноклинного пироксена (?), иногда с отдельными зернами анальцима (?). Ширина реакционной каймы неодинакова: она выклинивается там, где граничные зерна представлены оливинном, и расширяется до 3–5 мм в глубину ксенолита на границе с пироксеновыми зернами (табл. LIII, 1).

В кристаллах оливина обычно хорошо развита спайность и микроотдельность по (010), несколько хуже — по (100) и (001). При включенном анализаторе нередко проявляется мозаично-полосчатое волнистое погасание. Двупреломление для оливина довольно низкое, около 0,03. Точные измерения величины углов оптических осей обычно показывают $2V_{Ng} = 88-91^\circ$, но иногда встречаются с отклонениями до 80° и даже до 95° , что может быть связано не только с колебаниями в составе, но и с деформацией кристаллической решетки минерала. Результат неполного анализа химического состава мономинеральной фракции оливина из ксенолита показывает присутствие титана. Пересчет химического состава на формульные количества ортосиликата показывает незначительный избыток кремнезема (вероятно, за счет загрязнения пробы вмещающей породой) — $2,00(Mg_{0,854}Fe_{0,123}Ca_{0,020}Ti_{0,002}) 1,05 SiO_2$. На рентгенограмме этой фракции, кроме пиков межплоскостных расстояний кристаллической решетки форстерита и фаялита, имеется пик монтичеллита.

Несколько слов следует сказать о ксенокристаллах оливина, вероятно принадлежащих тому же источнику, что и ксенолиты. В них в большей степени развиты структуры распада, проявляющиеся в образовании полос и "струй" из мельчайших рудных зерен и частиц титановой слюдки, ориентированные агрегаты которой отчетливо меняют абсорбционную окраску от синей до красной. В центральных частях кристаллов иногда наблюдают тонкочешуйчатый агрегат биотитоподобного материала (табл. LII, 3, 4).

Пироксены в изученных включениях развиты в небольшом количестве и представлены главным образом магнезиальным ортопироксеном. Кристаллооптические характеристики его непостоянны. Меняются угол оптических осей и положение осей индикатрисы относительно кристаллографических направлений. Погасание нередко волнистое. Угол погасания иногда косой, до 15° . В некоторых зернах наблюдаются структуры распада, проявляющиеся в образовании микроскопических тонколинзовидных вростков с заметно более высокой интерференционной окраской. Второй пироксен — диопсид — отличается более яркой зеленой окраской, относительно высоким двупреломлением; углы погасания составляют около 40° . Он содержит многочисленные полупрозрачные микровключения, распределение которых связано с плоскостями спайности. Акцессорный минерал — хромшпинелид — развит в виде относительно небольших (до 1-2 мм) зерен. Темно-коричневый в проходящем свете, он встречается чаще в разностях ксенолитов с пироксеном.

Таким образом, обломки перидотитовых пород в базанитах о-ва Таити по структурно-минералогическому составу можно отнести к лерцолитовому типу. Как известно [Ross et al., 1954; White R., 1966; и др.], к такому же типу пород принадлежит большинство ксенолитов, обнаруженных в щелочных базальтах различных структур земной коры.

Анализ химического состава ксенолитов о-ва Таити показывает их родство с вмещающими лавами. Особенно характерным в этом отношении представляется относительно высокое содержание титана, который, как видно из минерального состава ксенолитов, полностью входит в силикатную фазу. Обогащенность титаном, по мнению Ферхугена [Verhogen, 1962], является индикатором глубинного происхождения породы. Высокие давление и температура образования таких минералов подтверждаются также экспериментальными исследованиями соотношения ликвидусов и солидусов в тройной системе $MgO-SiO_2-TiO_2$ при высоких давлениях [McGregor, 1969]. Наличие структур распада в кристаллах оливина показывает, что титан и другие нехарактерные для него элементы утрачивают связь со структурой ортосиликата при снижении давления. Куно и Аоки [Kuno, Aoki, 1970], рассматривая химизм ультрабазитовых нодул из базальтов различных участков земной коры, приходят к выводу, что лерцолиты с низким соотношением MgO/FeO более отвечают составу исходного мантийного материала. Это соотношение в ксенолитах Таити ставит их в ряд пород, состав которых наиболее вероятен для мантийного вещества.

Таблица 3

Химический состав кристаллических пород о-ва Таити

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,25	39,68	40,37	41,40	41,75
TiO ₂	5,75	4,50	4,42	3,89	4,27
Al ₂ O ₃	9,64	7,35	14,80	10,91	17,35
Fe ₂ O ₃	8,86	8,60	7,48	6,51	5,71
FeO	8,35	7,81	5,65	9,19	7,40
MnO	0,18	0,21	0,15	0,15	0,14
MgO	9,26	14,29	7,88	10,87	7,39
CaO	15,61	15,78	13,22	11,51	11,67
Na ₂ O	1,67	0,82	3,10	2,22	2,17
K ₂ O	0,97	0,47	1,91	1,16	0,69
H ₂ O ⁺	1,52	0,39	-	1,26	1,22
H ₂ O ⁻	0,04	0,01	-	0,29	0,17
P ₂ O ₅	0,89	0,17	1,02	0,20	0,14
Сумма	99,99	100,08	100,0	99,56	100,07

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>a</i>	5,04	2,2	9,5	6,44	5,99
<i>c</i>	3,78	3,4	5,1	3,81	9,13
<i>b</i>	42,26	49,9	36,2	41,26	31,46
<i>s</i>	45,92	44,5	49,2	48,49	53,42
<i>f'</i>	33,87	27,5	33,5	33,76	40,14
<i>m'</i>	33,72	44,2	36,6	42,83	18,14
<i>c'</i>	32,41	28,3	29,9	23,41	41,72
<i>n</i>	71,05	72	71	73,47	83,33
<i>t</i>	10,40	7,5	7,6	6,64	7,21
<i>φ</i>	16,42	13,5	16,0	13,06	16,32
<i>Q</i>	-22,02	-18,9	-25,5	-20,07	-14,27

Примечание. 1 - ямаскит, кристаллическое ядро вулкана Таиарапу¹; 2 - перидотитовый ямаскит, долина р. Вайтепиха²; 3 - берондрит, средний состав по пяти анализам²; 4 - тералит керсутитовый (мафраит), Таиарапу, долина р. Вайтепиха¹; 5 - тералит, долина р. Папеноо, Таити-Нуи¹; 6 - мафраит, средний состав по двум анализам²; 7 - пегматоидный люскладит; обр. Т-11, аналитик М.И. Гохват; 8 - тералит, обогащенный биотитом из краевой части кристаллического ядра вулкана Таиарапу¹; 9, 10 - тералит оливиновый, долина р. Папеноо¹; 11 - верлит²; 12 - люскладит²; 13 - эссексит, долина р. Папеноо¹; 14 - эссексит оливиновый (люскладит), долина р. Папеноо¹; 15 - эссексит, долина р. Папеноо¹; 16 - нефелиновый монзонит, долина р. Вайтепиха, Таиарапу¹;

6	7	8	9	10	11	12
42,03	43,11	43,17	43,79	43,82	43,92	44,62
4,20	3,04	4,92	2,57	3,00	3,46	3,64
13,03	10,94	14,71	9,43	10,80	3,16	14,58
7,12	3,93	4,53	3,47	4,67	6,20	7,54
7,42	8,20	7,94	8,80	8,30	5,24	5,60
0,10	0,15	0,15	0,14	0,17	-	0,09
9,06	13,90	5,39	15,72	11,89	20,71	3,56
12,60	13,50	10,64	12,46	12,03	12,42	10,94
2,81	1,54	3,43	1,59	2,03	0,34	4,37
1,15	0,76	1,84	0,72	0,70	0,07	1,94
-	0,35	1,13	1,25	1,58	4,16	1,02
-	0,53	0,22	0,03	0,42	-	-
0,48	0,29	1,71	0,26	0,35	0,02	0,79
100,0	100,2	99,78	100,09	99,76	99,70	98,69

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

7,7	4,2	10,43	4,11	5,27	0,7	13,71
4,6	4,7	4,93	3,67	4,35	1,5	3,92
38,0	43,0	29,74	44,83	40,97	51,5	30,44
49,7	48,1	54,9	47,39	49,44	46,3	59,46
33,5	24,4	39,81	23,33	28,50	17,6	42,82
39,4	51,0	28,44	54,03	47,50	59,9	22,03
27,2	24,6	31,75	22,64	24,00	22,8	35,15
77	73	74,32	78,79	82,50	83	78,02
7,1	5,0	7,83	4,20	5,07	5,7	5,83
7,1	7,7	13,27	6,11	9,34	11,2	23,27
-20,4	-17,0	-15,99	-17,11	-16,01	-10,03	-19,95

17 - монзонит, долина р.Папеноо¹; 18 - эссексит керсутитовый (берондрит), долина р.Папеноо¹; 19 - эссексит, кристаллическое ядро вулкана Таирапу¹; 20 - эссексит, средний состав по трем анализам²; 21 - монзонит нефелиновый, средний состав по трем анализам²; 22 - сиенит нефелиновый, долина р.Папеноо¹; 23 - сиенит нефелиновый, средний состав по трем анализам²; 24 - сиенит, долина р.Папеноо¹; 25 - сиенит нефелиновый, долина р.Вайтепиха, Таирапу¹.

¹McBirney, Aoki, 1968.

²Williams, 1933.

Таблица 3 (окончание)

Окислы	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	44,94	44,73	45,17	45,30	45,53	46,18
TiO ₂	4,32	3,27	4,06	3,57	4,10	2,30
Al ₂ O ₃	16,29	11,57	16,94	16,97	16,93	19,32
Fe ₂ O ₃	3,89	4,52	2,60	2,61	5,56	4,11
FeO	7,55	8,98	9,01	4,49	4,98	4,41
MnO	0,13	0,17	0,12	0,06	0,09	0,13
MgO	4,51	10,78	4,76	5,61	4,29	3,13
CaO	8,91	10,18	9,53	7,86	8,69	8,47
Na ₂ O	4,16	2,66	3,36	4,61	3,86	4,71
K ₂ O	1,98	1,32	2,00	4,27	1,71	2,83
H ₂ O ⁺	1,70	0,95	2,00	2,47	2,07	3,49
H ₂ O ⁻	0,18	0,13	0,03	0,29	0,73	0,07
P ₂ O ₅	1,28	0,48	0,67	1,42	1,37	0,89
Сумма	99,84	99,74	100,25	99,53	99,91	100,04

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>a</i>	12,54	7,44	10,73	16,97	11,66	15,66
<i>c</i>	5,13	3,72	6,51	4,03	6,27	6,13
<i>b</i>	25,23	37,64	25,39	22,49	23,10	19,28
<i>s</i>	57,10	51,20	57,37	56,51	58,97	58,93
<i>f'</i>	43,79	31,90	44,51	30,19	44,48	44,06
<i>m'</i>	24,57	21,66	22,25	43,71	33,75	29,89
<i>c'</i>	31,64	46,44	33,24	26,10	21,77	26,05
<i>n</i>	76,14	75,44	72,0	61,67	77,50	71,70
<i>t</i>	6,74	5,22	6,23	5,63	6,30	3,63
<i>φ</i>	13,55	9,71	9,01	10,06	4,96	19,92
<i>Q</i>	-16,01	-16,20	-12,23	-24,95	-11,65	-19,59

Петрогенезис пород Таити может быть рассмотрен лишь в самых общих чертах. В геологической и петрографической характеристике вулканических образований острова отмечалось, что породы эффузивного, кристаллического и жильного типов представлены группами разной степени дифференцированности. Наиболее дифференцированными являются эффузивные, в меньшей степени — кристаллические и совсем мало — жильные. Последние, как полагают Макбирни и Аоки [McBirney, Aoki, 1968] (а еще ранее эту точку зрения развивал Вильямс [Williams, 1933]), вероятно, наиболее близки силикатному составу исходной магмы.

Различия петрографического и химического состава эффузивных и кристаллических пород (табл. 3) указывают на соотношение механизма образования пород и их дифференциации. Собственно речь может идти о соотношениях между эффу-

19	20	21	22	23	24	25
46,35	47,21	49,03	49,96	54,09	54,22	53,23
4,42	3,08	2,74	2,26	1,69	1,70	1,10
16,97	19,84	20,52	20,37	19,94	21,00	20,54
2,22	5,12	4,25	3,37	3,04	2,97	2,86
8,80	3,76	3,28	3,09	2,72	2,73	1,81
0,08	0,19	0,13	0,15	0,06	0,11	0,07
3,72	3,27	2,34	1,43	1,31	1,18	0,77
8,38	8,72	6,69	5,24	4,09	3,40	3,26
4,14	5,25	6,69	6,62	6,98	5,62	7,09
2,27	3,13	3,85	4,33	5,81	4,13	5,40
1,41	-	-	1,95	-	1,70	3,45
0,13	-	-	0,37	-	0,61	0,39
0,91	0,43	0,48	0,35	0,27	0,29	0,13
99,80	100,0	100,00	99,49	100,0	99,66	100,10

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

12,99	16,6	20,9	22,06	24,1	19,43	24,89
5,42	5,4	3,6	3,48	1,4	4,42	2,10
22,63	19,84	16,0	12,17	11,1	9,35	7,89
58,96	58,2	59,5	62,32	63,4	66,8	65,12
47,64	42,7	45,2	51,19	47,5	59,69	56,88
29,02	29,2	25,0	21,43	19,8	23,26	16,51
23,34	28,1	29,8	27,38	32,7	-17,05	26,61
73,62	72	72	69,73	65	67,16	66,86
6,66	4,7	4,0	3,37	3,3	2,28	1,56
8,83	-	18,4	2,50	21,0	2,94	33,03
-13,48	-	-26,3	-22,9	-22,7	-9,68	-21,64

живными и кристаллическими породами, поскольку жильные представляют собой недифференцированную магму конечной фазы затухавшего магматического цикла. Различная степень дифференцированности эффузивного и кристаллического рядов пород наряду с некоторой неэквивалентностью однотипных представителей этих рядов указывает на возможные различия в механизме их дифференциации. Так, широко распространено мнение о том, что за образование дифференцированного ряда кристаллических пород из единого расплава несет ответственность кристаллизационный механизм, достаточно детально показанный на примерах анализа строения расслоенных интрузивных тел типа Скергаард и др. [Уайджер, Браун, 1970].

Нетрудно предположить, что этот механизм может осуществляться и в других кристаллических породах. Вряд ли таким же образом дифференцируются

эффузивные породы, где процесс раскристаллизации если и проявляется, то кратковременно и в ограниченном масштабе. Но с другой стороны, эффузивные породы как раз и проявляют более высокую степень дифференциации исходного расплава. Отсюда вытекает предположение об относительно малой причастности процесса раскристаллизации расплава к его дифференциации при образовании эффузивных серий по сравнению с докристаллическим расслоением расплава. Значительно сложнее обстоит вопрос с механизмом дифференциации в кристаллических породах, где признаки докристаллизационных процессов расслоения расплава практически не сохраняются или их интерпретация неоднозначна.

Возвращаясь к результатам химических анализов пород и роли кристаллизационной дифференциации, следует обратить внимание на то, что в дифференциатах, чья основность возрастает за счет обогащения оливином, должно соответственно резко возрастать содержание таких компонентов, как MgO и в меньшей степени — FeO . В лавах Таити и особенно, как это будет показано ниже, при анализе глубоководных лав такой закономерности не наблюдается. Интересен и тот факт, что содержание кремнезема в кристаллах оливина является более высоким (!) или близким его содержанию в основной массе в базитовых разностях пород. В таком случае "удаление" вкрапленников оливина, очевидно, существенно не изменит ни основность образующейся породы, ни релакса в сравнении с исходным расплавом.

Таким образом, оливин — первый по времени образования минерал, чья роль должна быть определяющей в кристаллизационной дифференциации, — не в состоянии справляться с возложенной "обязанностью" базификатора породы. Содержание таких компонентов, как TiO_2 , Al_2O_3 и щелочей, в меланократовых дифференциатах остается высоким, а в некоторых случаях отмечается даже его повышение, в то время как накопление оливина должно было привести к понижению содержания.

Макбирни и Аоки [McBirney, Aoki, 1968] детально рассматривали вопросы генезиса исходной магмы и разнообразия пород Таити на основании анализа конкретных химических составов минералов. Они отмечают, что колебания соотношений различных окислов в минералах нередко выше устанавливаемых различий их в валовом составе породы. В целом же такие соотношения по типам пород настолько сложны, что вряд ли можно установить реальные значения таких расчетов.

По мнению тех же авторов, повышенная щелочность (и базитовость) пород Таити могла быть связана с глубинной ассимиляцией известкового материала погружившегося континента, существование которого подозревается по ряду признаков. К подобным выводам приходят Макдональд [MacDonald, 1968b] и другие исследователи в связи с изучением вулканических продуктов Самоа и других островов.

Возраст магматических пород Таити позволяет уточнить представления об истории геологического развития этого региона. Известны определения абсолютного возраста изверженных пород калий-аргоновым методом ряда внутриокеанических островов Южной котловины, выполненные Крумменахером и Нетцлином [Krummenacher, Noetzelin, 1966]. Наиболее полные данные приведены для магматических пород архипелага Общества и особенно для о-ва Таити. Анализ содержаний изотопов K^{40} и Ar^{40} выполнен как для валового состава эффузивов и тонкозернистых дайковых пород, так и для мономинеральных фракций кристаллических пород. Для последних определения возраста проводились отдельно по анализам полевого шпата и амфибола.

Среди магматических пород Таити установлены разности, имеющие практически современный возраст (в пределах точности метода его определения $< 2,5 \cdot 10^5$ лет) и значительно более древние — от 0,3 до 23,2 млн. лет. Самые древние среди исследованных образцов кристаллических пород имеют возраст $147 \pm 2 + 156 \pm 15$ млн. лет (первая цифра — по определению изотопов в полевоом шпате, вторая — в амфиболе). Как указывают Крумменахер и Нетцлин, этот образец взят из центральной части вулкана Таити-Нуи. На ближайших к Таити островах установлен следующий возраст эффузивных и кри-

сталлических пород (в млн. лет): Мореа — от 1,2 до 2,6, Хуахине — от 1,9 до 5,4, Тахаа — от 2,8 до 6,7, Бора-Бора — от современного до 4,0. На островах Тубуаи имеются относительно молодые породы, но наиболее древний возраст лав достигает 24,9 млн. лет.

На основании приведенных цифр можно говорить, что уже в конце олигоцена — начале миоцена вулканизм щелочно-базальтового типа в этом регионе проявлялся достаточно широко. Особенно интересен древний, нижнемеловой — юрский возраст кристаллических пород Таити. Это обстоятельство, как представляется, может быть основанием для вывода: или магматизм, начавшийся здесь чуть ли не в раннем мезозое, продолжается с некоторыми перерывами более 150 млн. лет, или ядро Таити сложено породами древних магматических формаций, не связанных генетически с относительно молодыми вулканами этого острова. Во втором случае древние кристаллические породы могут быть поднятыми блоками фундамента — ксенолитами древней океанической (?) коры или погребенного континента с проявлениями платформенного щелочно-базальтового магматизма.

О возможности существования здесь реликтов континентальных образований свидетельствуют не только морфоструктурные построения, на основании которых Менард [1966] говорит о существовании здесь древнего поднятия, названного именем Ч. Дарвина. Эти предположения подтверждаются также признаками развития в данном районе гранитоидного магматизма, на которые указывают находки на дне океана обломков пород гранитного типа. Так, Мюррей и Ренард [Murray, Renard, 1891] обнаружили в Южной котловине Тихого океана (в точке с координатами $33^{\circ}28'$ ю.ш., $133^{\circ}28'$ в.д.) на глубине 4277 м обломок кристаллической породы гранитного состава. Обломок породы, по видимому близкого состава, был обнаружен в ядре железо-марганцевой конкреции из Центральной котловины (табл. LVI) [Прокопцев, 1975а]. Эти находки приобретают большое значение в связи с тем, что породы гранитного типа обнаружены также в западной части Тихого океана — в Микронезии, на о-ве Яп [Ito et al., 1972]. Здесь в эоценовых отложениях установлены гальки пород гранитного типа (пегматиты, двуслюдястые, биотитовые, роговообманковые, биотит-гранатовые и другие аплиты, двуслюдяные и роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и гнейсы с различными соотношениями биотита и роговой обманки), которые, по мнению Ито и др. [Ito et al., 1972], являются реликтовым материалом континентальной коры этого района.

Таким образом, весь центр западной части Тихого океана в сравнении с остальной его частью представляется генетически иной структурой, что отчетливо вырисовывается также на картах изохрон ложа океана, построенных по результатам анализа линейных магнитных аномалий, возраста образцов пород со дна океана и материалов изучения глубоководного бурения [Лисицын, 1974; и др.]. В отличие от обширных смежных внутритрокеанических областей Южно- и Восточно-Тихоокеанских поднятий, изверженные породы которых представлены производными слабодифференцированной магмы, главным образом примитивными толеитовыми базальтами (не древнее третичных), фундамент ложа Южной котловины представляет более древнее образование со сложным составом эффузивных и кристаллических пород. Во всяком случае, в Южной котловине налицо проявления длительного цикла развития щелочно-базальтового магматизма от юры до четвертичного времени.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБОКОВОДНЫХ ЛАВ ЮЖНОЙ КОТЛОВИНЫ

Вулканические породы на дне исследованной части Южной котловины обнаружены главным образом на склонах больших и малых вулканических конусов (см. рис. 8). Но вместе с тем на полигоне станции 6298 обнаружено широкое развитие недавних извержений лав в понижениях рельефа на значительном удалении от подножий крупного вулканического конуса [Скорнякова и др., 1973]. Здесь, на выровненной поверхности ложа океана развиты потоки канатных и главным образом плитчатых лав. В ряде случаев устанавливается залегание таких лав на нелигифицированных осадках. Так, на станции 6298-23 прямооточной трубкой был пробит расслоенный лавовый поток, состоящий из двух или даже трех тонких, в значительной мере обособленных (табл. XXVII) плиток-слоев, под которыми залегали рыхлые глинисто-алевритовые илы. Среди обломков плитчатых лавовых потоков, поднятых на станции 6298-2, также обнаружены признаки их излияния на поверхность молодых осадочных образований: на нижней поверхности одной из плиток обнаружен "приваренный" зуб акулы (табл. XXII, *a, б*), который служит несомненным подтверждением излияния на дно океана. Поверхность обломков лав, как, видимо, и других форм выходов твердых пород на поверхность дна (табл. I, II), покрыта железо-марганцевой коркой. Мощность этих корок колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Судя по форме поднятых обломков, на океаническом ложе исследованного участка Южной котловины, кроме тонкоплитчатых и изометричных в сечении (размером до 2-3 см) "канатных" лавовых потоков (табл. XXI-XXIII), развиты шаровые, или "подушечные", образования размером 25-35 см. Последние, судя по результатам глубоководной фотосъемки (табл. I, II), представляют собой, возможно, широко распространенную форму лавовых образований, образующих склоны подводного вулкана. Размер шаров может превосходить указанную величину в 2-3 раза. Наконец, следует отметить, что в некоторых участках (станции 6298-7 и 6298-53) драгой были подняты многочисленные изометрично-угловатые обломки лав, являющиеся фрагментами "клинкерных" лавовых потоков, подобными наземным излияниям гавайских лав типа "аа". Необходимо также отметить существование еще одной формы извержений, продукты которых представлены потоками гиалокластитов или туфолов. Подобно лавам, их обломки нередко наблюдаются в ядрах железо-марганцевых конкреций. Некоторые признаки указывают на то, что такие гидрокласты могут быть глубоководными разновидностями сваренных туфов - игнимбритов, "потоки" которых могли иметь небольшую (10-30 см) мощность [Скорнякова и др., 1973].

Наиболее интересной формой глубоководных потоков для характеристики физико-химических свойств расплава являются тонкоплитчатые и "канатные" лавы. Такие потоки известны также в Северо-Восточной котловине Тихого океана [Мурдмаа и др., 1973]; вероятно, они распространены и в других районах глубоководного вулканизма в Мировом океане. Толщина подобных лавовых плиток иногда составляет лишь 0,5-1 см. Размер поднимаемых обломков плитчатых лав не более 12-18 см, что связано с дроблением их орудием сбора - тралом или драгой, а также обусловлено растрескиванием лавы в процессе ее излияния и охлаждения. Форма обломков довольно разнообразна: от плоских, слегка выпуклых до гофрированных и закрученных в прихотливые жгуты и т.п. Верхняя поверхность плиток осложнена струйчатыми формами и другими признаками течения расплава, нижняя поверхность обычно лишена знаков течения, но часто осложнена валиками, венчаемыми каплеобразными выступами (табл. XXIII, 2, *a, б*). Иногда наблюдаются кольцеобразные формы отрыва капель.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЛАВ

Уже в процессе экспедиционных петрографических исследований образцов пород, поднятых со дна Южной котловины, было установлено, что все они являются производными базальтовой магмы. Более детальное лабораторное изучение петрографического и химического состава позволило установить их принадлежность к производным щелочно-базальтовой магмы. По петрохимическому составу образцы исследованного участка дна подразделяются на три группы: 1) щелочные оливиновые базальты, 2) щелочные ультраосновные лавы, 3) щелочные высокоглиноземистые базальты, среди которых выделяется подгруппа анортитовых базальтов.

По фациальному и возрастному признакам здесь можно выделить группу глубоководных потоков, производных дифференцированной щелочно-базальтовой магмы, представляющих результаты относительно недавних излияний на дно океана, и группу несомненно более древних производных щелочно-базальтовой магмы. Последние по своему структурно-минералогическому составу близки наземным или субаэральным вулканическим породам. В связи с тем, что предполагаемые структурно-фациальные и возрастные подразделения здесь базируются на небольшом фактическом материале, в дальнейшем в основу подразделений пород положены петрохимические принципы. При этом по мере возможности учитываются и другие критерии генетических различий пород.

Щелочные оливиновые базальты Южной котловины, — очевидно, наиболее широко распространенные здесь разности вулканических пород — подразделяются на молодые, несомненно глубоководные лавы без полевого шпата (плагноклаза), малопузыристые стекловатые и на более древние, довольно интенсивно измененные щелочные базальты "нормального" облика, характерного для наземного типа или субаэральных фаций вулканизма. Такие базальты "нормального" типа были обнаружены в нескольких участках дна Южной котловины. Форма поднятых обломков изометрично-угловатая или даже "окатанная" (табл. XVI). Судя по характеру образцов, они представляют собой лавы древних вулканов и взяты, очевидно, из выступа коренных пород фундамента ложа океана. Подобные породы обнаружены и в другом районе Южной котловины, на станции 5972. Здесь с глубины более 5 км поднят обломок пузыристого буровато-серого базальта размером $10 \times 15 \times 10$ см. Количество пустот составляет $1/4$ — $1/3$ объема породы. Пузырьки размером $0,1$ — 10 мм, неправильно округлой формы, нередко соединяясь, образуют довольно протяженные "каналы".

Под микроскопом видно, что порода состоит из плагноклаза, рудного минерала, оливина (точнее, железисто-серпентиновых псевдоморфоз по микрокристаллам оливина) и продуктов замещения стекла. Структура породы типично базальтовая, интерсертальная; вследствие очень малого содержания стекла она близка по характеру микроделеритовой. В породе не очень отчетливо выражен порфиновый характер структуры, но тем не менее встречаются относительно крупные зерна плагноклаза и оливина в виде длинных призм (до $0,4$ мм). Основная масса состоит из беспорядочно ориентированных лейст плагноклаза размером $0,2$ — $0,03$ мм, промежутки между которыми заполнены изометричными зернами пироксена, рудным минералом и небольшим количеством вторичных хлоритоподобных продуктов, замещающих, по-видимому, стекло. Рудный минерал — магнетит — часто образует игольчатые и дендритовидные сростки.

Главные породообразующие минералы здесь сохранили довольно свежий облик. Плагноклаз составляет до 40—45% их объема. Авгит, слегка окрасенный в лилово-буроватые тона, составляет до 35—40% от суммы породообразующих минералов, магнетит — до 10—15%; оливин составляет лишь первые проценты объема породы. В отличие от остальных минералов он сильно изменен вторичными процессами. Зерна его нацело замещены окристо-оранжевым серпентиноподобным агрегатом.

Эта разность базальта, как уже указывалось, по минеральному составу и структуре близка типичным субаэральным базальтам, в частности породам островных вулканических структур этого района. Анализ химического состава этой породы (см. табл. 4, анализ 11) указывает на его близость к составу высокоглиноземистых базальтов со дна Южной котловины, за исключением содержания Al_2O_3 . Эти разности близки между собой по содержанию и соотношению щелочей, низкому содержанию магния, резкому преобладанию окисного железа над закисным (возможно, это результат вторичного окисления пород).

Щелочные базальты с повышенной и высокой глиноземистостью обнаружены в районе северо-западного склона горы Петелина и далее на севере, на склонах относительно невысокого абиссального холма. Их многочисленные обломки, поднятые драгой на станциях 6298-7, 6298-53, имеют изометрично-угловатую форму. Поверхность обломков покрыта довольно мощной железо-марганцевой коркой. Породы на свежем сколе имеют "выветрелый" облик, что указывает на их относительно давнее формирование. Внешне это довольно однообразные массивные породы буровато-серого цвета. Они подразделяются на две группы. В одной из них отчетливо заметны крупные и многочисленные порфиновые вкрапленники светло-серого плагиоклаза, в другой вкрапленники менее заметны невооруженным глазом и представлены измененным цветным минералом. Основная масса буровато-серая, литоидная.

Под микроскопом видно, что основная масса состоит из беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза длиной 0,2-0,5 мм, угловатые промежутки между которыми заполнены сильно измененным стекловатым мезостазисом и рудными зернами. В породе развиты небольшие (до 0,5 мм) округлые миндалины, заполненные в большинстве случаев радиально-лучистыми агрегатами зеленого хлорита или бесцветным серпентиноподобным мозаичным агрегатом. Количество миндалин не превышает 0,5% объема породы. Структура основной массы в различных образцах несколько варьирует, вероятно, в зависимости от скорости кристаллизации пород. Так, встречен образец, в котором лейсты плагиоклаза основной массы образуют как бы фрагменты относительно крупных радиально-лучистых сростков (табл. XVII, в, i). В других случаях наблюдается развитие более мелких центральных агрегатов.

Порфиновые вкрапленники цветного минерала, судя по форме и характеру вторичных изменений, представлены псевдоморфозами по оливину (размером 0,4-1 мм) и образуют кучные скопления. Количество вкрапленников не превышает 3-7% объема породы. Форма кристаллов идиоморфная, часто скелетная, иногда обломочная. Оливин нацело замещен главным образом серпентиноподобным минералом и буровато-охристыми гидроокислами, делающими эти псевдоморфозы малопрозрачными.

Порфиновые вкрапленники плагиоклаза (анортита № 95 ± 3) образуют плотные сростки-обособления до 10-15 кристаллов различной величины. Местами они представляют сростки-скопления изометричных идиоморфных и неправильных обломочных кристаллов, иногда удлинено-призматических, проявляющих субпараллельную ориентировку. Такие скопления выглядят местами как линзы или фрагменты слоев (табл. XVII, a) мономинеральной, плагиоклазовой породы. Следует отметить, что здесь встречаются зерна плагиоклаза, являющиеся осколками кристаллов.

Во многих кристаллах, главным образом крупных, наблюдаются включения, различные по форме и составу. В основном они представлены округлыми образованиями измененного стекла. Такие включения могут быть подразделены на: 1) включения раннего периода кристаллизации во внутренних и центральных частях кристаллов, связанные с захватом каплеобразных изометричных частиц расплава, нередко содержащего пузырьки-миндалины; 2) включения, распределенные по периферической зоне кристалла параллельно его граням. Вторые развиваются в виде протяженных зон - прожилков - и связаны, судя по характеру погасания кристаллов, с более или менее выраженными изменениями их состава. Особенно резко выражены изменения состава плагиоклаза в тонкой периферийной кайме, где он по составу (№ 56-60) близок лейстам основной

массы. Некоторая часть включений представлена неправильными изометричными и прожилкообразными формами; их генетическая приуроченность выражена неопределенно. Скорее всего, это какие-то вторичные образования, так же как и наблюдаемые здесь ветвящиеся прожилки, сложенные цеолит-хлоритовым материалом.

Включения раннего периода кристаллизации во внутренних частях кристаллов плагиоклаза развиты в виде "роев", реже - линейных цепочек правильных шариков и кубиков с закругленными углами размером 0,01-0,05 мм. Более крупные включения имеют менее изометричную форму. Эти включения сложены измененным стеклом, в котором нередко заключены пузырьки-миндалины. Последние выполнены радиально-лучистым агрегатом хлоритоподобного материала, который дифференцируется на две концентрические зоны - внешнюю, ярко-зеленую, с более высоким двупреломлением и внутреннюю, центральную, сложенную не столь интенсивно окрашенным хлоритом, с более низким двупреломлением. Наблюдаемые в основной массе немногочисленные микроминдалины в общем имеют аналогичный характер их заполнения.

В заключение следует отметить, что охарактеризованные базальты, в отличие от несомненно глубоководных лав, по своему петрографическому составу имеют довольно близких минерально-структурных аналогов среди наземных или субаэральных вулканических продуктов. Как уже отмечалось, эти породы, вероятно, являются древними вулканическими продуктами, формировавшимися в менее глубоководных условиях.

Плитчатые и канатные лавы - это современные или недавние излияния щелочно-базальтового магматического расплава на дне океана. Образцы пород подняты на борт судна в ряде участков изучаемого полигона. Особенно многочисленными они оказались в драгах станций 6298-2 и 6298-62. Продукты глубоководных излияний представлены здесь обломками тонкоплитчатых лав толщиной иногда менее 1 см, канатных лав в виде трубчатых образований, поверхность которых испещрена тонкими закрученными полосами, напоминающими пряди каната, а также шаровыми, или подушечными, лавами (табл. XXI-XIII).

Кроме различий по форме потоков, среди глубоководных лав устанавливаются генетические различия по их химическому составу. Наиболее характерны два типа - оливинные щелочные базальты (с некоторыми вариациями состава) и лавы щелочно-ультрабазитового состава. Следует заметить, что различные формы потоков и их химический состав практически никакой связи не имеют, т.е. как шаровую, так и плитчатую форму потоков имеют лавы щелочно-базальтового состава и ультрабазитовые. В обломках лав плитчатой и канатной форм иногда отчетливо наблюдаются структуры расслоения, представляющие собой два расплава различного состава в одном потоке.

О большом масштабе глубинного расслоения магматического расплава в жидком состоянии здесь свидетельствуют одновременные излияния лав различного состава из пространственно близких или одних и тех же каналов на дне океана.

Глубоководные оливинные щелочные базальты со дна Южной котловины в петрографическом отношении являются достаточно своеобразными эффузивными породами. Одна из особенностей их минерального состава - отсутствие лейкократовых минералов. Плагиоклаз в них не обнаружен оптически ни в основной массе, ни среди порфировых вкрапленников. Для сравнения отметим, что в толеитовых базальтах, поднятых со дна океана во впадине Хесса (с глубины около 5 км), плагиоклаз развит как в основной массе, так и в виде многочисленных, нередко скелетных порфировых вкрапленников (табл. XIV-XV). Часть таких вкрапленников в толеитовых базальтах имеет, по-видимому, интрателлурическое происхождение, о чем свидетельствует развитие крупных кристаллов в периферической стекловатой зоне закалки.

Отсутствие плагиоклаза в глубоководных лавах Южной котловины характерно не только для слабо раскристаллизованных закаленных разностей маломощных потоков; в нацело раскристаллизованных внутренних участках довольно круп-

ных подушек или шаров под микроскопом также не обнаружено признаков плагиоклаза. Внешне это плотные породы, на свежем сколе темно-серые, с небольшим количеством мелких вкрапленников, слабо заметных на фоне довольно гладкой тонкозернистой литоидной основной массы. Под микроскопом видно, что порфиновые вкрапленники представлены главным образом оливином, редко клинопироксеном — авгитом. Основная масса нацело раскристаллизованных разностей состоит из агрегата зерен клинопироксена и небольшого количества рудного минерала, главным образом шпинели, и редких сульфидных капель. Микрозернистый агрегат клинопироксена основной массы развивается в виде сростков, часто имеющих отчетливое центрическое радиально-лучистое строение, а иногда в виде своеобразных "перистых" образований (табл. XXIV).

Оливин составляет первые проценты объема породы. Развита он главным образом в виде вкрапленников. Форма зерен идиоморфно-скелетная, часто футляровидная. Исследования кристаллографических характеристик оливина на столике Федорова показывают, что величина $2V_{Ng}$ меняется от 105 до 80° ; заметна дисперсия оптических осей. Еще более примечательно, что его оптическая индикатриса в ряде случаев проявляет довольно значительные аномалии в своей ориентировке относительно кристаллографических направлений этого минерала; так, $a:N_g$ достигает 16° , $c:N_m$ — 6° . Многочисленные микровключения протомогматического материала — обычно стекла, иногда довольно многочисленных кристаллов шпинели — придают микропорфировым вкрапленникам оливина своеобразную форму.

Как правило, оливин развит в виде одиночных зерен, реже неправильно-кучных групп. Особо следует отметить редко наблюдаемую структурную особенность в развитии оливина в глубоководных лавах — центрические сростки довольно хорошо образованных, призматически-бипирамидальных кристаллов. Центрический характер сростков оливиновых кристаллов еще более отчетливо выражен в микроагрегатных радиально-лучистых образованиях (табл. XXVI). Интересно, что здесь кристаллы развиты как в виде одиночных, так и в виде сростковых образований, имеют форму трех-, редко четырехгранных призм с отчетливо выраженной "скелетной тенденцией". Очень малые размеры этих образований не позволяют произвести их точную оптическую диагностику, не говоря о химических исследованиях.

Представляется, что наблюдаемые вариации кристаллографических характеристик связаны с образованием оливина в условиях резко неравновесной кристаллизации при быстром изменении P-T-условий расплава и его дегазации.

Микропорфиновые вкрапленники клинопироксена-авгита в глубоководных лавах развиты в значительно меньшем количестве в сравнении с оливином и еще менее равномерно. В одних разностях они практически отсутствуют, в других их количество достигает первых процентов объема породы. Так же как и оливин, авгит образуется в скелетных формах, хотя скелетность его значительно менее отчетливо выражена и нередко даже не проявляется. Другая характерная особенность авгита состоит в том, что его вкрапленники всегда окружены черной "щеткой" малопрозрачного волокнистого крипто- или микрокристаллического пироксенового агрегата, особенно четко отличающегося пироксеновые кристаллы от оливиновых в стекловатом мезостазице, где поверхность кристаллов оливина всегда остается "чистой". Порфиновые вкрапленники авгита в разностях с более или менее раскристаллизованной основной массой обычно имеют градационный характер и постепенные переходы к основной тонкозернистой массе, состоящей из пироксена и рудного минерала.

Крипто- и микрокристаллическая структура основной массы обычно имеет центрическую тенденцию, проявляющуюся в образовании разнообразных радиально-лучистых и других сростаний (табл. XXV). Зародыши таких центрических образований часто наблюдаются в виде обособленных малопрозрачных микровариолей, развившихся в стекловатом мезостазице. Центрический характер их не всегда отчетлив, будучи затемненным наложением спутанно-волокнистых агрегатов (табл. XXIX).

Особо следует подчеркнуть структуру основной массы щелочно-базальтовых лав, представленную глобулярными образованиями стекла в стекле, застывшими в виде магматической "эмульсии", являющейся начальным этапом ликвации магмы. Такие ликвационные глобулярные образования, раскристаллизовываясь, также приобретают центрический характер, и далеко не всегда отчетливо устанавливается их первичная ликвационная природа. Наложённая более поздняя раскристаллизация, захватывая обособленные глобулы, а затем и вмещающий их расплав, делает неопределёнными или "затушевывает" структурно-генетические границы между ними. Лишь в особых случаях, как видно на микрофото (табл. XXXII, а, б, в), первичная граница сохраняется довольно отчетливо, выявляя первичную ликвационную природу таких глобул.

Характеризуя строение лавовых потоков, следует отметить, что, кроме таких начальных фаз расслоения расплава, как образование эмульсии двух несмешивающихся жидкостей, здесь нередко проявляется расслоенность более высокого порядка, с образованием более или менее значительных объемов разных жидкостей. Последние более глубоко и разнообразно проявляют свои индивидуальные физико-химические свойства самостоятельных магматических расплавов, в то время как эмульсия практически не обнаруживается в сколько-нибудь значительной мере ни одной из них, являясь качественно особым состоянием "смеси" несмешивающихся жидкостей.

Таким образом, глубоководные лавы Южной котловины в структурно-минералогическом отношении существенно отличаются от соответствующих им по химическому составу наземных вулканических пород, что связано, очевидно, в первую очередь с глубоководным характером формирования породы. Необходимо заметить, что, несмотря на значительное различие в скорости и времени затвердевания¹ лавовых потоков различной мощности (от долей секунды для тонких плиток до многих часов для лавовых "подушек" размером до 30 см), минеральный состав и структурные особенности таких потоков очень близки. Практически во всех раскристаллизованных разностях до 95% объема породы состоит из клинопироксена типа диопсид-авгита, химический состав которого довольно близок валовому составу лавы. Порфиновые окрашенники, как и рудный минерал, являются, по крайней мере, поздней тетраэдрическими образованиями. При этом ранний хромшпинелид стал формироваться до начала кристаллизации оливина. Последний в условиях закалочной кристаллизации образовал не свойственные ему в субаэральных лавах микрокристаллы призматической формы, которые иногда образуют центрические радиально-лучистые сростки.

Пузыристость глубоководных лав щелочно-базальтового состава незначительна, но тем не менее проявляется в виде небольшого числа пузырьков величиной от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Интересны проявления пузыристости в расслоенных потоках. Имеются основания полагать, что летучие, с выделением которых связано образование пузырьков, на определенных этапах глубинной эволюции магмы играют основную роль в расслоении силикатного расплава на две жидкости. На табл. XLIV показаны структурные особенности глубоководного лавового потока в связи с некоторыми аспектами динамики сквозьмагматических потоков летучих.

Авгитовые лавы представляют собой глубоководные эффузивы щелочно-ультрабазитового состава. Химический состав их варьирует в довольно широких пределах, особенно по содержанию глинозема и в несколько меньшей степени - кремнезема (табл. 4, анализы 1-5). Название этой группы пород сохраняется по первоначальной характеристике образца подушечной лавы, полученного в 43-м рейсе нис "Витязь" [Прокопцев, Мурдмаа, 1970]. Оно отражает почти мономинеральный состав породы, но при этом возникает не-

¹ Речь идет о скорости затвердевания, а не охлаждения. Кинетика последнего в маломощных потоках до момента затвердевания подчиняется термодинамике жидкостей и газов, тогда как после образования твердой корки этот процесс определяется менее динамичным параметром теплопередачи в твердом теле.

Таблица 4

Химический состав глубоководных лав Южной котловины

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	34,97	36,28	36,78	37,10	39,41	42,91
TiO ₂	3,60	3,46	3,68	4,00	2,80	1,61
Al ₂ O ₃	13,81	16,42	13,39	12,89	16,47	10,92
Fe ₂ O ₃	9,30	7,35	7,46	9,55	6,07	7,72
FeO	8,26	5,76	6,25	4,99	6,90	7,47
MnO	0,23	0,19	0,19	0,21	0,19	0,44
MgO	7,16	6,36	7,16	7,44	5,00	13,40
CaO	10,87	13,76	13,76	7,62	11,31	8,97
Na ₂ O	1,76	1,36	1,47	2,43	1,60	1,83
K ₂ O	0,41	0,96	0,94	2,40	1,44	0,74
H ₂ O ⁻	2,80	5,28**	5,22**	6,33**	-	2,14
H ₂ O ⁺	4,41				-	2,51
П.п.п.	-	2,44	2,57	4,52	7,48	-
P ₂ O ₅	0,89	0,80	0,86	0,92	1,12	0,35
S и другие малые ком- поненты летучих	SO ₃ - 0,05	SO ₃ - 0,16	SO ₃ - 0,15	SO ₃ - 0,10	F - 0,10	CO ₂ - 0,36
Сумма	98,54	100,58	99,88	100,50	99,89	101,37
	98,49	100,42	99,73	100,40	99,79	101,01

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>a</i>	5,07	5,10	5,10	9,8	6,44	4,53
<i>b</i>	38,82	34,8	38,2	34,4	29,85	41,67
<i>c</i>	7,84	9,90	7,3	4,7	9,52	4,87
<i>s</i>	48,27	50,20	49,4	51,1	54,29	48,93
<i>f'</i>	46,34	38,9	36,0	42,9	46,17	32,96
<i>m'</i>	35,44	35,1	35,0	40,7	32,72	53,12
<i>c'</i>	18,22	26,0	29,1	16,4	21,11	13,92
<i>n</i>	87,88	66,7	70,6	60,9	63,41	85,29
<i>Q</i>	-21,44	-19,7	-25,7	-22,1	-13,92	-16,07
<i>t</i>	7,17	6,8	7,0	7,5	5,06	2,7

* Все содержание "железа" определено в породе в закисной форме.

** Содержание суммы H₂O⁻ и H₂O⁺.

7	8	9	10	11	12	13
44,46	46,36	46,20	46,48	46,40	47,42	47,90
1,40	2,46	2,50	2,79	3,36	2,12	2,65
12,04	12,89	12,90	12,11	15,29	13,82	13,16
2,31	2,17	14,38*	3,19	8,84	10,34	2,45
11,60	12,57	-	10,42	3,68	1,83	9,88
0,20	0,22	0,17	0,18	0,18	0,16	0,20
12,23	8,17	8,37	8,88	4,62	7,79	6,87
10,23	9,30	10,72	9,81	10,84	9,97	9,64
2,97	3,19	2,17	2,57	2,42	3,21	2,30
0,66	1,37	0,88	1,10	2,06	1,20	1,10
0,21	-2,01	-	0,32	1,25	-	0,10
0,18	0,77	-	1,39	-	-	1,00
-	-	Следы	-	0,90	0,88	-
0,27	0,50	0,53	0,63	0,44	0,74	0,65
CO ₂ -0,18	CO ₂ -0,06	SO ₃ -0,12	-	SO ₃ -0,16	F - 0,07	-

98,94	100,04	99,52	99,55	100,44	99,55	97,99
98,78	99,98	99,40	99,55	100,28	99,48	97,99

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

6,76	8,94	6,11	7,19	8,70	8,80	6,79
41,58	34,29	34,03	34,58	27,10	31,50	30,05
3,87	4,00	5,50	4,33	6,30	4,70	5,54
47,79	52,77	54,35	53,90	58,00	55,00	57,62
28,36	40,07	36,53	36,22	42,8	30,19	39,63
44,75	39,29	41,51	42,58	29,9	46,68	39,40
17,57	20,62	21,96	21,19	27,3	23,13	20,97
87,27	77,61	77,78	77,78	63,9	80,00	75,51
-22,81	-16,34	-9,01	-10,91	-7,8	-12,30	-3,88
2,4	3,8	3,87	4,33	5,3	3,19	4,09

Таблица 4 (окончание)

Окислы	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	48,66	49,34	49,53	47,98	47,89	48,41
TiO ₂	2,34	2,3	2,2	2,52	2,59	2,17
Al ₂ O ₃	14,06	13,67	15,12	17,38	17,29	19,04
Fe ₂ O ₃	1,94	3,05	1,40	10,80	9,93	10,53
FeO	10,15	9,12	9,55	0,18	He опр.	0,18
MnO	0,13	0,58	0,12	0,18	0,25	0,11
MgO	6,13	6,13	6,93	3,09	3,47	2,02
CaO	10,43	9,77	10,25	4,99	5,78	7,19
Na ₂ O	2,94	3,08	3,21	2,57	2,57	2,43
K ₂ O	1,13	1,10	1,13	2,41	2,17	1,81
H ₂ O ⁻	-	-	-	2,78	2,32	1,71
H ₂ O ⁺	-	-	-	2,81	3,93	3,15
П.п.п.	0,64	1,32	0,44	1,07	0,13	0,14
P ₂ O ₅	0,72	0,65	0,72	0,51	0,46	0,49
S и другие малые ком- поненты ле- гучих	F - 0,07	F - 0,06	F - 0,07	S _{общ} - 0,02	-	-
Сумма	99,24	100,03	99,79	99,54	99,07	99,62
	99,17	19,97	99,72	99,52	99,07	99,62

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>a</i>	8,10	8,47	8,62	10,12	10,16	9,16
<i>b</i>	29,00	28,61	28,18	19,32	16,81	14,85
<i>c</i>	5,45	4,91	5,17	6,74	8,05	10,11
<i>s</i>	57,45	58,01	57,37	63,82	64,97	65,88
<i>f'</i>	39,24	41,19	36,02	56,57	57,67	72,34
<i>m'</i>	35,70	35,95	40,52	30,68	40,46	26,60
<i>c'</i>	25,06	24,29	23,46	-12,3	1,86	1,06
<i>n</i>	79,66	80,64	81,25	62,1	64,61	67,24
<i>Q</i>	-6,75	-5,82	-13,68	0,66	1,58	3,33
<i>t</i>	3,46	3,41	3,29	3,7	3,97	3,36

Примечания. 1—авгититовая лава, обр. 6298-53а; аналитик Г.С.Гормашева, химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 2—авгититовая шаровая лава, обр. 5967а; аналитик М.И.Гохват, химико-аналитическая лаборатория Института океанологии АН СССР; 3—авгититовая лава, обр. 5967б; аналитик М.И.Гохват, химико-аналитическая лаборатория Института океанологии АН СССР; 4—авгититовая лава, обр. 5968-14; аналитик М.И.Гохват, химико-аналитическая лаборатория Института океанологии АН СССР; 5—авгититовая лава, обр. 5967; аналитик В.Н.Мордвинова, химико-

аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 6 - "меланократовый" слой из расслоенного щелочно-базальтового лавового потока. Центральная котловина Тихого океана, обр. 5437 [Мурдмаа и др., 1973]; 7 - темно-бурое стекло из расслоенного потока (см. примечание к анализу 6); 8 - темно-бурое стекло из расслоенного глубоководного лавового потока, обр. 6298; аналитик О.М. Табакова, химико-аналитическая лаборатория Института вулканологии ДВНЦ АН СССР; 9 - подушечная лава, обр. 6298-626, проба из ядра подушки; аналитическая лаборатория Института океанологии АН СССР; 10 - канатная лава с микроглобулярной структурой, валовый состав, обр. 6298-30; аналитик Г.С. Гормашева, химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 11 - щелочной базальт "обычного" субаэрального петрографического типа, обр. 5972; аналитик М.И. Гохват, химико-аналитическая лаборатория Института океанологии АН СССР; 12 - канатная лава, обр. 6298-30; аналитик В.Н. Мордвинова, химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 13 - плитчатая лава, обр. 6298-23, аналитик Г.С. Гормашева; химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 14 - плитчатая лава, обр. 9298-2, аналитик В.Н. Мордвинова; химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 15 - плитчатая лава с проявлениями расслоенности, преобладает лейкократовое стекло, обр. 6298-2 (105); аналитик В.Н. Мордвинова, химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 16 - плитчатая лава с проявлениями расслоенности, преобладает лейкократовое стекло, обр. 6298-2 (101); аналитик В.Н. Мордвинова, химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 17 - клинкерная лава, обр. 6298-536; аналитик В.Н. Мордвинова, химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 18 - клинкерная лава, обр. 6298-76; аналитик В.Н. Мордвинова, химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР; 19 - клинкерная лава, обр. 6298-7а; аналитик В.Н. Мордвинова, химико-аналитическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР.

которая неопределенность вследствие совпадения названия пород с авгититами - несколько иного структурного и минерального состава, известными в геологической литературе по характеристике пород Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы [Жук-Почекутов и др., 1965; и др.].

Глубоководные авгититовые лавы, как и описанные выше оливиновые базальты, по-видимому, довольно широко распространены на дне океана. В Южной котловине установлена их приуроченность к тем же участкам, где развиты базальтовые излияния. Следует отметить, что признаки излияния авгититовых лав были обнаружены и в Центральной котловине Тихого океана, на станции 6002, в одном из паразитических кратеров на склоне крупного подводного вулкана-гайота.

Поднятые со дна Южной котловины образцы авгититовых лав представляют собой обломки шаровых лав (станция 5967, глубина около 5 км), плитчатых потоков небольшой мощности (до 1,5-2 см; станция 6298-23, глубина около 4,9 км) и потоков, по-видимому, значительно большей мощности (станция 5968-53 и др., глубина 4,8-5 км). Уже с первого взгляда эти темно-серые породы отличаются сильной пузыристостью (табл. XXVIII) от других разновидностей пород, поднимаемых со дна. Величина пузырьков колеблется от долей до нескольких миллиметров; преобладают округлые пузырьки диаметром 2-3 мм. Количество их составляет от 25-30 до 80% объема породы. Распределение и величина пузырьков в пределах одного образца могут меняться в довольно широких пределах. Пузырьки в образцах авгититовой лавы подушечного типа, как правило, в значительной мере заполнены цеолитовыми агрегатами и другими пневматолито-гидротермальными продуктами, окрашивающими стенки пузырьков в розоватые, синеватые и другие тона.

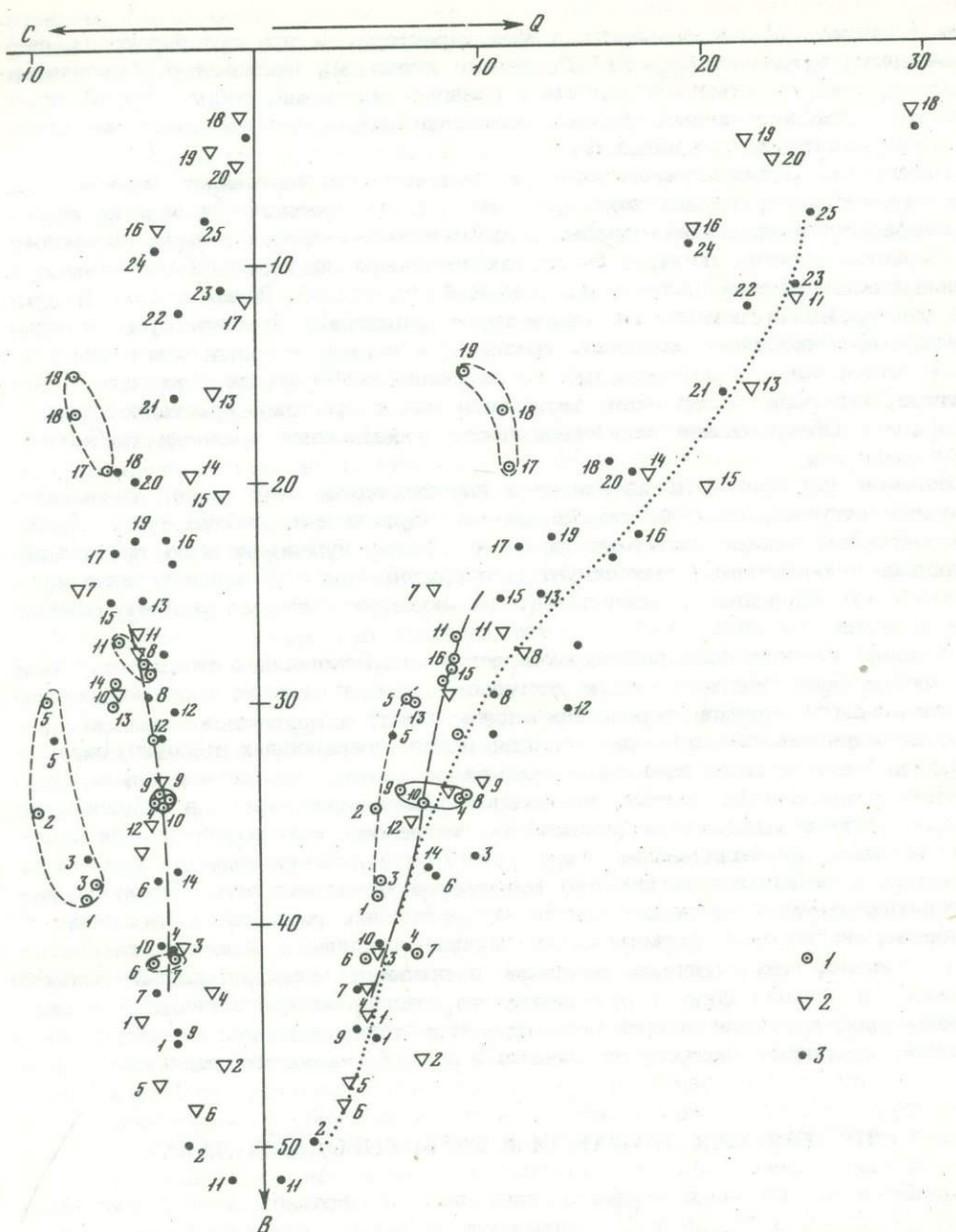
Для строения потоков авгититовых лав также характерны очень маломощные зоны стекловатой закалки, мощность которой составляет от долей миллиметра до первых миллиметров. Изучение авгититовых лав под микроскопом показывает, что это чрезвычайно раскристаллизованные породы (имеется в виду отсутствие закалочного стекла). Так, в весьма пузыристых разностях перегородки между пузырьками толщиной в сотые доли миллиметра представляют собой иногда "монокристаллическую" стенку, состоящую из цепочки одиночных кристаллов авгита. Такая раскристаллизованность породы указывает на очень низкую способность расплава к переохлаждению и, соответственно, на очень низкое его внутреннее трение.

Структура авгититовой лавы микропорфировая. Порфиновые вкрапленники, составляющие первые проценты объема породы, представлены главным образом оливином и в меньшей мере — авгитом. Основная масса микропризматическизернистая, состоит преимущественно также из авгита, и упомянутые выше порфиновые вкрапленники представляют собой более крупные образования этого минерала. Рудный минерал составляет первые проценты объема породы. Представлен он двумя генерациями: более ранней хромшпинелью, точнее, хромшкотитом, и более поздней — магнетитом и, возможно, частично титаномагнетитом.

Таким образом, авгититовые лавы в структурно-минералогическом отношении близки оливиновым щелочным базальтам Южной котловины, с которыми они связаны пространственно и генетически, но резко отличаются от лав щелочно-базальтового состава высокой пузыристостью, а под микроскопом, кроме того, относительно хорошей раскристаллизованностью. Авгититовый расплав, очевидно, в момент излияния содержал большее количество летучих, что подтверждается анализом химического состава, показывающим от 4 до 8 вес.% содержания летучих. Следует обратить внимание, что минимальное количество летучих (4 вес.%) содержится в кристаллической породе без стекла и цеолитов. Учитывая, что пузырьки в такой породе были заполнены летучими, первоначально суммарное содержание летучих — 10% представляется их минимальным количеством в расплаве в момент его затвердевания.

Химический анализ авгититовых лав показывает очень низкое содержание в них кремнекислоты (35–37 вес.%), а также относительно невысокое для ультрабазитовой породы содержание магния (6–7 вес.%). Интересно, что содержание глинозема в них высокое и колеблется в довольно широких пределах. Для них характерно высокое содержание титана, железа и кальция, а также фосфора. Эти лавы по своему химизму представляют, очевидно, крайние дифференциаты щелочно-базальтового расплава, с производными которого они близки пространственно и генетически. Последнее подтверждается принадлежностью их к единому структурно-минералогическому типу пород. Как и щелочно-базальтовые глубоководные лавы, щелочно-ультраосновные авгититовые лавы не имеют аналогов по структурно-минералогическому составу среди наземных образований.

По химическому составу авгититовые лавы среди наземных базальтоидных эффузивов полных аналогов также как будто не имеют. Наиболее близки они гавайским нефелиновым базальтам, представляющим собой, как известно, крайние дифференциаты щелочно-базальтовой магмы. Пересчет химического состава авгититовой лавы (обр. 5967) на нормативный показывает 6% нефелина и 2,6% лейцита [Прокопцев, Мурдмаа, 1970]. Вместе с тем следует отметить; что глубоководные авгититовые лавы, не имея близких аналогов по химическому составу среди известных щелочно-ультрабазитовых групп пород, по ряду признаков сходны с некоторыми разностями кимберлитов, с которыми их сближает богатство летучими. Авгититовые лавы сходны по химическому составу с некоторыми разностями меймечитов. Представляет, что авгититовые лавы со своими особенностями отражают наименее измененный состав жидкого ультрабазитового дифференциата после расслоения щелочно-базальтовой магмы. Закономерности изменения химизма глубоководных лав и соотноше-



Р и с. 13. Вариационная диаграмма [Заварицкий, 1950] химических составов глубоководных лав Южной котловины и магматических пород Таити

1 - глубоководные лавы (см. табл. 1-4); 2 - эффузивные породы Таити [Williams, 1933]; 3 - кристаллические породы Таити [Williams, 1933]

ния их с составом пород вулкана Таити видны на диаграмме Заварицкого (рис. 13).

В одном из образцов авгитовой лавы, поднятых на станции 5968-14, обнаружено небольшое включение - перидотитовый микроксенолит [Прокопцев, 1974a], обломок кристаллической породы пироксен-оливинового состава (табл. XXXI). Ксенолитовый характер обломка устанавливается не только по морфологическому признаку, но и по его минеральному составу, в частности по присутствию ромбического пироксена - энстатита - минерала, неизвестного в базальтах Южной котловины. Кроме того, оливин этого обломка отличается не только более крупными размерами, но и более высокомагнезиаль-

ным составом. Магнезиальность также характерна и для ортопироксена, содержащего, судя по $2V_{Ng} = 71 \pm 2^\circ$, только около 5% железистой компоненты. Наконец, следует отметить наличие в оливине включений, точнее, пустот правильной ромбэдрической формы, напоминающей кристаллические очертания идиоморфных кристаллов кальцита.

Небольшие размеры ксенолитового включения ограничивают возможности его исследования, однако очевидно, что оно не принадлежит к гомогенным образованиям вмещающей породы. Подобные ксенолитовые включения обломков кристаллических пород в базальтах неоднократно являлись объектом детальных исследований [Ross et al., 1954; White, 1966; Волохов 1972; и др.]. По поводу их происхождения существуют различные мнения. Одни авторы, изучающие конкретный материал, приходят к выводу о мантийном происхождении части таких включений, другие высказываются об их гомогенном характере, об образовании этих включений как сегрегаций кристаллов ранних генераций. Обнаруженное включение несет несомненные признаки глубинного происхождения.

Наличие ксенолитов в авгититовой глубоководной лаве может указывать, с одной стороны, на сходство механизма образования щелочно-ультрабазитовых глубоководных расплавов с аналогичными вулканическими продуктами островных и континентальных структур, с другой — на глубинный генезис магматического расплава и ксенолитов: их возникновение не зависит от типа земной коры.

В конце петрографической характеристики глубоководных лав следует еще раз подчеркнуть общность их структурно-минералогических черт независимо от химического состава пород. Последнее наряду с другими признаками позволяет выделить две основные группы пород, производных щелочно-базальтовой магмы, — лавы щелочно-базальтовые и лавы ультрабазитовые. Те и другие представлены петрографическими разновидностями, в образовании которых кристаллизационные процессы существенной роли не играли. Их крипто- и микроромбические структуры носят, по-видимому, закалочный характер, а небольшое количество микропорфировых включений близкого минерального состава не могло внести существенных различий в "остаточные" расплавы, из которых формировались породы различного химического состава. Вероятно, эти различия возникли в процессе эволюции магматического расплава в жидком виде в результате интрателлурической ликвационной дифференциации, признаки которой сохраняются в строении тонкоплитчатых лавовых потоков, вследствие быстрого охлаждения в условиях высокого давления.

ПРОЯВЛЕНИЯ ЛИКВАЦИИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ЛАВАХ

Особенности строения глубоководных лавовых потоков Южной котловины (табл. XXXII—XXXVI и др.) доказывают не только возможность существования в природе такого механизма дифференциации магмы, но и показывают реальность этих процессов в геологических масштабах. Здесь охарактеризованы ликвационные структуры глубоководных лав, химический состав которых варьирует от щелочных базальтов до щелочных ультрабазитов. Последние являются, очевидно, крайними дифференциатами, подобно нефелиновым базальтам в щелочно-базальтовой серии эффузивов гавайских вулканов.

Вследствие быстрого охлаждения и перехода (в доли секунды) из жидкого состояния в твердое больших по мощности глубоководных лавовых потоков в них зафиксирован ряд структурных особенностей, отражающих глубинные, быстро протекающие магматические процессы, в том числе такие, как ликвация. В этих лавах обнаружены структуры начала этого процесса — переход от гомогенного состояния расплава к дисперсной системе, к структуре типа магматической "эмульсии" — так называемые микроглобулярные, вариолитовые или шаровые образования, которые в настоящее время служат прямым доказательством ликвации, если фаза и матрица такой "эмульсии" представлены

стеклом. Но особенно интересны структуры, показывающие переход от эмульсионного строения к расслоенным потокам, где каждый из дифференциатов является самостоятельной жидкостью с различными физико-химическими свойствами.

Кроме потоков, в которых расслоение проявляется отчетливо, нередко наблюдаются участки, где стекла различного состава имеют нечеткие границы — постепенные переходы, что свидетельствует о ретроградном смешивании дифференциатов, обусловленном изменением условий процесса ликвации, в частности потерей летучих компонентов магматического расплава. Судя по структурам глубоководных лав, эволюция ликвационного процесса с момента зарождения эмульсии — возникновения мельчайших обособлений — продолжается в двух направлениях: одно из них — развитие глобулей как индивидуумов, а в конечном счете и сферолитовых агрегатов с более или менее сложной кристаллической структурой, другое — слияние глобулей, образование крупных обособлений магматической жидкости и дифференциация ее на следующих этапах.

Раскristаллизация глобулей в определенной степени показывает характер минерального состава внутриглобулярного вещества. Так, в результате анализа структур устанавливаются переходы от стекловатых глобулей к пироксеновым радиально-лучистым сферолитам. Здесь же наблюдаются структуры слияния в более крупные образования такого же типа. Переход эмульсионного состояния расплава в расслоенную жидкость наглядно проявляется в формировании струйчато-слоистых структур.

Во многих образцах лав наблюдаются признаки ликвационно-динамического расслоения в виде струйчатых микропотоков сливающихся глобулей, концентрирующихся главным образом в нижних частях лавовых потоков. С влиянием гравитационных сил в процессе расслоения связано формирование каплеобразных выступов на нижних плоскостях плитчатых лав. Кроме относительно простой горизонтальной расслоенности, внутри потоков наблюдаются ликвационные обособления со сложным вихреобразным строением. Примером проявления вихреобразных структур в процессе расслоения может быть строение канатного лавового потока (табл. XXXVI). Здесь в относительно лейкократовом потоке (лаве со стекловатой структурой) развито неправильно-трубообразное "тело" меланократового обособления. Его строение дает представление о сложном процессе и о последовательности этапов формирования этого обособления на фоне относительно простой структуры стекловатого слоя щелочно-базальтового состава.

Образование сложного трубчатого тела — обособления, вероятно, связано с вращательным движением потока. В каждом из разрезов видно, что основной объем жидкости меланократового состава сконцентрирован в "раздуве" стенки такой своеобразной трубки в виде "стержня". Этот стержень на всем протяжении окружен роем или облачком остаточных сферолитов, из которых путем слияния в жидком виде сформировалось обособление. Площадь сечения ликвационного обособления и количество окружающих его сферолитов, как видно на фото, связаны прямой зависимостью.

Остальная часть трубчатого меланократового обособления в разрезах представляет собой тонкую жижку — "проводничок", нередко выклинивающийся или переходящий в пунктир глобулей — раскristализованных сферолитов, которые аналогичны тем, что окружают раздув. Такое сходство указывает на общность их происхождения, а также на то, что раздув действительно состоит из полностью слившихся жидких глобулей. Это обстоятельство подчеркивается в связи с тем, что внутренняя структура меланократовых обособлений в расслоенных (слоистых) потоках имеет обычно микроструйчатый плоскостный характер, связанный с гравитационно-гидродинамическим расслоением "магматической" эмульсии.

Краевые, эндоконтатные части этого тела относительно хорошо раскristализованы. Сложены они микрокристаллическими сростками тонкопризматических зерен клинопироксенового типа, промежутки между которыми забиты рудной "пылью". Внутренняя часть его имеет криптокристаллическую пели-

томорфную, а возможно, и стекловатую структуру. Эта часть породы в петрографическом шлифе совершенно непрозрачна вследствие того, что также забита тончайшей рудной "пылью". В отраженном свете внутренние части обособления наиболее светло окрашены, а по характеру полированной поверхности аналогичны стеклу окружающего его лейкократового дифференциата. Общая структура "раздува" характеризует его как гомогенное микромагматическое тело, возникшее в результате единого акта застывания однородной жидкости.

Относительно хорошая раскристаллизация периферической полости в сравнении с внутренней, практически нераскристаллизованной частью тела указывает на то, что этот процесс начался с периферии обособления, что является одним из структурных признаков жидкого обособления дифференциата [Григорьев, 1966]. На жидкостный характер обособления указывает и наличие в нем относительно крупных газовых пузырьков правильной округлой формы.

Необходимо также отметить проявления ликвационного механизма отделения первично-магматических рудных расплавов. В строении глубоководных лавовых потоков видна несомненная связь ранних этапов ликвации рудного расплава с процессом ликвации силикатной магмы. Зарождение сульфидных капель происходит в меланократовом дифференциате, наиболее богатым летучими компонентами (табл. XLVII—XLIX). По-видимому, близкие по составу и морфоструктурным особенностям строения рудных капель и их агрегатов-скоплений наблюдаются также в ксенолитах мантийного материала (табл. L; 1, 2).

В конце вводного раздела стоит обратить внимание на структуры глубоководных лав с точки зрения изучения их гидродинамических свойств, в частности вязкости магматического расплава. Как известно, вязкость является одной из основных физико-химических характеристик вещества в жидком и газообразном состоянии. Коэффициент вязкости в качестве одной из определяющих величин входит в критериальное уравнение гидродинамического и теплового подобия [Голубев, Гнездилов, 1971]. Он используется для теоретических основ физической механики, интерпретации сил молекулярного взаимодействия и процессов молекулярного переноса в целом и т.д.

Ряд особенностей застывших глубоководных потоков щелочно-базальтового состава указывает на маловязкое состояние расплава во время его излияния на дно океана. В первую очередь отмечается малая мощность таких потоков, характерная тонкоструйчатая верхняя поверхность, небольшие каплеобразные выступы на нижней плоскости и другие признаки. Возможность непосредственных измерений и достаточно точных расчетов величины вязкости дают результаты изучения гидродинамических структур расслоения потоков и определения величины динамической вязкости на основании независимых структурных характеристик глубоководных лав.

Для определения величины динамической вязкости использованы структурные образования расслоенных потоков, напоминающие модель капиллярного вискозиметра (табл. XXXVIII, 2, а; табл. XLV, 2, а и др.). Следует подчеркнуть, что капиллярная вискозиметрия, по мнению специалистов, принадлежит к наиболее корректным методам такого типа исследований маловязких веществ. Теоретическим обоснованием капиллярного метода является известное уравнение Гагена-Паузейля

$$\eta = \pi(P_1 - P_2)r^4/8VL,$$

где η - коэффициент динамической вязкости; $P_1 - P_2$ - разность давлений на кольцах капилляра; r - радиус капилляра; V - объем жидкости или газа, протекающего через капилляр в единицу времени; L - длинами капилляра, $\pi = 3,14$.

Все данные, характеризующие размеры "вискозиметра", получены измерениями под микроскопом с необходимой точностью. Что касается величин скорости течения расплава через капилляр и разности давлений на его концах, то они могут быть получены несложными расчетами. Так, разность дав-

лений по мере заполнения пузырька протекавшим через капилляр расплавом выравнивалась. Можно полагать, что начальная разность внешнего и внутреннего давлений в пузырьке была пропорциональна отношению первоначального объема пузырька и объема влившегося в него расплава. Внешнее давление принимается равным гидростатическому, т.е. 500 атм. Время протекания вследствие стационарности процесса охлаждения и недостаточной определенности устанавливается в пределах точности определения порядка утсанвливаемого коэффициента вязкости (при этом приняты отклонения в сторону максимальных значений времени процесса и соответственно определяемых величин вязкости). Для суждения о корректности полученных значений вязкости были также учтены условия ламинарности потока, протекающего через капилляр. Было проверено число Рейнольдса для этого потока:

$$Re = wd\rho/\eta,$$

где u - линейная скорость, см/сек; ρ - плотность, г/см³; d - диаметр капилляра, см; η - вязкость, г·см⁻¹·сек⁻¹ (пуаз). Критическое значение числа Рейнольдса не должно превышать 2300.

Для модели использованного естественного вискозиметра эта величина составляет около 1400. Таким образом, условия "опыта" представляются корректными, а результаты в указанных выше пределах точности - достаточно надежными.

На основании измерений и расчетов получено, что коэффициент динамической вязкости расплава в глубоководных лавах $\eta = n \cdot 10^{-3}$ пуаз.

Правильность порядка полученных величин вязкости расплава глубоководных лав подтверждается также вычислениями значений их вязкости на основании закона Стокса путем расчета скорости всплывания пузырьков (табл. XLIV). Для этого используется формула Адамар-Рабчинского, которая в сравнении с формулой Стокса более точно учитывает закономерности движения капель жидкости с мало отличающейся вязкостью:

$$V = gr^2(d_1 - d_2)/3\mu,$$

где V - скорость движения (погружения или всплывания) пузырька; r - радиус пузырька; $d_1 - d_2$ - разность плотностей жидкости и всплывающего в ней пузырька; $g = 9,81$ - ускорение силы тяжести; μ - вязкость исследуемой жидкости. Вязкость может быть вычислена с необходимой точностью на основании замеренных величин. Расчеты показывают, что вязкость меланократового дифференциата в расслоенном глубоководном базальтовом потоке, определенная по формуле Стокса, равна $\mu = n \cdot 10^{-4}$ г·см⁻¹ сек⁻¹ (пуаз).

Следует отметить, что определение коэффициента вязкости различными методами (по Пуазейлю и по Стоксу) относится к расплавам различного состава при различных температурных режимах дифференциатов.

Величины вязкости, определенные независимыми методами, указывают на то, что магматический расплав, по крайней мере в процессе его ликвации, может представлять собой весьма подвижное, квазисверхтекучее состояние эндогенного вещества Земли.

ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛТЫ ПОДВОДНОГО ПОДНЯТИЯ МАРКУС-НЕККЕР

Для полноты представления о составе базальтов дна Тихого океана, их петрографического разнообразия и сравнения их структурных особенностей со строением глубоководных лавовых потоков целесообразно показать ряд особенностей петрографического состава "обычных" базальтовых пород, широко распространенных на дне океана. Такими примерами могут быть породы щелочно-базальтового комплекса подводного поднятия Маркус-Неккер и толеитовые базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Поднятие Маркус-Неккер — это довольно крупная (даже по масштабам Тихого океана) структура субширотного простираения. На востоке она смыкается с поднятием Гавайских островов в районе о-ва Неккер резко выраженной структурой подводного хребта одноименного названия. Далее на запад от хребта Неккер идет сложная система относительно небольших подводных гор и гайотов Мид-Пасифик [Менард, 1966]. Еще дальше на западе выделяется система гор Маркус-Уэйк, которые неотчетливо трассируют продолжение поднятия до пересечения системы глубоководных желобов и островных дуг, смыкаясь с поднятием островной дуги Бонин. Общая протяженность поднятия Маркус-Неккер превышает 5 тыс. км.

Как показывает изучение образцов пород, собранных в некоторых участках различных структур поднятия Маркус-Неккер во время 43-го и 48-го рейсов нис "Витязь", а также результаты бурения на "Гломаре Челленджере" [Winterer, Ewing et al., 1971], в составе этих гор распространены разновозрастные (от раннего до верхнего мела) дифференцированные щелочные базальты, что

Таблица 5

Химический состав щелочных базальтов подводного хребта Маркус-Неккер

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	35,59	35,72	39,20	39,98	40,06
TiO ₂	3,34	3,52	3,10	2,75	3,55
Al ₂ O ₃	14,89	14,68	12,35	12,00	14,10
Fe ₂ O ₃	13,26	13,41	11,60	7,61	11,60
FeO	0,81	0,81	1,82	3,60	3,70
MnO	0,21	0,19	0,15	0,13	0,15
MgO	3,44	3,55	5,10	8,84	6,05
CaO	7,96	7,82	8,17	13,78	9,36
Na ₂ O	2,26	2,24	3,30	3,00	1,80
K ₂ O	1,56	1,60	1,80	0,79	1,30
H ₂ O ⁻	6,71	6,89	2,76	2,86	2,42
H ₂ O ⁺	-	-	-	3,24	-
P ₂ O ₅	4,20	4,35	3,45	0,72	1,51
П.п.п.	5,55	5,70	4,90	0,54	4,10
Сумма	99,78	100,48	97,70	99,84	99,70

указывает на достаточно длительное и сложное формирование этой вулканической структуры, в которой выделяются три типа комплексов базальтовых пород и соответственно три этапа их формирования [Рудник, Матвеевков, 1978]. Анализ химического состава базальтов поднятия Маркус-Неккер (табл. 5) и положение фигуративных точек их составов на диаграмме Зава-рицкого [1950] указывают на определенное сходство этих базальтов как по химическому составу пород, так и по характеру эволюции вулканизма с более молодым вулканизмом Гавайских островов.

Еще большее сходство обнаруживается между базальтоидами поднятия Маркус-Неккер и базальтоидами Южной котловины, как островными, так и глубоководными (при этом, конечно, имеется и ряд своих особенностей для каждого структурно-тектонического региона). Кроме общих черт химизма и его эволюции, в процессе развития тектоно-магматического цикла отчетливо проявляется ряд общих черт специфичности химизма базальтоидов этих регионов. Так, в частности, высокое содержание калия и сопутствующих ему редких и рассеянных элементов является характерной чертой определенного генетического типа щелочно-базальтовых магм, характерного как для производных вулканизма Южной котловины, так и для базальтоидов поднятия Маркус-Неккер. Следует также отметить, что для последних установлен подводный характер излияния; однако глубина воды, вероятно, была еще меньшей, чем в настоящее время (подобно тому, как это представляется для древних разновидностей базальтов со дна Южной котловины). Таким образом, различия петрографического состава могут быть объяснены более мелководными условиями формирования базальтоидов Маркус-Неккер. С другой стороны, встреченные здесь породы типа авгититовых лав указывают, что с увеличением глубины излияния расплава при остывании последнего формировались аналогичные структурные различия глубоководных базальтоидов.

[Рудник, Матвеевков, 1978]

6	7	8	9	10	11	12
41,22	41,30	41,66	42,84	45,00	45,32	42,26
3,00	3,55	3,20	3,80	3,20	3,20	2,94
11,33	17,50	13,90	12,28	16,05	18,47	17,90
10,06	11,50	7,54	8,92	9,90	6,87	6,75
2,16	1,62	3,38	4,64	2,20	0,60	4,67
0,18	0,08	0,33	0,16	0,13	-	0,18
2,96	2,44	5,36	6,68	3,91	1,63	4,11
10,70	7,90	10,30	11,20	7,34	8,36	11,62
3,44	2,50	3,41	2,20	2,40	3,76	1,62
1,74	1,40	2,10	1,18	1,80	1,54	1,20
2,86	2,80	2,50	2,26	3,20	4,24	1,22
1,94	-	3,05	1,50	-	-	1,69
5,21	2,54	1,53	0,83	1,33	2,68	1,93
1,54	4,34	1,33	1,80	3,64	2,79	1,16
99,22	99,51	99,59	100,99	100,10	99,40	99,51

Таблица 5 (окончание)

	1	2	3	4	5
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому					
<i>a</i>	9,4	8,16	11,2	8,0	6,5
<i>b</i>	27,3	27,6	30,9	38,6	31,9
<i>c</i>	8,02	7,89	3,9	4,3	7,1
<i>s</i>	55,3	55,4	53,9	49,0	54,3
<i>f'</i>	57,5	57,2	43,8	26,7	47,1
<i>m'</i>	26,8	27,9	31,9	39,6	35,6
<i>c'</i>	15,7	14,8	7,4	33,6	17,2
<i>n</i>	68,5	67,3	73,5	84,2	67,4
<i>Q</i>	-7,3	-12,5	-18,4	-22,2	-11,3
<i>t</i>	6,4	6,9	5,6	5,0	6,2
<i>φ</i>	53,03	52,83	36,9	17,4	34,4

Примечания. 1 и 2 - щелочные базальты (станция 6352, 18°19' с.ш., 178°20' в.д., глубина 1630 м); 3, 5 и 9 - оливиновые щелочные базальты (станция 6364, 21°10' с.ш., 163°13' в.д., глубина 3010-3085 м); 4 - оливиновый базанит (станция 6348, 18°31' с.ш., 175°06' з.д., глубина 1600-1900 м); 6 - плагиоклазовый порфирит (станция 6343, 20°06' с.ш.,

6	7	8	9	10	11	12
---	---	---	---	----	----	----

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

11,2	9,0	11,4	6,9	9,0	12,5	6,10
29,8	20,6	29,9	33,6	21,9	14,6	25,33
2,9	9,6	4,3	5,2	7,7	8,4	10,71
55,9	60,5	54,3	54,2	61,2	64,4	57,86
41,6	66,8	35,9	13,5	55,1	52,2	46,91
18,6	23,6	33,1	35,2	34,3	22,2	31,48
39,6	9,6	30,9	26,9	10,6	25,5	21,60
75,3	72,7	71,4	72,9	67,2	79,2	66,67
-13,3	-6,3	-18,4	-10,5	-3,1	-4,5	-7,19
5,2	6,1	5,4	6,3	5,0	5,0	4,86
32,6	57,6	23,2	24,1	43,9	47,7	25,93

169°07' з.д., глубина 4100-4400 м); 7 и 10 - афировые базальты* (из того же участка дна, что и обр. 3, 5 и 9); 8 - щелочной роговообманковый базальт (там же, где обр. 4); 11 - трахиандезит (станция 6367, 23°32' с.ш., 157°23' в.д., глубина 1440-1410 м); 12 - авгитовый базальт (там же, где обр. 4).

ИЛЛЮСТРАЦИИ

I - II - фото глубоководной поверхности дна Южной котловины Тихого океана (в районах детальных исследований); лавовые потоки, шаровые лавы, железо-марганцевые конкреции и т.п.

III - XIII - щелочные базальты подводного поднятия Маркус-Неккер.

XIV - XV - толеитовые базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия (впадина Хесса).

XVI - XX - древние базальты Южной котловины Тихого океана.

XXI - XLIX - глубоководные лавы Южной котловины Тихого океана.

L - LV - магматические образования о-ва Таити.

LVI - граниты со дна Тихого океана.

Т а б л и ц а I

Фотоснимки поверхности дна Южной котловины в районе детальных геологических исследований в 43-м и 48-м рейсах нис "Витязь"; полигон II, станция 5968, фотографировал Н.Л. Зенкевич; полигон I, станция 6298, фотографировал В.И. Маракуев [см. также Зенкевич, 1970].

1 - горизонтальная поверхность относительно свежего лавового потока, еще почти свободная от донных организмов и осадков.

2 - крутонаклонная поверхность свежего лавового потока; на его поверхности видны струйчатые формы течения пластичной лавы.

3-5 - лавовые потоки с бугристой поверхностью, несколько "сглаженной" развитием железо-марганцевых корок и тонким слоем илистых осадков.

6 - глыбовая лава; отдельные глыбы достигают 1 м в поперечнике; в центральной части снимка видны расположенные между угловатыми глыбами относительно небольшие шаровидные образования, по-видимому, железо-марганцевые конкреции.

7 - на поверхности донных осадков видны остроугольные выступы довольно крупных базальтовых обломков.

Т а б л и ц а II

Шаровые лавы на различных участках дна Южной котловины; размер отдельных шаров или "подушек" достигает 0,5-0,8 м. Между базальтовыми подушками местами обильно развиты железо-марганцевые конкреции размером до 10 см.

Т а б л и ц а III

Образцы вулканических пород со склонов подводного поднятия Маркус-Неккер.

1 - общий вид образца лавы со станции 6348-9/3. На части поверхности сохранилась железо-марганцевая корка, образовавшаяся на обломке на дне океана, на верхней части обломка видны свежие сколы; $\times 1,5$.

2 - разрез обр. 6348-9/3, показанного на фото 1. Здесь более отчетливо видны округлые пузырьки и миндалины, выполненные цеолитовым агрегатом; $\times 1,5$.

3 - общий вид образца лавы, поднятой на станции 6348-9/1. На верхней части образца сохранилась бугристая корка гидроокислов железа и марганца, внизу - свежий скол; $\times 1,5$.

4 - разрез образца, показанного на фото 3. Здесь видна удлиненная форма пузырьков, свидетельствующая о том, что во время затвердевания лава текла; в нижней части образца виден разрез железо-марганцевой корки; $\times 1,5$.

Т а б л и ц а IV

Образцы базальтовой лавы, поднятые на станции 6352.

1 - образец пузыристого оливинного базальта (его микроструктура показана на табл. IX). Поверхность образца покрыта железо-марганцевой коркой; внутренняя часть - свежий скол; натур. вел.

2 - внешний вид.

3 - разрез образца пузыристого базальта; $\times 1,5$.

Т а б л и ц а V

Микроструктуры вулканических пород подводного поднятия Маркус-Неккер (прозрачные шлифы).

Плагиоклазовый порфирит (трахитоидный плагиобазальт), пузыристый (миндалекаменный). Структура породы порфировая. Порфиновые вкрапленники представлены как отдельными кристаллами плагиоклаза, так и сростками из нескольких зерен размером до нескольких миллиметров. Основная масса породы микрозернистая, с микропорфировой структурой. Микропорфиновые вкрапленники представлены призматическими зернами плагиоклаза и цветного минерала. Последний сохранился в виде псевдоморфоз гидроокислов железа и хлорит-гидрослюдистых агрегатов, замещающих, по-видимому, оливин. Размер микровкрапленников достигает 0,5-1 мм; количество их составляет первые проценты объема породы. Основная масса породы состоит из лейст плагиоклаза размером до 0,2 мм, каждая из которых как бы окружена "войлочным" агрегатом, образованным мельчайшими игольчато-волокнистыми минералами и рудными сростками. Местами угловатые промежутки между лейстами плагиоклаза занимает прозрачный хлоритовый агрегат, по-видимому, замещающий стекловатый мезостазис. Нередко в породе наблюдаются участки с параллельной и субпараллельной ориентировкой лейст и микропорфиновых вкрапленников плагиоклаза, придающей породе трахитовый характер.

Крупные порфиновые вкрапленники плагиоклаза имеют сложное строение и несут признаки значительных вторичных изменений. Особенно сильно изменены внутренние зоны кристаллов, а также присутствующие здесь включения вулканического стекла.

1 - гломеропорфиновые сростки плагиоклаза; обр. 6343а, без анализатора.

2 - то же, николи +; более отчетливо видно сложное строение кристаллов плагиоклаза.

3 - единичны порфиновые вкрапленники плагиоклаза; обр. 6343-1а, без анализатора.

4 - то же, николи +.

Текстура породы микропузыристая. До 20-30% объема породы составляют округлые пузырьки, размер которых 1-2 мм. Почти все пузырьки заполнены волокнисто-зернистым агрегатом с низким двупреломлением, показатель преломления около 1,6 (возможно, это гидротермальный фосфат?). Внутри более сложных миндалины вместе с фосфатом развиваются вторичные миндалины, образованные кольцевым агрегатом цеолитового состава (см. табл. VI, 4).

Т а б л и ц а VI

Афировый трахибазальт пузыристый (миндалекаменный), обр. 6344а. Микроструктура породы афировая, гиалопилитовая. Порода состоит главным образом из палагонитизированного стекла и лейст плагиоклаза размером 0,05-0,2 мм. Лейсты имеют субпараллельную ориентировку. Небольшую часть породы составляют кристаллы измененного оливина и рудные зерна двух генераций. Особенно многочисленны мелкие кристаллики магнетита второй генерации размером около 0,01 мм.

В породе развиты небольшие пузырьки - миндалины, составляющие 2-10% объема породы. Мелкие пузырьки имеют округлую форму, более крупные вытянуты в направлении флюидной ориентировки лейст плагиоклаза. Мелкие пузырьки на 2/3 заполнены концентрическими агрегатами цеолитового состава; крупные - полностью заполнены перекристаллизованным фосфатным материалом.

1 - шлиф в проходящем свете.

2 - то же, николи +.

3 - увеличенный фрагмент нижней части фото 1; здесь более отчетливо видны многочисленные микросростки рудных зерен.

4 - строение миндалины в плагиоклазовом порфирите; обр. 6343-1а (см. подпись к табл. V).

Т а б л и ц а VII

Роговообманковый трахиандезит; обр. 6348-2. Структура породы микропорфировая. Наблюдается небольшое количество порфиновых вкрапленников, представленных единичными таблитчатыми зернами плагиоклаза и призматическими - амфибола. Основная масса состоит из приблизительно равных количеств микрозерен плагиоклаза, амфибола и пироксена, промежутки между которыми заполнены микролитовым, войлокообразным агрегатом игольчатых микрокристаллов амфибола, плагиоклаза, пироксена, апатита и рудных зерен. Порфиновые вкрапленники амфибола опацитизированы.

1 - участок шлифа с опацитизованными порфиновыми вкрапленниками амфибола. Заметна субпараллельная ориентировка порфиновых вкрапленников.

2 - участок шлифа с порфиrowыми вкрапленниками плагиоклаза и относительно мелкими опацифицированными кристаллами амфибола, без анализатора.

3 - то же, николи +.

Т а б л и ц а VIII

Трахиандезит (плагиотрахит), порфиrowый; обр. 6367-4. Порфиrowые вкрапленники образованы сростками относительно небольших зерен плагиоклаза. Основная масса состоит из субпараллельных лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены измененным вулканическим стеклом и (или) продуктами изменения цветного минерала, а также рудными зернами. Количество последних составляет до 30-40% объема основной массы.

1 - участок шлифа с "порфиrowым" вкрапленником, представляющим собой мономинеральный сросток зерен плагиоклаза.

2 - то же (видно более отчетливо), николи +.

3 - основная масса породы состоит из субпараллельно ориентированных лейст плагиоклаза, микрорезерн рудного минерала и измененного вулканического стекла. Видны довольно многочисленные микроиндалины - светлое.

4 - то же, николи +.

Т а б л и ц а IX

Оливиновый базальт пузыристый (миндалекаменный); обр. 6352, прозрачный шлиф.

Структура породы порфиrowая. Порфиrowые вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами оливина, реже - пироксена. Среди последних встречаются относительно крупные индивиды обломочной формы, вероятно интрателлурические образования или ксеновключения. Все кристаллы пироксена выглядят довольно "свежими", мало измененными, в то время как оливиновые - практически нацело замещены железисто-хлорит-серпентиновыми псевдоморфозами. Порфиrowые вкрапленники пироксена нередко образуют гломеропорфиrowые скопления, как бы представляющие собой однородные включения кристаллической породы. Пироксеновые кристаллы часто проявляют зонарное строение: в ядре зеленоватый диопсид, края отчетливо окрашены в лиловые тона, характерные для титанистого авгита.

Текстура породы пузыристая. В некоторых участках пузырьки полностью заполнены цеолитовым агрегатом. Такие пузырьки соединены между собой тонкими трещинами - каналами, также заполненными цеолитовым материалом - см. фото 4.

1, 3 - различные участки шлифа без анализатора.

2 - участок шлифа, показанный на фото 1; здесь анализатор включен под углом 50°.

Т а б л и ц а X

Трахибазальт пироксен-рогообманковый, миндалекаменный; обр. 6348-9/1, прозрачный шлиф.

Порода состоит из лейст плагиоклаза, призматических кристаллов амфибола и пироксена, рудных зерен и небольшого количества стекловатого мезостазиса, заполняющего промежутки между названными минералами. Количество главных породообразующих минералов меняется от приблизительно равного соотношения лейкократового и цветных компонентов до соотношения 2:1. Стекло в породе изменено мало. Благодаря субпараллельной ориентировке лейст плагиоклаза и длиннопризматических кристаллов пироксена амфибола сложение породы имеет трахитоидный характер. Количество амфибола и пироксена в породах заметно варьирует. Иногда проявляются признаки позднего развития амфибола, как будто уже по вулканическому стеклу (?).

В отдельных участках в породе развиваются относительно многочисленные миндалины, стенки которых покрыты "щечками" цеолитовых агрегатов. Ориентация таких пузырьков - миндалин - подчеркивает трахитовое сложение породы.

1 - участок шлифа с включениями относительно крупных миндалин; без анализатора.

2 - то же, николи +.

3, 4 - фрагмент нижней части, фото 1 и 2.

Т а б л и ц а XI

1, 2 - оливиновый базальт, миндалекаменный; обр. 6364-3, прозрачный шлиф.

Структура породы порфиrowая. Порфиrowые вкрапленники представлены кристаллами оливина размером 0,5-2 мм, образующими кучные скопления из нескольких зерен. Основная масса состоит из беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза разме-

ром 0,05–0,5 мм, угловатые промежутки между которыми заполнены зернами клинопироксена, что придает структуре основной массы офитовый характер. Оливин порфиновых вкрапленников в результате вторичных изменений нацело замещен малопрозрачным железистым агрегатом.

Текстура породы миндалекаменная. Округлые пузырьки величиной 1–2 мм составляют до 25–30% объема породы. Многие из них заполнены железисто-хлоритовым агрегатом.

1 – участок шлифа с многочисленными железисто-хлоритовыми миндалинами в микрокристаллической основной массе оливинового базальта. Без анализатора.

2 – то же, николи +.

3, 4 – базальт пироксеновый, микросферолитовый; обр. 60136, прозрачный шлиф.

Порода сложена центрическими, радиально-лучистыми сферолитами пироксена и небольшим количеством лейст плаггиоклаза. Последние часто проявляют скелетное, коробчатое строение, наиболее четко видимое на поперечных разрезах этих образований. Пироксен радиально-лучистых сферолитовых агрегатов в результате вторичных изменений разрушен до состава гидроокислов железа и гидрослюдистых агрегатов.

3 – общий вид участка породы, состоящей из сферолитов пироксена и скелетных, коробчатых лейст плаггиоклаза. Без анализатора.

4 – фрагмент участка шлифа породы, сложенной радиально-лучистыми сростками пироксена. Без анализатора.

Т а б л и ц а XII

1 – базальт плаггиоклазовый, микропорфиновый с микросферолитовой структурой основной массы. Микропорфиновые вкрапленники представлены мелкими призматическими кристаллами плаггиоклаза (в левом нижнем углу фотоснимка). Основная масса породы сложена радиально-лучистыми центрическими агрегатами плаггиоклаза, между которыми развито хлоритизированное вулканическое стекло, "забитое" многочисленными мельчайшими рудными частицами. Обр. 6001-1; прозрачный шлиф, без анализатора.

2 – базальт стекловатый, пузыристый. В стекловатой основной массе видны многочисленные микровкрапленники лейст плаггиоклаза. В пузырьках развиты железисто-хлоритовые агрегаты; в более крупных пузырьках такие агрегаты развиты на стенках в виде концентрической корки – слоя. Обр. 6002-12; прозрачный шлиф, без анализатора.

3 – авгититовая лава, пузыристая. Основная масса породы состоит из призматических и игольчатых кристаллов авгита. Беспорядочная ориентировка мельчайших удлиненных кристаллов и оборванно-заноженный характер концевых граней придают структуре основной массы породы спутанно-волокнистый, войлоковидный облик. Изредка встречаются более крупные кристаллы авгита, аналогичные по составу кристаллам основной массы (в центре слева). Кроме пироксена, значительное место в основной массе породы составляют мельчайшие рудные зерна; более крупные кристаллы магнетита также составляют заметную часть породы. Порфиновые вкрапленники оливина образуют небольшие кучные скопления. Оливин в породе как таковой не сохранился, по нем развиты железисто-хлоритовые псевдоморфозы. Обр. 6002-11; прозрачный шлиф, без анализатора.

4 – фрагмент шлифа, фото 3; без анализатора.

Т а б л и ц а XIII

Авгититовый базальт, микросферолитовый, порфиновый. Обр. 6002-21, прозрачный шлиф.

Структура пород микропорфировая. Порфиновые вкрапленники представлены скелетными, футляровидными кристаллами оливина, образующими скопления и сростки из нескольких зерен. Оливин слегка изменен – "замутнен" пятнами гидроокислов железа. Основная масса породы состоит из радиально-лучистых игольчатых и длиннопризматических кристаллов клинопироксена и остаточного вулканического стекла. Рудные минералы развиты в относительно небольшом количестве.

1 – участок шлифа, где развиты микровкрапленники скелетных кристаллов оливина. Николи +.

2 – основная масса породы. Вулканическое стекло – темно-серая масса между призматическими кристаллами пироксена. Николи под углом 60°.

3 – тот же участок шлифа, что на фото 2, без анализатора.

Т а б л и ц а XIV

Плитчатые потоки глубоководных лав толеитового состава. Впадина Хесса; станция 532, глубина 5 км (образцы коллекции Г.Б. Рудника), ×1,25.

Т а б л и ц а X V

Толитовый базальт, обр. 532-1 (см. табл. XIV); прозрачный шлиф.

1 - общий вид микроструктуры краевой части лавового потока. Верхняя треть микрофотоснимка (светло-серое) - закалочное вулканическое стекло с микровкрапленниками интрателлурического плагиоклаза и пироксена. Внизу - более раскристаллизованная внутренняя зона потока базальта, основная масса которого становится непрозрачной вследствие кристаллизации; $\times 10$ без анализатора.

2 - радиально-лучистые агрегаты криптокристаллического пироксена (?) вокруг микролита. "Войлок" таких микролитов образует основную массу непрозрачного материала (см. фото 1); $\times 200$ без анализатора.

3 - деталь структуры закалочного стекла с включениями микровкрапленников кристаллов плагиоклаза, нередко скелетных (в центре справа), и более мелких кристаллов пироксена; $\times 30$, николи +.

4 - то же, что на фото 3, но без анализатора. Здесь видны в стекле мелкие округлые пустоты - пузырьки; очевидно, они являются результатом выделения летучих.

Т а б л и ц а X V I

Образцы древних базальтов ложа Южной котловины Тихого океана (вулканические породы фундамента ложа).

1 - округлый (окатанный?) обломок очень пузыристого плагиобазальта. Поверхность обломка несет на себе следы жизнедеятельности донных организмов. Гидроокислы железа и марганца на поверхности образца здесь практически отсутствуют. Обр. 6298-3, $\times 1,25$.

2 - разрез образца, показанного на фото 1.

3 - клинкерная лава плагиобазальтового состава (микроструктура базальтов этого типа показана на табл. XVII-XVIII). Поверхность таких обломков покрыта довольно мощной коркой гидроокислов железа и марганца - железо-марганцевые конкреции, в ядрах которых находятся обломки базальта. Обр. 6298-7, $\times 1,25$.

4 - железо-марганцевая конкреция, в ядре которой находится обломок витрокластического (палагонитизированного) туфа (микроструктура такого туфа показана на табл. XX). Обр. 6298-13, $\times 1,25$.

Т а б л и ц а X V I I

Анортитовый (высокоглиноземистый) щелочной базальт (обр. 6298-7а) со дна Южной котловины (северный склон подводной горы Петелина).

1 - макроструктура, наблюдаемая на пришлифованной поверхности образца. Видны многочисленные вкрапленники плагиоклаза - анортита (светло-серое на фоне относительно темной, тонкозернистой основной массы); $\times 2$.

2 - микроструктура основной массы, сложной беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза и малопрозрачными продуктами разложения мезостазиса. В центре - псевдоморфозы хлорит-серпентина по цветным микровкрапленникам. Прозрачный шлиф, $\times 30$, без анализатора.

3 - радиально-лучистая "метельчатая" структура микролитов плагиоклаза основной массы. Прозрачный шлиф, $\times 150$, без анализатора.

4 - то же, что и на фото 3, николи +.

Т а б л и ц а X V I I I

Микроструктура плагиопорфиновых - анортитовых высокоглиноземистых щелочных базальтов. Прозрачные шлифы, обр. 6298-7а.

1 - вкрапленники представлены отдельными крупными зернами. В ядре они имеют анортитовый состав. Внешняя - лабрадор-битовниговая кайма отделена от ядра довольно четко выраженной зоной включений измененного стекла. В ядре также развиты бесчисленные мелкие включения, многие из которых приурочены к кристаллографическим формам; $\times 10$: а - без анализатора, б - николи +.

2 - гломеропорфиновые скопления порфиновых вкрапленников в анортитовых базальтах - "зародыши" мономинеральных кристаллизационных плагиоклазовых обособлений в высокоглиноземистых щелочных базальтах; $\times 5$: а - без анализатора, б - николи +.

Т а б л и ц а X I X

Микроструктуры древних базальтов со дна Южной котловины (базальты субаэрального типа). Прозрачные шлифы, без анализатора.

1 - обр. 5972. Щелочной базальт. Структура микропорфировая, вкрапленники представлены небольшим количеством сильно измененного оливина. Основная масса породы

состоит из плагиоклаза, пироксена, малопрозрачного вулканического стекла и рудных зерен. В породе довольно многочисленны неправильные пузырьки.

2 - обр. 5968-17. Щелочной базальт по составу и возрасту, по-видимому, близкий базальту со станции 5972.

3 - фрагмент шлифа обр. 5968-17. В центре снимка видны вкрапленники оливина, замещенного гидроокислами железа.

Т а б л и ц а XX

Витрокластические палагонитизированные туфы ложа Южной котловины (см. табл. XVI, 4).

1, 3 - без анализатора.

2, 4 - николи +.

Т а б л и ц а XXI

Образцы глубоководных лав Южной котловины Тихого океана, поднятые на борт нис "Витязь" на станции 6298-2, глубина 5 км.

1 - $\times 1/2$.

2, 3 - два образца в натуральную величину: 2 - "скрученной" канатной формы, 3 - пластинчатый, со сложной струйчатой формой.

Внутреннее строение таких потоков показано на табл. XXIV, XL-XLV и др. На поверхности обломков лав, поднятых на этой станции, практически отсутствуют корки гидроокислов железа и марганца.

Т а б л и ц а XXII

Обломки глубоководных лавовых потоков различной формы. По химическому составу они отвечают щелочному базальту. Станция 6298-2 (см. табл. XXI); натур. вел.

1 - плитчатый поток: *a* - вид сверху, *b* - вид снизу. На последнем в центральной части сохранился зуб акулы, вдавленный, очевидно, в пластичную лаву во время течения ее по поверхности донного осадка.

2 - плитчатый поток с раздувами и пузырьками.

3 - поток трубчатой формы: *a* - вид с торца, *b* - вид снизу. На нижней стороне виден прогиб вдоль всего обломка (ср. с каплеобразными выступами плитчатых лав; см. табл. XXIII).

Т а б л и ц а XXIII

Образцы глубоководных лав щелочно-базальтового состава, поднятых на станции 6298-62, глубина около 5 км.

1 - группа обломков тонкоплитчатых лав, вид снизу. Здесь на нижней поверхности плиток видны капле- и желобообразные или шнурообразные выступы и более сложные "узлы" и раздувы; $\times 1/3$.

2 - более крупным планом показаны фрагменты плиток фото 1: *a* - обломок тонкоплитчатого потока лавы с кольцеобразным валиком над углублением в месте отрыва капли, $\times 1,5$; *b* - вид сбоку на обломок тонкоплитчатой лавы с каплевидным выступом на нижней поверхности потока, $\times 2$ (внутренняя структура зарождающихся каплевидных выступов показана на табл. XXXIII и XXXIV).

3 - фрагмент подушечной лавы щелочно-базальтового состава. Видна тонколистоватая, скорлуповатая отдельность, особенно отчетливо развивавшаяся в краевой части подушки, $\times 1/3$.

Т а б л и ц а XXIV

Структура щелочно-базальтовых глубоководных лав с микрокристаллической основной массой (внутренние части базальтовых "подушек" и потоков). Прозрачные шлифы.

1 - общий вид структуры базальтов с микрокристаллической основной массой, состоящей из радиально-лучистых сростков моноклинного пироксена; *a* - микропорфировая структура ядра подушечной лавы. В центральной части - скелетные кристаллы микропорфировых включений оливина (белое), включенные в микрокристаллический агрегат центральных сростков моноклинного пироксена, рудной "пыли" и небольшого количества вулканического малопрозрачного стекла. Обр. 6298-62а, подушечная лава (см. табл. XXIII, фото 3). Прозрачный шлиф, $\times 40$ без анализатора; *b* - микроструктура основной массы внутренней части потока лав. Состоит из радиально-лучистых сростков моноклинного пироксена, развивающегося в виде перьевидных агрегатов, напоминающих "петушиный хвост". Заметную долю основной массы составляют пылевидные агрегаты рудных зерен в малопрозрачном стекле (на снимке - черное). Обр. 6298-2н. Прозрачный шлиф, $\times 100$, без анализатора.

2 - деталь структуры основной массы подушечной лавы (увеличенный фрагмент микрофото 1, а). Спиралевидные, центрически-перистые агрегаты моноклинного пироксена, из которого практически нацело состоит основная масса породы; $\times 200$; а - без анализатора, б - николи +.

Т а б л и ц а XXV

Радиально-лучистые, центрические сростки кристаллов пироксена в перлитовом андезитовом базальте из глубоководной части желоба Тонга. Станция 6290, глубина более 6 км. Обр. 6290-13, прозрачный шлиф.

1 - общий вид микроструктуры породы с перлитовой отдельностью, подчеркиваемой микротрещинами в буроватом, слабопрозрачном вулканическом стекле; $\times 40$, без анализатора.

2 - радиально-лучистые центрические агрегаты микрокристаллов клинопироксена, включенного в бурое вулканическое стекло; $\times 100$, без анализатора.

3 - то же, николи +.

Т а б л и ц а XXVI

Формы микропорфиновых вкрапленников и микролитов цветных минералов в глубоководных лавах щелочно-базальтового состава, станция 6298, глубина 4,8-5 км.

1 - 6-лучевой сросток - "звезда" - кристаллов оливина. Кристаллы бипирамидальные, скелетно-идиоморфные, оливин в значительной степени серпентинизирован. Основная масса породы микрокристаллическая, рудно-пироксеновая. Обр. 6298-2(п), прозрачный шлиф; $\times 100$, николи +.

2 - геометрически-правильный 6-лучевой сросток из скелетно-призматических микрокристаллов оливина. Основная масса (светло-серое) - стекло, черные волокнистые агрегаты - кристаллы пироксена. Обр. 6298-2(о), прозрачный шлиф; $\times 300$, без анализатора.

3 - многолучевая "звезда" - радиально-лучистый агрегат - сросток скелетно-призматических микрокристаллов оливина (из того же шлифа, что и фото 2).

4 - отдельный микрокристалл оливина в виде трехгранной призмы. Включения пузырьков придают кристаллу скелетный характер. Обр. 6298-2(н), прозрачный шлиф; $\times 400$, без анализатора.

5 - в нижней части - 8(10?)-лучевой сросток скелетных призматических микрокристаллов оливина. Вверху (темное) - многолучевой агрегат моноклинного пироксена (ср. табл. XV, 2 и табл. XXIV). Многочисленные темные мелкие "звездочки" - зародыши подобных агрегатов пироксена. Одиночные трехгранные призматически-прозрачные кристаллы - оливин. Из того же шлифа, что и фото 2. Основная масса - стекло; $\times 200$ без анализатора.

6 - здесь отчетливо видна трехгранная форма отдельных микропризм оливина. Остальное то же, что на фото 5.

7 - широко распространенная форма микровкрапленников оливина и клинопироксена. Оливин - правильная бипирамидальная призма; кристалл скелетного - "футлярного" типа, поверхность его чистая. Клинопироксен-авгит развивается также в виде скелетных кристаллов, обычно "оплавленной" неправильно призматической формы. В стекле кристаллы пироксена всегда окружены малопрозрачным криптокристаллическим агрегатом пироксеновых "иголочек". Такой агрегат развивается не только на внешней, но и на внутренней поверхности кристаллов. Обр. 6298-2; $\times 40$, без анализатора.

Т а б л и ц а XXVII

Плитчатая лава щелочно-ультрабазитового состава (авгититовая лава). Фрагменты расслоенного потока. Образцы подняты прямоточной, ударной трубкой; станция 6298-23, глубина 48 км.

1, 2 - натур. вел.: 1 - вид сверху, 2 - вид снизу.

3 - разрез одного из обломков; $\times 5$.

Поверхность образцов этой лавы совершенно "свежая", свободная от пленок гидрокислов железа и марганца.

Т а б л и ц а XXVIII

Подушечная форма глубоководной лавы щелочно-ультрабазитового состава со дна Южной котловины.

1 - внешний вид - макрохарактеристика авгититовой подушечной лавы: а - "подушка" авгититовой лавы; поверхность ее покрыта довольно толстой (до 1 см) коркой гидрокислов железа и марганца; обр. 5967, $\times 1/3$; б - поверхность скола шаровой лавы авгититового состава. Отчетливо видно, что порода имеет пузыристое строение;

объем пузырьков составляет от 20-30 до 70% и более объема породы. Видно также, что на стенках пузырьков развиты корочки цеолитового состава - сублиматов флюидной фазы расплава. Фрагмент обр. 5967, показанного на фото 1.

2 - строение авгититовой лавы под микроскопом: *a* - микроструктура авгититовой лавы - порода нацело раскристаллизована, сложена авгитом и рудным минералом. Авгит, как видно на микрофото, развит преимущественно в виде радиально-лучистых сростков. Цеолитовые корочки на стенках пузырьков также развиты в виде радиально-лучистых агрегатов. Перегородки между пузырьками иногда очень тонкие, но тем не менее раскристаллизованы как бы в "один слой". Обр. 5967, прозрачный шлиф, $\times 100$, без анализатора; *b* - высокопузыристая, шлаковидная авгититовая лава. Эта разность лишена цеолитов и отличается наиболее низким содержанием кремнекислоты (см. табл. 4). Обр. 6298-536, прозрачный шлиф, $\times 100$, николи +.

Т а б л и ц а XXIX

Микроструктуры разностей авгититовой лавы с микровариолитовой и стекловатой основной массой. Образцы пород подняты в Южной котловине с глубины 4,8-4,9 км. Прозрачные шлифы 5965, 5967.

1 - основная масса состоит из стекла и вариолей, имеющих радиально-лучистую и зонарно-сферическую структуру. В центральной части таких образований наблюдаются включения силикатных и рудных минералов. Порфиновые вкрапленники - длиннопризматические, с "рборванными" окончаниями - кристаллы пироксена и бипирамидальные кристаллы оливина. Последние частично или нацело замещены красно-бурым агрегатом гидроокислов железа и серпентином; $\times 50$, без анализатора.

2 - основная масса лавы, аналогичная изображенной на фото 1, без порфиновых вкрапленников. Виден пузыристый характер текстуры породы; $\times 30$, без анализатора.

3 - зона закалки микропузыристой авгититовой лавы. Основная масса породы стекловатая, с включениями микрокристаллов пироксена и шпинели (?). Относительно крупный вкрапленник - кристалл оливина в значительной степени замещен гидроокислами железа и серпентиновым материалом; $\times 100$, без анализатора.

Т а б л и ц а XXX

Отдельные вариолитовые образования из авгититовой лавы, обр. 5965.

1 - микросферолитовое образование с волокнисто-кристолитической структурой. В центре образования непрозрачное, вероятно, рудное зерно, вокруг которого находится зона серпентиноподобного материала. Далее идет неправильно-сферический слой малопрозрачного материала со слабо проявленной кристаллической структурой. Внешняя зона сложена материалом с отчетливо выраженной кристаллической "волокнистой" структурой. Прозрачный шлиф, без анализатора.

2 - микросферолитовое образование, в ядре которого находится идиоморфный кристалл пироксена: *a* - без анализатора, *b* - николи +.

Т а б л и ц а XXXI

Пироксен-оливиновый микроксенолит в авгититовой лаве. Обр. 5968-14 [Прокопцев, 1974а]. Прозрачный шлиф.

1 - общий вид ксенолита неправильно трапецевидной формы. Верхнее и нижнее зерна - оливин, в центре - ромбический пироксен - энстатит; включение окружено "поясом" мелких кристаллов оливина, включенных в гидроокислы железа и другие вторичные минералы: *a* - без анализатора, *b* - николи +.

2 - участок кристалла оливина в месте (отмечено прямоугольником на фото 1, *a*) развития в нем пустот ромбоэдрической формы (выщелоченные кристаллы кальцита?). Вся группа этих пустот-"кристаллов" имеет общую ориентировку: *a* - без анализатора, *b* - николи +.

Т а б л и ц а XXXII

Глобулярная структура ликвационного происхождения в канатной лаве щелочно-базальтового состава. Обр. 6298-2, различные участки прозрачного шлифа.

1 - глобулярные образования в глубоководной лаве: *a* - общий вид глобулярной структуры типа ликвационной "эмульсии". Вокруг глобулей развиты агрегаты девитрификационного материала матрицы эмульсии в виде "венцов" (ср. с фото 1, *b*). Почти все глобулы расколоты трещинами, вероятно, усадочного типа. Эти трещины в большинстве глобулей здесь не выходят за их пределы. Толстый шлиф, без анализатора; *b* - отдельные глобулы - идеальные шарики. Видна радиально-лучистая структура наложенной девитрификации, вследствие которой возникли полигональные участки в матрице

эмульсии вокруг глобулей фазы. Шлиф нормальной толщины, без анализатора. Фазово-контрастное освещение; *в* - участок образца, где некоторые глобули застыли в момент их слияния - коалесценции эмульсионной фазы. Здесь ядра глобулей частично раскристаллизованы. Видны различные этапы слияния и раскристаллизации глобулей. Межглобулярный материал - матрица - разбит на полигональные участки. Без анализатора.

2 - явления раскристаллизации глобулярного материала, выявляемые при скрещенных николях: *а* - микропоток пироксеновых сферолитов, представляющих собой частично раскристаллизованные глобули (разрез в плоскости, перпендикулярной направлению общего движения потока лавы); *б* - фрагмент микропотока - слоя раскристаллизованных глобулей. Отчетливо видны радиально-лучистые сростки - микросферолиты пироксенового состава; *в* - отдельный микросферолит, возникший за счет раскристаллизации жидкого глобулярного обособления (один из многих, образующих микропоток, см. фото 2, *а, б*). На этом фото довольно отчетливо проявляются признаки начала раскристаллизации обособления - глобули с его периферии.

Здесь проявляется характерная структура "геометрического" отбора - выклинивание к центру кристаллов, зародившихся по периферии обособления, аналогично тому, как показывает Д.П. Григорьев [1966, с. 28, рис. 5; этот рисунок приведен для сравнения - см. фото 1]. На микрофото видно, что в некоторых участках раскристаллизация не "доходит" до центра глобули. Несколько "затемняет" характер зарождения сферолита относительно хорошо образованный крупный кристаллический агрегат, возможно, центрального происхождения.

Т а б л и ц а XXXIII

Различные фазы - этапы коалесценции и расслоения магматической "эмульсии" на две несмешивающиеся жидкости различного состава (ранние этапы ликвации).

1 - проявление расслоенности в глобулярном материале магматической эмульсии (по величине частиц "фазы эмульсии"). Краевая часть поперечного разреза потока канатной лавы, обр. 6298-2 (микроструктура некоторых участков этого образца показана на табл. XXXII). Пришлифованная поверхность, косое освещение.

2 - структура гидродинамической расслоенности в плитчатом потоке лавы. Черное - лейкократовое стекло, серое - отдельные глобули, струи слившихся глобулей и гомогенный меланократовый дифференциат с различными "гетерогенными" включениями. Пришлифованный срез тонкоплитчатого потока с небольшим желобообразным прогибом на нижней поверхности плитки (см. также табл. XXXIV). Обр. 6298-62б. Внешний вид таких образований на нижней поверхности потоков лавы показан на табл. XXII и XXIII.

3 - раздвоенное неправильное линзовидное обособление лилово-бурого стекла (на фото - серое) в лейкократовом (на фото - черное) почти бесцветном стекле. Внутреннее обособление подвергалось частичной раскристаллизации, которая начиналась, очевидно, с его периферийной зоны (светло-серая краевая часть обособления - раскристаллизованная зона). Кроме того, развиты многочисленные кристаллические агрегаты как внутри обособления, так и за его пределами (см. также табл. XXXIV). Краевая часть обособления, близкая к поверхности потока (правая часть снимка), имеет более узкую зону раскристаллизации, очевидно, вследствие более быстрого застывания. Фрагмент прозрачного шлифа, отраженный свет. Обр. 6298-30а; общий вид образца и разрез, из которого взят этот фрагмент, показан на табл. XXXVI, левая часть фото 1, *Б*.

Т а б л и ц а XXXIV

Проявления расслоенности в тонкоплитчатой лаве щелочно-базальтового состава из Центральной котловины Тихого океана, станция 5436 (образец из коллекции Н.С. Скорняковой).

1 - общий вид разреза лавового потока с каплевидным выступом на нижней плоскости потока. Прозрачный шлиф, без анализатора, $\times 5$. *а* - палагонитизированное вулканическое стекло, верхняя поверхность лавовой плитки; *б* - лейкократовый дифференциат, стекло, в проходящем свете светло-желтого цвета; *в* - внутренний кристаллический меланократовый микропоток (ср. табл. XXXII, 2, *а*) с линейно-вихревой структурой течения (см. также табл. XLI, 3); *г* - нижняя зона лейкократовой части расслоенного лавового потока, имеющего структуру гидромеханической сортировки частиц фазы эмульсии, в которой возрастает обогащение к низу слоя глобулями меланократового состава, раскристаллизованными в меланократовые сферолиты; *д* - меланократовая часть лавового потока содержит лишь небольшие участки - прослои лейкократового стекла. В этом меланократовом дифференциате, особенно в верхней части, отчетливо видна линейно-полосчатая структура, обусловленная образованием его "лент" из слившихся глобулей; *е* - каплеобразный выступ на нижней плоскости лавового потока - результат "продавливания" ослабленного участка стекающим сюда меланократовым дифференциатом.

Светлые угловатые участки на фото — порфиновые вкрапленники оливина и, реже, титан-авгита; округлый участок, помеченный знаком + (в квадрате) — пустотка-пузырек (см. фото 2, а).

2 — детали строения различных участков потока: а — структура переходной зоны — от лейкократового стекла с глобулами к слившимся микроструям коалесцированной фазы. В центральной части виден небольшой газовый пузырек — результат выделения летучих из меланократового дифференциата; А, В — детали строения микропотока (см. фото 1, прямоугольники); б — видна структура разрывного нарушения — "провал" каплеобразной формы (см. фото 1, круг).

Т а б л и ц а XXXV

Характер раскристаллизации небольших ликвационных обособлений в режиме "закалочного" охлаждения лавового потока и некоторые особенности структуры пограничной зоны ликвационных дифференциатов.

1 — ранняя раскристаллизация небольших ликвационных обособлений: а — в глубоководной лаве; б, в, г — экспериментальные данные Д.П. Григорьева [Григорьев, Искуль, 1937, с. 100-101, фиг. 12-14; Григорьев, 1966, с. 27, рис. 4].

В разрывах раскристаллизованной краевой зоны (фото а) вещество дифференциатов соприкасается непосредственно — контакт образуется тем более резкий, чем короче время закалки (ср. контакты во внутренней части и на периферии), т.е. возникает более или менее широкая зона диффузного перехода.

2 — контакт темного и светлого стекол наблюдается в разрыве каймы раскристаллизованного материала ликвационного обособления, показанного на фото 1. Его положение там отмечено стрелкой. а — более отчетливо видно существование зоны диффузионного перехода на контакте стекол различного состава; б, в — близкие по характеру структуры переходного слоя, установленные в смесях искусственных "несмешивающихся" полимеров после их термообработки [Липатов, Лебедев, 1976, с. 1381, рис. 2].

Т а б л и ц а XXXVI

Ликвационная расслоенность в канатной лаве ("кинетика дифференциации магмы в жидком состоянии", микромасштабные явления). Обр. 6298-30а.

1 — общий вид обломка канатной лавы — А, и его разрез В в натуральную величину. На поверхности лавового потока отсутствует пленка или корка гидроокислов железа и марганца. Периферические части потока, представляющего собой две слившиеся, довольно отличные по структуре струи расплава, сложены палагонитизированным вулканическим стеклом (см. разрез е-е'; светло-серое и белое по периферии и в середине — в месте слияния "струй"). В каждой из струй, видимых на разрезе, имеются разнохарактерные проявления ликвационной расслоенности. В верхней части, в лейкократовом стекле застыло линзовидно-раздвоенное обособление лилово-бурого стекла (см. табл. XXXIII, 3). В нижней части, также состоящей главным образом из относительно лейкократового стекла, меланократовое ликвационное образование имеет сложную структуру, расшифровка которой позволяет установить особенности ликвационной кинетики в довольно широком интервале — от момента слияния отдельных глобул до проявления некоторых самостоятельных фаз эволюции магматического процесса в образованной "порции" новой магматической жидкости.

Буквами и стрелками отмечены положения разрезов, показанных на фото 2 этой же таблицы и на других последующих таблицах, иллюстрирующих части этих разрезов.

2 — ряд последовательных поперечных разрезов через застывшую "струю" в канатной лаве. Они дают представление об общей внутренней структуре этого потока, а также об отдельных этапах и закономерностях его формирования. Направление движения потока в жидком состоянии показано стрелкой. Ранние в эволюционном отношении этапы представляют разрезы д-е; более позднее состояние структуры, отражающее процесс дифференциации, показано на разрезах а, б, в. Основная часть объема меланократового обособления сосредоточена в изогнуто-линзовидной, а далее в стержневидной форме ликвата (термин применен в смысле ликвационного дифференциата), с которым связаны резко выклинивающиеся "проводнички" — прожилковообразные продолжения. Вместе с последними меланократовое обособление имеет сложную, неправильно кольцеобразную форму. Ликвационное обособление то раздувается в виде прихотливо изгибающихся линз, то, выклиниваясь, прослеживается лишь в виде пунктира глобулей. Наконец, часть ликвата остается в виде "роя" глобулей, окружающего слившуюся в гомогенную массу часть обособления. Величина "роя" тем больше, чем больше слившаяся часть ликвата.

3 — начальная стадия образования меланократового обособления из слившихся глобулей магматической "эмульсии" — увеличенная часть крайнего внизу в серии разрезов 2. Отчетливо видна жгутовидная структура периферической зоны обособления,

состоящая из не полностью слившихся глобулей в отличие от центральной его части, где оно имеет уже гомогенное строение; $\times 30$.

Т а б л и ц а XXXVII

Проявления "разрывных" деформаций на ранней стадии формирования ликвационного обособления.

1 - основная масса "ядра" обособления имеет гомогенное строение. В ядре развиты микропорфировые включения скелетных кристаллов оливина. В краевых частях обособления, особенно внизу и слева зафиксирована быстрым охлаждением "ягутовидная" структура. Последняя представляется очевидным промежуточным состоянием между гомогенным ядром и глобулями вне обособления. Справа видно разрывное нарушение в краевой части обособления. Взаимоотношение смежных поверхностей, по которым произошел разрыв, показывает, что в этой деформации имеются также элементы пластичного характера нарушения формы обособления (об этом свидетельствует резкий изгиб выступа крайнего справа). Фотоснимок представляет собой фрагмент разреза δ из диаграммы разрезов табл. XXXVI, 2; $\times 30$.

2 - разрез представляет собой часть обособления с ярко выраженным характером жесткого отрыва довольно крупного фрагмента (сверху). Нижний конец обособления, имеющего в разрезе вид изогнутой линзы, судя по видимым очертаниям, также "оборван". У верхней границы на более крупном фрагменте вырисовывается характерный контур, указывающий, что разрыв произошел по "каверне" угловатой формы и, возможно, в связи с ее образованием. В центральной части этого фрагмента видна угловатая "каверна", по-видимому, такого же типа (см. табл. XXXIX, 3). На этом разрезе ликвационного обособления наряду с общими чертами с разрезом 1, δ проявляется глобулярный характер закраин; здесь развиты довольно многочисленные микропорфировые вкрапления, появляются новые особенности - микропрожилки. Развиваются они главным образом за пределами контура обособления. Характерно, что форма их плавно изогнутая, "пластичная"; $\times 10$.

3 - на этом разрезе видно, что деформация - разрыв обособления - имела не только хрупкий, но и пластичный характер. В месте разрыва произошло пластичное уменьшение сечения, предшествовавшее разрыву. На этом разрезе возрастает количество микропрожилок в экзоконтакте обособления. Отчетливо видна структурная связь микропрожилок с каверной, являющейся результатом выделения "избытка" летучих компонентов из дифференциата магматического расплава; $\times 10$.

Т а б л и ц а XXXVIII

Общий вид в разрезе ликвационного обособления в его зрелом развитии как микроочага магматического расплава.

1 - общий вид ликвационного обособления изогнуто-линзовидной формы, имеющего довольно сложное внутреннее строение. Положение разреза в образце канатной лавы см. на табл. XXXVI, 1, а'. Концы "линзы" обособления, по-видимому, оборваны. Здесь, в структуре обособления уже совершенно не проявляются признаки ликвационно-глобулярного происхождения. Края его, исключая концевые участки, хорошо раскристаллизованы. Такая раскристаллизация "затемняет" границу меланократового ликвата и вмещающего его стекловатого дифференциата. На этом разрезе обособление имеет уже многочисленные прожилки, образующие сложную "сеть" с переплетениями и с пересечениями. Замечательно, что прожилки эти развиты только на одной, внутренней, стороне обособления (см. табл. XXXVI, 2). Прожилки здесь связаны своеобразными "очагами" внутри обособления. Очаги имеют иногда довольно сложное "разветвляющееся" строение; $\times 10$.

2 - "элементы" строения ликвационного обособления в его "зрелой" части: а - фрагмент разреза а табл. XXXVI, 2, где в обособлении зафиксирован округлый газовый пузырек с влившейся в него каплей вмещающего дифференциата. Округлая форма пузырька указывает на то, что в момент его образования дифференциат был жидким; $\times 20$; б - краевая часть обособления и связанные с ним микропрожилки. Видны структурные особенности эндо- и экзоконтактной зон обособления, а также сложное, полизональное строение микропрожилок и вмещающего стекла. Этот снимок представляет часть фото а выше пузырька; $\times 45$

3 - микропрожилки и их очаги в ликвационном обособлении: а - очаги относительно несложной формы (правый край фото 2, а этой же таблицы). Как и прожилки, очаги имеют полизональное строение. Величина очага во много раз меньше связанных с ним прожилок. Между очагами (внизу) группа кристаллов шпинели (черное); $\times 65$; б - строение более крупных и более сложных по форме очагов (фрагмент фото 1 на этой же таблице). Детали строения центральной части более крупного очага показаны на таблице XXXIX, 1, а; $\times 35$.

Т а б л и ц а XXXIX

Пузырьки и микроминдалины в различных элементах ликвационного меланократового обособления.

1 - микроминдалины в очаге жильных образований меланократового обособления: *a* - очаг неправильно грушевидной формы (внизу); видны многочисленные белые "точки" - микроминдалины. Крупное белое пятно рядом с очагом - вкрапленник скелетного кристалла пироксена. Граница очага и его выводного канала резкая, четкая. Прожилки в экзоконтакте обособления имеют полизональную и в значительной степени кристаллическую структуру. Местами видны "секущие" взаимоотношения прожилков, что указывает на неоднократный "растянутый" характер процесса их формирования. Прозрачный шлиф, проходящий и отраженный свет, без анализатора; $\times 65$; *b* - микроминдалины из центральной части очага, показанного на микрофото *a* этой же таблицы. Форма: миндалины изометрично-полигональная. Отраженный свет, без анализатора, $\times 600$.

2 - округлые миндалины в эндоконтактной зоне обособления и в микропрожилках. Смешанное освещение, $\times 50$.

3 - камера угловато-неправильной формы (фрагмент разреза *v'* на табл. XXXVII, 3). Видна часть подводящих каналов ("выбросы" из таких камер также представляют собой экзоконтактные прожилки; более ранняя фаза развития этого пузырька зафиксирована на табл. XXXVII, 3). Отраженный свет, $\times 80$.

Т а б л и ц а XL

Внутреннее строение тонкоплитчатого "гофрированного" потока лавы щелочно-базальтового состава. Верхняя плоскость потока фестончато-струйчатая, нижняя - довольно ровная. Обр. 6298-2м.

Пришлифованный разрез в отраженном свете. Видны сложные и разнообразные переходы от глобулярной структуры к слоисто-струйчатым структурам, зафиксированным в быстро охлажденном высокодинамичном дифференцированном потоке расплава. В круге - увеличенный фрагмент лавового потока с микропузырьком - раздувом в отдельной "струйке" жидкости (положение его в разрезе показано стрелкой). Некоторые другие детали строения этого потока показаны на таблице XLI. Черное на фотоснимке - относительно лейкократовое щелочно-базальтовое стекло, серое - более меланократовые ликвационные обособления в виде глобулей и слоисто-струйчатых форм [Прокопцев, 1976а].

Т а б л и ц а XLI

Мгновенные микроструктуры расслоения магматического расплава. Микроструйчатые и "вихревые" формы обособленных в процессе ликвации несмешивающихся жидкостей.

1 - различные формы и этапы расслоения магматического расплава. Многочисленные и различные по величине глобулы в центральной части книзу переходят в полосчатые, изогнутые "ленты" коалесцированной фазы магматической эмульсии. Вверху справа по резкой границе отделяется слой меланократового (на фото серое) стекла, постепенно переходящего в более лейкократовое, прозрачное стекло. В верхней части слева - тонкоструйчатые, "пламневидные" обособления однородной, по-видимому, маловязкой жидкости, очевидно ранней, высокотемпературной стадии дифференциации. Фрагмент обр. 6298-2м (см. табл. XL, правая сторона).

2 - микроструйчато-вихревая форма обособления меланократового стекла в стекле прозрачном, лейкократовом. Это обособление напоминает "протуберанец", вырвавшийся из относительно мощного меланократового слоя (см. табл. XL, центральная часть).

3 - микроструйчато-вихревая структура "самостоятельного" микропотока в лейкократовом стекле расслоенной плитчатой лавы. Обр. 5436 (см. табл. XXXIV, 1, *e*).

Т а б л и ц а XLII

Плитчатый лавовый поток с кулисообразным строением. Внешний вид и внутреннее строение; обр. 6298-2 м.

1 - внешний вид образца: *a* - вид сверху; на обломке лишь в углублениях сохранилась тонкая пленка гидроокислов марганца и железа; *b* - вид снизу; бугристая поверхность, кроме неровностей потока, обусловлена неровностями "приваренного" слоя осадка, по которому текла лава. Стрелка показывает направление течения потока. Поперечные линии и римские цифры указывают положения разрезов I, II, III.

2 - внутреннее строение лавового потока и его последовательного изменения. Черное на фото - вулканическое стекло; окаймляющие светлые полосы - палагонитизирующее вулканическое стекло; серые и светлые точки - различные полосы. Внутри черного поля - ликвационные образования. Сравнение разрезов показывает уменьшение коли-

чества ликвационного дифференциата от разреза III к разрезу I; особенно возрастает количество глобулярного материала; *a-2* - детали разрезов, показанные на табл. XLIII. Пришлифованные срезы, отраженный свет.

Т а б л и ц а XLIII

Детали строения расслоенного плитчатого потока щелочно-базальтового состава. Обр. 6298-2м (см. табл. XLII).

a - структура потока на следующем разрезе потока (через 3 мм). Изменился "ри-сунок" тонких струй. Линзовидное обособление здесь почти не изменилось ни по структуре, ни по форме (эта тенденция сохранилась в обособлении и на следующем, более дальнем разрезе потока, см. табл. XLII, разрез III). Следует отметить, что часть внутренней границы стекловатого обособления на этом разрезе имеет резкую, "секущую" границу с включающим его лейкократовым щелочно-базальтовым стеклом.

b - участок с многочисленными раздувами - миндалинами в струйчатом ликвационном обособлении. Количество миндалинов указывает на высокое содержание летучих в меланократовой, коалесцированной фазе магматической эмульсии. Микроминдалины имеют сложное зональное строение.

в - участок потока с двумя типами ликвационных обособлений (черное поле фото - лейкократовое вулканическое базальтовое стекло). Справа внизу - тонкие струи сложной конфигурации обособленного ликвацией расплава. В одной из таких струй образован раздвиг - газовый пузырек. С одной стороны стенка пузырька продавлена, вероятно, после охлаждения и конденсации газовой фазы пузырька. В левом верхнем углу виден изогнуто-линзовидный, серповидной формы разрез обособления меланократового стекла. Края этого обособления по внешней, выпуклой границе раскристаллизованы. Внутри стекловатого обособления также развиты многочисленные кристаллизационные центры (см. табл. XXXV, 2, *a*). Внутренняя граница этого стекловатого обособления "чистая". Здесь видно, что переход не вполне резкий, имеется некоторая зона перехода (см. табл. XXXV, 2, *a*).

г - микроминдалины - раздувы в микроструйчатых обособлениях. "Шарики" - миндалины деформированы процессом "схлопывания" пузырьков или продавливания их стенок после охлаждения и конденсации внутрипузырькового материала.

Т а б л и ц а XLIV

Пузырек - камера "магматического флюида" (трансмагматического раствора) в расслоенной глубоководной плитчатой лаве щелочно-базальтового состава. Обр. 6298-2е [Прокопцев, 1976а].

1 - вертикальный разрез расслоенного плитчатого лавового потока. В "полосе" разреза поток состоит из небольшого количества относительно лейкократового прозрачного стекла, вверху (*a*) и далее вниз через переходную зону с глобулярно-полосчатой структурой переходит в меланократовый малопрозрачный слой (*b*). В меланократовом слое видны пузырьки (показаны стрелками), в которые попал осадочный материал. Нижний пузырек, сохранившийся после охлаждения лавы закрытым, представляет собой камеру - резервуар "магматического флюида". Часть его прорвалась через затвердевшие стенки пузырька, очевидно, еще на ранней стадии охлаждения расплава. Прозрачный шлиф, $\times 5$, без анализатора.

2 - нижняя часть разреза *1*. Отчетливо видны трассы струй "магматического флюида" в расплаве. Справа на фото видна почти циклическая форма трассы, указывающая на диффузно-конвективный механизм распространения флюида и жидкое состояние среды. Над апикальной частью пузырька развит наиболее мощный поток - "столб" флюида. Внутри пузырька, в месте его прорыва, в результате резкого охлаждения образовался "нарост" конденсата флюидного материала (процесс формирования пузырька и конденсатного "нароста" был в значительной мере адиабатическим).

3 - апикальная часть - место прорыва пузырька и флюидный "столб" над прорывом камеры. Белое вверху - часть скелетного кристалла оливина. Основная масса породы в зоне движения и насыщения летучими относительно хорошо раскристаллизована, особенно в осевой части "столба". Здесь развиты многочисленные пузырьки - микроминдалины (светлые пятна). Освещение смешанное - проходящий и отраженный свет.

4 - то же, что на фото *3*, только в отраженном свете. Более отчетливо выявляются многочисленные микропузырьки - миндалины. Образование "столба" пузырьков, очевидно, связано с движением их в маловязком расплаве.

5 - строение апикальной части пузырька - камеры в зоне прорыва ее стенки. Видно, что у большинства микроминдалинов довольно сложное строение. Многие имеют концентрически-зональную структуру. Центральная часть большинства миндалинов выполнена малопрозрачным тонкоагрегатным материалом (в отраженном свете он белый). В зоне

контакта камеры с расплавом, главным образом в последнем, образованы многочисленные рудные кристаллы — черные квадраты и треугольники, магнетит или шпинель (?). Проходящий свет, без анализатора.

Т а б л и ц а X L V

Газовые пузырьки на границе дифференцированных жидкостей в расслоенных лавовых потоках.

1 — двухслойный поток; плитчатая лава, обр. 6298-2е. Прозрачный шлиф, без анализатора: *a* — общий вид границы между лейкократовым и меланократовым дифференциатами. Справа видна часть относительно крупного линзовидного пузырька. Этот пузырек, как и все другие пузырьки, расположенные на границе дифференциатов, находится фактически в меланократовом слое и отделен от лейкократового тонкой пленкой типа граничной, "малопроницаемой мембраны". На остальной части границы на фото видны довольно многочисленные небольшие пузырьки; $\times 20$; *b* — участок границы с небольшими пузырьками. Видно, что такие пузырьки в значительной степени заполнены лейкократовым расплавом. При этом граничная пленка — мембрана — как будто не разорвана, а пластично вогнута внутрь пузырька; $\times 190$.

2 — часть лавового потока с прослоем-обособлением со сложной внутренней структурой, обусловленной остаточными явлениями расслаивания и дегазации глобулярного материала: *a* — общий вид выклинивающегося прослоя расплава, в котором зафиксированы остаточные явления ликвации; $\times 10$; *b* — участок верхней границы (фото 1, *a* этой же таблицы) между ликвационными дифференциатами. Граница имеет своеобразную, "петельчатую" структуру, подобную структуре границы между несмешивающимися полимерами, второй тип пограничного слоя (см. табл. XXXV, 2, *a*); $\times 200$.

Т а б л и ц а X L V I

Рудные минералы в глубоководных лавах Южной котловины Тихого океана [Вахрушев, Прокопцев, 1977]. Полированные шлифы.

1 — кучное скопление кристаллов хромшпинели в стекловато-микроструктурной основной массе плитчатой лавы щелочно-базальтового состава. Обр. 6298-2н, $\times 900$.

2 — кристаллы хромшпинели внутри футлярообразного кристалла оливина, порфиrowого вкрапленника в меланократовом дифференциате расслоенной лавы щелочно-базальтового состава. Обр. 6298-2с, $\times 200$.

3 — скелетные кристаллы магнетита и сульфидные шарики в авгититовой лаве щелочно-ультрабазитового состава. Обр. 5967, $\times 880$.

Т а б л и ц а X L V I I

Выделения рудных минералов в дифференцированном потоке канатной лавы щелочно-базальтового состава (проявления рудно-силикатной ликвации). Обр. 6298-30а (общий вид образца см. на табл. XXXVI, 1).

1 — разрез меланократового ликвационного обособления (серое) в дифференцированном потоке канатной лавы (см. табл. XXXVI, 2, *a*). Форма обособления свидетельствует о разрывных нарушениях, происходивших в нем до затвердевания вмещающего его более лейкократового дифференциата (черное).

В зоне экзоконтакта обособления развита сеть микропрожилков, представляющих собой наиболее богатую флюидами последнюю фазу дифференциации силикатного расплава. Прожилки образуют сложную "сеть" прихотливо извивающихся струйчатых образований, подобную тем, что наблюдаются на смежных, параллельных разрезах. Отраженный свет, косое освещение, $\times 20$.

2 — фрагмент экзоконтактового микропрожилка (положение его показано на фото 1 стрелкой). Форма микропрожилка плавно изгибающаяся; по-видимому, она может служить указанием на жидкопластичное состояние как вмещающего прожилка материала, так и вещества прожилка в момент его образования. В осевой зоне прожилка видны светлые точки — микрошарики сульфидов. Заметно некоторое различие в строении внутренней и внешней зон микропрожилков. Процессы раскристаллизации силикатного материала прожилка и вмещающего дифференциата затемняют границы между ними. Отраженный свет, $\times 150$.

3 — деталь микропрожилка, в центральной зоне которого видны мельчайшие рудные образования. Более крупные, округлые обособления (светлое) — сульфиды; мелкие серые точки — шпинель; $\times 3000$.

4 — фрагмент рудного микропрожилка в месте ответвления от него безрудного. В осевой зоне рудного прожилка слабо различается на фотоснимке микропузырек, вокруг которого рудные минералы развиты более обильно (ср. табл. XLVIII, 4).

Т а б л и ц а X L V I I I

1 - смежный с показанным на табл. XLVII. разрез меланократового ликвационного обособления (между этим и смежным разрезом расстояние 3 мм). На этом разрезе количество прожилков в экзоконтакте несколько меньше. Отраженный свет, косое освещение, $\times 20$.

2 - участок микропрожилка относительно прямолинейной формы. В осевой части микропрожилка видны многочисленные сульфидные капли (белое) и мельчайшие зерна шпинели (серое). Процессы раскристаллизации затушевывают границы микропрожилка. Отраженный свет, $\times 450$.

3 - деталь осевой зоны микропрожилка с рудным обособлением. Вверху, в относительно крупной капле, видно сложное строение, указывающее на образование ее путем слияния более мелких капель. Рядом с сульфидным образованием (белое) видно "прилипшее" к нему треугольное обособление шпинели (серое). Кроме того, внутри сульфидного агрегата видно несколько мелких серых "точек", вероятно, окисного рудного минерала (ср. табл. XLIX, 2, 3); $\times 3000$.

4 - пузырек в микропрожилке (его положение в общем строении ликвационного обособления, эта же табл., фото 1, показано стрелкой). Вокруг пузырька (черное) в силикатной породе развиты относительно крупные сульфидные капли и довольно обильные микрокристаллы шпинели в виде серых треугольников, трапеций и пр.; $\times 900$.

Т а б л и ц а X L I X

Выделения рудных минералов в дифференцированных потоках канатной лавы (проявления рудно-силикатной ликвации). Образцы глубоководных лав Южной котловины Тихого океана.

1 - сульфидные капли в дифференцированном лавовом потоке. Слева - включение сульфидной капли непосредственно в оливиновом микропорфировом кристалле, справа - в стекле базальтового расплава, заключенного в оливиновом кристалле. В последнем, рядом с сульфидным шариком (вверху, слева) небольшой кристалл хромита. Эта часть снимка более детально показана на фото 2. Обр. 6298-30а, $\times 150$. (см. табл. XXXVI, 2, в).

2 - строение сульфидного шарика. Видна "ситовидная" структура и неровные, "бухтообразные" края разреза шарика - "капли", свидетельствующие о том, что "капля" образовалась путем коалесценции более мелких сульфидных образований. Кроме того, заметна неоднородная интенсивность окраски капли (белое и светло-серое), указывающая на процесс распада сульфидного материала (ср. табл. L, 2). К сульфидному шарiku плотно прилегает кристалл шпинели; $\times 1000$.

3 - сульфидная капля со сложным строением. Как и на фото 2, края капли неровные. В ядре капли заключен силикатный материал, захваченный, очевидно, при коалесценции сульфидного сплава. Кроме того, здесь наблюдаются многочисленные рудные включения с невысокой отражательной способностью. Такие образования развиты как внутри сульфидной капли, так и рядом с ней, они более многочисленны на левой стороне. Внизу видно трапецевидное (темно-серое) зерно шпинели (по-видимому, более ранней генерации). Сульфидная капля, судя по отражательной способности, имеет двухфазное строение (ср. фото 2 этой же таблицы и табл. L, 2). Обр. 6298-2е, $\times 450$.

4 - каплевидное образование рудного вещества (магнетит, шпинель?). Обр. 6298-2/3, прозрачный шлиф, проходящий свет, $\times 450$.

5 - кокардообразные образования пелитоморфного рудного вещества (шпинель?) внутри микроглобулярных обособлений ликвационного типа. Обр. 6298-2, прозрачный шлиф, проходящий свет, $\times 400$.

6 - обособление пелитоморфного рудного вещества (шпинель?) внутри соприкасающихся микроглобулей ликвационного типа. Обр. 6298-2, прозрачный шлиф, проходящий свет, $\times 300$.

Т а б л и ц а L

Рудные минералы из магматических пород внутриокеанических островов [Вахрушев, Прокопцев, 1969].

1 - кучно-цепочечное образование сульфидных шариков в кристаллической ультрабазитовой породе (ср. табл. XLVII, фото 2, 3, 4). Лерцолитовый ксенолит из лавового потока 1801 г., вулкан Хулалайи, о-в Гавайи. Полированный шлиф, $\times 800$.

2 - пентландит-пирротиновые шарики (светлое) в силикатном минерале (темное поле). Гранатсодержащий оливиновый пироксенит - ксенолит из гавайских лав: а - общий вид, $\times 500$; б - нижний шарик фото а, $\times 2000$. Видно двухфазное строение сульфидного расплава: серое - пирротин, светлое - пентландит. Здесь, так же как и в

сульфидном обособлении из глубоководной лавы (см. табл. XLIX, 2, 3), видны многочисленные "несульфидные" включения.

3 - кристалл хромита (светло-серое) с магнетитовой каймой (светлое) в базальтоиде о-ва Таити. Полированный шлиф, $\times 600$.

Т а б л и ц а L I

Вулканические породы о-ва Таити.

1 - образцы анкарамитовой лавы (наиболее распространенный тип породы среди продуктов вулканической деятельности Таити-Нуи) с включениями ксенолитовых обломков кристаллических перидотитов: *a* - анкарамитовая лава с включениями типа дунита, *b* - то же, с ксенолитом перидотитового состава (кроме оливина, в составе ксенолита значительное место занимает пироксен - на фото черное, а также кристаллы хромшпиннели). Обр. Т-1. Фото пришлифованной поверхности, $\times 3$.

2 - ксенокристалл оливина в анкарамитовой лаве о-ва Таити; обр. Т-1. Прозрачный шлиф, $\times 10$; *a* - без анализатора, *b* - николи +.

Кроме раздробленности, в ксенокристалле оливина в поляризованном свете проявляется волнистый, полосчато-мозаичный характер погасания. Слева от включения в лаве видны собственные, "аутигенные" порфиновые вкрапленники, более мелкие по размерам. Они представлены скелетными кристаллами оливина и клинопироксена. В проходящем свете видны прожилки аналцима, заполнившего трещины в основной малопрозрачной массе анкарамитовой лавы.

3 - порфировидный тералит - переходная разность между эффузивными анкарамитами и кристаллическими тералитами. Основная масса породы кристаллическая, мелко- и среднезернистая, на ее фоне выделяются многочисленные, относительно крупные вкрапленники пироксена (см. табл. LV, 1, 2). Обр. Т-11; фото естественной поверхности, $\times 2$.

Т а б л и ц а L II

Интрагеллурические кристаллы оливина в океанит-анкарамитовой лаве о-ва Таити. Обр. Т-126, прозрачный шлиф, без анализатора.

1 - общий вид скопления ориентированных кристаллов оливина. Форма кристаллов варьирует от футляровидной короткопризматической бипирамидальной до длиннопризматических образований; $\times 40$.

2 - футляровидный идиоморфный кристалл оливина с проявлениями опацизации на внешней и внутренней его поверхностях. Деталь фото 1; $\times 90$.

3 - опацизированные кристаллы оливина, во внутренних зонах которых развиты структуры распада с выделениями железисто-титанистой "слодки" и биотита; $\times 30$.

4 - детали структур распада в оливине; $\times 100$.

Т а б л и ц а L III

1 - реакционная кайма перидотитового ксенолита в анкарамитовой лаве о-ва Таити; обр. Т-4, прозрачный шлиф, $\times 15$. Крупные кристаллы пироксена ксенолитового включения (правая нижняя часть фотоснимка) частично корродированы - замещены мелкозернистым агрегатом, вероятно, в результате взаимодействия ксенолита и лавы в горячем состоянии; *a* - без анализатора, *b* - николи +.

2 - расслоенный тералит о-ва Таити; обр. Т-8, лейкократовый прослой, прозрачный шлиф, $\times 15$. Относительно крупные зерна пироксена и рудного минерала содержат включения беспорядочных призматических кристаллов плагиоклаза. Структура напоминает плагиоклазовый ортокумулат с интеркумулятивным цветным и рудным минералами [см. Уайджер, Браун, 1970, с. 71 и др.]; *a* - без анализатора, *b* - николи +.

Т а б л и ц а L IV

Дифференцированные кристаллические породы о-ва Таити (Таити-Нуи, верховье р. Паленоо). Фото пришлифованных поверхностей образцов; $\times 1,5$.

1 и 2 - проявления расслоенности, "стратиформности" в тералитах.

3 - признаки расслоенности в лейкократовом пегматоидном тералите.

4 - относительно лейкократовый дифференциат - керсутитовый нефелиновый сиенит.

Т а б л и ц а L V

Микроструктуры кристаллических пород о-ва Таити. Прозрачные шлифы.

1 - тералит. Наиболее крупные кристаллы образованы титанистым авгитом (P); он вместе с биотитом часто, особенно в краях зерен, образует ячеистые сростания.

Оливин (Ol) - кристалл в центральной части поля. Обычно со следами реакционных изменений (см. также фото 3 этой таблицы). Рудные зерна (черное) - титаномагнетит. Лейкократовые минералы - плагиоклаз (Pl) и нефелин (Ne). Обр. Т-7, $\times 16$, без анализатора.

2 - то же, николи +.

3 - лейкократовый участок в тералите о-ва Таити. По краям небольших кристаллов оливина (Ol), в контакте с лейкократовыми минералами, развита широкая реакционная кайма сложного состава (хлорит, актинолит и другие минералы). Обр. Т-6, $\times 8$, без анализатора.

4 - меланократовый участок в тералите, сложенный кристаллами пироксена и крупным скелетным зерном титаномагнетита. Промежутки между цветными и рудными минералами заполнены более мелкими зернами плагиоклаза. Обр. Т-9, $\times 12$, николи +.

5 - полосчатый, "расслоенный" тералит о-ва Таити. Участок границы чередующихся слоев: темных, сложенных преимущественно цветными минералами (здесь оливином и рудным), и светлых, представленных главным образом плагиоклазом. Заметна субпараллельная ориентировка минеральных зерен, особенно четко выраженная у плагиоклаза. Направление ориентировки кристаллов соответствует границе темного и светлого "слоев". Обр. Т-9, $\times 12$, без анализатора.

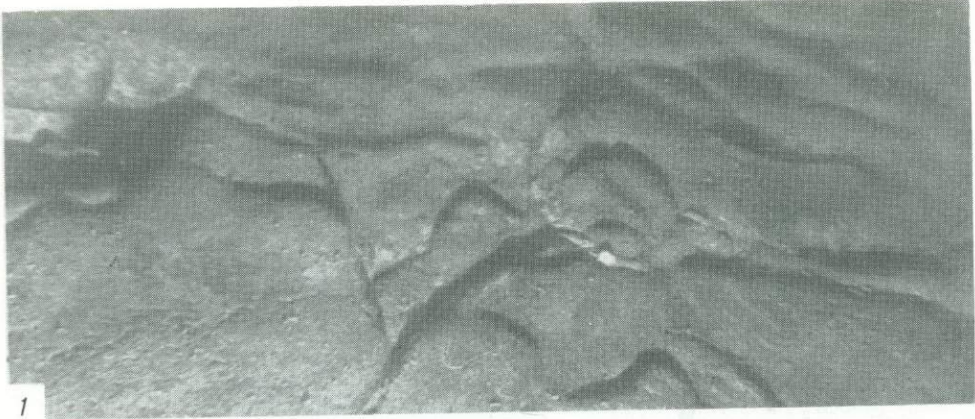
6 - то же николи +.

Т а б л и ц а LVI

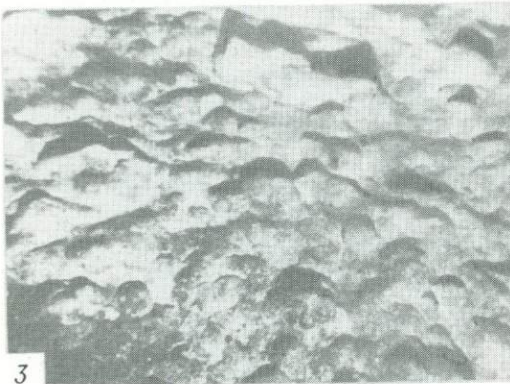
Образцы пород типа гранита со дна Тихого океана. Прозрачные шлифы, николи +.

1 - обломок гранита из ядра железо-марганцевой конкреции со дна Центральной котловины Тихого океана, станция 6275-8 [Прокопцев, 1975а]. Все поле снимка занято крупным кристаллом микроклина с включениями зерен плагиоклаза, биотита, кварца и рудного минерала. Микроклин и плагиоклаз замутнены вторичными изменениями, но особенно интенсивно изменен биотит.

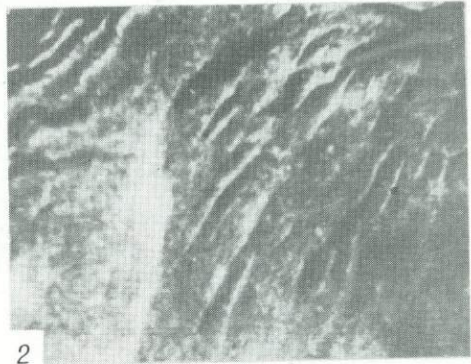
2 - обломок гранита со дна восточной части Южной котловины Тихого океана, обнаруженный во время экспедиции на судне "Челленджер" [Murray, Renard, 1891; Bonatti, Aggenius, 1970].



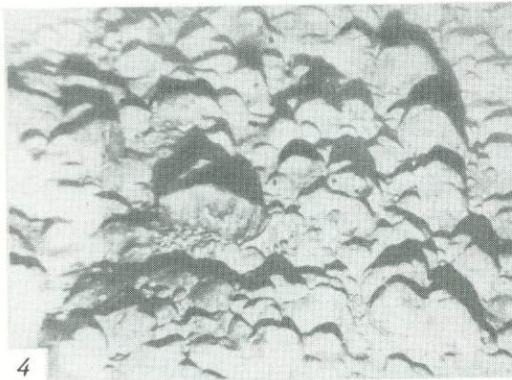
1



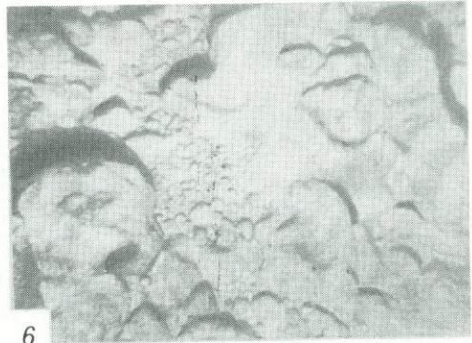
3



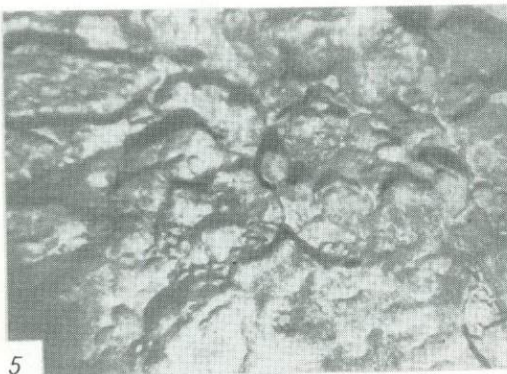
2



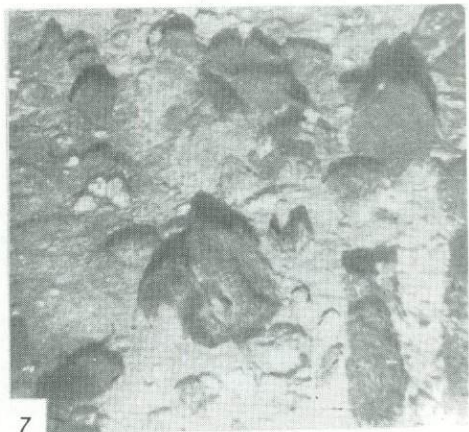
4



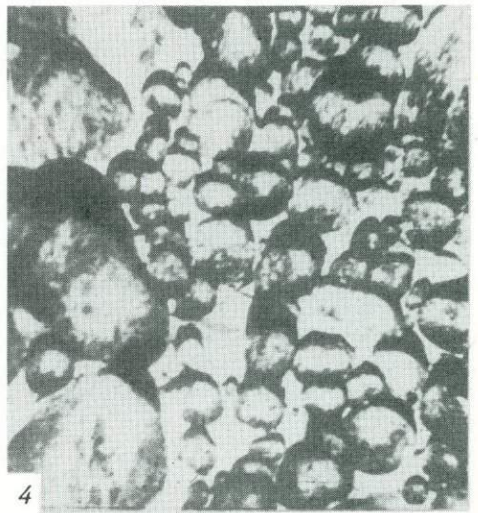
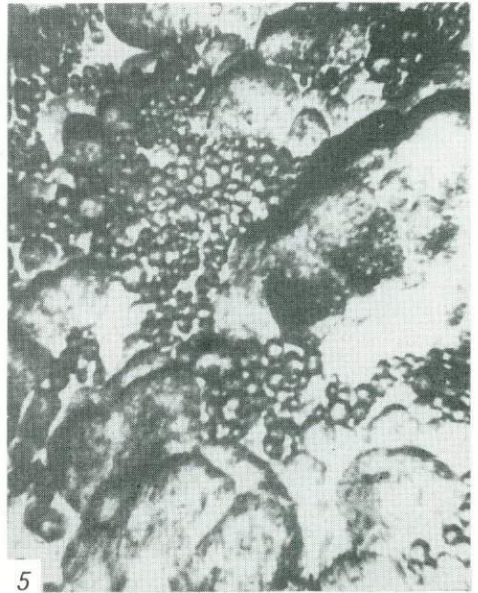
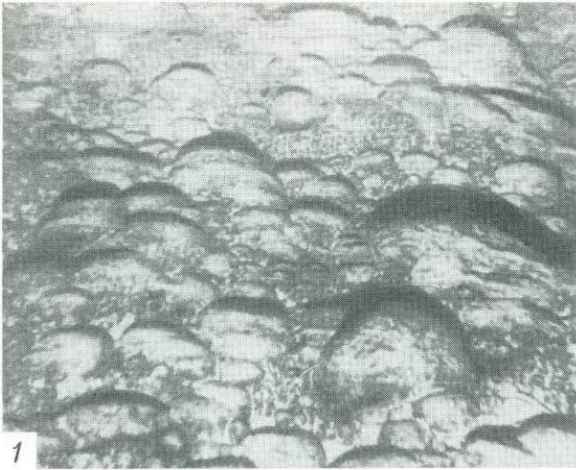
6

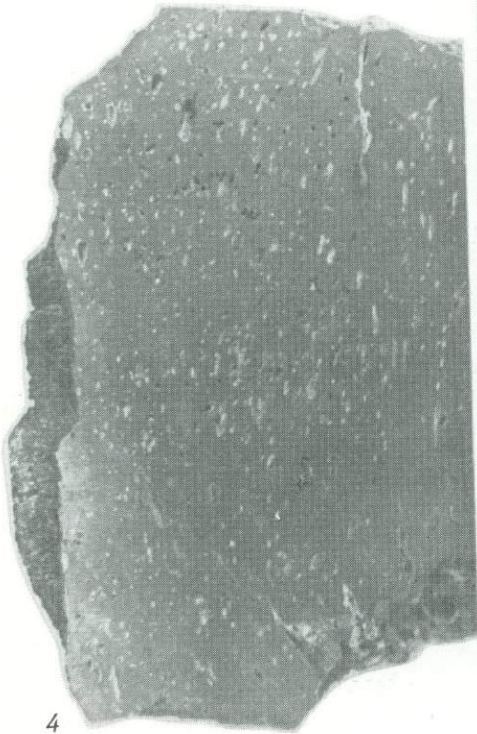


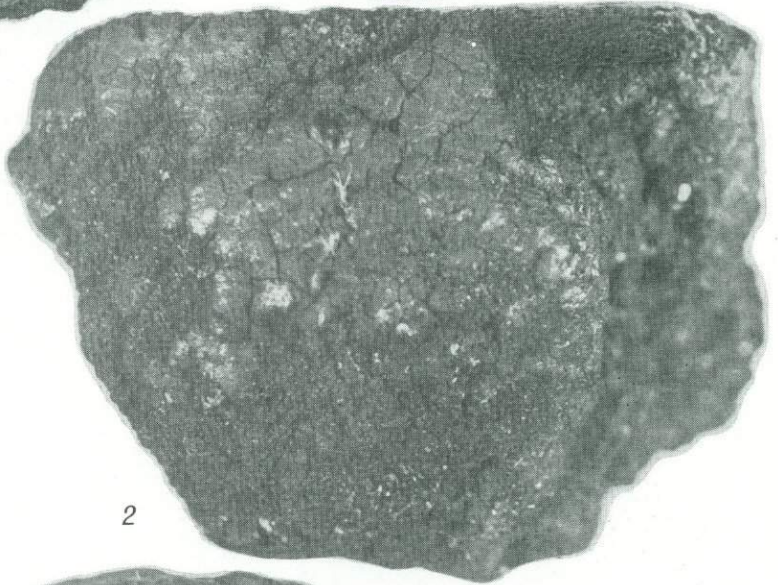
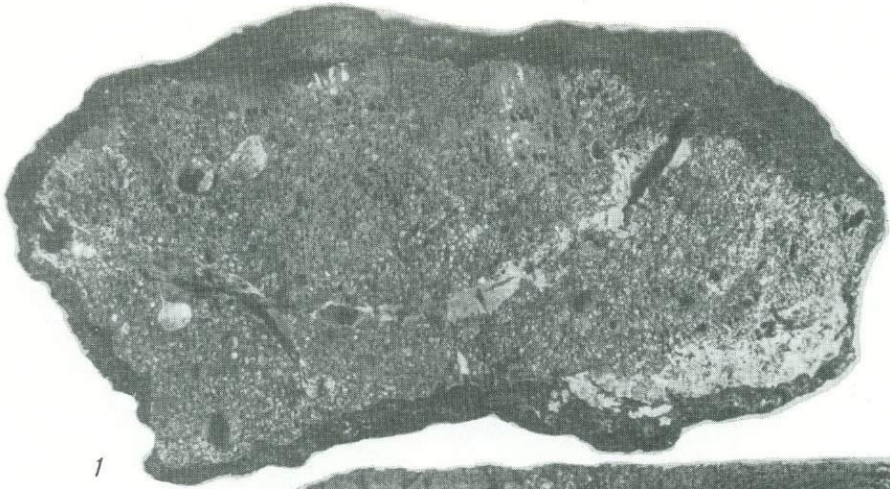
5

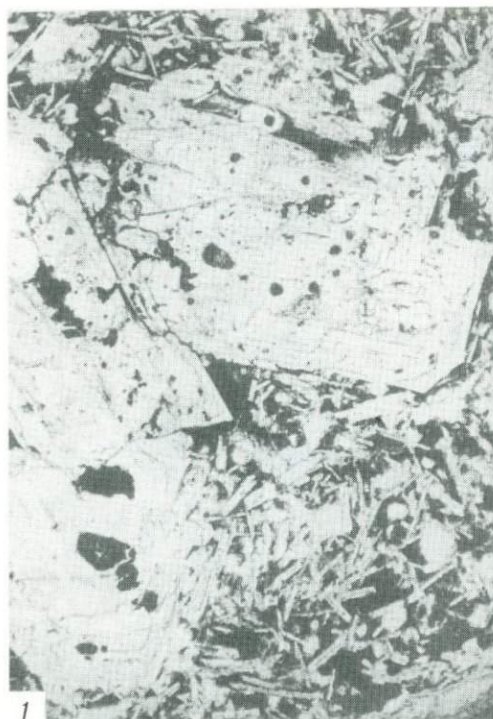


7

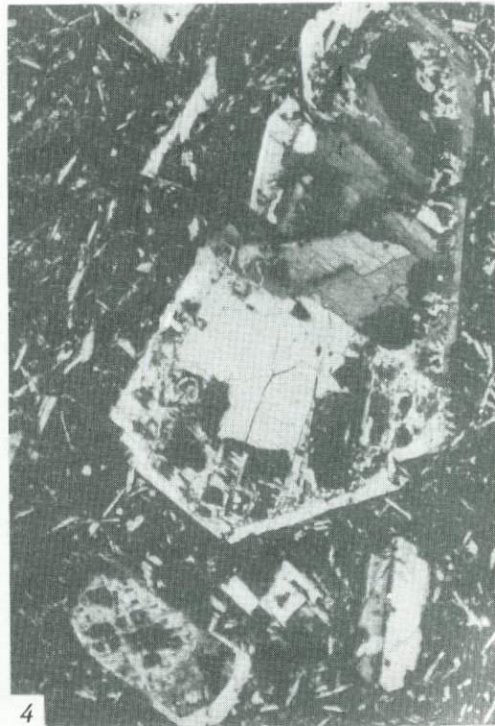
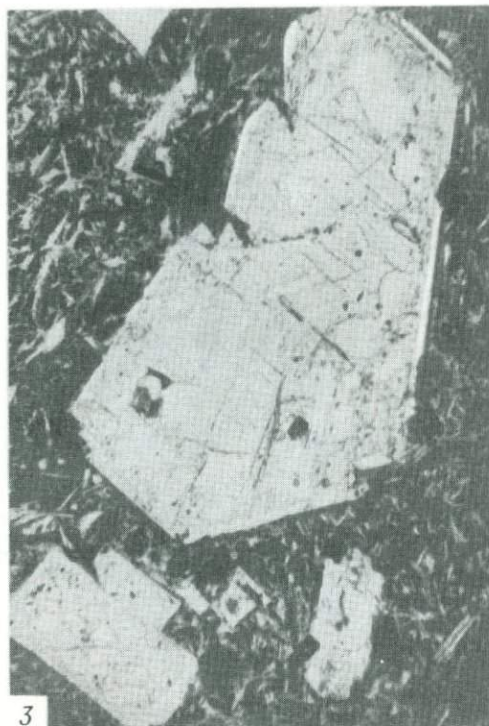








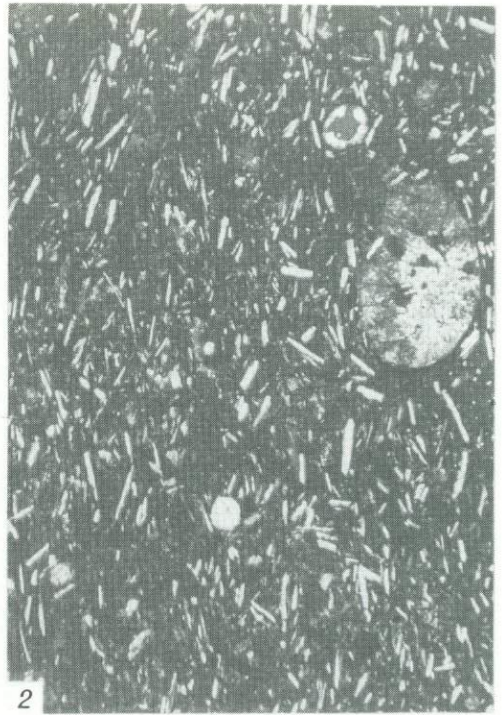
1MM



1MM



1



2

1mm



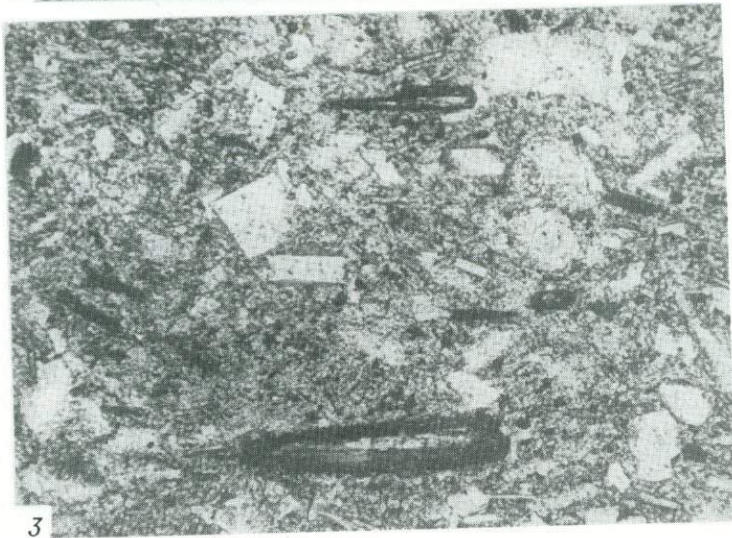
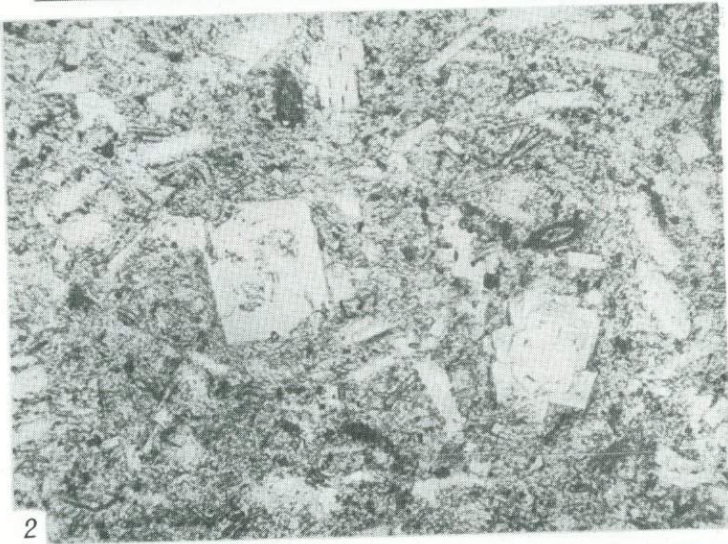
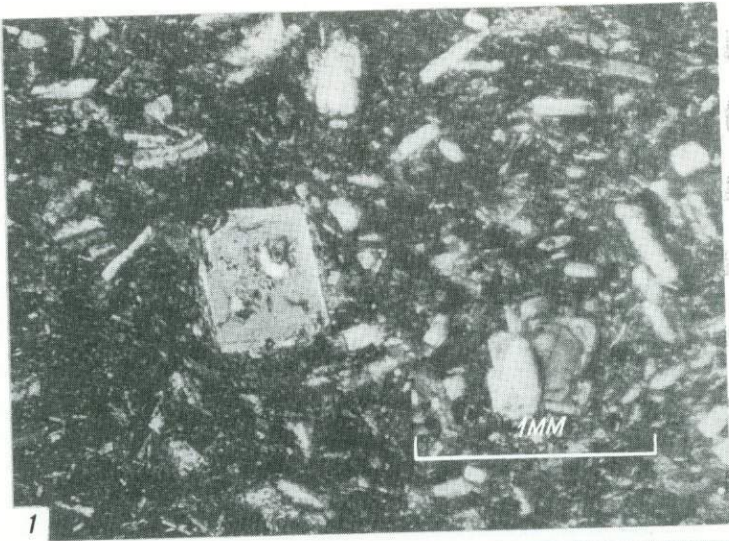
3

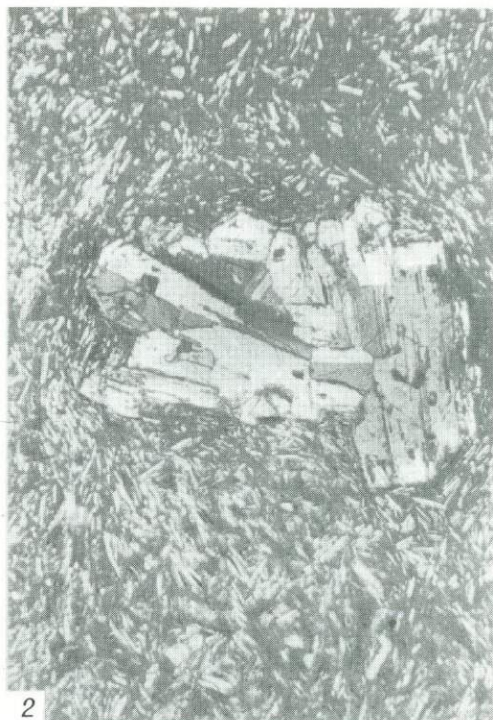
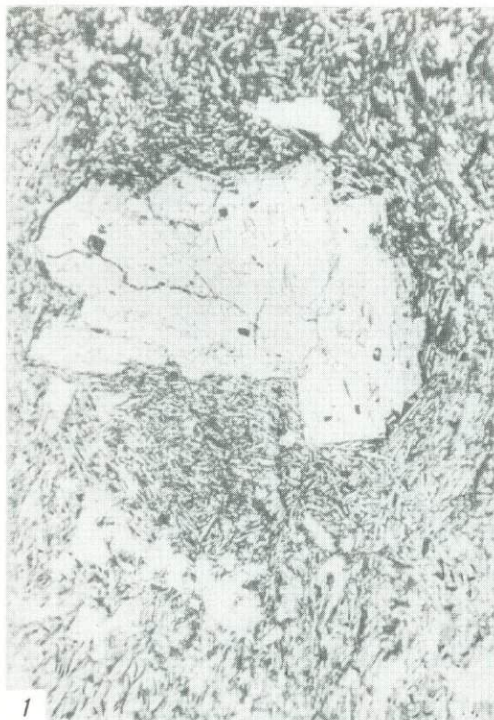
0,2mm



4

1mm

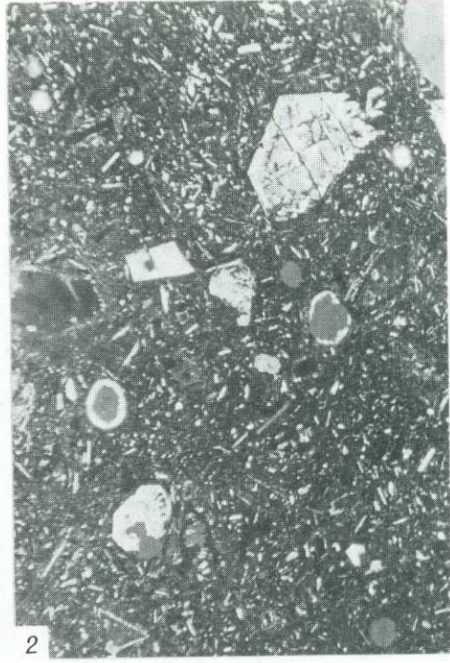
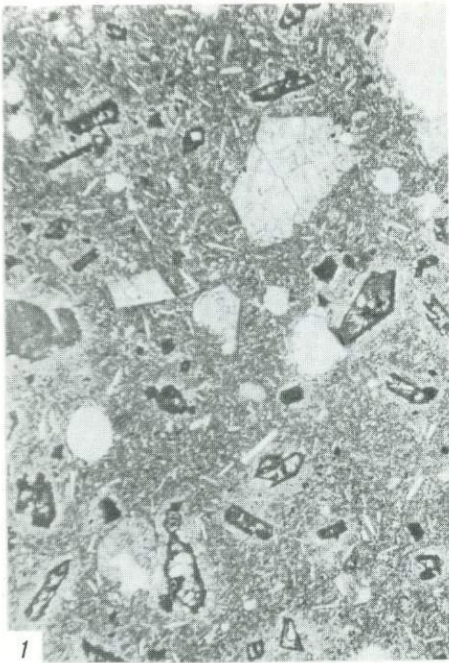




1mm



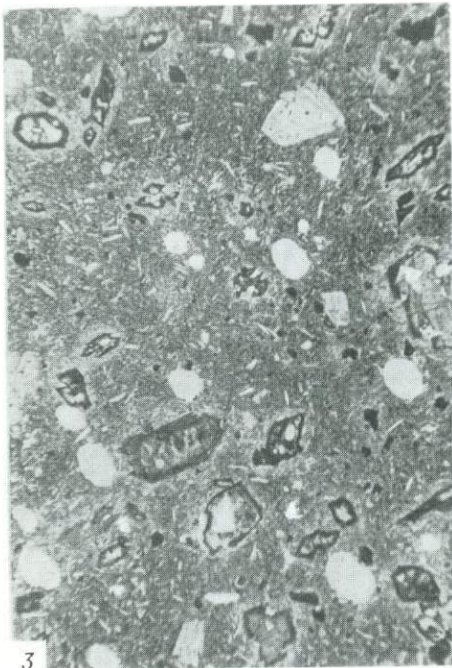
1mm



1

2

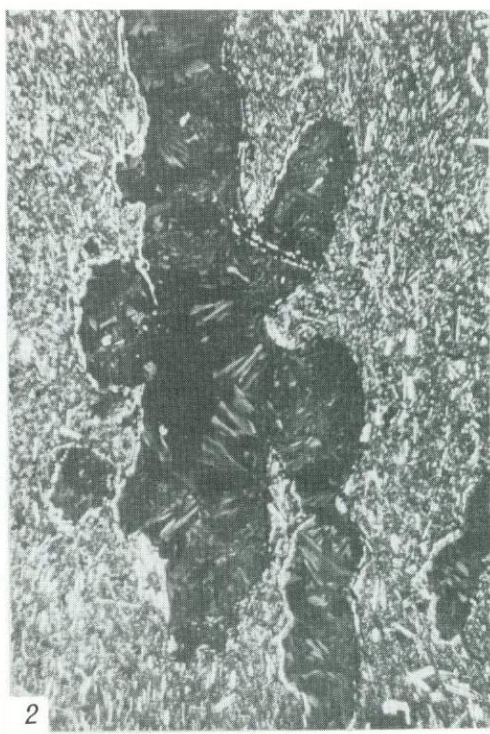
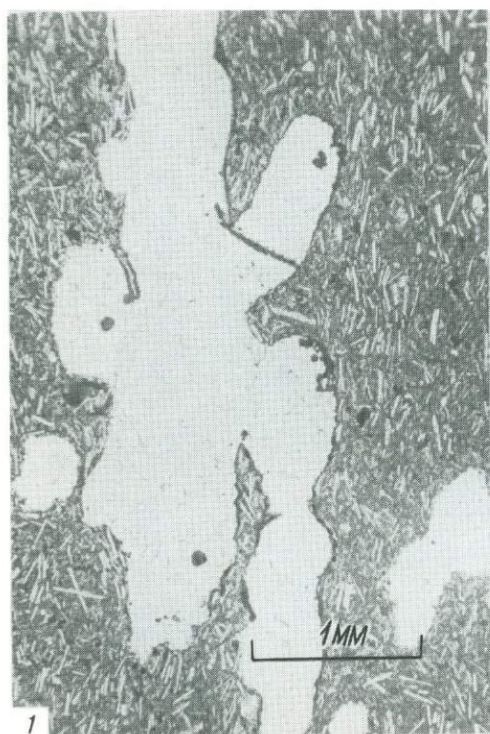
1MM

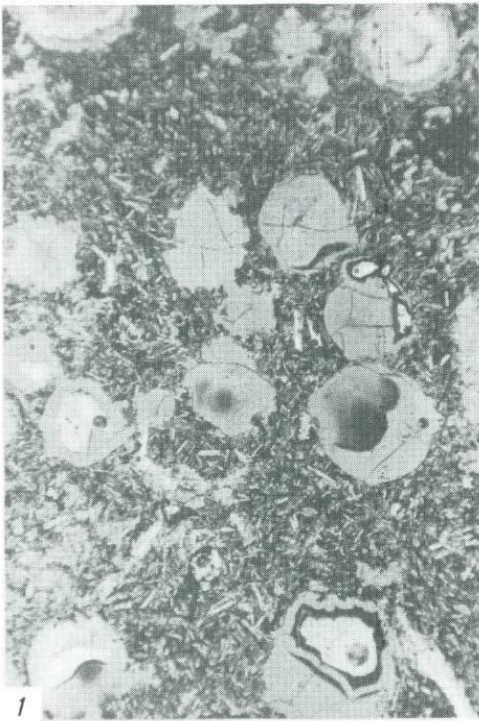


3

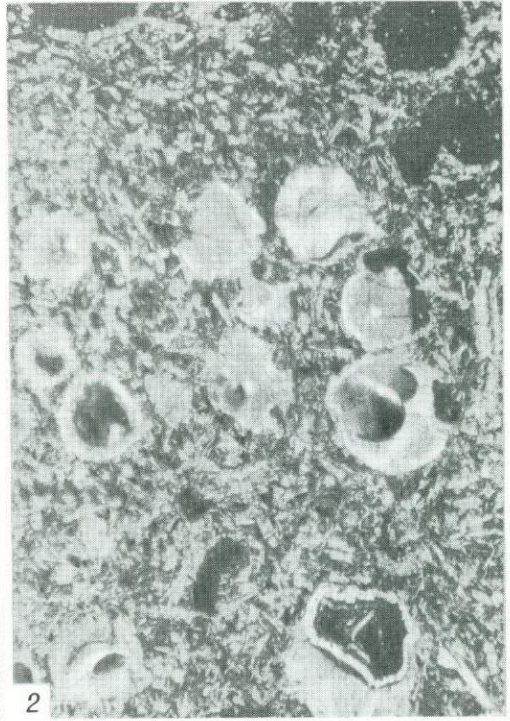
4

1MM





1



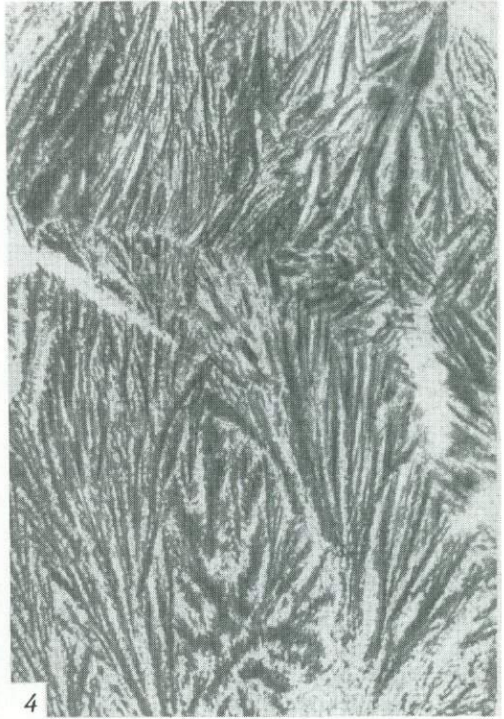
2

1MM



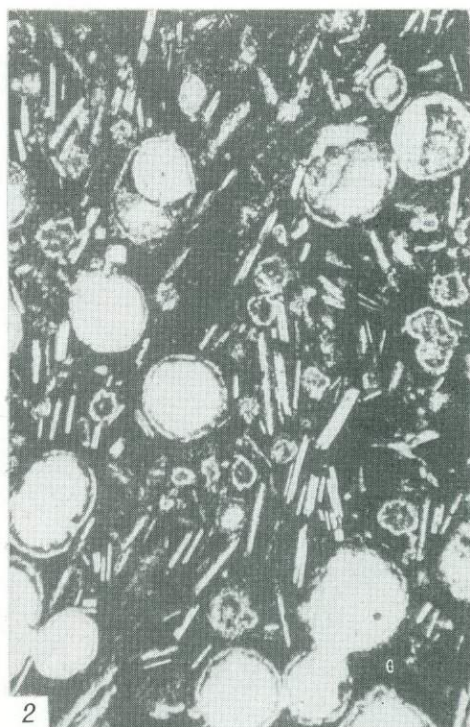
3

1MM



4

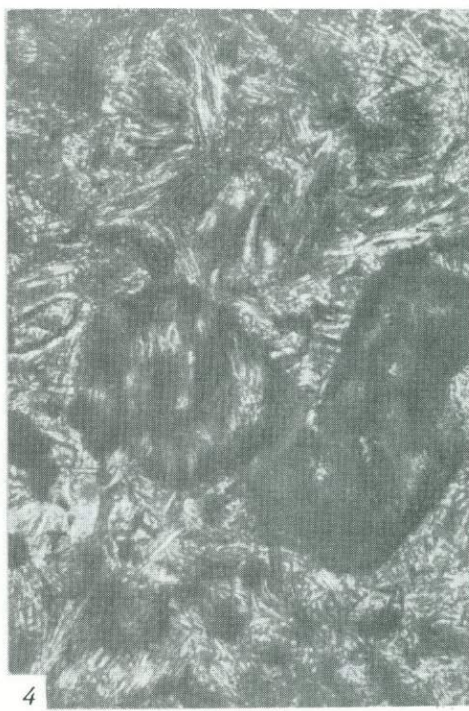
0,1MM



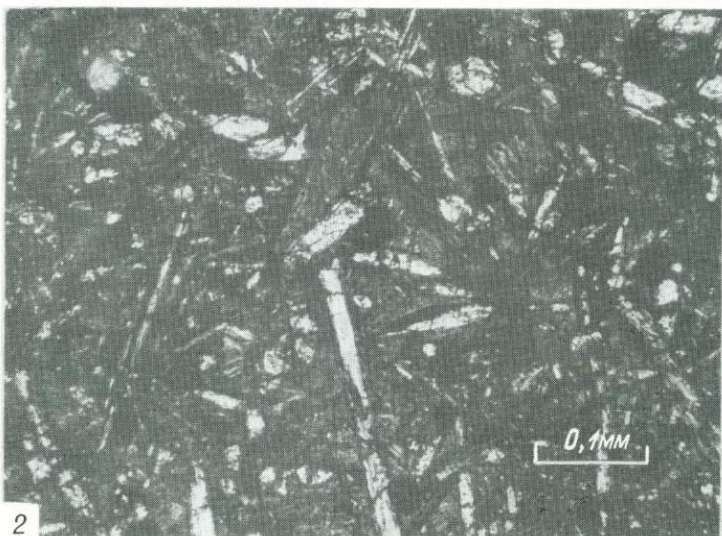
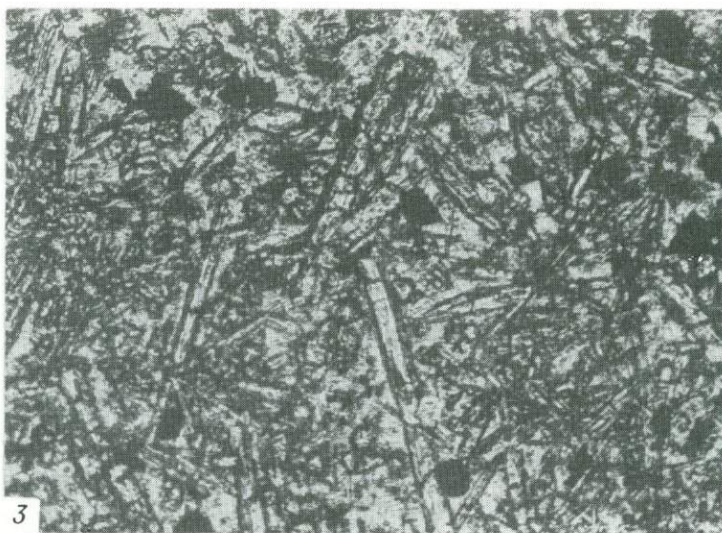
0,5 мм



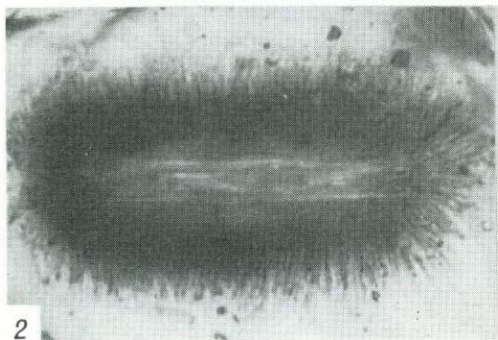
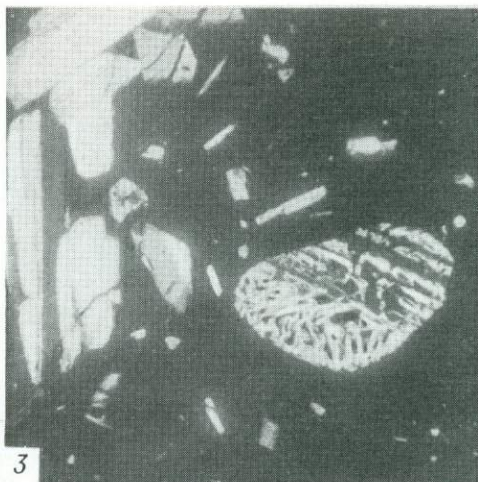
0,1 мм



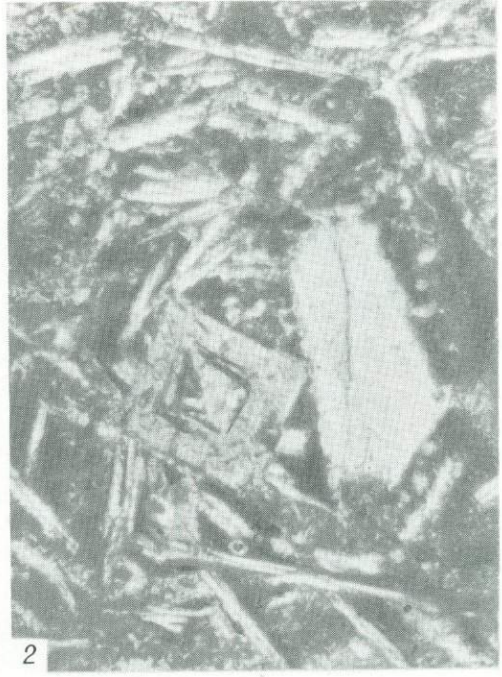
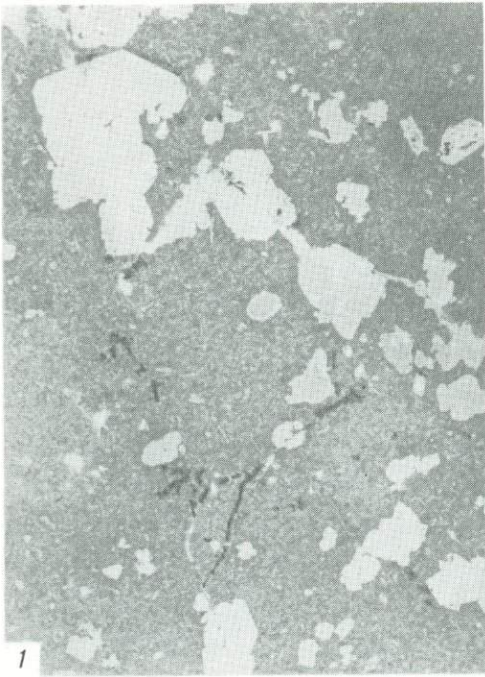
0,1 мм

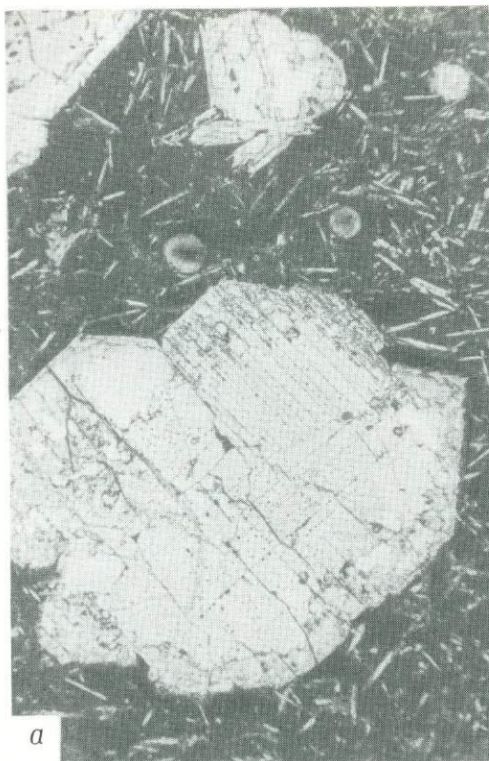




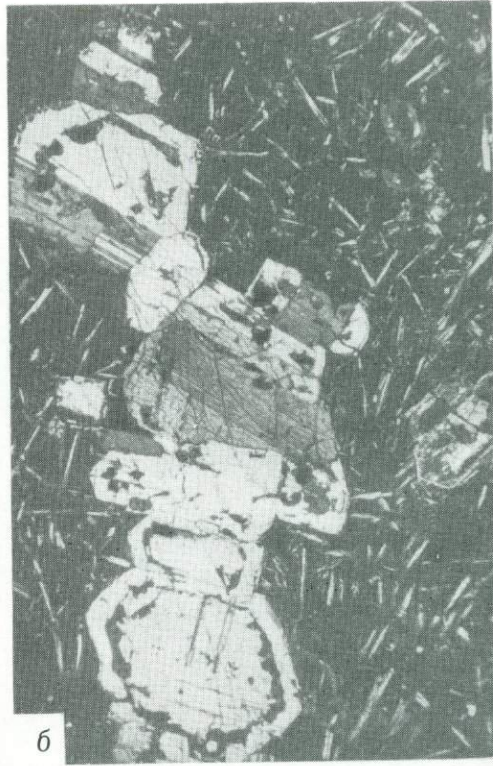




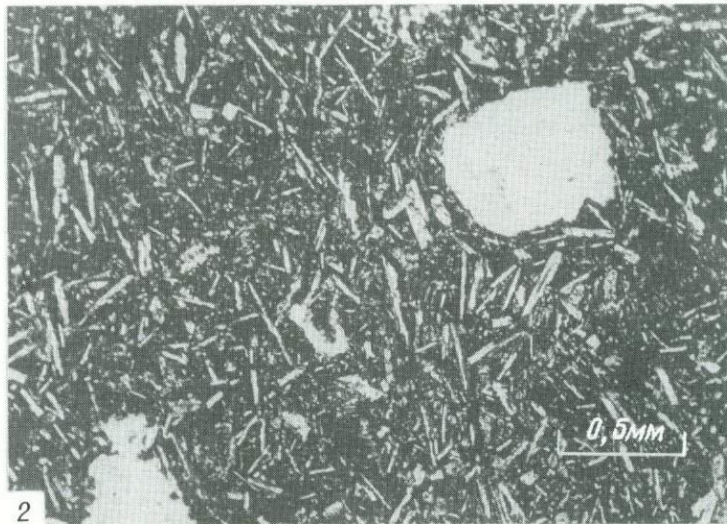




1



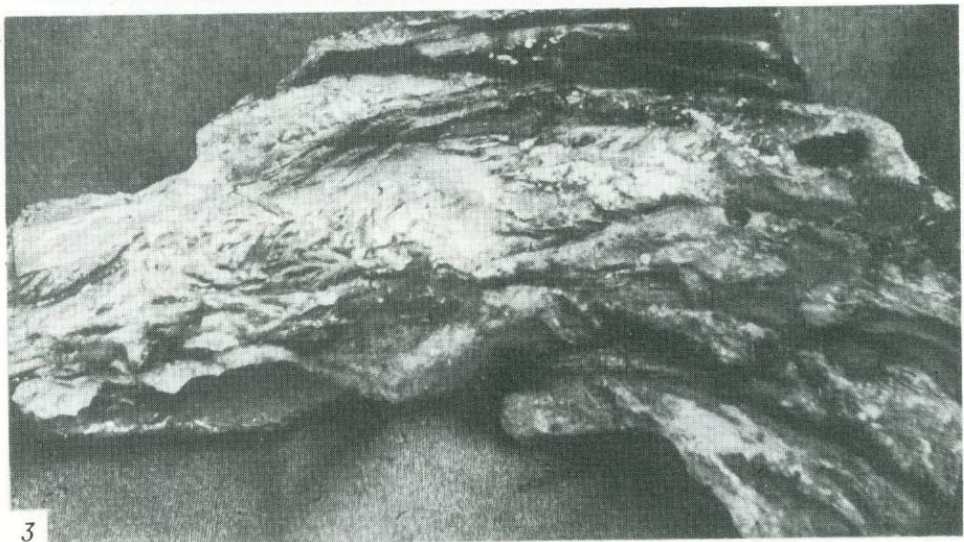
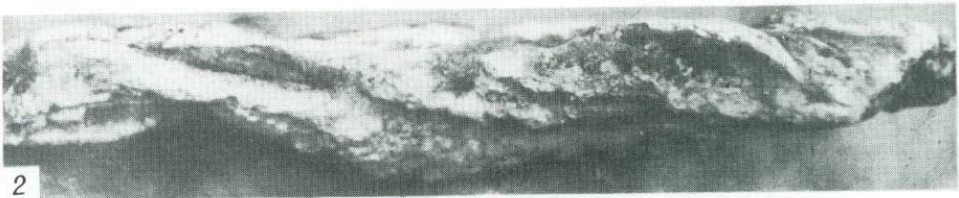
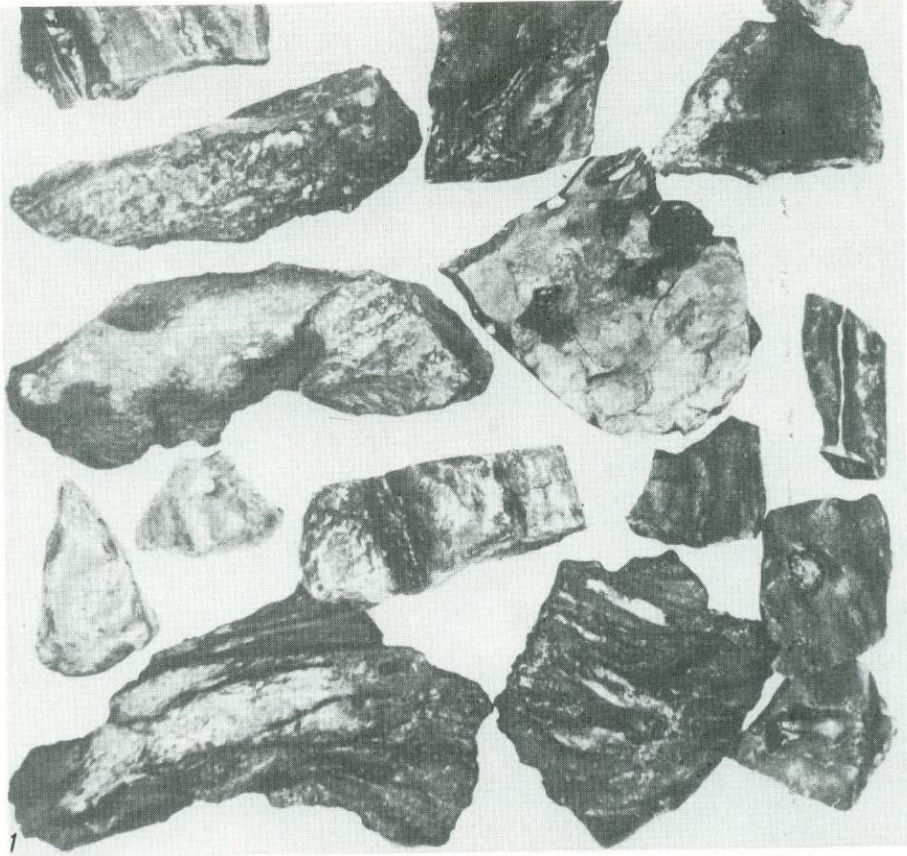
2

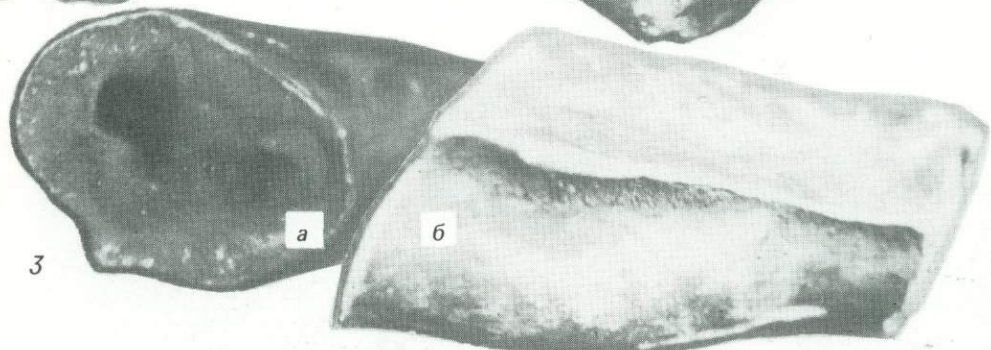
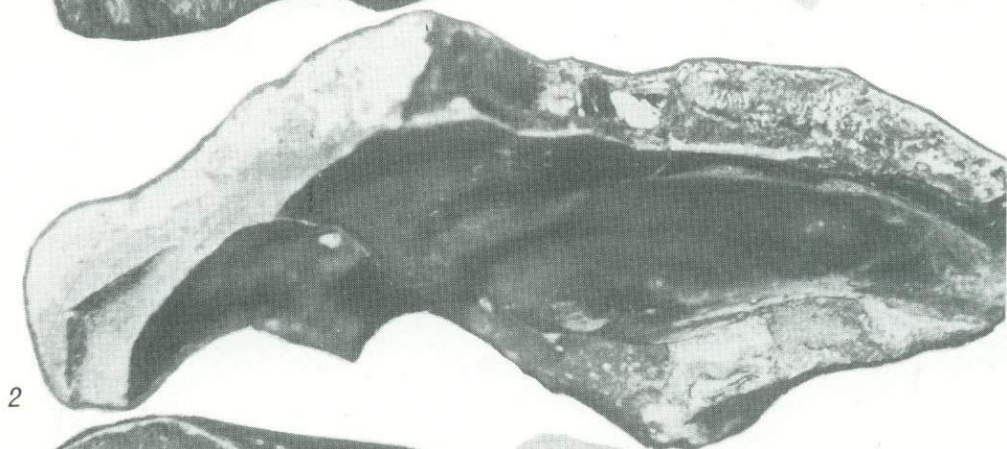


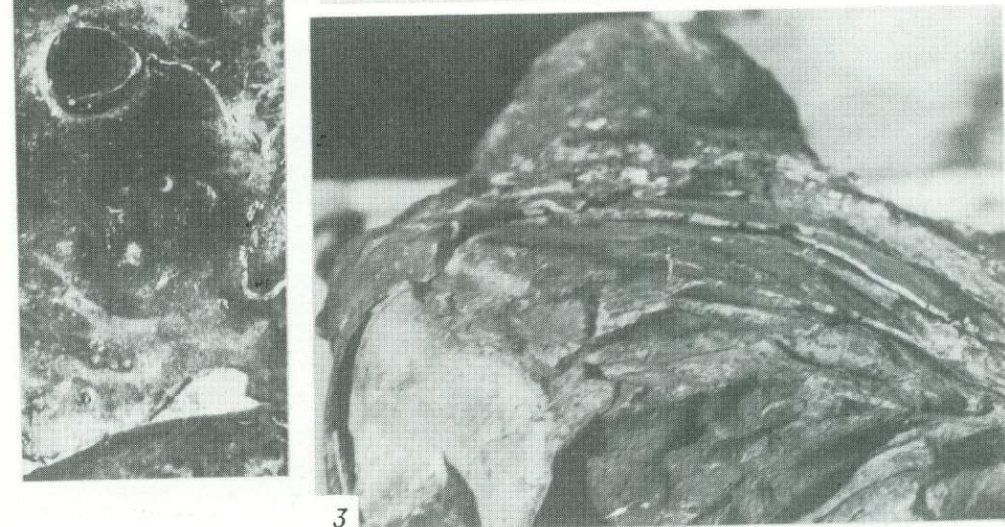
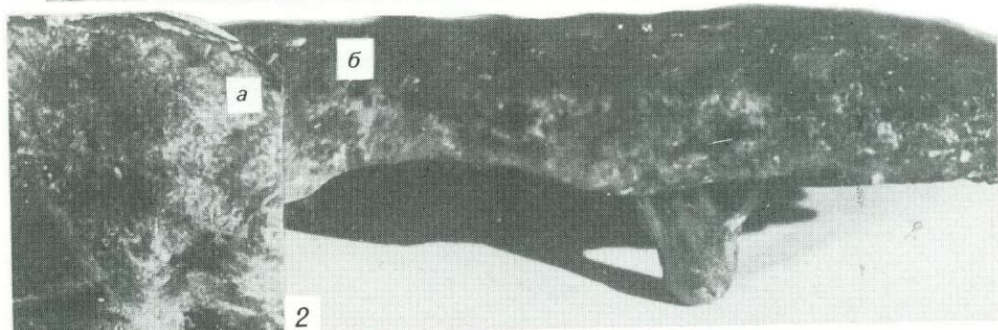


1 MM







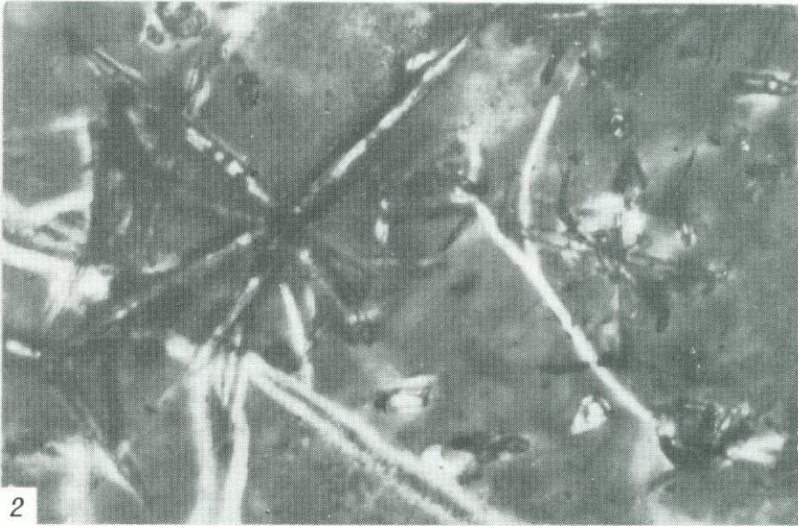
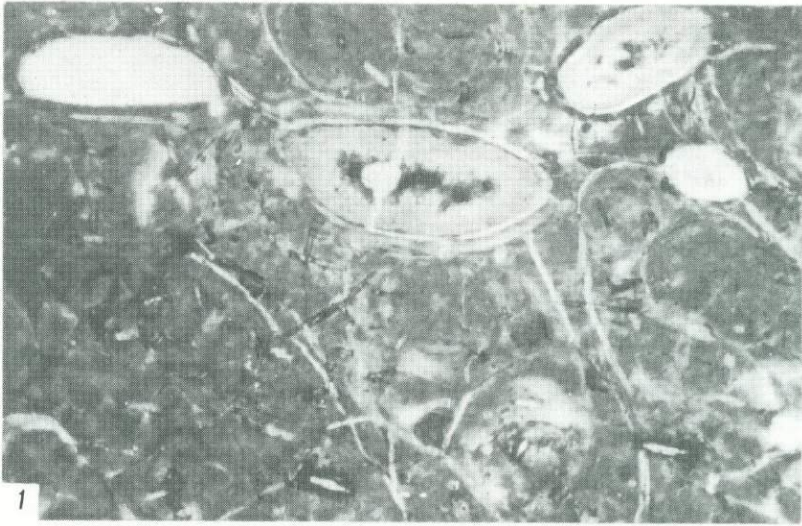


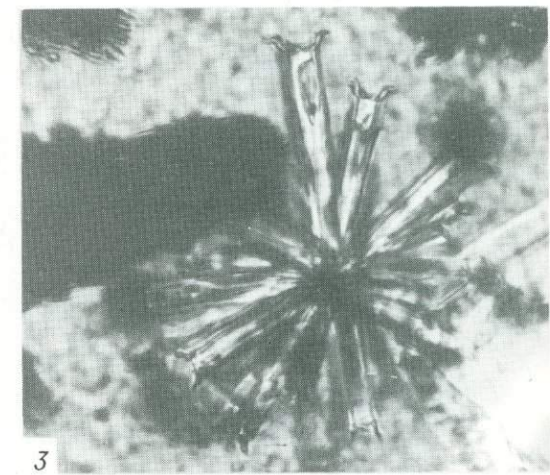
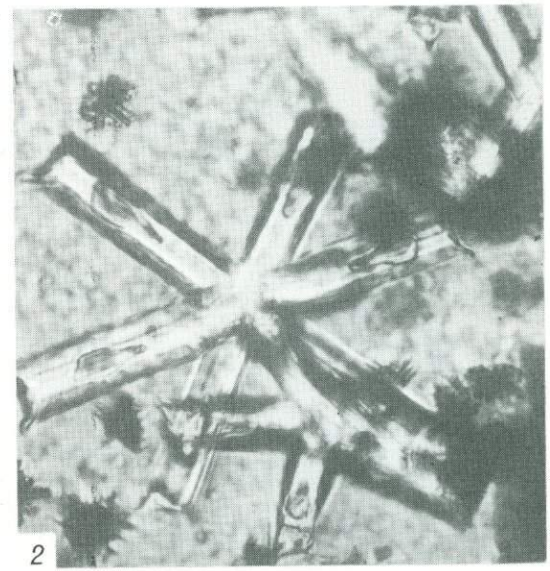
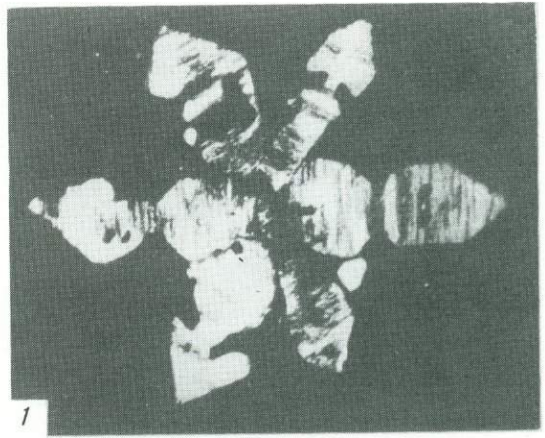
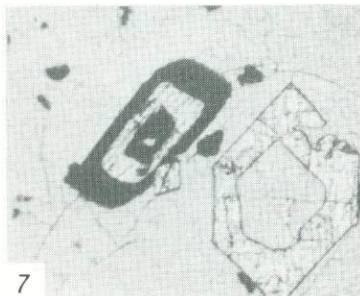
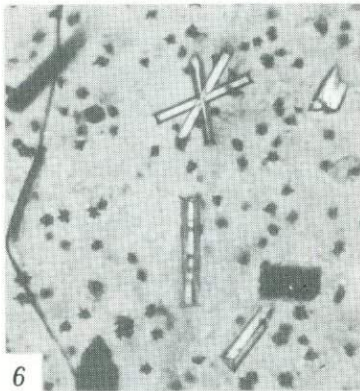
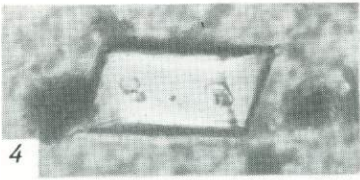


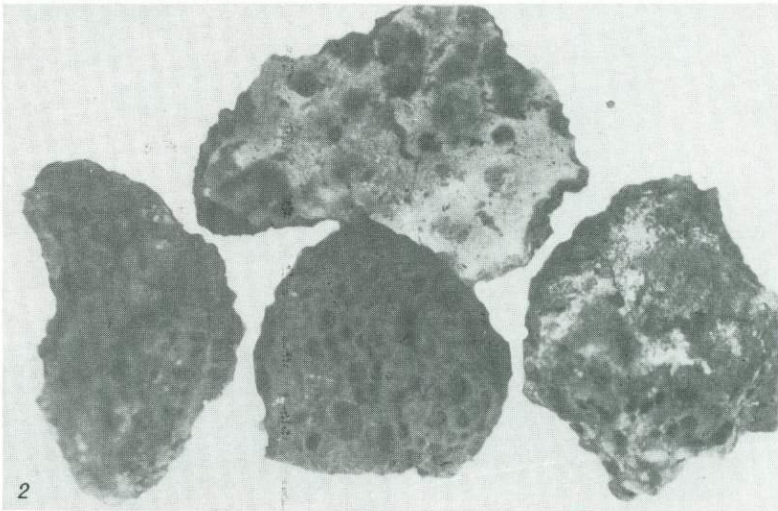
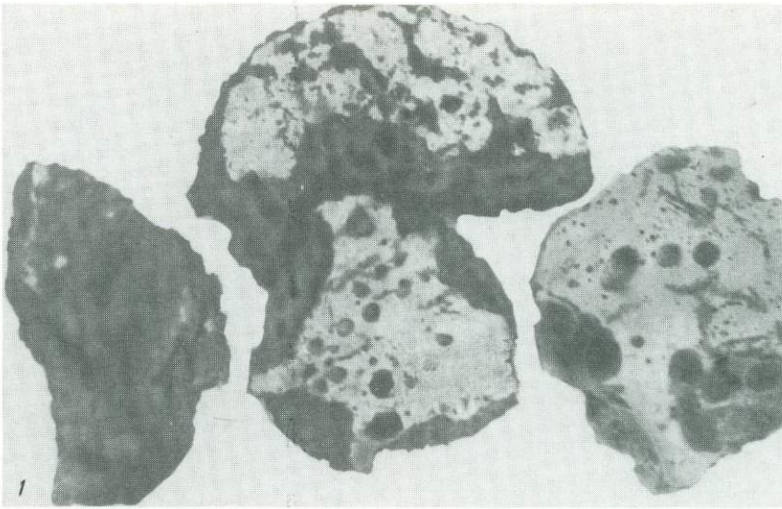
1

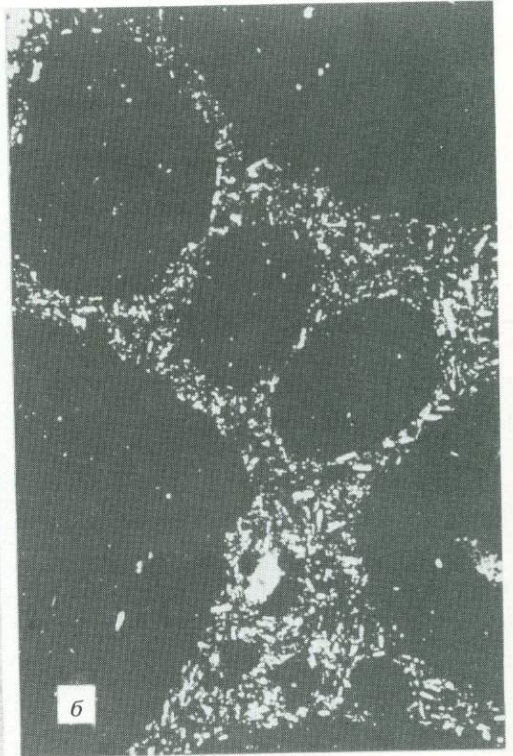
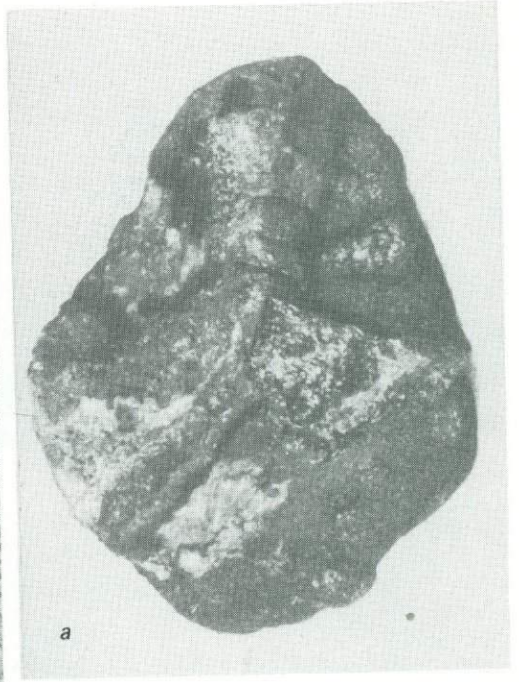
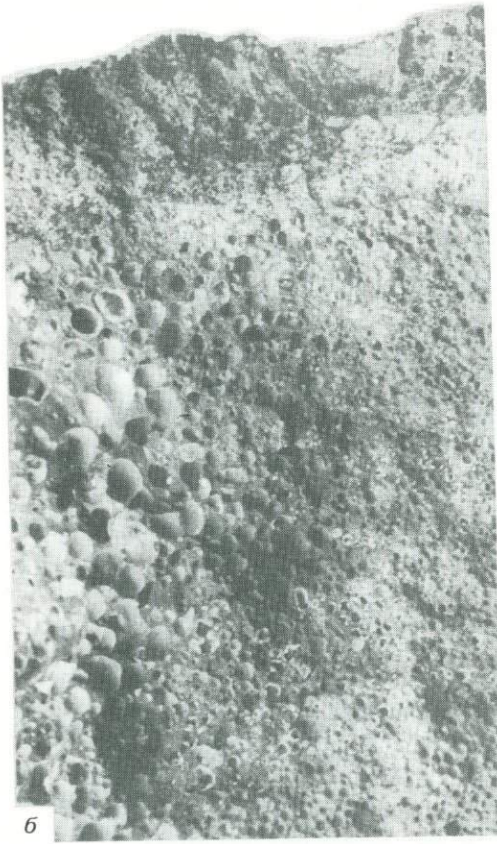


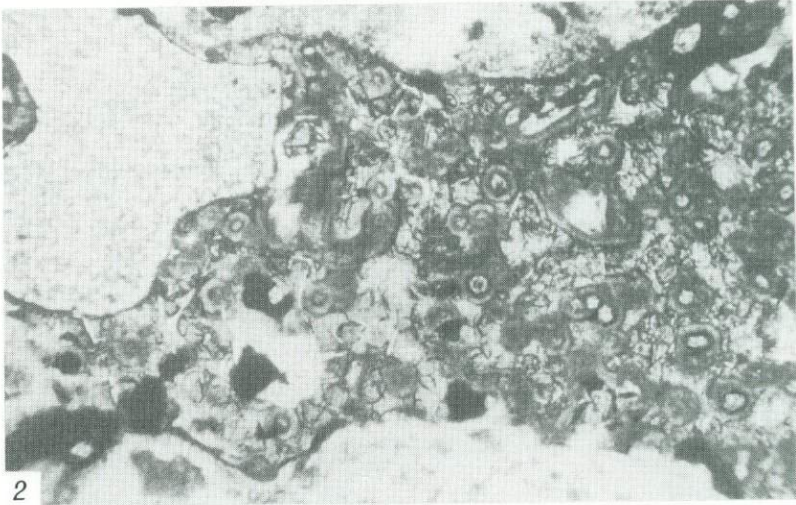
2

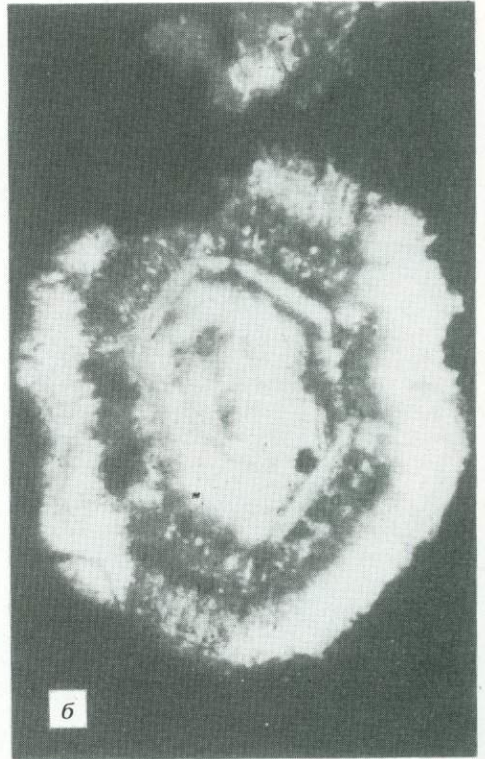
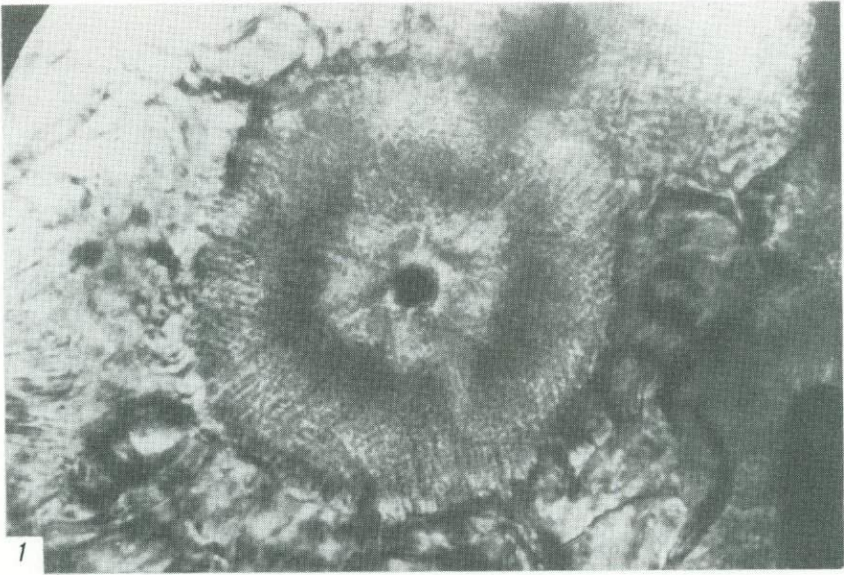




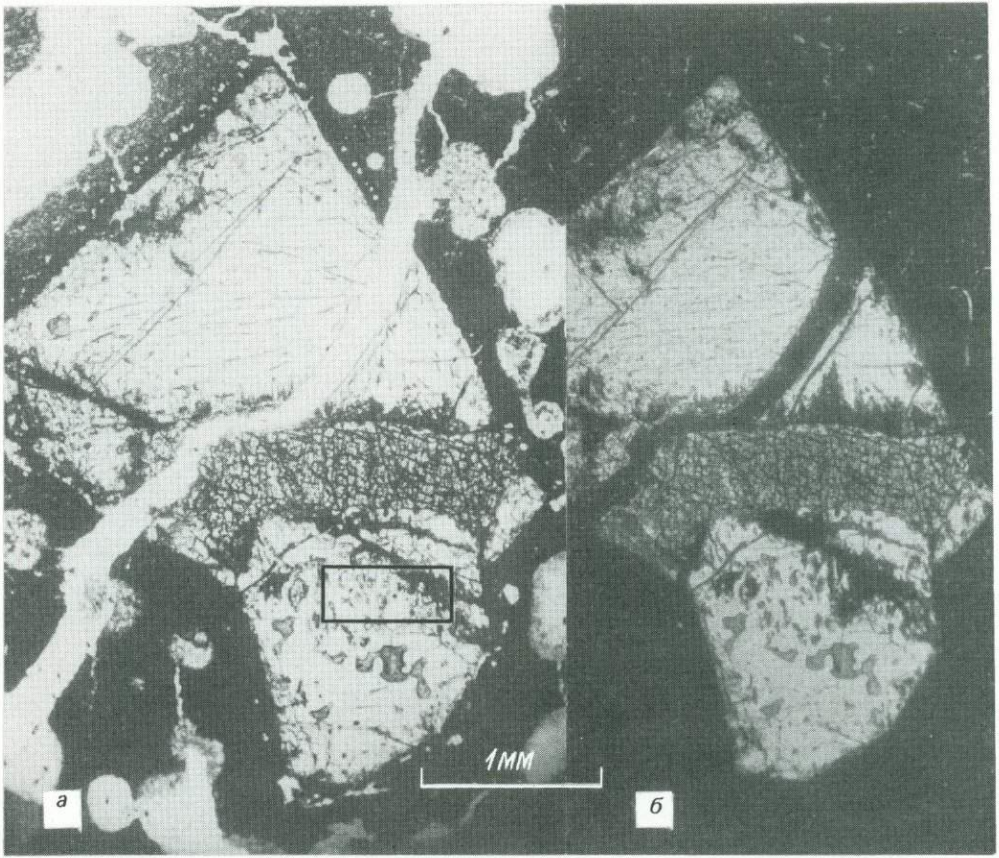




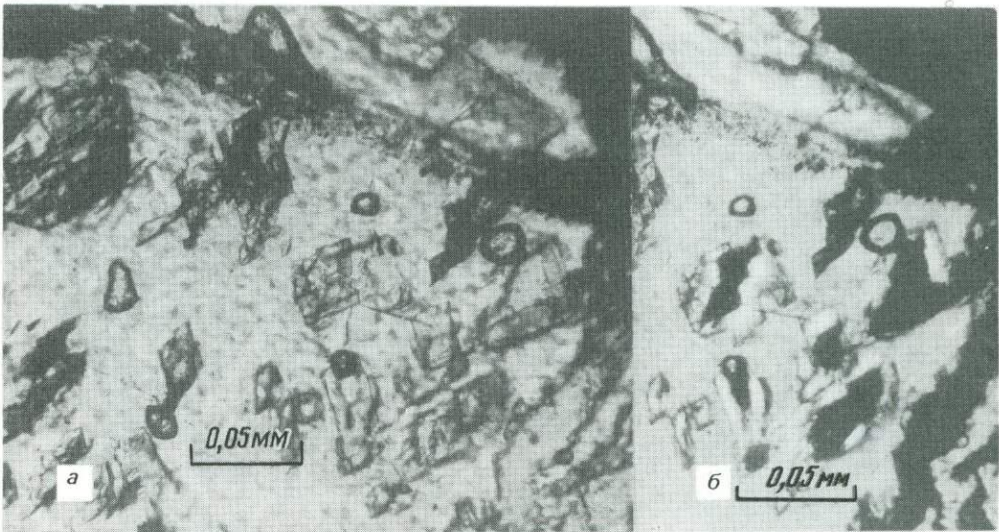




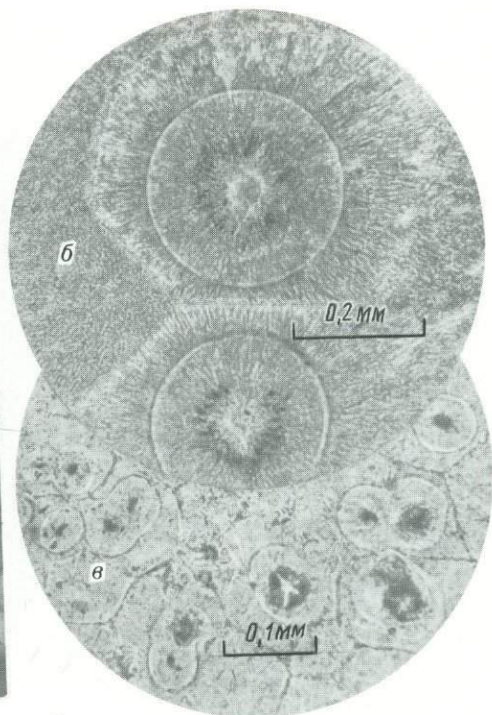
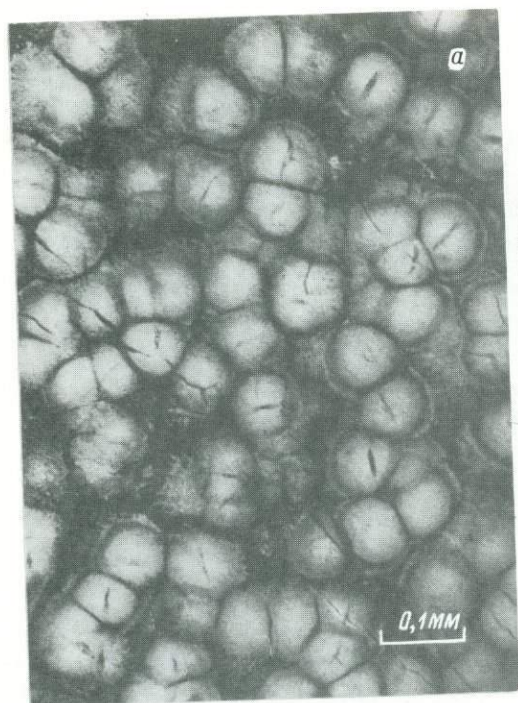
2



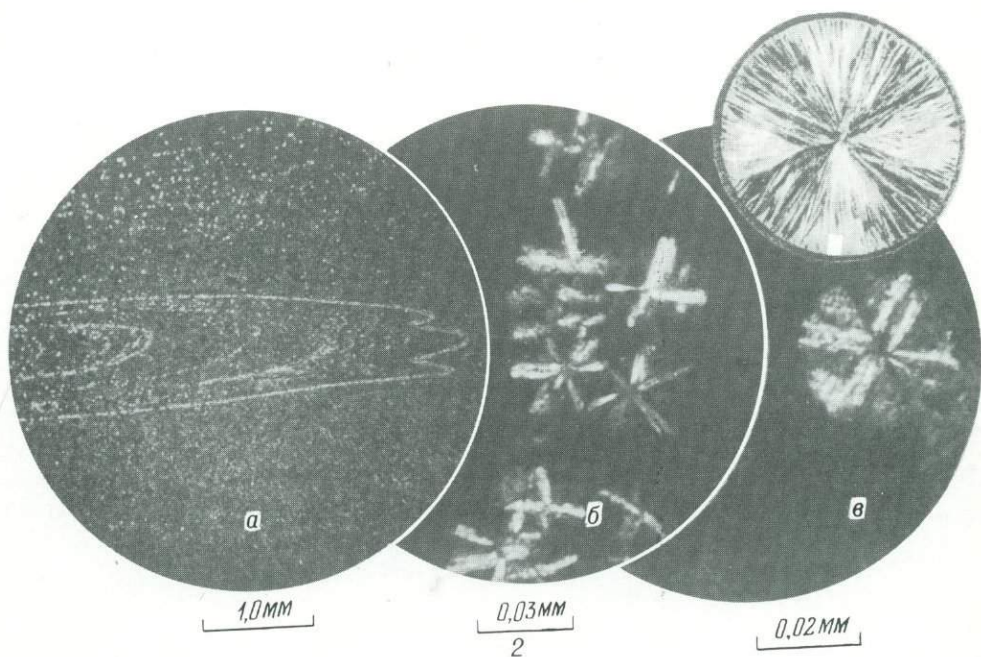
1



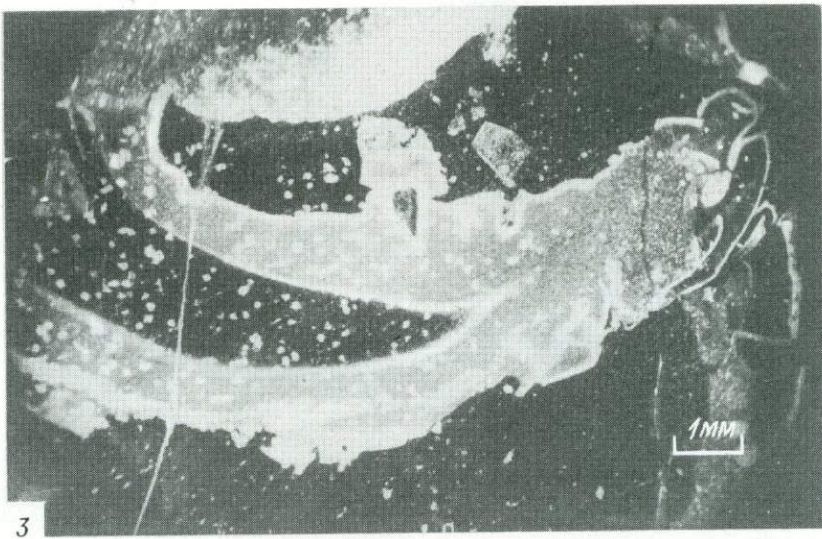
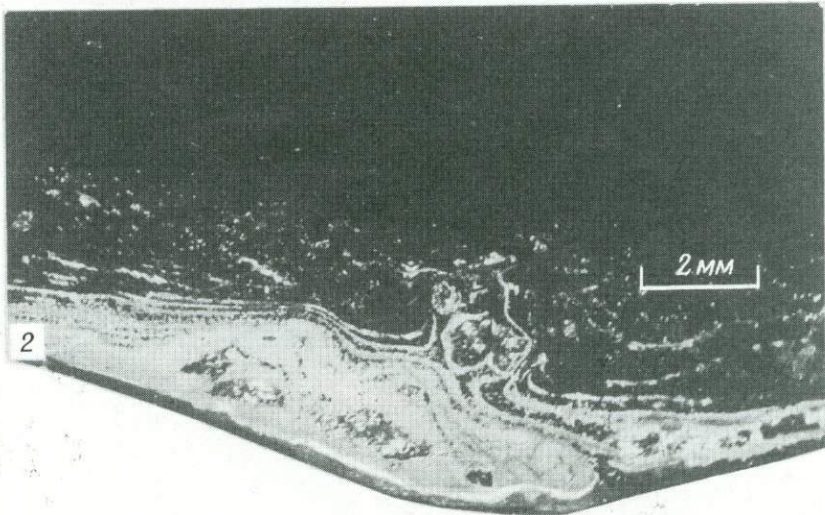
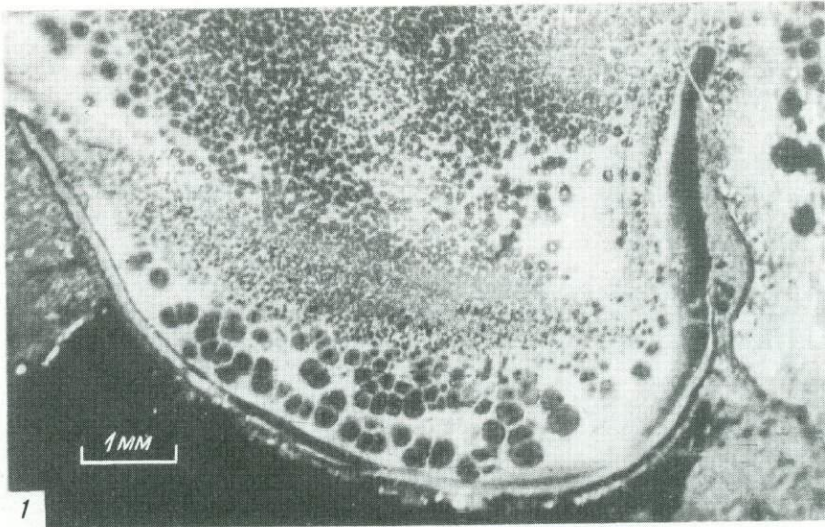
2

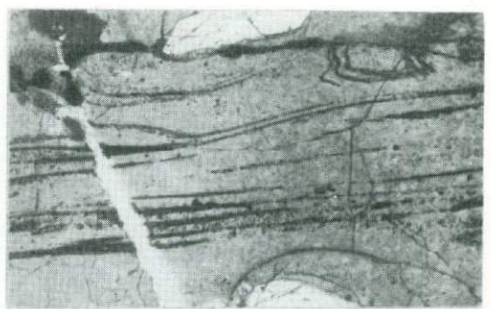
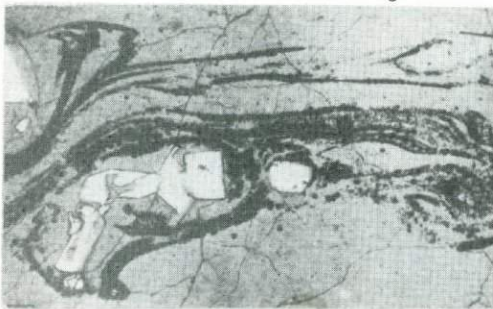
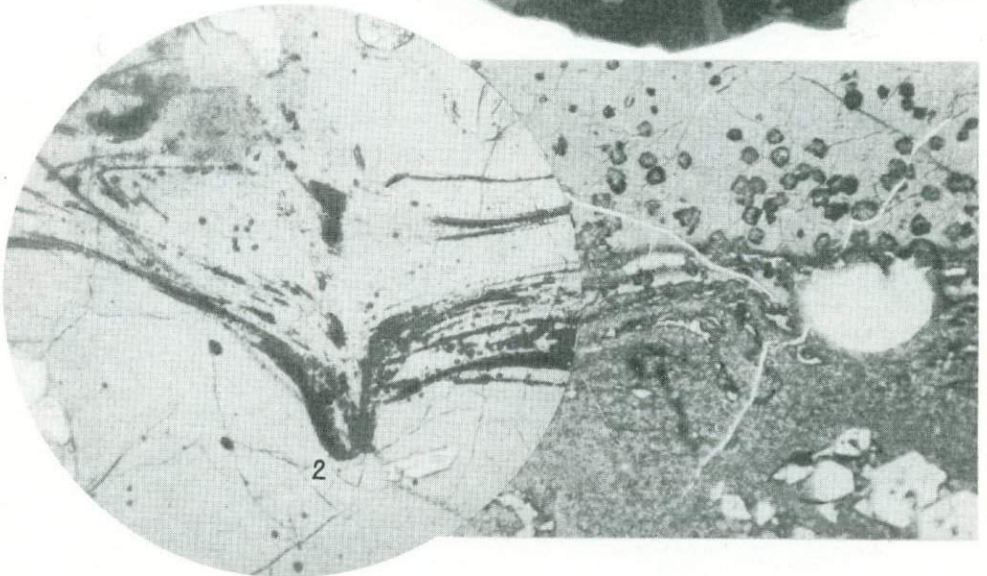
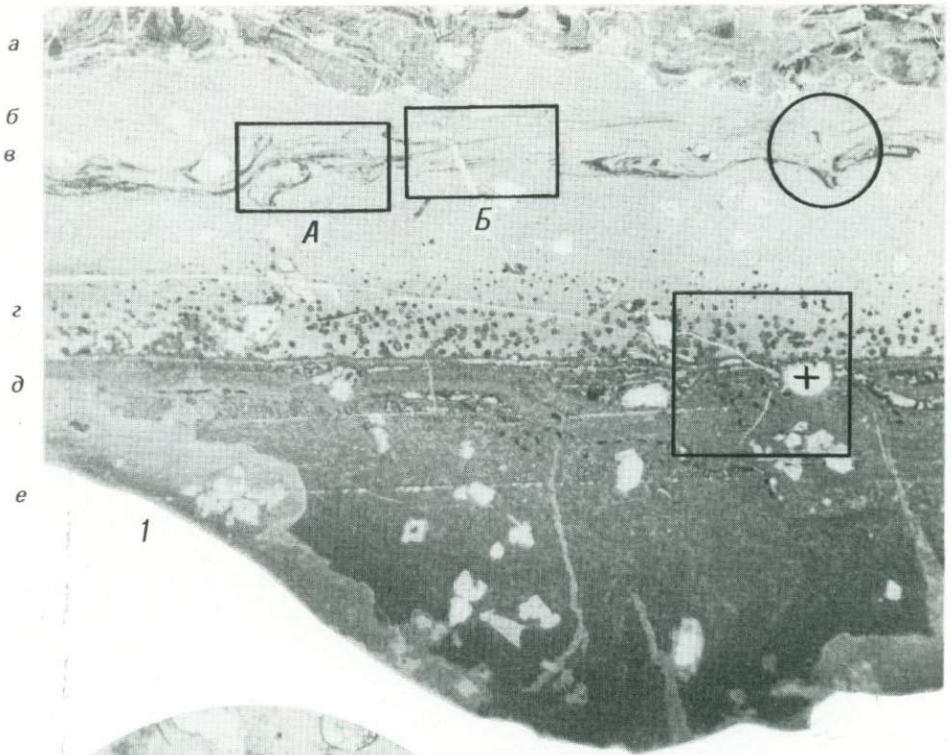


1



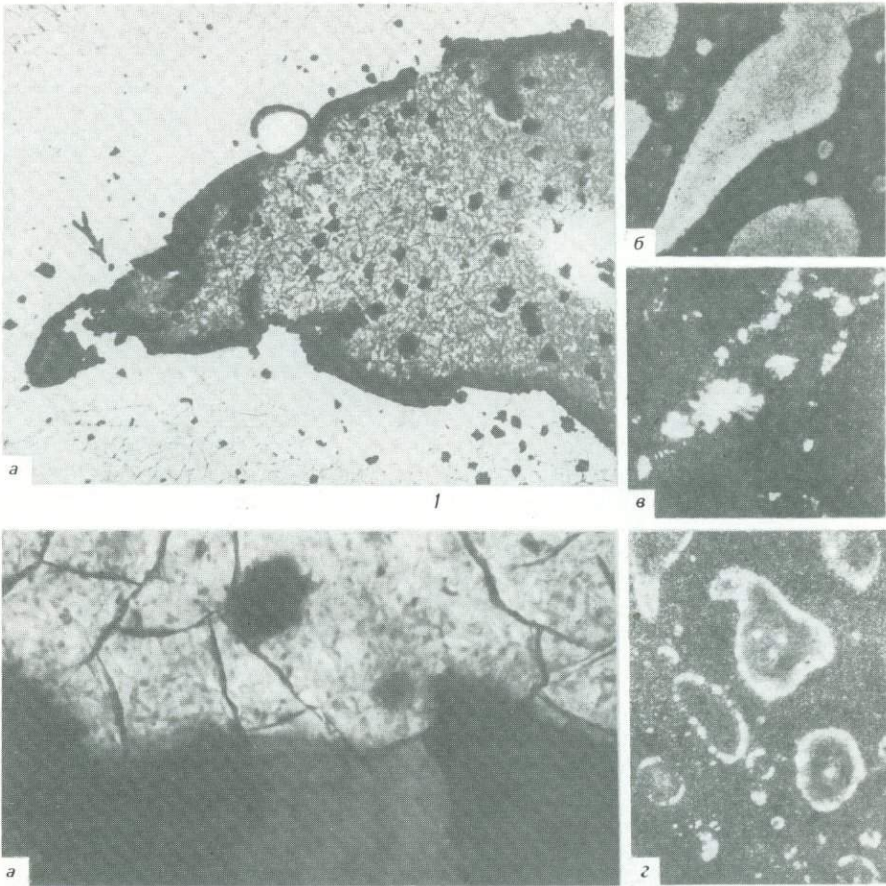
2



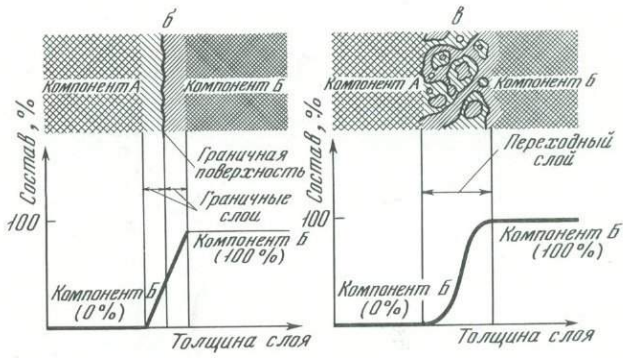


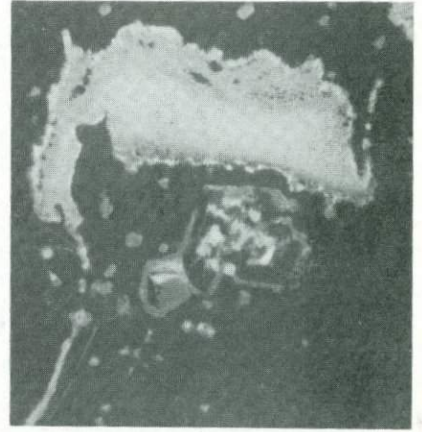
А

Б

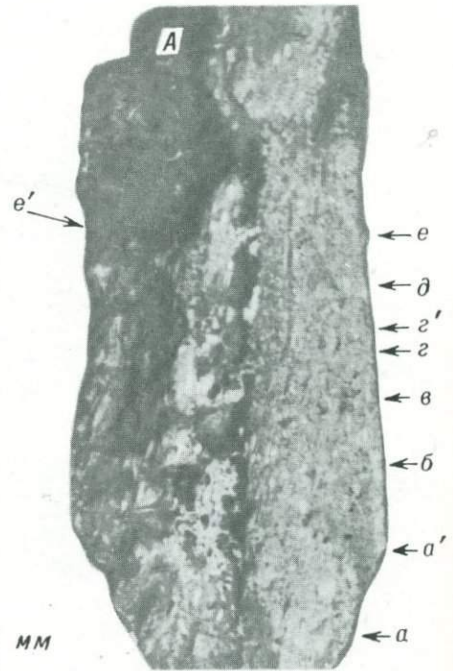
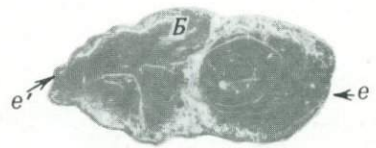


2



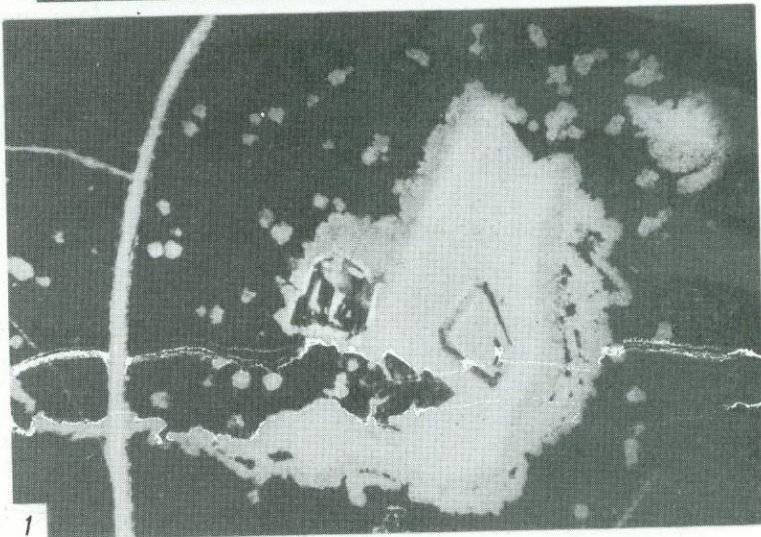
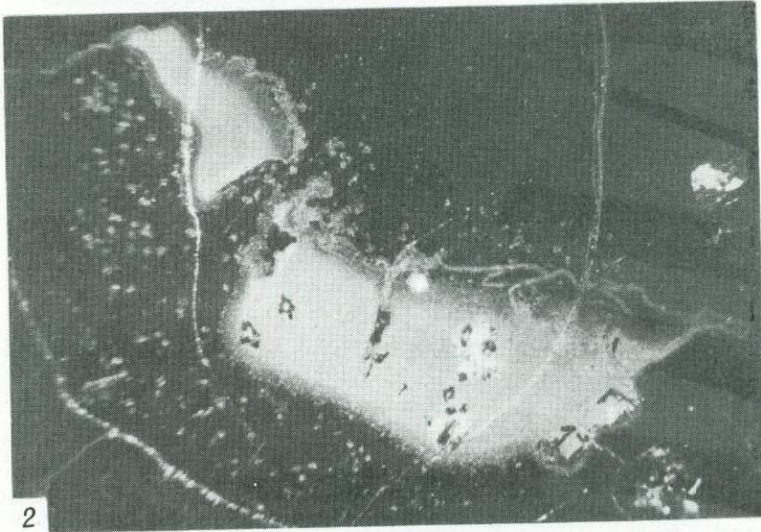
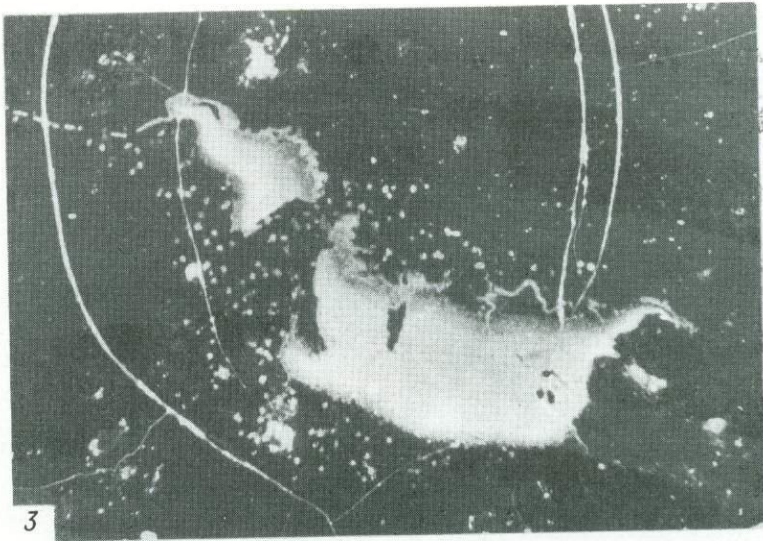


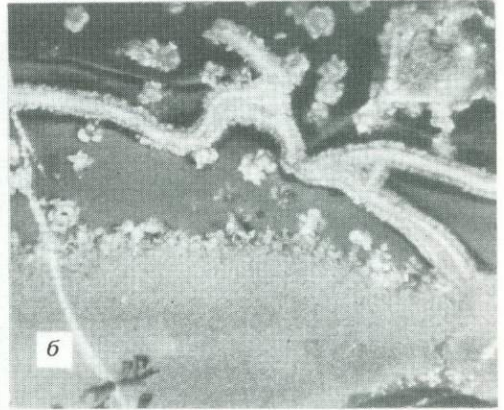
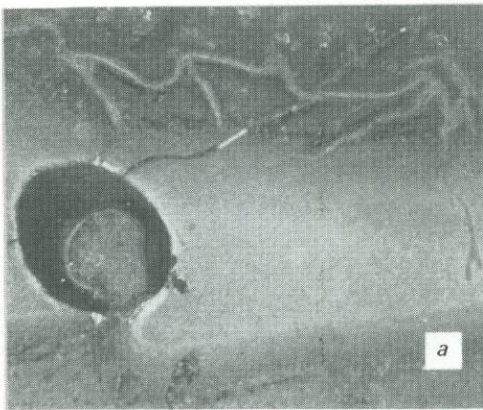
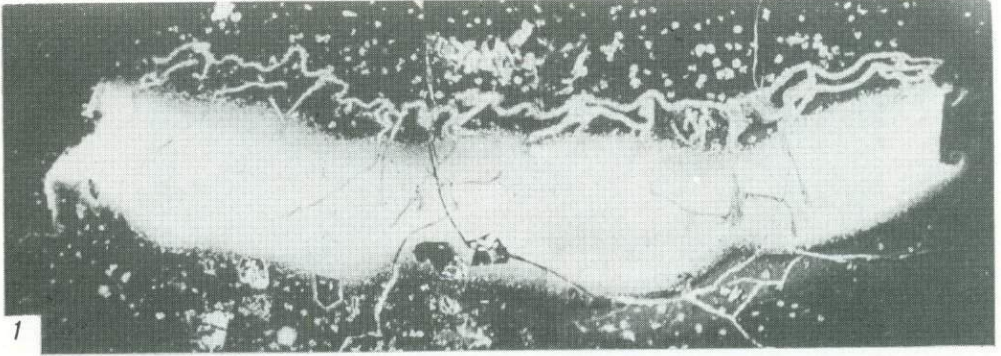
3



0 5 MM 1

2

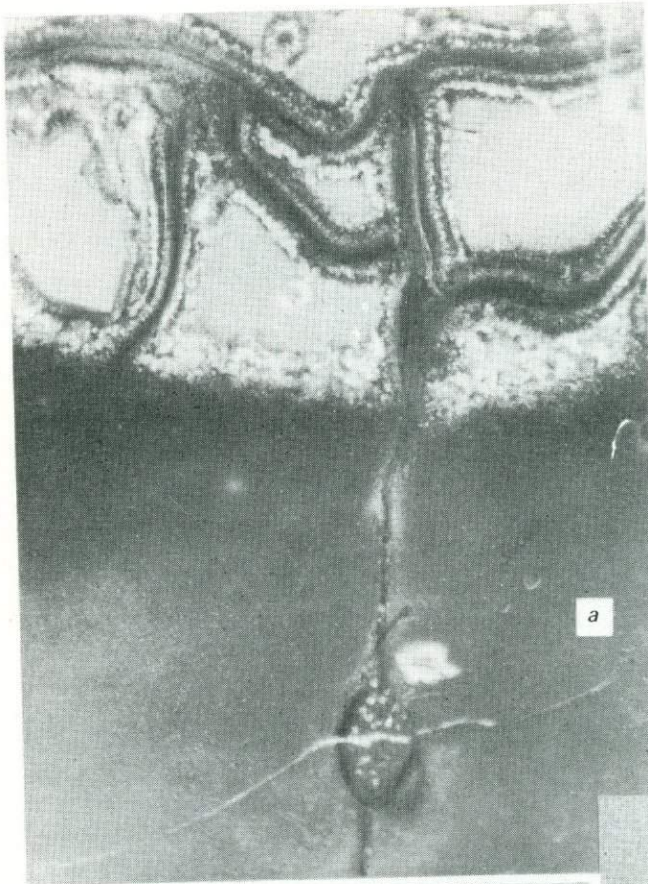




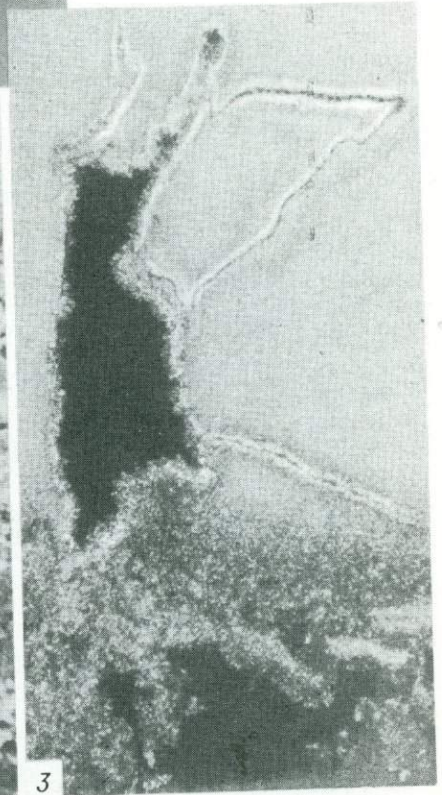
2



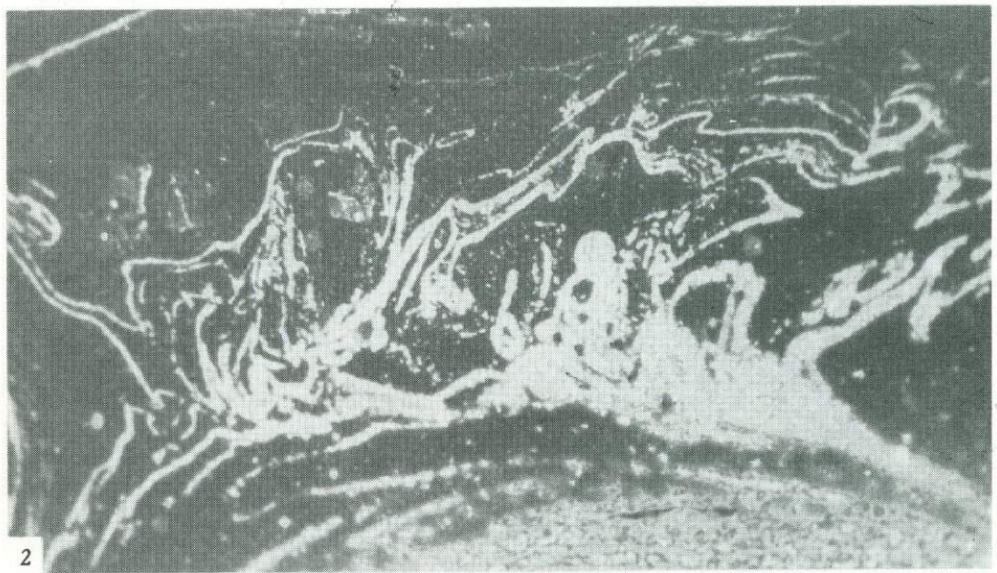
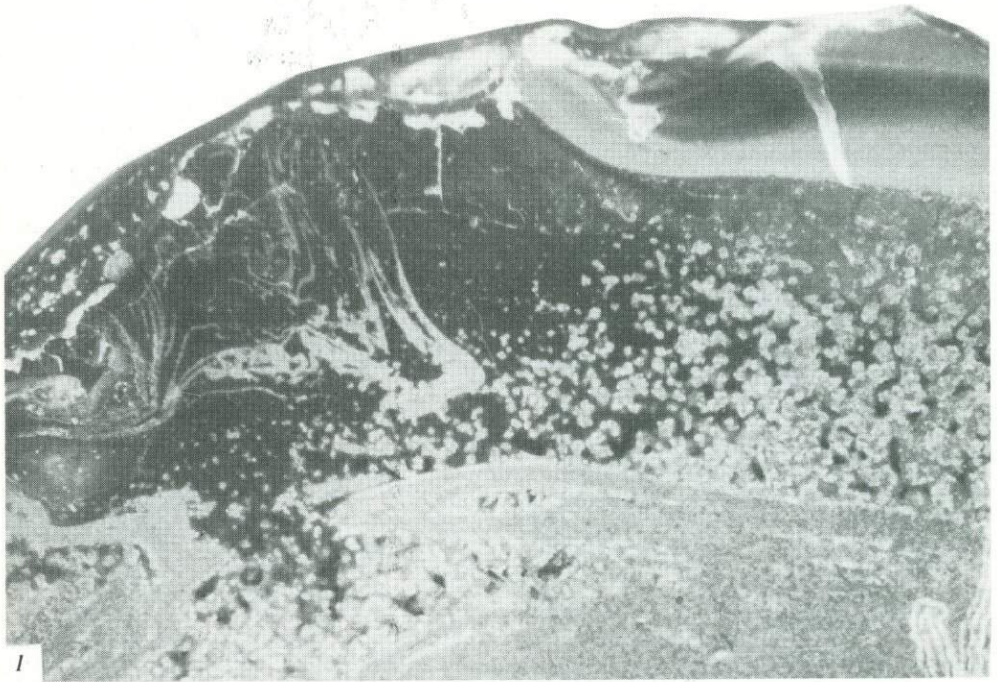
3

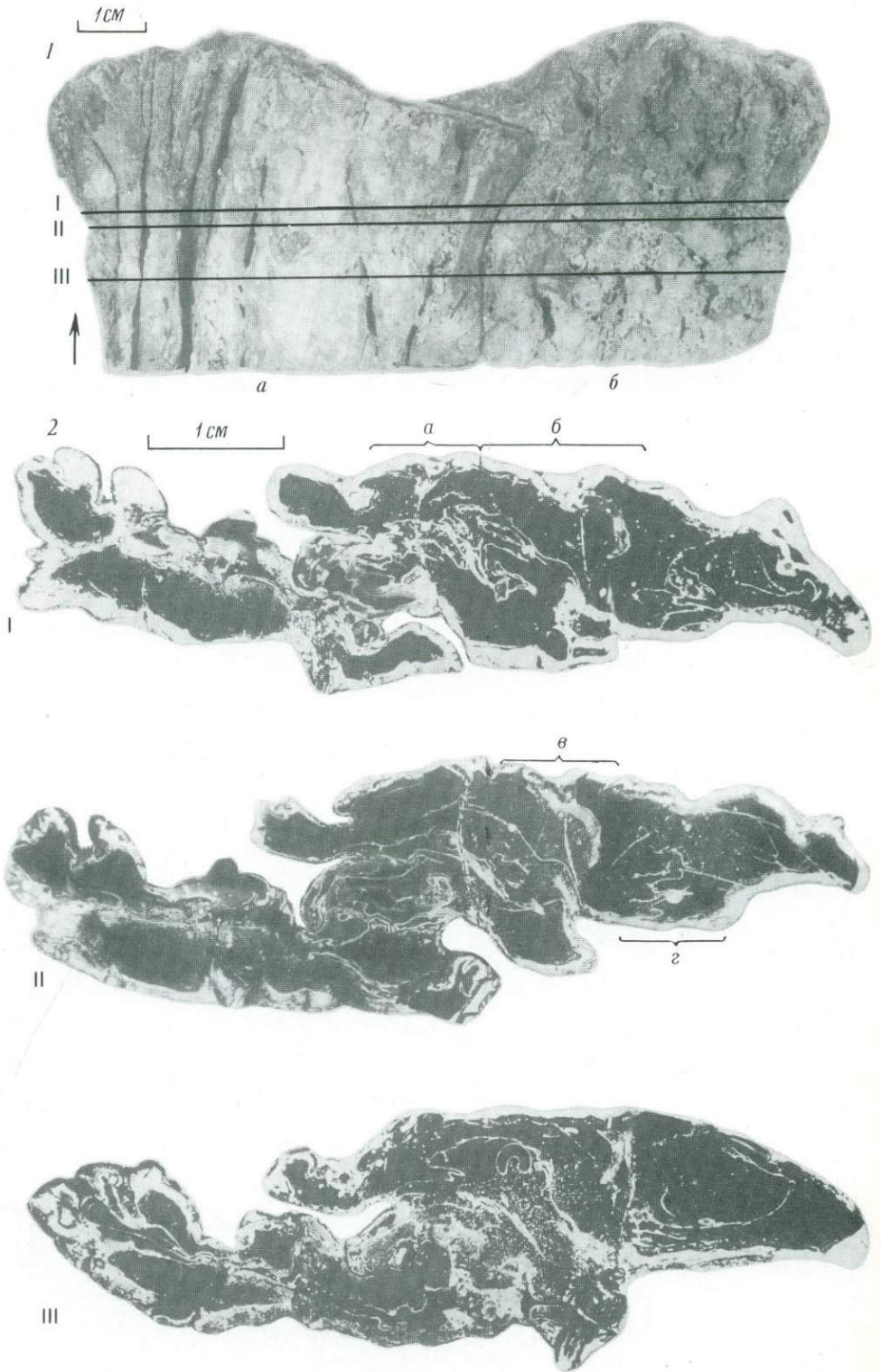


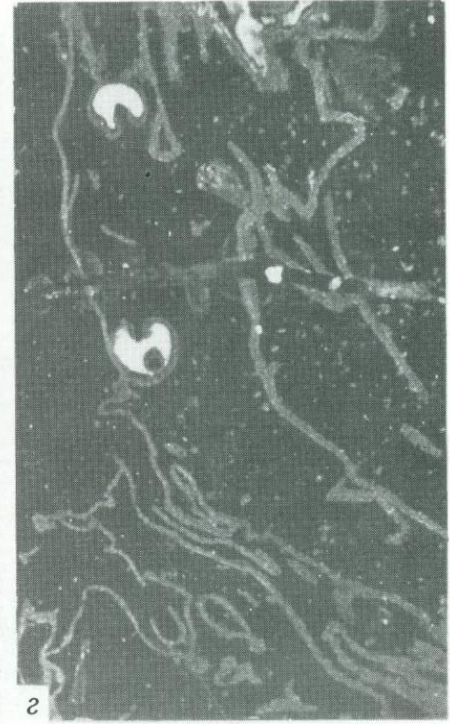
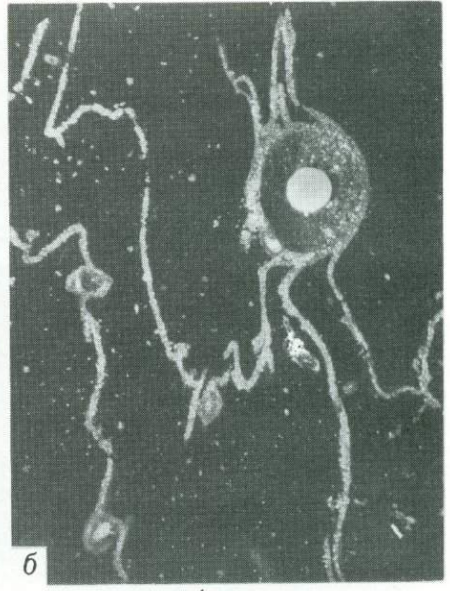
1

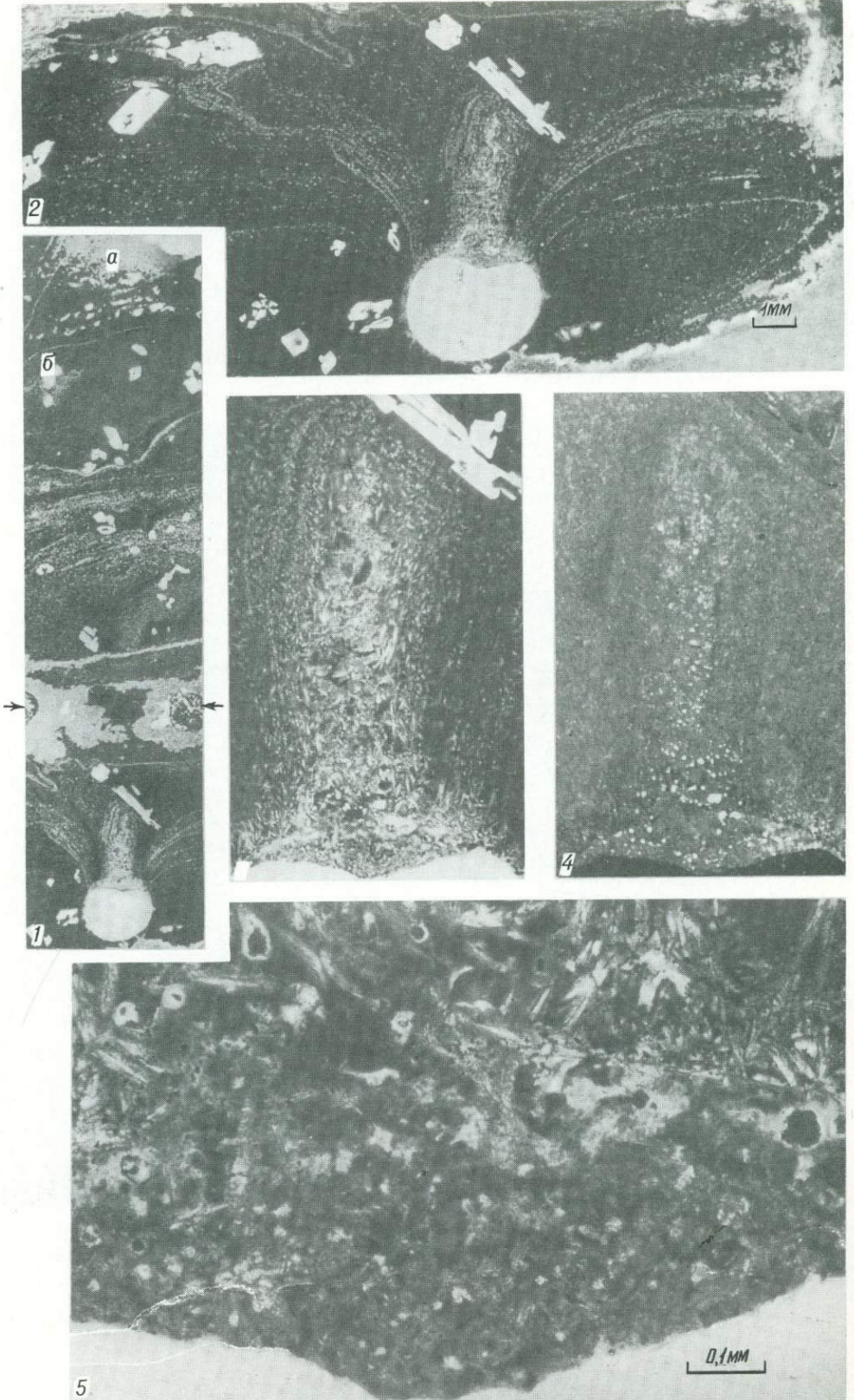


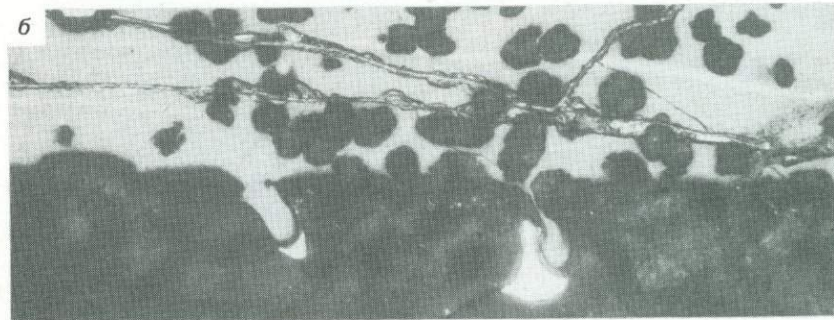
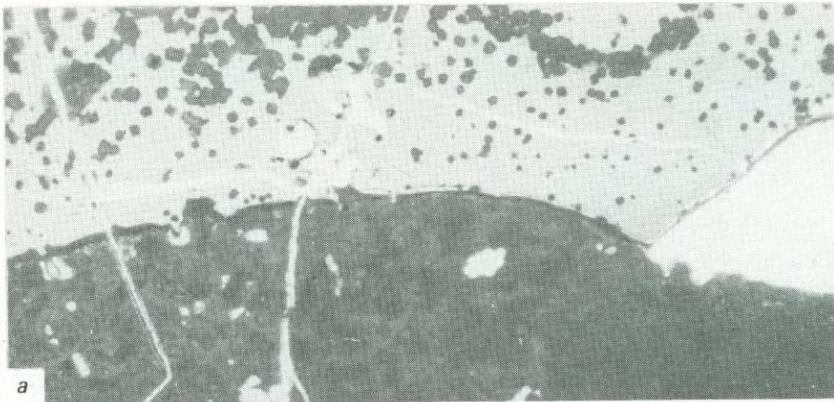








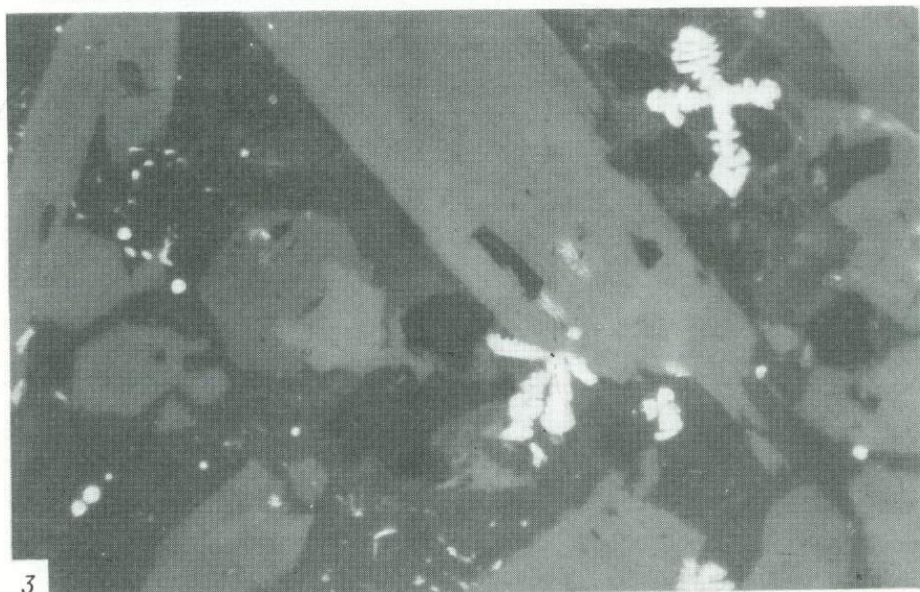
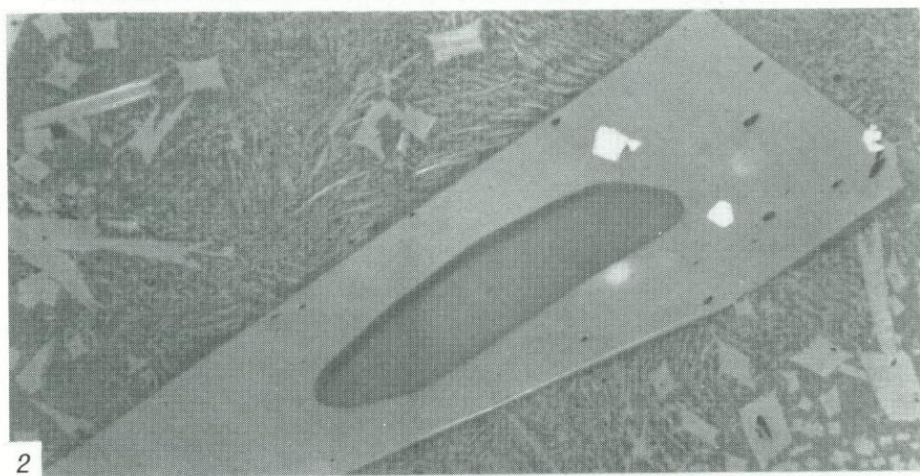
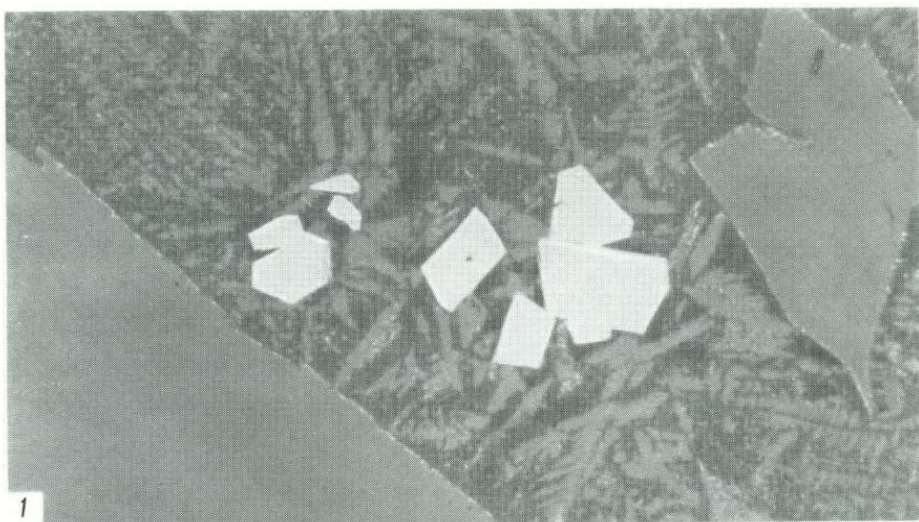


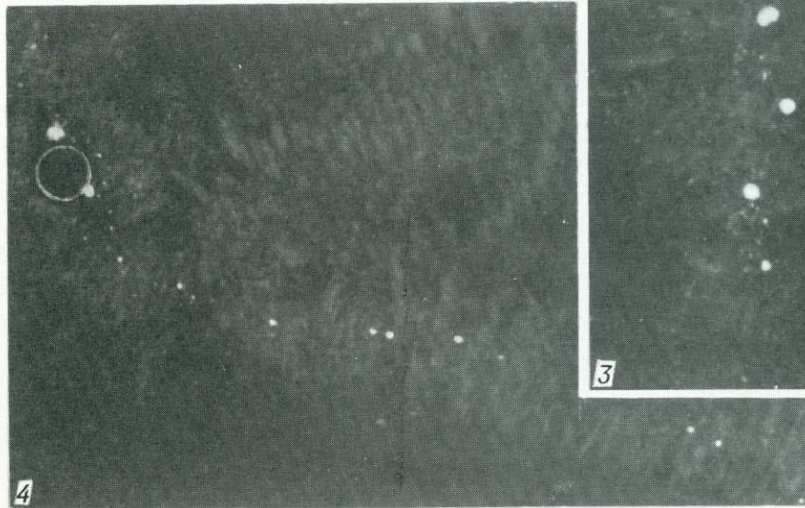
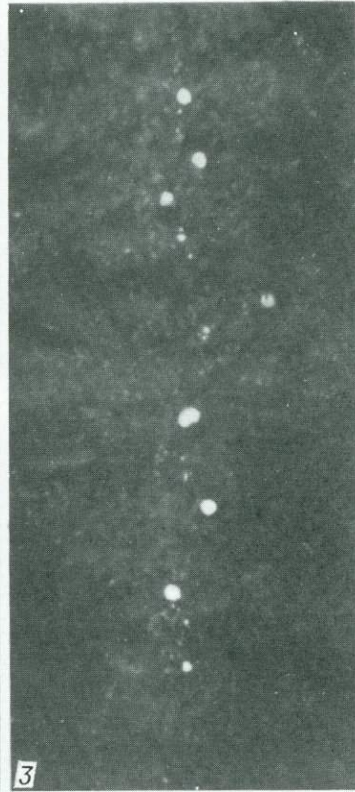
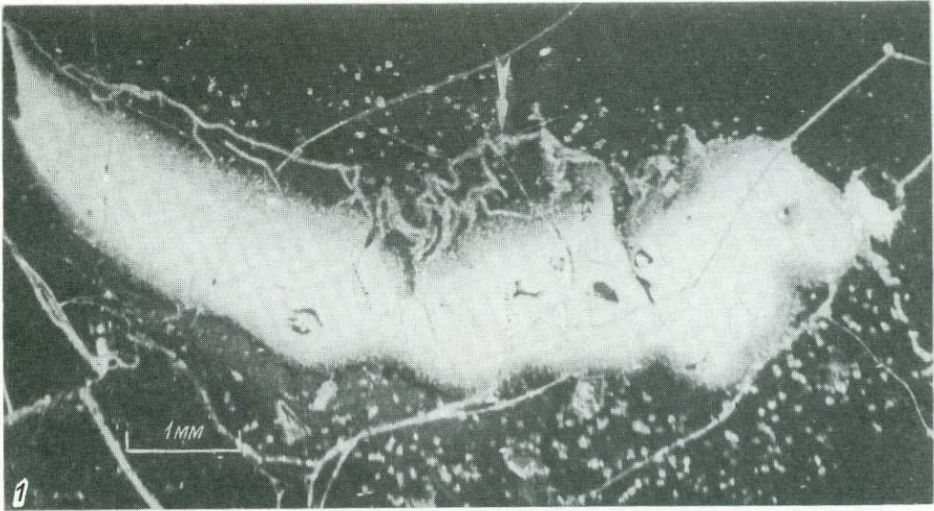


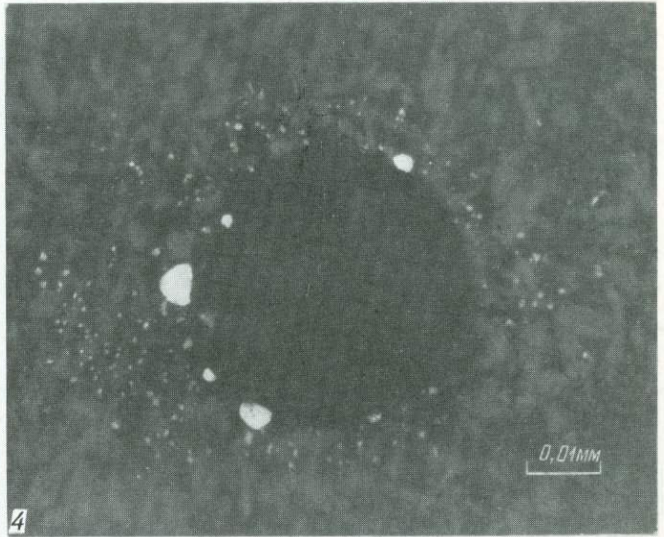
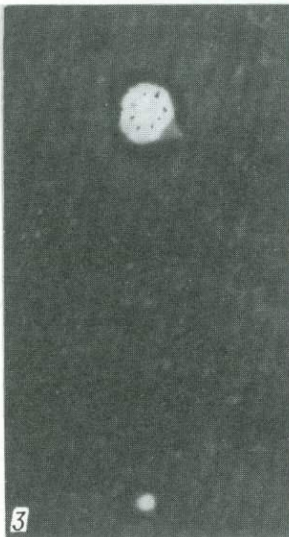
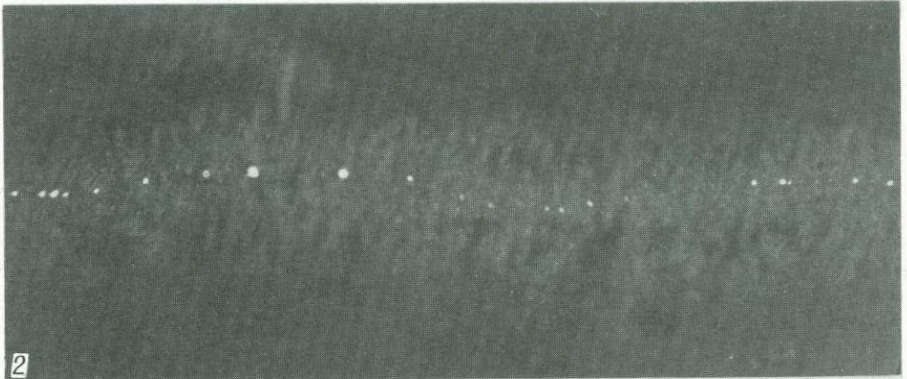
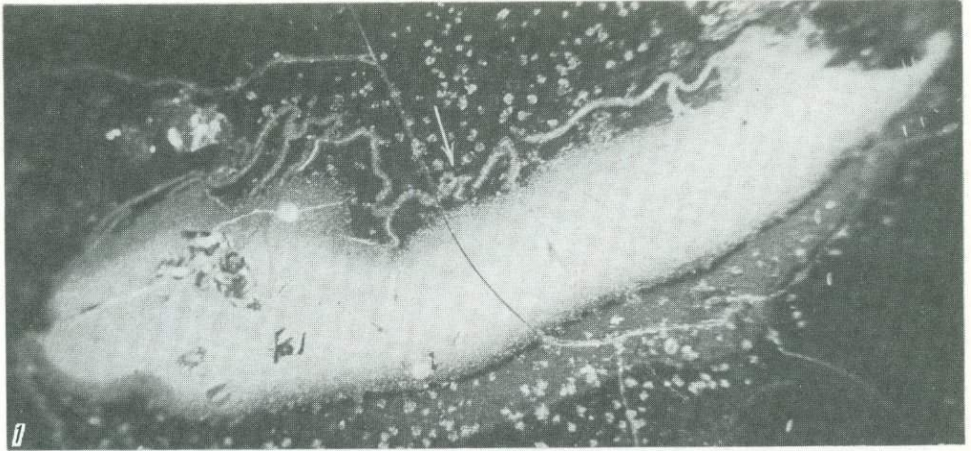
1

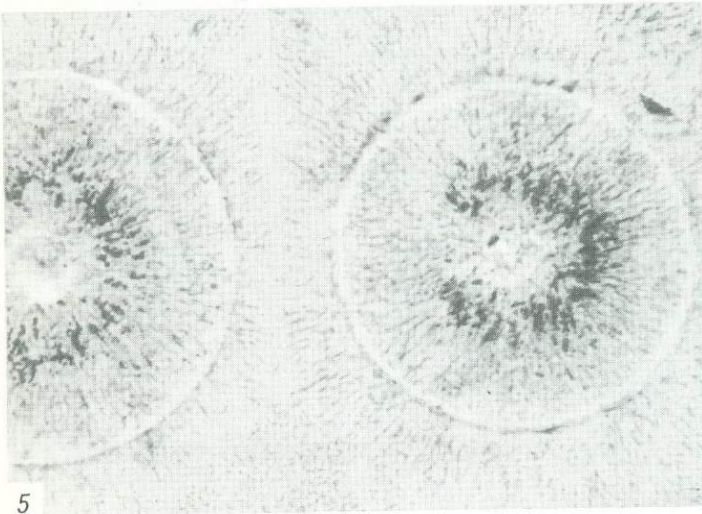
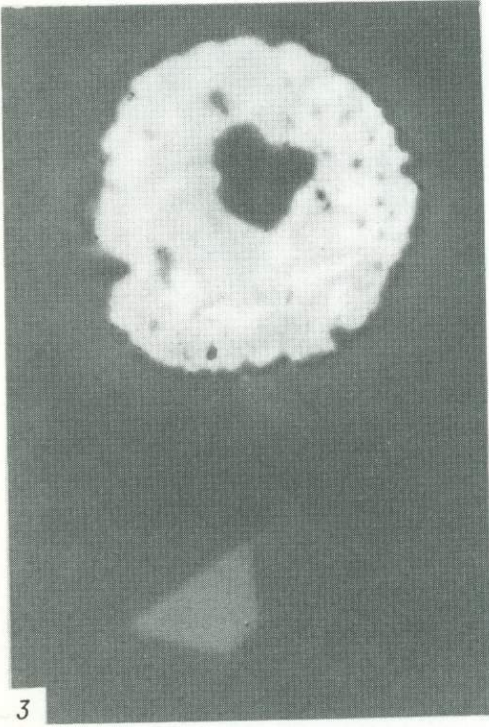
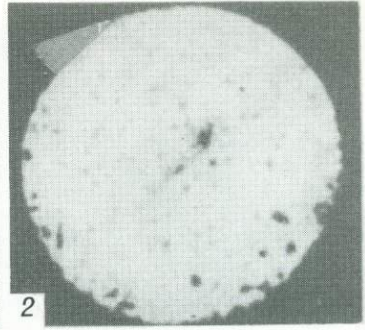
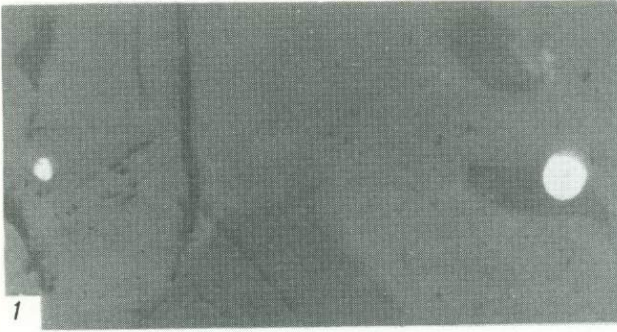


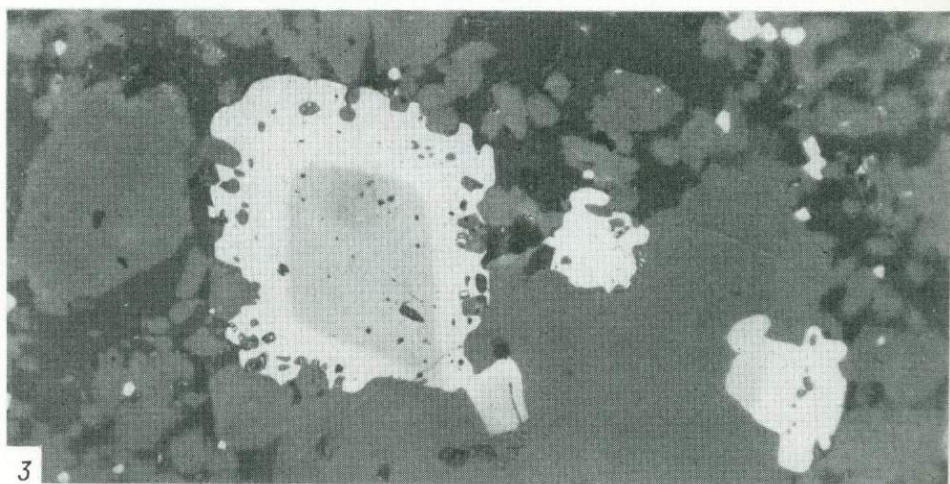
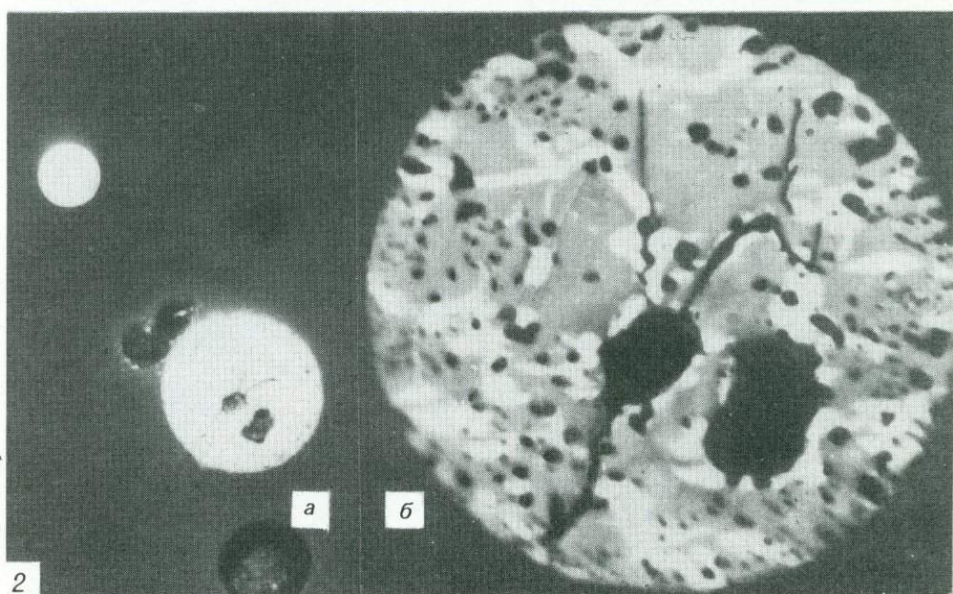
2

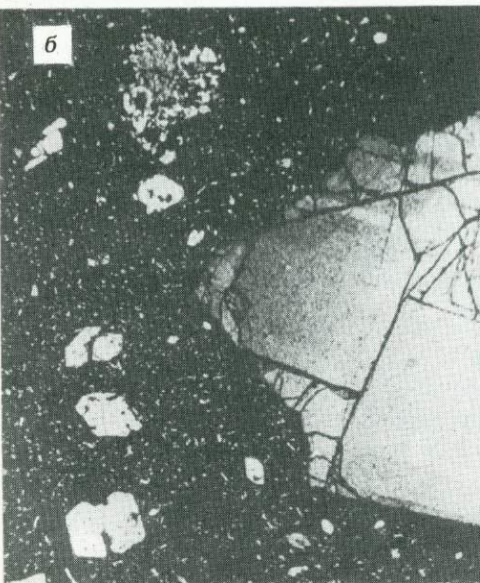
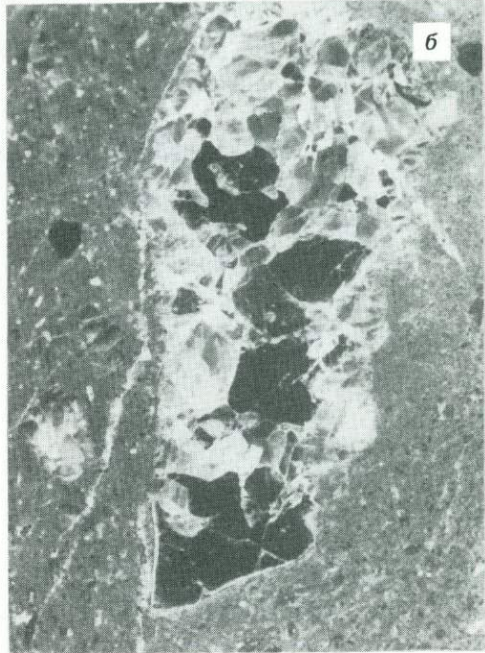
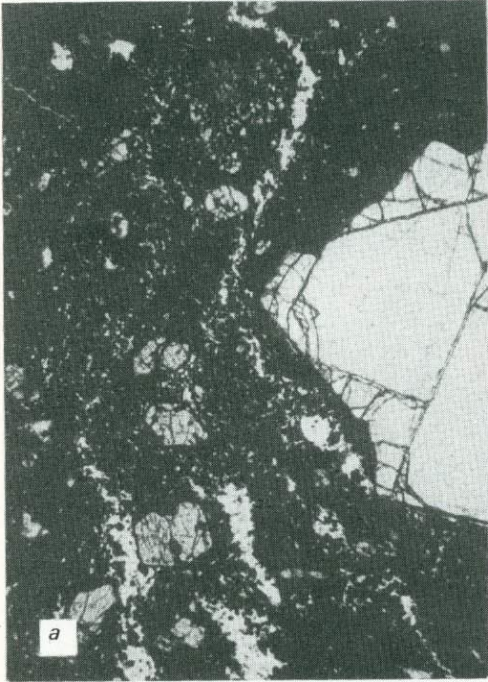
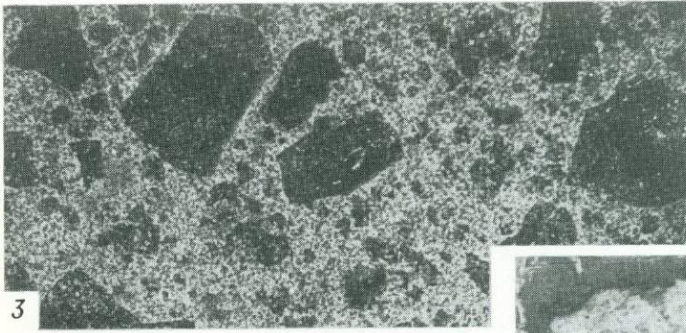


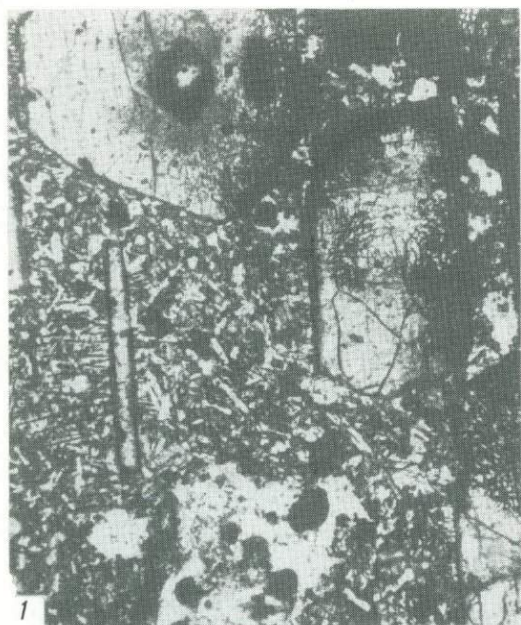




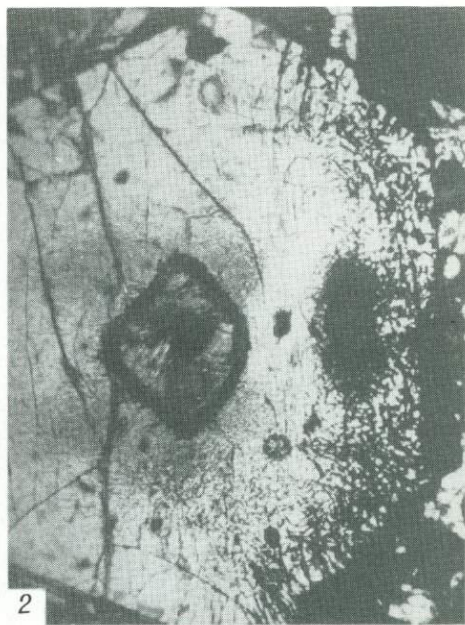




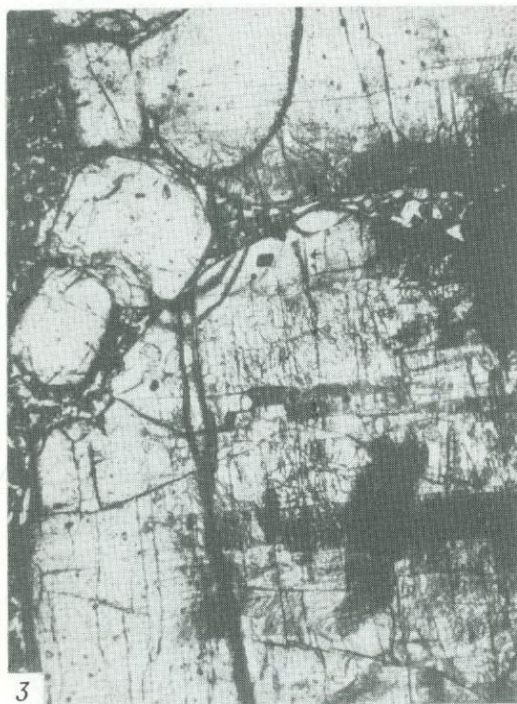




1



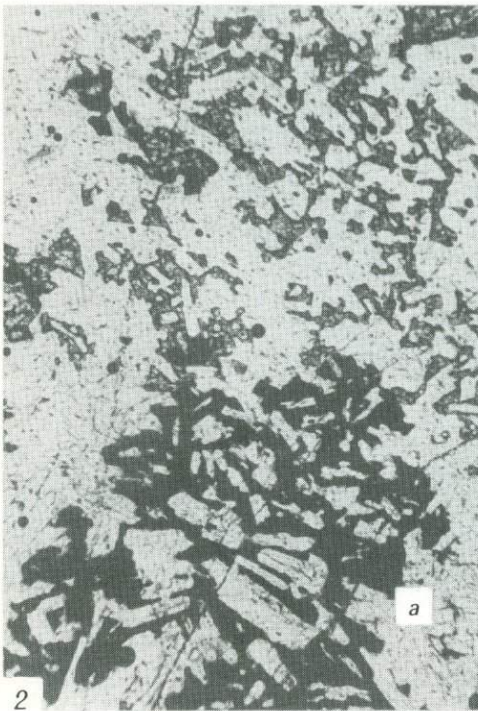
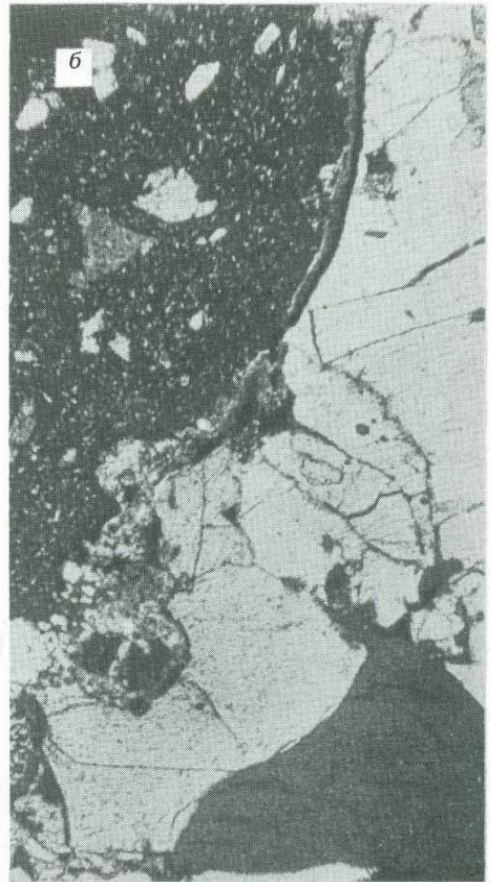
2



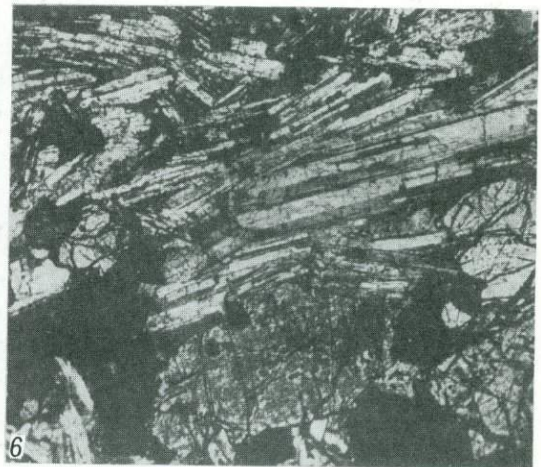
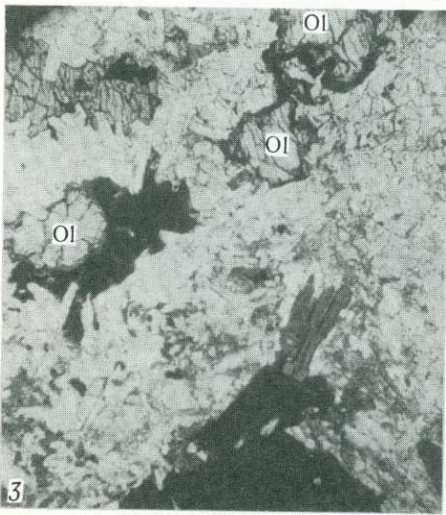
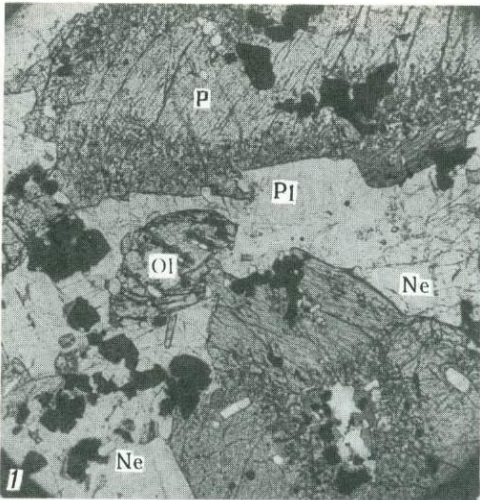
3

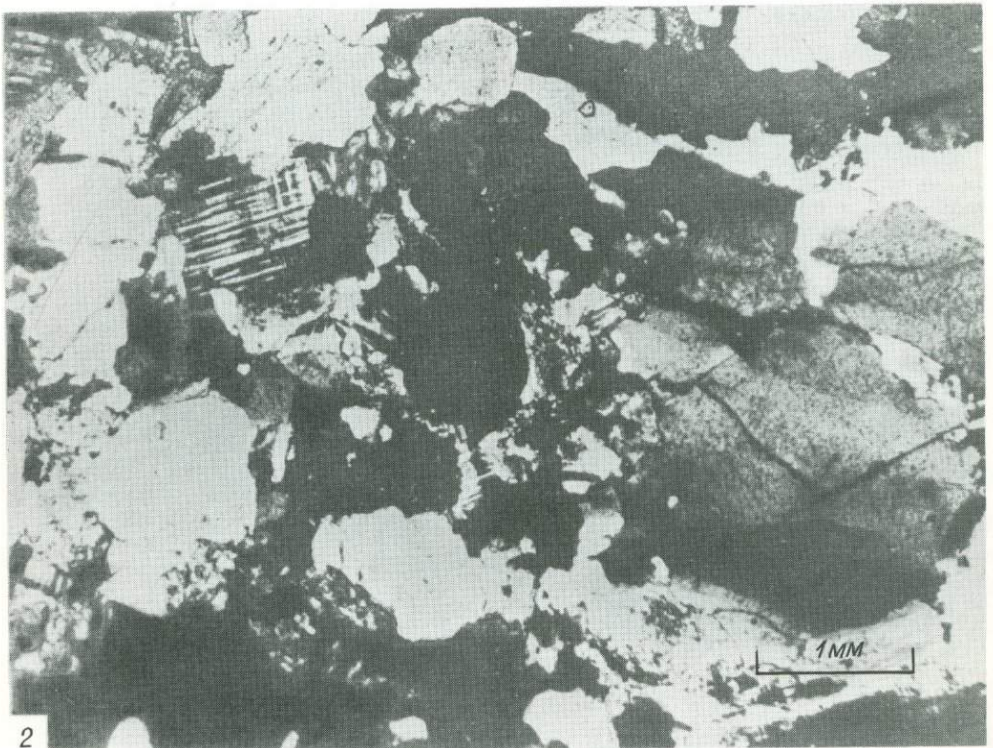
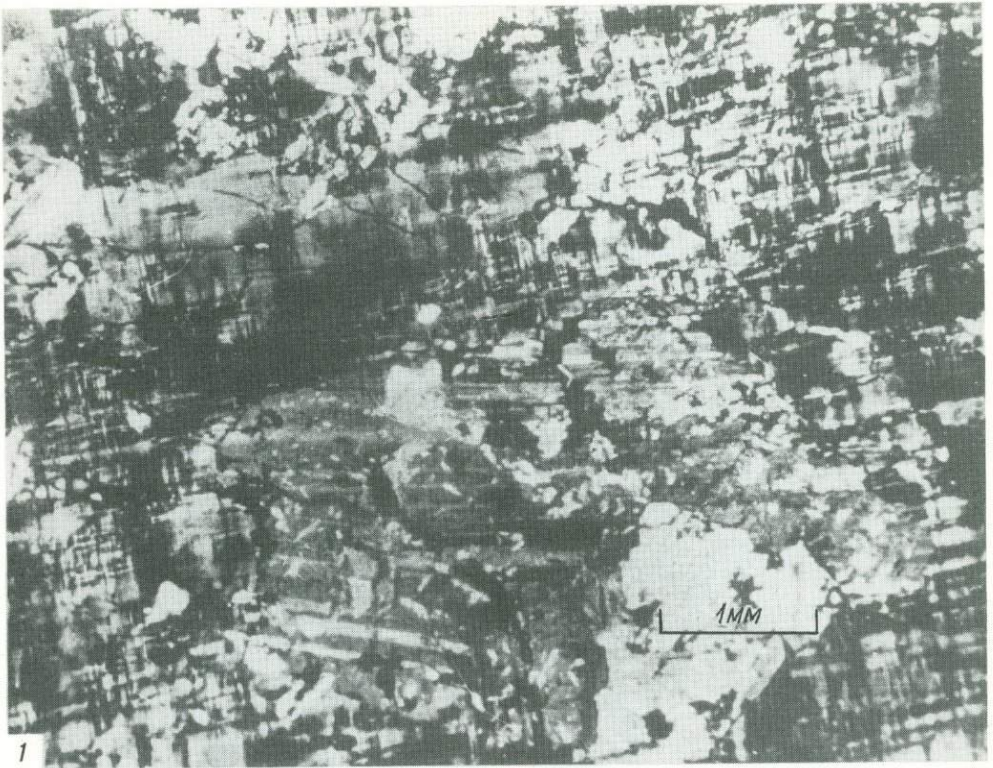


4









ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Безруков П.Л.; Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г. Новые данные о составе вулканических пород фундамента островной дуги Тонга. - Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.
- Андрущенко П.Ф., Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л. и др. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976.
- Анфилов В.Н. Природа и петрографические критерии ликвации магматических расплавов. - Геохимия, 1975, № 7.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М.: ИЛ, 1956.
- Баскина В.А. Вулканизм Исландии. - Сов. геол., 1971, № 1.
- Баширина Л.А., Мархинин Е.К., Оникиенко С.К. О различиях и составе газов вулканов океанов, зоны перехода и континентов. - В кн.: Труды Междунар. геохим. конгресса: Тезисы докладов. М.: ВИНТИ, 1971, т. 1.
- Бевзенко П.Е. Типы ассоциаций и химическая эволюция океанических базальтов. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. (Труды Ин-та геол. и геофиз.; Вып. 213).
- Безруков П.Л. 43-й рейс нис "Витязь" в центральной части Тихого океана. - Океанология, 1969, т. 9, вып. 1.
- Безруков П.Л. Основные научные результаты 48-го рейса нис "Витязь". - Океанология, 1971, т. 11, № 3.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Мурдмаа И.О. и др. Извержение подводного вулкана в архипелаге Тонга и его влияние на осадконакопление. - Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5.
- Белюсов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976.
- Белюсов В.В. О происхождении океанов. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967а, т. 42, вып. 5.
- Белюсов В.В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. - Геотектоника, 1967б, № 1.
- Белюсов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.
- Белянкин Д.С. Магматическая ликвация: можно ли верить в нее и какие мы имеем к тому основания. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 5.
- Бернем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
- Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.; Л.: ОНТИ, 1933.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии / Пер. с англ. М.: Мир, 1970.
- Бурьянова И.З., Фаворская М.А. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 12.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. О находке даек меймечитов со стекловатыми краями. - Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975.
- Вахрушев В.А., Прокопцев Н.Г. Первично-магматические сульфидные образования в базальтах океанической коры и во включениях ультраосновных пород. - Геол. рудных месторождений, 1969, т. 11, № 6.
- Вахрушев В.А., Прокопцев Н.Г. Об одной минералогической особенности глубоководных базальтов южной части Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 6.
- Верхуген И. Температура в недрах Земли. - В кн.: Физика и химия Земли. М.: ИЛ, 1958.
- Виаж Ж. Механизм действия воды в условиях повышенных температур и давления при образовании и превращении силикатов. - В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.
- Волярович М.П. Исследования вязкости расплавленных горных пород. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1940, ч. 69, № 2/3.
- Воловикова И.М., Елисеева О.П. К вопросу об образовании шаровых лав и кислых эффузивов Кураминского хребта (Средняя Азия). - В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Волохов И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах - родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1972. (Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; Вып. 50).
- Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Пополитов Э.И. и др. Петрохимия, геохимия и вопросы генезиса пород Большого трещинного толбачинского

- извержения. - Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4.
- Волянюк Н.Я. Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования. М.: Наука, 1972.
- Галахов Ф.Я., Варшал Б.Г. О причине ликвации в простых силикатных системах. - В кн.: Ликвационные явления в стеклах. Л.: Наука, 1969.
- Гатчек Э. Вязкость жидкостей / Пер. с англ. 2-е изд. М., Л., 1935.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.Г. О превращении меймечита при высоких температурах и давлениях. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 12.
- Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами. - В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.
- Гиллярова М.А. Шаровые лавы Сунарского района Южной Карелии и проблемы генезиса шаровых лав. - Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1959, вып. 10.
- Голубев И.Ф., Гнездилов Н.Е. Вязкость газовых смесей. М.: Комитет стандартов СМ СССР, 1971.
- Горшков Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. - В кн.: Петрохимические особенности вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г.С. Особенности вулканизма в главных структурных зонах Земли (океаны, океанические хребты, вулканические дуги, континенты). - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
- Горяинов И.Н. 1975. Вязкость базальтовых расплавов в связи с проблемой гравитационного фракционирования. - В кн.: Медно-никелевые руды северо-запада Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1975.
- Григорьев Д.П. Несмешивающиеся силикатные расплавы, близкие по составу к естественным горным породам. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1935, т. 64, № 1.
- Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961.
- Григорьев Д.П. Использование онтогенеза минералов в петрографии. - Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 65.
- Григорьев Д.П., Искюль Е.В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей. - Изв. АН СССР. Сер. мат. и естеств. наук, 1937, № 1.
- Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных горных пород по данным экспериментальных исследований. М.: Недра, 1970.
- Гурианова Е.И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 6.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: ИЛ, 1963.
- Деген М.Г., Торопов Н.А. Образование сферолитов в силикатных стеклах. - В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970.
- Делицин Л.М., Мелентьев Б.Н., Делицина Л.В. Ликвация в расплавах - зарождение, развитие, стабилизация. - Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океана. - В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
- Есин О.А. О строении расплавленных силикатов. - Успехи химии, 1957, т. 26, вып. 12.
- Жук-Почекутов Л.К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. Ассоциация щелочных базальтоидов Меймечы-Котуйской вулканоплутонической формации. - В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолиздат, 1961.
- Зайченко Е.П., Фаворская М.А. К истории развития взглядов на петрографическое значение ликвации. - В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М., 1963. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 90).
- Затонский Л.К., Мурдмаа И.О., Маракуев В.И. Рельеф и тектоника дна Южной котловины Тихого океана в районе горы Петелина. - Океанология, 1973, т. 13, вып. 3.
- Зеленов К.К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вузу. - В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.

- Зенкевич Н.Л. Атлас фотографий дна Тихого океана. М.: Наука, 1970.
- Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного дна океана в связи с их тектонической позицией. - Геотектоника, 1979, № 1.
- Илупин И.П., Лутц Б.Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. - Сов. геол., 1971, № 6.
- Ингерсолл Л.Р., Зобель О.Д., Ингерсон А.К. Теплопроводность, ее применение в технике и геологии. - М., Л.: Машгиз, 1959.
- Ингерсолл Э. Методы и проблемы геологической термометрии. - В кн.: Проблемы рудных месторождений / Пер. с англ. М.: ИЛ, 1959.
- Иншин П.В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, 1971.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
- Кадик А.А. Отделение воды от мантии при их подъеме к поверхности Земли. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хататов Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971.
- Канн Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Капица П.Л. Безвязкостные течения гелия II. - В кн.: Труды совещания по вязкости жидкостей и коллоидных растворов. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1944, т. II.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме. - В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.
- Кеннеди Дж., Хиггинс Г.В. Температура плавления в мантии Земли. - В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975.
- Кларк С.П. Вязкость. - В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Содержание галлоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава. - Геохимия, 1961, № 12.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Особенности дифференциации богатых летучими щелочными магм. - Геохимия, 1969, № 12.
- Кононова В.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. О некоторых факторах концентрации рудных компонентов в щелочных гюрдах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12.
- Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968.
- Коржинский Д.С. Магматические процессы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12.
- Коржинский Д.С. Взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, т. 106, № 2.
- Короновский Н.В., Быков М.В., Сапарин Г.В., Слеуев В.И. Микроликвация в кислых вулканических породах. - Докл. АН СССР, 1976, т. 230 № 1.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. (Труды Ин-та геол. и геофиз.; Вып. 189).
- Кутюлин В.А., Лапин Б.Н. Структурные особенности вещества верхней мантии в районе Авачинского вулкана. (Камчатка). - Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 6.
- Куширо И. Состояние H₂O в верхней мантии. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. I.
- Ландау Л.Д. Квантовая теория сверхтекучести гелия II. - В кн.: Труды Совещания по вязкости жидкостей и коллоидных растворов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944.
- Лебедев А.П. Вопросы изучения базальтовой магмы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 12.
- Лебедев А.П. Глубинные оболочки Земли и проблемы петрографии базитов и ультрабазитов. - Геохимия, 1965, № 8.
- Лебедев Е.Б. Физические свойства магматических расплавов. - В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975.
- Лебединский В.И., МоКэ-Минь. О явлениях ликвации в лавах Калаганского комплекса. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 12.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Несколько мыслей о дифференциации и природе магмы. - Изв. СПб. политехн. ин-та. Отд-ние техн., естест., мат., 1915, т. 23, вып. 2.

- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. - Л.: Изд-во АН СССР, 1934.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Ялгубы. - Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1935, вып. 5.
- Левич В.Г. Физико-химическая гидродинамика. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
- Ликвационные явления в стеклах. Л.: Наука, 1969.
- Липатов Ю.С., Лебедев Е.В. К вопросу о структуре переходного слоя в смесях полимеров. - Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6.
- Лисицын А.П. Возраст и состав базальтового ложа океанов. - Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3.
- Ломизе М.Г. Дифференциация расплава или разные магматические очаги? - Сов. геол., 1967, № 3.
- Луцицкий И.В. О кислых магматических породах океанов. - Геотектоника, 1973, № 5.
- Маловицкий Я.П., Прокопцев Н.Г. Карбонатно-цеолитовая базальтовая лава подводной горы (вулкана) Вавилова в Тирренском море. - Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 6.
- Маракушев А.А. Проблемы расслоенных эффузивов. - В кн.: Генезис расслоенных интрузивов. М.: Изд-во МГУ, 1978.
- Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород. - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 1.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б., Емельяненко П.Ф. Магматизм и земная кора. - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 1.
- Марковский Б.А. Признаки ликвации в трахимеланобазальтах Камчатки и возможные петрогенетические следствия. - Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 1.
- Мархинин Е.К., Ураков В.А., Подклетов Н.Е. Углеводороды в газах базальтовых лавовых рек Толбачинского трещинного извержения 1975-1976 гг. - Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 5.
- Матвеев В.В., Марова Н.А. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5.
- Мелентьев Г.Б., Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Ликвация и ее значение в петрологии. - В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972.
- Менард Г. Геология дна Тихого океана/Пер. с англ. М.: Мир, 1966.
- Милюков Е.М. К вопросу о несмешиваемости в магмах и в искусственных силикатных расплавах и стеклах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6.
- Милюков Е.М. Еще раз о влиянии несмешиваемости на дифференциацию изверженных горных пород. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2.
- Моралев В.М., Ельников Е.Е. Эволюция обстановок щелочно-базитового магматизма в истории Земли. - В кн.: Эволюция вулканизма истории Земли. М.: Наука, 1974.
- Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г. О находке спилита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского подводного хребта. - Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.
- Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С., Рудник Г.Б. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой лавы. - Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5.
- Наседкин В.В., Салтыковский А.Л., Генштафт Ю.С. Особенности эволюции силикатного вещества в зависимости от состава, давления и температуры (по данным эксперимента при высоких P и T). - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Наторкин И.А., Архипова А.И. О роли метамагматических явлений в формировании расслоенных базальтоидных интрузий Норильского района. - Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 6.
- Николаев В.А. О физической стороне процесса ликвации на поздних этапах кристаллизации магмы. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1951, ч. 80, вып. 1.
- Николс Г.Д., Ислам М.Р. Геохимические исследования базальтов и ассоциирующих с ними пород дна океана. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Ольшанский Я.И. О большой текучести сульфидных расплавов и о возможном геологическом значении этого явления. - Докл. АН СССР, 1948, т. 63, № 1.
- Оникиенко С.К. О происхождении полосчатых и флюидальных текстур в кислых породах субвулканических и дайковых комплексов. - Геол. и разведка, 1970, № 5.

- Осипов М.А. Иоцит из интрузивных пород Рудного Алтая. - Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 6.
- Паталаха Е.И., Авдеев А.В. О механизме подъема магм. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5.
- Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М.: Недра, 1966. Ч. 1, 2.
- Прокопцев Н.Г. Пироксен-оливиновый микроксенолит из авгититовой лавы со дна Тихого океана. - Геол. и геофиз., 1974а, № 1.
- Прокопцев Н.Г. Признаки ликвации в щелочно-базальтовой лаве со дна океана. - Геол. и геофиз., 1974б, № 3.
- Прокопцев Н.Г. Гранит со дна Центральной котловины Тихого океана. - В кн.: Геологические и гидрологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975а.
- Прокопцев Н.Г. Структуры подводных лавовых потоков, отражающие некоторые явления магматической дифференциации (ликвации). - В кн.: Геологические и гидродинамические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975б.
- Прокопцев Н.Г. О раннемагматической ликвационно-динамической дифференциации в щелочно-базальтовых глубоководных лавах. - Докл. АН СССР, 1976а, т. 228.
- Прокопцев Н.Г. О поведении летучих в щелочно-базальтовой магме при давлении 0,5 кбар (на примере изучения строения глубоководных лав). - В кн.: Тезисы докладов на Всесоюзном симпозиуме "Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов". Владивосток, 1976б.
- Прокопцев Н.Г. Структуры глубоководных лав - как модели некоторых фаз глубинных магматических процессов. - В кн.: Тезисы докладов на Всесоюзном симпозиуме "Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов". Владивосток, 1976 в.
- Прокопцев Н.Г. Черты магматической флюидности в глубинно-океанических щелочно-базальтовых лавах. - В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Флюидный режим земной коры и верхней мантии". Иркутск, 1977а.
- Прокопцев Н.Г. О динамике флюидной фазы (трансмагматических растворов) в щелочно-базальтовом расплаве. - Докл. АН СССР, 1977б, т. 234, № 6.
- Прокопцев Н.Г. Квасисверхтекучее состояние в ликвирующем магматическом расплаве. - Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 3.
- Прокопцев Н.Г., Вахрушев В.А., Прокопцев Г.Н. О механизме отделения первично-магматических рудных расплавов в процессе ликвации магмы. - Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 5.
- Прокопцев Н.Г., Мурдмаа И.О. Щелочные авгититовые лавы со дна Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2.
- Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
- Реслер Г.Ю. Гравитационная кристаллизационная дифференциация в пиллоу-лавах. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1.
- Руб М.Г. Флюоритсодержащие шаровые лавы как показатель богатства лавы летучими. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 1.
- Рудник Г.Б., Матвеенков В.В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан). - Океанология, 1978, т. 18, вып. 3.
- Салтыковский А.Я. 1973. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов. - Сов. геол., 1973, № 10.
- Сахно В.Г., Говоров И.Н., Голубева Э.Ж., Куренцова Н.А. Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Скорнякова Н.С., Андрущенко П.Ф. Железо-марганцевые конкреции центрального района Южной части Тихого океана. - Океанология, 1968, т. 8, вып. 5.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана. - Литол. и полезные ископ., 1968, № 6.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г., Маракуев В.И. Донные отложения и вулканические породы полигона в Южной котловине Тихого океана. - Литол. и полезные ископ., 1973, № 1.
- Смит Ф.Г. Обзор физико-химических свойств надкристаллических флюидов. - В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: ИЛ, 1954.

- Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М.: Недра, 1968.
- Соболев В.С., Базарова Т.Ю. Температуры кристаллизации щелочных базальтоидов некоторых островов Атлантического океана. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
- Соловьев С.И. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970.
- Спиридонов Э.М. Об аноксигеновой тенденции дифференциации. - В кн.: Вопросы петрохимии. Л.: ВСЕГЕИ, 1969.
- Степанов В.И. О происхождении так называемых "колломорфных" агрегатов-минералов. - В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000 / Под ред. Ю.М.Пударовского, Г.Б.Удинцева. М.: ГУГК, 1970.
- Уайджер Л.Р., Браун Д.М. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
- Удинцев Г.Б. Рельеф и структура Тихого океана. - В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1965.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.
- Ушаков С.А. Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии Земли. - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 2.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка. - Докл. АН СССР, 1970, т. 228, № 5.
- Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. - В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: ИЛ, 1954.
- Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. - Геохимия, 1965, № 8.
- Френкель Я.И. Кинетическая теория вязкости жидкостей. - В кн.: Труды Совещания по вязкости жидкостей и коллоидных растворов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941, т. 1.
- Френкель Я.И. Кинетическая теория жидкостей. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945.
- Френкель Я.И. Зависимость вязкости жидкости от температуры. - В кн.: Труды Совещания по вязкости жид-
- костей и коллоидных растворов. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1944.
- Фролова Т.И., Митрейкина О.Б. Явления ликвации в океанических базальтах. - В кн.: Петрологические исследования базальтов островных дуг. - М.: Наука, 1978.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). - В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А., Солдатов И.А., Шевалевский И.Д. Ликвация в оливиновом толците (экспериментальные данные). - Геохимия, 1973, № 12.
- Храт С.Р. Содержание К, Rb, Cs, Sr, Ba, и отношение изотопов Sr в базальтах океанического дна. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Челищев П.Ф. Об эволюции формы оливина в процессе кристаллизации расплава оливинового габбро-норита в экспериментальных условиях. - В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970.
- Черевичная Л.Ф. О газах молодых базальтоидов некоторых островов юго-западного сектора Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3.
- Чернышова В.И. Петрография и химический состав шаровых лав Центрально-Индийского подводного хребта. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2.
- Шейнманн Ю.М. Некоторые соображения о тектоническом значении находок ультрабазитов в океане. - Геотектоника, 1966, № 4.
- Шинкарев Н.Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1970.
- Широков М.Ф. О механизме вязкости жидкостей. - В кн.: Труды Совещания по вязкости жидкостей и коллоидных растворов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941, т. 1.
- Штенберг А.А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования. - Геол. рудных месторождений, 1962, № 5.
- Штилле Г. Тектоническое развитие островного мира Неоавстралии. - Избр. труды. М.: Мир, 1964.
- Щека С.А. О явлениях ликвации базальтовых расплавов. - Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3.
- Щербина В.В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. - В кн.: Вопросы петрогра-

- фии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 1.
- Энгель А.Н. Дж., Энгель Г. Горные породы ложа океанов. - В кн.: Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968.
- Aoki H., Ishikawa M., Misawa J., Egawa R. - Кайё караку, Mar. Sci. Mon., 1976, v. 8, N 3 (япон., рез. англ.).
- Baker B.H., Miller J.A. Geology and geochronology of the Seychelles islands and the structure of the Arabian Sea. - Nature, 1963, v. 199.
- Bandi M.C. Geology and petrology of Easter island. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, v. 48.
- Baner G.R. The Geology of Tofua island, Tonga. - Pacif. Sci., 1970, v. 24.
- Bonatti E. Mechanisms of deep-sea volcanism in South Pacific. - Researches in Geochemistry, 1968, v. 2, N 4.
- Bonatti E., Arrenius G. Acidic rocks of the Pacific Ocean floor. - Sea, 1970, v. 4, pt 1.
- Brothers R.N. Petrochemical affinities of volcanic rocks from the Tonga-Kermadec islands arc, Southwest Pacific. - Bull. Volcanol., 1970, v. 34.
- Brothers R.N., Mattin K.R. The geology of Macauley island, Kermadec group, Southwest Pacific. - Bull. Volcanol., 1970, v. 34.
- Brousse R., Gille C., Gilbert J.P. Volcanism et petrologie de l'île de Hiva-Oa dans les Iles Marquises (Pacifique Central). - Cahiers Pacif., 1978, N 21.
- Bryan W.B., Ewart A. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from Tonga. - In: Carnegie Inst. Annual Rep. Director Geophys. Lab. 1969-1970. Washington, D.C.
- Bryan W.B., Ştice G.D., Ewart A. Geology, petrography, geochemistry of the volcanic islands of Tonga. - J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 8.
- Bultitude R.J., Grean D.H. Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, v. 3.
- Burnham C.W. Water and magmas: a mixing model. - Geochim. et cosmochim. acta, 1975, v. 39, N 8.
- Burns R.E., Andrews J.E. et al. Initial reports of the deep sea drilling project, v. 21. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973.
- Challis G.A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. - J. Petrol., 1961, v. 6.
- Chayes F. A petrographic distinction between Cenozoic in and around the open oceans. - J. Geophys. Res., 1964, v. 69.
- Clark R.H., Fyfe W.S. Ultrabasic liquids. - Nature, 1961, v. 191.
- Colleny H. An essexitic sill at Mbalauto, Viti Levu, Fiji. - Geol. Mag., 1974, v. 111, N 4.
- Cotton C.A. The pedestals of oceanic islands. - Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80.
- Cross W., Iddings J., Pirrson L., Washington H. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. - J. Geol., 1902, v. 10.
- Cullen D.J. Quaternary volcanism at the Antipodes islands: its bearing on structural interpretation of South-west Pacific. - J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 17.
- Cullen D.J. A tectonic analysis of the South-west Pacific. - N.Z.J. Geol. and Geophys., 1970, v. 13, N 1.
- Dalrymple G.B., Moore J.G. Argon-40. Excess in submarine pillow basalts from Kilauea volcano, Hawaii. - Science, 1968, v. 161.
- Daly R.A. The geology of American Samoa. - Publs Carnegie Inst. Washington, 1924, N 340.
- DeLong S.E., Hoffman M.A. Alkali/silica distinction between Hawaiian tholeiites and alkali basalts. - Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86.
- Dickinson W.R. Tectonic development of Fiji. - Tectonophysics, 1967, v. 4.
- Dickinson W.R. Circum-Pacific andesite types. - J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
- Drever H.J. Immiscibility in the picritic intrusion at Igdlorssuit, West. Greenland. - In: "Internat. Geol. Congr. Report, 21st sess., Nord. part, XIII. Copenhagen, 1960.
- Dymond J., Deffeyes K. K-Ar ages of deep-sea rocks and their relation to sea-floor spreading. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1968, v. 49.
- Edwards A.B. Tertiary lavas from Kerguelen Archipelago. - BANSARE Reports, Ser. A, 1938, v. 2.
- Engel A.E.J., Engel C.J. Igneous rocks of the Eastern Pacific Ridge. - Science, 1964, v. 146, N 3643.
- Engel A.E.J., Engel C.J. Mafic and ultramafic rocks. - Sea, 1970, v. 4, pt. 1.
- Engel A.E.J., Engel C.J., Havens R.J. Chemical characteristic of oceanic basalts and upper mantle. - Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, N 7.
- Ewart A., Bryan W.B. Petrography and geochemistry of igneous rocks from Eua, Tonga islands. - Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83.
- Fenner C.N. Immiscibility of igneous magmas. - Amer. J. Sci., 1948, v. 246, N 8.
- Fisher R.L., Engel C.G. Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga trench. - Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 7.

- Funkhouser J.G., Fisher D.E., Bonatti E. Excess argon in deep-sea rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, v. 5, N 95.
- Funkhouser J.G., Naughton J.J. Radiogenic helium and argon in ultramafic inclusions from Hawaii. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 14.
- Game P.M. Petrology of Lord Howe island. Part I. The younger volcanics. — *Bull. Brit. Museum (Natur. History). Miner.*, 1970, v. 2, N 5.
- Géze B. Observations tectoniques dans Pacifique (Hawai, Tahiti, Nouvelles Hébrides). — *Bull. Soc. géol. France*, 1963, v. 75, N 1.
- Gill J.E. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. — *Contribs Mineralogy and Petrology*, 1970, v. 27.
- Glikson A.Y. Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83, N 11.
- Green D.H. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, N 1192.
- Green D.H. The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle. — *Tectonophysics*, 1969, v. 7, N 5, 6.
- Green T.H., Green D.H., Ringwood A.E. The origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 2, p. 41–51.
- Greig I.W. Immiscibility in silicate melts. — *Amer. J. Sci.*, 1927, v. 13.
- Hart R. Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 9.
- Hekinian R. Chemical and mineralogical differences between abyssal hill basalts and ridge tholeiites in the Eastern Pacific Ocean. — *Marine Geology*, 1971, v. 12.
- Helde C.E., Peterman Z.E., Dickson W.R. Petrogenesis of lavas from Western Samoa. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83.
- Hess H.H. Mid-Oceanic ridges and tectonics of the sea-floor. — In: *Submarine Geology and Geophysics*. London, 1965.
- Hoffmeister J.E. Geology of Eua, Tonga. — *Bull. Bishop Museum, Honolulu*, 1932, v. 96.
- Holgate N. The role of liquid immiscibility in igneous petrogenesis. — *J. Geol.*, 1954, v. 62, p. 439–478.
- Iddings J.P. The petrology of some South Pacific islands and its significance. — *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 1916, v. 2, p. 413–419.
- Isacks B., Sykes L.R., Oliver J. Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga-Kermadec region and the tectonics of island arcs. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80.
- Ishikawa T. Petrological significance of large anorthite crystals included in some pyroxene and basalts in Japan. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*. 1951. v. 7, N 4.
- Ito M., Aoki H., Kamitake H., Kim J., Kinoshita J., Komatsuzaki M., Musakawa J. Jzu Peninsula. Tokyo. 1972.
- Jackson E.D., Wright T.L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. — *J. Petrol.*, 1970, v. 11, N 2.
- Jaeger J.C. Cooling and solidification of igneous rocks. — In: Hess H.A.L. Poldervaart A (ed.), "Basalta", 1968, v. 2.
- Jakos P., White A.J.R. Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. — *Tectonophysics*, 1969, N 8.
- Karing D.E. Ridges and trenches of the Tonga-Kermadec island arc system. — *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75.
- Kay R., Hubbard N.J., Gast P.W. Chemical characteristics and origin of oceanic rocks. — *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, N 8.
- Kear D., Wood B.L. The geology and hydrology of Western Samoa. — *Bull. Geol. Survey*, 1959, v. 2, N 63.
- Krummenacher D., Noetzelin J. Ages isotopiques K/Ar de roches prélevées dans les possessions françaises du Pacifique. — *Bull. Soc. géol. France*, 1966, v. 8.
- Kuno H. High-alumina basalt. — *J. Petrol.*, 1960, v. 1.
- Kuno H. Lateral variation of basalts magma across continental margins and island arcs. — *Canad. Geol. Surv. Papers*, 1966, v. 66, N 15.
- Kuno H. Differentiation of basalt magmas in basalts. — In: *The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition* (ed. H.H.Hess), v. 2, 1968.
- Kuno H. Origin of basaltic magmas and ultramafic rocks: Summary and conclusion. — *Tectonophysics*, 1969, v. 7, N 56.
- Kuno H., Aoki Ken-Ichiro. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. — *Phys. Earth and Planet. Intern.*, 1970, v. 3.
- Kushiro I. Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions. — *Tectonophysics*, 1973, v. 17, N 3, p. 211–222.
- Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. — *J. Petrol.*, 1963, v. 4, N 4, pt 1.
- Lacroix A. Monzonites nephelinitiques de Tahiti. — In: *Matériaux pour la minéralogie de Madagascar*. — *Nouv. arch. musée hist. nat.*, 1902, v. 4.
- Lacroix A. Note sur la minéralogie de Tahiti. — *Soc. Franç. miner.*, 1904, v. 27.
- Lacroix A. Les roches alcalines de Tahiti. — *Bull. Soc. géol. France*, 1910, v. 10.
- Lacroix A. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe. — *Mém. Acad. sci. Paris*, 1928, v. 59.

- Lambert I.B., Robertson J.K., Wyllie P.J. Melting reactions in the system $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O to 18,5 kbar. - *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267.
- Lovering T.S. Theory of heat conduction applied to geological problems. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1935, v. 46, N 1.
- MacDonald D. Deep sea drilling: Age and composition of an Atlantic basaltic intrusion. - *Science*, 1971, v. 171.
- MacDonald G.A. Petrography of the Samoan islands. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1944, v. 55.
- MacDonald G.A. Dissimilarity of continental and oceanic rock types. - *J. Petrol.*, 1960, v. 1, pt 2.
- MacDonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas. - *Mem. Geol. Soc. America*, 1968a, v. 116.
- MacDonald G.A. A contribution to the petrology of Tutuila, American Samoa. - *Geol. Rundschau*, 1968b, Bd 57, N 3.
- MacDonald G.A., Katsura T. Variations in the lava of the 1959 eruption in Kilauea Iki. - *Pacif. Sci.*, 1961, v. 15.
- MacDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. - *J. Petrol.*, 1964, v. 5.
- MacDonald G.A., Powers H.A. A further contribution to the petrology of Heleakala volcano, Hawaii. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, v. 79, N 7.
- Marshall P. Alkaline of the Cook and Society islands. - *Rept Australasian Assoc. Adv. Sci.*, 1911, v. 13.
- Marshall P. The Geology of Tahiti. - *Trans. and Proc. New Zealand*, 1915, v. 47.
- Marshall P. Geology of Rapaotonga and Atiu. - *Bull. Bishop Museum*, 1930, N 72.
- Maxwell J.C., Azzaroli A. Submarine extrusion of ultramafic magma. - *Geol. Soc. America Spec. Paper*, 1962, v. 73, N 303.
- McBirney A.R., Aoki. Petrology of the island of Tahiti. - *Mem. Geol. Soc. America*, 1968, N 116.
- McBirney A.R., Williams H. Geology and petrology of the Galapagos islands. - *Mem. Geol. Soc. America*, 1969, N 118.
- McGregor I.D. The system MgO - SiO_2 - TiO_2 and its bearing on the distribution of TiO_2 in basalts. - *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267.
- McKenzie D.E., White A.J.R. Phonolite globules in basanite from Kiandra, Australia. - *Lithos*, 1970, v. 3, N 4.
- Melson W.G., Jarosewich E., Lundquist C.A. Volcanic eruption at Metis Shoal, Tonga, 1967-1968: description and petrology. - *Smithson. Contribs Earth Sci.*, 1970, v. 4.
- Melson W.G., Tompson G. Layering basic complex in oceanic crust, Romanche fracture, Equatorial Atlantic Ocean. - *Science*, 1970, v. 168, N 3933.
- Merrill R.B., Robertson J.K., Wyllie P.J. Melting reactions in the system $NaAl$ - Si_2O_8 - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O to 20 kbar, compared with results for other feldspar-quartz- H_2O and rock- H_2O systems. - *J. Geol.*, 1970, v. 78, N 5.
- Moore J.G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. - *Amer. J. Sci.*, 1965, v. 263.
- Moore J.G. Water content of basalt erupted on the ocean floor. - *Contribs Mineral. Petrol.*, 1970, v. 28, N 4.
- Muir I.D., Tolley C.E., Scoon J.H. Contribution to the petrology of Hawaiian basalts. I. The picrite-basalts of Kilauea. - *Amer. J. Sci.*, 1957, v. 235.
- Murase T. Viscosity and related properties of volcanic rocks at 800° to 1400°C. - *J. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. VII, 1962, v. 1.
- Murase T., McBirney A.R. Viscosity of lavas. - *Science*, 1970, v. 167, N 3924.
- Murray J., Renard A.F. Deep Sea Depositions. Report of the Challenger Expedition. London, 1891.
- Myers C.W., Bence A.E., Papike J.J., Ayusor A. Petrology of an alkali-olivine basalt sill from 169 DSDP leg 17: Central Pacific basin. - *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, N 5.
- Nicholls G.I., Island M.R. Geochemical investigations of basalts and associated rocks from the ocean floor and their implications. - *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, v. 268.
- Noble C.S., Naughton J.J. Deep ocean basalts: Inert gas content and uncertainties in age dating. - *Science*, 1968, v. 162, N 3850.
- Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1954, v. 65, N 10.
- Nordlie B.E. Composition of the magmatic gas of Kilauea and its behavior in the near surface environment. - *Amer. J. Sci.*, 1971, v. 271.
- O'Hara M.J. Are ocean floor basalts primary magma? - *Nature*, 1968, v. 220, N 5168.
- Orvilli P.M. Alkali in exchange between vapor and feldspar phases. - *Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261.
- Oxburgh E.R. Petrological evidence for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrogenetic and geophysical implications. - *Geol. Mag.*, 1964, v. 101, N 1.
- Philpotts A.R. Density, surface tension and viscosity of the immiscible phase in basic alkaline. - *Lithos*, 1972, v. 5, N 1.
- Philpotts A.R., Hodgson C.J. Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis. Proc. 23rd Sess. Intern. Geol. Congr. Sect. 2, Prague, 1968.

- Philpotts I.K. Textural evidence for liquid immiscibility in tholeiites. — *Miner. Mag.*, 1978, v. 42.
- Polderwaard A., Parker A.B. Crystallization index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. — *Amer. J. Sci.*, 1964, v. 262.
- Powers H.A. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian islands. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1955, v. 7.
- Richter D.H., Murata K.J. Xenolithic nodules in the 1800–1801 Kaupulehu flow of the Hualalai volcano. — *Geol. Surv. Profess. Paper*, 1961, N 424.
- Roedder E. Liquid CO₂ inclusions in olivin-bearing nodules and fenocrysts from basalts. — *Amer. Mineralogist*, 1965, v. 50, N 10.
- Roedder E., Weiblen P.W. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks. — *Science*, 1970, v. 167, N 3918.
- Roedder E., Weiblen P.W. Petrology of silicate melt inclusions Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrial equivalents. — *Proc. Second Lunar Sci. Conf.*, 1971, v. 1.
- Rodda P. Outline of the geology of Viti Levu, New Zealand. — *J. Geol. and Geophys.*, 1967, v. 10.
- Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T. Origin of dunites and of olivin-rich inclusions in basaltic rocks. — *Amer. Mineralogist*, 1954, v. 39.
- Ross C.S., Smith R.L. Water and other volatiles in volcanic gases. — *Amer. Mineralogist*, 1955, v. 40, N 11–12.
- Sclater J.G., Hawnins J.W., Nimmerickx J., Chase C.G. Crustal extension between the Tonga and Lau ridges: Petrological and geophysical evidence. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83.
- Shartsis L., Spinner S., Capps W. Density, expansivity and viscosity of molten alkali silicates. — *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1952, v. 35, N 6.
- Snew H.R., Wright T.L., Reck R.L., Okamura R. The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makeopih Lave Lake, Hawaii. — *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, N 4.
- Shido F., Miyashiro A., Ewing M. Crystallization of abyssal tholeiites. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1971, v. 31.
- Stearns H.T. Geology of the Samoan islands. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1944, v. 55.
- Stewart D.B. Four phase curve in the system CaAl₂Si₂O₈ – SiO₂ – H₂O between 1 and 10 kbar. — *Mitt. Schweiz. Mineral. und Petrol.*, 1967, v. 47, N 1.
- Stice G.D. Petrography of the Manua islands, Samoa. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 19.
- Stice G.D., McCoy F.W.J. Geology of the Manua island, American Samoa. — *Pacific Sci.*, 1968, v. 22, N 4.
- Verhogen J. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1962, v. 260, N 3.
- White A.J.K. Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. — *Amer. Mineralogist*, 1944, v. 49.
- White R.W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1966, v. 12.
- Williams H. Geology of Tahiti, Moorea and Maia. — *Bull. Bishop Museum*, 1933, v. 105.
- Winterer E.L., Ewing J.I. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 17. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1971.
- Wright L.A. The globe pegmatite, Rio Arriba county, New Mexico. — *Amer. J. Sci.*, 1948, v. 246, N 11.
- Yeats R.S., Forbes W.C., Heath R.G., Scheidegger K.F. Petrology and geochemistry of DSDP leg 16 basalts, Eastern Equatorial Pacific. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 16. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1971.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
История геологического развития ложа Южной котловины Тихого океана	9
Геолого-петрографическая характеристика ряда вулканических островов Южной котловины	17
Острова Самоа	—
Архипелаг Общества	21
Геолого-петрографическая характеристика глубоководных лав Южной котловины	40
Петрографический состав глубоководных лав	41
Проявления ликвации в глубоководных лавах	52
Щелочные базальты подводного поднятия Маркус-Неккер	56
Иллюстрации	60
Литература	133

Редактор-наставитель Л. С. Тарасова
 Художественный редактор М. М. Резцова
 Технический редактор А. А. Кумикова, Н. М. Бурова
 № 11 1972
 Подписано к печати 02.06.80. Т-11012
 Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1
 Печать офсетная. Условн. д. 12,5. Ум. д. л. 13,5.
 Тираж 600 экз. Тел. авт. 4216. Цена 1 р. 80 к.

Издательство "Наука", 117884 М.-7,
 Москва В-488, Профсоюзная ул., д. 80
 Отделение Трехпечного Кроссворд Экспедиции
 1-я типография издательства "Наука",
 193034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Николай Георгиевич Прокопцев

**Атлас
структур глубоководных лав
Тихого океана**

*Утверждено к печати
Институтом океанологии
им. П.П. Ширшова АН СССР*

Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *Л.А. Куликова, Н.М. Бурова*

ИБ № 17128

Подписано к печати 05.06.80. Т-11015
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,6. Уч.-изд.л. 13,3.
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1316 Цена 1 р. 80 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 80 к.

3287

