

В. В. РЯБОВ

ЛИКВАЦИЯ
В ПРИРОДНЫХ СТЕКЛАХ
НА ПРИМЕРЕ ТРАППОВ

173

В. В. РЯБОВ

ЛИКВАЦИЯ
В ПРИРОДНЫХ СТЕКЛАХ
НА ПРИМЕРЕ ТРАППОВ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук В. В. Золотухин



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1989



УДК 552.11+549.31

Ликвация в природных стеклах на примере траппов/Рябов В. В. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. — 224 с.

ISBN 5—02—028838—1

В монографии описываются породообразующие и ликвационные стекла, а также связанные с ними рудные и силикатные кристаллические фазы. Кратко освещается петрология трапповых интрузий, содержащих стекла. Основное внимание уделяется характеристике стекол с явлениями силикатно-силикатной и рудно-силикатной несмесимости, их петрографии, петрохимии и минералогии. Рассматриваются факторы, обуславливающие ликвацию, и на основании анализа парагенезисов и эвтектидных сростаний сопутствующих стеклам минералов оценивается температурный режим процесса. Предполагается, что несмесимые расплавы представляют собой закономерное звено эволюционирующей магматической системы и широко проявляются в современных интрузивных камерах.

Книга предназначена для петрографов, геологов широкого профиля и студентов старших курсов геологических факультетов.

Табл. 25. Ил. 45. Фототабл. 12. Библиогр: 235 назв.

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук **В. Н. Шарапов**
кандидат геолого-минералогических наук **С. С. Долгушин**

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Р 1804020300—838 343—89, кн. 2
055(02)—89

ISBN 5—02—028838—1

© В. В. Рябов, 1989

Ликвация давно привлекает внимание геологов как возможный механизм образования рудных месторождений и различных ассоциаций горных пород. Однако кристаллическое состояние пород и руд не позволяет однозначно судить об условиях их образования, а наложенные на них более поздние изменения еще сильнее затушевывают следы начальных ступеней дифференциации вещества и тем самым усугубляют трудность их генетической диагностики. В этом отношении природные стекла представляют собой наиболее благоприятный материал для решения целого ряда важнейших проблем магматической геологии, поскольку именно они являются теми единственными образованиями, о которых мы с уверенностью можем судить как о магматических жидкостях. Стекла позволяют проследить дифференциацию расплава в предкристаллизационный период и по мере его закристаллизации, а изучение минеральных фаз стекловатых пород, их состава и структуры дает представление об особенностях формирования магматических пород и руд.

Известно, что главную роль в утверждении существования ликвационной дифференциации в природе сыграли находки стекол с признаками силикатно-силикатной и рудно-силикатной несмешиваемости. Количество таких находок еще невелико, но с каждым годом число их заметно увеличивается. Научные изыскания в области ликвации идут по трем основным направлениям: теоретическое, экспериментальное и рудно-петрологическое изучение природного материала. Все эти направления дополняют, исправляют и уточняют друг друга, формируя теорию ликвационной дифференциации, подобную той, которая создана для кристаллизационной дифференциации.

Настоящая работа посвящена петрологии стекол из пород трапповой формации Сибирской платформы. Основное внимание уделяется результатам всестороннего изучения уникальных эмульсионных проявлений несмесимости в стеклах. Известно, что существование ликвации и ее значение в природных процессах долго ставились под сомнение многими ведущими учеными в нашей стране и за рубежом. Скептическое отношение части геологов к петрогенетической роли этого явления сохранилось до сих пор. Н. Боуэн и его последователи считали, что единственным геологическим доказательством реальности процесса жидкостной несмешиваемости должно быть только обнаружение **ликвации в природных стеклах**. Этот выдвинутый ими надежный и бесспорный аргумент, который может подтвердить реальное существование процесса, и взят в название книги.

Описывая стекла, я, кроме того, стремился выявить совокупность факторов, обуславливающих возникновение несмесимости в траппах, показать, что ликвационная дифференциация является закономерным звеном в эволюции магматического расплава, и, наконец, рассмотреть природные образования, которые могут расцениваться в качестве возможных продуктов ликвации.

Основой для данной работы послужили многолетние исследования траппов Сибирской платформы и в том числе полевые работы 1981—1985 гг. на Хунгтунской, Маймечинской и Хининдинской интрузиях. Особенности петрологии

и механизма ликвационной дифференциации в верхних эндоконтактных зонах траптовых интрузий были изложены мною в докладах на II конференции по самородному металлообразованию в г. Якутске (1985 г.), в г. Норильске на совещании геологов, посвященном 50-летию Норильского комбината (1985 г.), и там же на выездной сессии VII Всесоюзного петрографического совещания (1986 г.) и, наконец, на 2-й Международной конференции по природным стеклам в г. Прага (Чехословакия, 1987 г.).

Пользуюсь случаем выразить свою искреннюю признательность сотрудникам Полярной экспедиции ПГО «Красноярскгеология» В. Т. Кириченко, Г. Г. Лопатину, М. М. Гончарову, оказавшим большое содействие в проводимых полевых работах; А. Л. Павлову, всегда охотно принимавшему участие в обсуждении результатов исследования, О. С. Хмельниковой, благодаря которой проведено изучение состава стекол и минералов на микронзонде, В. Ф. Коненко, Т. Н. Никиточкиной и Е. И. Черной за помощь в обработке собранных автором материалов. Особую признательность автор выражает В. В. Золотухину за ценные советы и замечания при подготовке рукописи к печати.

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Ab — альбит	L _{Fe} — мафическое стекло
Ap — апортит	L _{Si} — сиалическое »
Ap — апатит	Leu — лейцит
Bi — биотит	Mel — мелилит
C — корунд	Mgt — магнетит
C _k — коэффициент концентрации	Ne — нефелин
Cal — кальцит	Ns — натрсилит
Coh — когенит	Ol — оливин
Cpx — клинопироксен	Ort — ортоклаз
Cu — самородная медь	Pl — плагиоклаз
Di — диопсид	Plg — палагонит
En — энстатитовый компонент	Po — пирротин
Fa — фаялитовый »	Q — кварц
Fo — форстеритовый »	Ru — рутил
Fs — ферросилитовый »	Sp — шпинель
Gl — стекло	T — троилит
Gr — графит	Tr — тримит
Hu — гиперстен	Usp — ульвошпинель
Il — ильменит	W — вюстит
Ks — кальсилит	Wo — волластонитовый компонент
	α -Fe — самородное железо

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СТЕКЛОВАТЫХ ПОРОД В ТРАППАХ

Известно, что стекла и продукты их изменения являются закономерным пороодообразующим компонентом целого спектра эффузивных и интрузивных траппов и сравнительно широко распространены на платформе. В зависимости от количества стекла, степени раскристаллизованности и особенностей проявления выделяются различные структурные и генетические типы стекловатых пород. Наиболее часто вулканические стекла встречаются в эксплозивных образованиях и в базальтах [Петрология и перспективы... , 1978; Атлас... , 1974; Структуры... , 1976; и др.], однако в большинстве случаев стекла в этих породах оказываются сильно измененными, и это затрудняет их изучение. Среди эффузивных траппов находки свежего стекла встречаются в связи с щелочными базальтами чаще, чем с нормальными.

В интрузивных траппах стекловатые породы описываются как афаниты, витродолериты, микродолериты, тахилиты, псевдотахилиты, гиалобазальты и т. п. [Соболев, 1986; Лебедев, 1955; Виленский и др., 1964; Золотухин, Васильев, 1969; и др.]. Геологам хорошо известны корочки закала на контактах недифференцированных трапповых силлов и даек с вмещающими породами. Афаниты контактовых фаций обычно легко определяются в полевых условиях при залегании интрузий в слабоизмененных осадочных породах, и диагностика их нередко осложняется, когда магматическое тело находится в туфолавовой толще или в окружении метаморфизованных пород. Это связано с тем, что афаниты эндоконтактных зон интрузий порою оказываются очень похожи на одноименные экзоконтактные апотуфовые образования, и поэтому пропадает однозначность толкования генетической природы стекловатых пород [Краковский, 1967]. Относительно генезиса стекловатых пород, встречающихся в ближнем экзоконтакте дифференцированных интрузий или внутри массива в окружении метасоматитов, среди геологов также нет единого мнения. Такие образования рассматриваются как рассеянные инъекции тахилитов во фронте субвулканической интрузии, как псевдотахилиты — продукты пирометаморфизма или магматического замещения, наконец, не исключено, что они являются реликтами закаленной зоны интрузии, в дальнейшем метасоматически переработанной по сети трещин [Золотухин, Васильев, 1969; Рябов, Золотухин, 1970; Люлько и др., 1972; Золотухин и др., 1975; Зотов, 1976; и др.].

Помимо указанных типов стекловатых пород стекла встречаются в мезостазе сравнительно хорошо раскристаллизованных пород — долеритов (диабазов), габбро-диабазов и даже крупнокристаллических диабаз-пегматитов, витропегматитов, витропорфиров [Соболев, 1986; Лебедев, 1955]. Находки линз и прожилков свежего стекла и стекловатых пород, секущих габбро-долериты и базальты, описаны для интрузий Талнах, Норильск-II, Анакит [Золотухин, Васильев, 1969], известны они в Восточно-Норильской интрузии и в недифференцированных силлах.

Большой интерес представляют реликты минералообразующей среды в пороодообразующих минералах — расплавные и раскристаллизованные вклю-

чения, исследованием которых занимаются специалисты по термобарогеохимии. Эксперименты по гомогенизации таких включений позволили получить важную информацию по их термометрии, особенностям остеклования и химического состава стекла и летучих для ряда трапповых интрузий [Булгакова, 1971; Панков, 1983; Рябов, Коненко, Красов, 1985; и др.].

Вполне естественно, что все многообразие встречаемых с траппами стекол нельзя объяснить единым механизмом образования. Каждое проявление стекла и стекловатых пород тесно связано с петрологией конкретного магматического тела и должно рассматриваться с учетом особенностей его формирования. Только после детальных исследований природных стекол мы получим наиболее обоснованные представления о магматических расплавах, их составе, особенностях дифференциации и кристаллизации, которые имеют большое значение для понимания вопросов петрогенезиса и рудообразования. Ниже мы перейдем к краткой характеристике стекловатых пород в траппах и более подробно остановимся на описании стекла и самих массивов, в которых они проявляются, чтобы по возможности проследить причины, обуславливающие их возникновение, особенно для случая ликвационных образований.

1.1. ЭФФУЗИВНЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ТРАППЫ С ПАЛАГОНИТОМ

Вместо стекол во многих разновидностях траппов наблюдается палагонит, под которым подразумевается вся совокупность богатых водой аморфных и слабопреломляющих образований в понимании Б. М. Куплетского. Среди геологов существует представление, что палагонит образуется при охлаждении богатого водой расплава и в период формирования магматического тела ведет себя как флюидонасыщенная жидкость, т. е. имеет склонность к ликвации. Рассмотрим некоторые особенности его нахождения в траппах.

В переменных количествах палагонит широко проявляется в интрузивных и эффузивных траппах. В палагонитовых диабазах (долеритах) и в метадиоритах палагонит порою выступает как один из главных породообразующих компонентов, выполняя роль стекла или, нередко отсутствующих в этом случае, темноцветных, а порою и рудных, минералов. Содержание палагонита здесь может достигать 20—25 %. В обычных габбро-диабазы палагонит присутствует в небольших количествах. В разрезах интрузий независимо от степени дифференцированности наибольшая концентрации палагонита приурочена к верхним эндоконтактовым зонам.

Примером слабодифференцированной интрузии с мощной шапкой палагонитовых диабазов в близкоровельной части магматического тела является трапповый силл, обнажающийся в устье р. Дудинский Дальдекан. Сверху вниз по разрезу интрузии здесь выделяются: верхние контактовые тахилиты-микродолериты, палагонитовые диабазы, оливинсодержащие габбро-диабазы, оливинсодержащие габбро-долериты и, наконец, нижние контактовые микродолериты — тахилиты. Основной объем интрузии образуют оливинсодержащие габбро-долериты, а палагонитовые диабазы находятся в кровле интрузии под корочкой закала, которую образуют контактовые тахилиты. Располагаясь в зоне накопления летучих компонентов, палагонитовые диабазы, по сути, являются своеобразными сравнительно низкотемпературными эквивалентами основных пегматоидов, и им, по-видимому, свойственны закономерности эволюции флюидонасыщенных расплавов.

В полнодифференцированной Талнахской интрузии основной объем палагонитов также приурочен к верхней части массива. А. И. Архипова и И. А. Наторхин [1972], изучавшие палагониты в габбро-долеритах Талнахской интрузии, отмечают, что его количество может достигать 12,5 %. Наиболее крупные обособ-

ления палагонита встречаются в призматически-зернистых габбро-долеритах (метадiorитах) из кровли интрузии. По удалении от этих пород размер включений уменьшается, а количество возрастает, достигая максимума в офитовых габбро-долеритах.

В эффузивных траппах палагонит встречается во всех без исключения разновидностях пород. Наиболее широко он распространен в некоторых типах толеитовых базальтов и в так называемых «газовых пузырях» — округлых, реже пальцеобразных резко ограниченных участках базальтов, обогащенных миндалитами и имеющих повышенные количества рудной фазы и сравнительно крупный размер кристаллов породообразующих минералов. Эти газовые пузыри, по-видимому, можно рассматривать как миниатюрные закрытые флюидонасыщенные системы. Они не смогли всплыть в увеличившем вязкость при охлаждении сухом базальтовом расплаве и застряли в лавовом потоке на различной глубине.

По особенностям проявления и количеству палагонита породы очень разнообразны. Основные формы выделения палагонита, как и стекла, — интерстиционная и глобулярная. Последняя в кровле базальтовых потоков — в мандельштейнах — имеет шарообразную форму, а в центральных частях потоков нередко трансформируется и приобретает неправильные ограничения. Текстуру мандельштейнов геологи обычно называют миндалекаменной, хотя, возможно, только часть округлых образований в базальтах изначально имела вид полых пустоток, которые в дальнейшем заполнялись гидротермальными минералами, а другая — вполне могла быть глобулами несмесимого расплава.

Своеобразный вид имеют базальты, в которых единственной кристаллической фазой являются микролиты плаггиоклаза, располагающиеся в палагоните, как в стекле. В другом типе пород темноцветные минералы также отсутствуют, но в палагоните появляется богатая рудная сыпь. В наиболее широко распространенных разновидностях афировых базальтов помимо плаггиоклаза, палагонита и рудного появляется пироксен и в довольно больших количествах. В толеитовых базальтах в плаггиоклаз-палагонитовом агрегате с рудным или без него находятся округлые пойкилокристы клинопироксена с вростками плаггиоклаза, которые придают породе характерное горошчатое строение. Количество горошин изменяется от одиночно плавающих в основной массе до плотнейшей упаковки «шаров», когда пироксены порою даже сростаются, как двойники.

В мандельштейнах различных лавовых потоков палагониты находятся в основной массе породы и в составе глобул — ложных «миндалин». В метадiorитах из верхних частей дифференцированных потоков пикритовых базальтов палагонит с кристаллитами образует основную массу породы (10—15, до 25—30%), в которой располагаются крупные длиннопризматические, нередко скелетные, кристаллы пироксена, плаггиоклаза и ильменита. В собственно пикритовых базальтах количество палагонита уменьшается до 5—7% и меньше. Здесь он располагается в виде неправильной формы выделений.

Петрографические исследования под микроскопом показали, что палагонит ассоциирует со стеклом, в слабонакристаллизованных породах занимает позицию последнего, а в целом в траппах распространен намного шире, чем стекло. Важная особенность проявления палагонита — обнаружение его в стекле в виде обычно округлой формы включений с резкими границами (см. Приложение II, табл. I, а, б). Обратная картина, т. е. чтобы стекло было заключено в палагоните, никем никогда не отмечалась, хотя в случае наложенной палагонитизации должна быть широко развита. В палагоните, как и в стекле, наблюдаются лейсты плаггиоклаза, призмочки и гранулы пироксена, иголки ильменита и скелетные кристаллы титаномагнетита. Палагонит образует червеобразные выделения в пегматоидных сростаниях с кварцем в мезостазице габбро-пегматитов и феррогаббро Некогдбконской интрузии. К палагониту обычно бывают приурочены

рудные минералы и апатит. Глобулы палагонита нередко обрамляются тангенциально расположенными лейсточками плагиоклаза.

Среди пород жерловой фации палеовулкана горы Сундук в Норильском районе в оливинном долерите были встречены крупные (2—5 см) обломковидные изометричные кристаллы плагиоклаза. Внешний контур «обломка» был сложен прозрачным лабрадором, а центральная часть, напоминая метакристалл, изобиловала многочисленными включениями палагонита и окиснорудной фазой. Порода имеет большое сходство с известной из литературы [Бородаевская, 1956] глобулярной Амурской дайкой, отличающейся от нее составом включений и цемента.

Среди глобул, сложенных палагонитом, различаются: 1) однородные изотропные или скрытокристаллические слабоанизотропные и 2) концентрически-зональные, с переменным количеством зон различной мощности, окраски и степени раскристаллизации. Мелкие глобулы бывают полностью сферолитово раскристаллизованы, у крупных обычно раскристаллизовывается периферическая часть, центральная — остается однородной. Палагонит нередко имеет вид сморщенного при усыхании гелеобразного вещества с системой трещин, которые разбивают его поверхность на полигональные участки. В результате деформаций сферолитово раскристаллизованные участки часто бывают разобщены, так что их серповидные обрывки как бы плавают в скрытокристаллической массе.

В строении глобул сложного состава главными фазами являются, с одной стороны, палагонит, а с другой — кальцит, халцедон, цеолит, реже пренит, ангидрит, апофиллит, флюорит и др. Представляют интерес глобулы, у которых периферическая часть сложена стеклом с кристаллитами или без них, далее идет палагонит, также с кристаллитами или без них, а в центральной части находится округлой формы агрегат кальцита (см. Приложение II, табл. I, б). Объемы отдельных зон в глобулах широко варьируют, так что можно встретить глобулы, сложенные только палагонитом или кальцитом по отдельности, либо совместно в различных соотношениях. Помимо карбоната в глобулах часто наблюдаются халцедон и цеолиты.

Несмотря на довольно широкое распространение палагонита в трапхах, его изученность остается еще недостаточной. По имеющимся данным для палагонитов Талнахской интрузии характерны высокие содержания MgO (10—25 %) и общего железа в виде Fe₂O₃ (15—30 %) [Архипова, Наторхин, 1972]. Эти авторы указывают, что дегидратация палагонитов не заканчивается до 600—700 °C при потере веса 8—10 %.

В толеитовых базальтах Исландии были изучены интерстиционное стекло риолитового состава и находящиеся в нем глобулы хлорофита — аналога палагонита [Meuser, Sigurdsson, 1978]. Кроме того, хлорофит встречался как интерстиционный заполнитель и в виде прожилков вокруг оливина. Состав стекол варьировал в следующих пределах (%): SiO₂ 74,89—79,55; TiO₂ 0,39—0,60; Al₂O₃ 11,88—14,40; FeO_{общ} 1,21—1,40; MnO 0,0—0,03; MgO 0,0—0,63; CaO 0,37—1,12; Na₂O 2,25—3,80; K₂O 2,41—4,56; P₂O₅ 0,0—0,10. Стекла имели зональное строение с резкими границами между зонами. В одних зонах отмечались повышенные концентрации натрия и низкие — калия, а в других — наоборот. В составе хлорофита было определено (%): SiO₂ 43,71—45,58; TiO₂ 0,02—0,03; Al₂O₃ 4,05—5,57; FeO_{общ} 24,48—25,59; MnO 0,08—0,31; MgO 10,69—12,30; CaO 1,12—2,00; Na₂O 0,02—0,05; K₂O 0—0,32; P₂O₅ 0—0,002. Авторы приходят к выводу о существовании несмесимости в риолитовых стеклах, на что указывают, как они считают, различные содержания в них щелочей. Как ни странно, хлорофит (палагонит) из глобул они относят к гидротермальным продуктам, хотя нахождение его в виде включений в свежем стекле говорит об образовании его раньше стекла из мафического богатого водой расплава.

По литературным данным и имеющимся у нас материалам представляется

возможным выделить как минимум два генетических типа палагонита: позднемагматический и гидротермальный. Краткое описание первого было проведено выше, а гидротермальный проявляется в прожилках, развивается по стеклу и слабобаскристаллизованному субстрату, а также замещает фемические минералы и т. д.

Аналогичные вышеописанным особенности проявления палагонита ранее отмечались в базальтах Большеземельской тундры О. О. Баклундом, в эффузивах Чешской губы — З. А. Сазоновой, на Сев. Тимане — Д. П. Сердюченко, а в траппах — В. И. Гоньшаковой, В. В. Ляховичем, И. М. Симановичем, Д. И. Кудрявцевым и др. Относительно генезиса палагонита в базальтах вообще и в траппах в частности существуют различные представления. Одни исследователи считают, что формирование палагонита осуществлялось в магматическую стадию и предшествовало полному затвердеванию расплава (О. О. Баклунд, Д. С. Белянкин, В. И. Володавец, З. А. Сазонова, Д. П. Сердюченко, В. И. Гоньшакова, В. В. Ляхович и др.). Другие, в основном зарубежные, исследователи рассматривают палагонит как вторичное образование, продукт гидратации стекла и взаимодействия жидкостного остатка с железисто-магнезиальными минералами. Не отрицая существования гидротермального палагонита, большинство отечественных геологов предполагают, что на ранних этапах кристаллизации базальтовой расплава магма разделилась на две несмешивающиеся жидкости, из которых одна затвердела в виде стекла, а другая, обогатенная водой, остывала в виде палагонита. В быстро остывающих частях магматического тела форма глобул правильная, округлая, а вдали от контактов палагонитовые обособления испытывают деформацию со стороны растущих кристаллов и поэтому конфигурация у них становится неправильной.

Изливающиеся на дневную поверхность базальтовые потоки имели различное количество летучих компонентов, о которых косвенно можно судить по мощностям зон мандельштейнов и насыщенности их миндалинами. Изначальный состав летучих, по-видимому, имел восстановительный характер с высокой концентрацией водорода и метана, о чем свидетельствуют определения состава газов в туфах юго-востока Тунгусской синеклизы [Мухина, 1985; К. В. Старосельцев, В. С. Старосельцев, 1987; и др.]. По мере излияния на поверхность и в гипабиссальных камерах газы диссоциировали, окислялись и принимали участие в петрогенетических процессах. Не вызывает сомнения то, что количество и состав миндалинов в траппах являются важными показателями флюидного режима магматизма: объема газов и его компонентного состава. Изученность этого вопроса, как, впрочем, и эффузивных траппов в целом, остается пока недостаточной, но у геологов в последнее время появился интерес к базальтам [Петрология и перспективы. . . , 1978], и можно думать, что в ближайшем будущем исследования в этой области будут выведены из застоя.

В этом разделе мы не ставили целью выяснение вопроса о раннем и позднем палагоните и палагонитизации, о критериях их различия, особенностях состава и образования. Это предмет самостоятельного исследования. Нам лишь хотелось напомнить об их существовании и обратить внимание геологов на возможную ликвидационную природу раннего палагонита, а главное — на флюидонасыщенность базальтового расплава, которая представляется наиболее важной при изучении петрогенезиса и рудообразования в траппах. Рассмотрение верхних миндалекаменных зон с их весьма значительной концентрацией миндалинов (порой до 20—35 % и более) не вызывает сомнения в том, что при таких их объемах ни о какой растворимости летучих в силикатном расплаве не может быть и речи. Поэтому традиционный подход к решению проблем, связанных с генезисом норильских рудоносных интрузий, как и траппов в целом, с позиции только одного механизма кристаллизационной дифференциации сухих расплавов является тупиковым. Только привлечение широкого участия флюидов

в процессе их формирования позволит удовлетворительно решить эти вопросы. На этом мы еще специально остановимся в соответствующих разделах.

Поскольку флюидонасыщенные базальтовые расплавы склонны к ликвации, наиболее вероятно жидкостная несмесимость в лавовых потоках с высоким индексом миндалекаменности. Ликвационная дифференциация, по-видимому, была многоступенчатой и многофазной и осуществлялась в сравнительно широком диапазоне температур. Можно предполагать, что обогащенная H_2O и CO_2 жидкость палагонитового состава отделялась от сухого базальтового расплава. Изменение физико-химических условий и прежде всего резкое падение температуры и окисление флюидов предопределили образование несмешивающихся жидкостей силикатного, карбонатного, сульфатного и другого состава, которые встречаются в базальтах в виде каплевидных и сферических выделений с четким мениском на границе фаз кальцита (антраконита), палагонита и стекла.

Петрографическим свидетельством возможного ликвационного отделения различных по составу жидкостей могут служить шарики кальцита в палагоните, расслоенные глобулы, сложенные этими фазами, и капли палагонита в стекле (см. Приложение II, табл. I, б, в).

Один из ярких примеров несмешиваемости силикатных жидкостей в эффузивных траппах проявляется в Микчандинском дифференцированном покрове в горах Хараелах [Рябов и др., 1977]. Здесь сферокристаллы клинопироксена размером 1—4 см в поперечнике располагаются в мелкозернистой существенно плагиоклазовой основной массе. Интересно отметить, что в последней в сохранившихся реликтах свежего стекла наблюдается тонкая эмульсионная текстура «жидкость в жидкости».

С позиций насмешивающихся силикатно-солевых жидкостей вполне удовлетворительно объясняются прослой карбонатных пород в туфолавоваго толще Сибирской платформы. Они иногда встречаются между базальтовыми потоками в эффузивах Норильского и Хараелахского плато и среди базальтов восточного борта Тунгусской синеклизы. Мощность карбонатитовых прослоев-потоков измеряется сантиметрами, дециметрами и достигает 1,5—1,8 м, а протяженность — десятками, реже сотнями метров.

Контакты карбонатитов с базальтами резкие. В нижнем контакте можно видеть проникновение карбонатного материала во все полости и неровности подстилающего его пузырчатого мандельштейна. Структура пород обычно мелко- и среднезернистая гранобластовая, а состав существенно кальцитовый. В зоне палеовулкана Кета-Ирбо встречаются черные плотные, крепкие скрытокристаллические карбонатиты с микровариолитовой структурой, которая различима только под микроскопом.

Всегда хорошая раскристаллизованность карбонатитов и анхимономинеральный состав пород являются причиной традиционного отношения геологов к этим породам как к образованиям немагматического происхождения. Однако если принять во внимание известные из экспериментов высокую текучесть и скорость кристаллизации карбонатитовой жидкости, а также склонность к ликвации расплавов, обогащенных CO_2 , то многие вопросы, связанные с проявлениями карбонатитов в ассоциации с траппами, могут найти вполне удовлетворительные ответы.

Дополнительным подтверждением реальности предположения о существовании явления несмесимости жидкостей в эффузивных траппах служат находки ликвационных стекол в базальте плато Путорана [Тихоненков и др., 1985], а также обнаруженные нами подобные явления в толеитовых и афировых базальтах плато Хараелах, в районе оз. Хантайского и в Каменской провинции. Эмульсионные выделения мелких шариков в стекле отмечаются в мезостазице пород и в кристаллах плагиоклаза (см. Приложение II, табл. I, г, д). По особенностям проявления они имеют большое сходство с ликвационными стеклами, описан-

ными А. Филпотсом в различных вулканических породах мира [Philpotts, 1979, 1982]. На этом вопросе мы еще остановимся в специальном разделе.

1.2. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СТЕКЛОВАТЫХ ПОРОД В ИНТРУЗИЯХ С РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНЬЮ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ

ОСТЕКЛОВАННЫЕ ПОРОДЫ ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ ЗОН ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Эти образования встречаются в случае нахождения интрузий среди пород туфоловой толщи либо в углисто-терригенных отложениях тунгусской серии. Описание таких проявлений в трапах имеется в работах А. П. Лебедева, А. В. Крюкова, М. Л. Лурье с соавторами, А. А. Меняйлова, Ю. С. Краковского и др., опубликованных в 50-х — 60-х годах. Остеклование пород в экзоконтакте трапповых силлов нами специально изучалось в связи с интрузиями руч. Магнитного и Маймечинской, залегающими на границе с туфами, и на горе Апсекал, где силл долерита внедрялся в породы тунгусской серии.

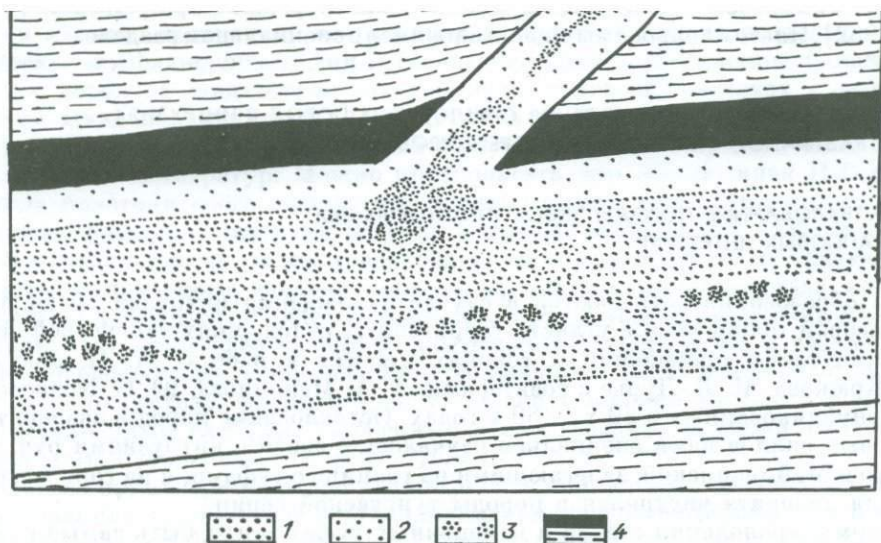
Формы проявления стекла в измененных туфах могут быть самые различные: сплошные поля, сетчато-прожилковые выделения, интерстиционные, локальные — шарики и неправильной формы выделения и пленки на границе с ксеногенными включениями и т. д. Об апотуфовой природе остеклованных пород свидетельствуют встречающиеся в них реликты зерен кварца, плагиоклаза, пироксена или даже обломков пород. Остеклование начинается с частичного подплавления вдоль трещиноватых зон с дальнейшим переплавлением больших объемов материала вмещающих пород. Первоначально выплавляется легкоплавкая фракция с сохранением тугоплавких реликтов, и только интенсификация процесса приводит к исчезновению последних. В остеклованных туфах нередко можно встретить структуры просвечивания первоначально существовавшего в нем ксеногенного материала. Раскристаллизация этого вторичного расплава обычно дает новообразования плагиоклаза и пироксена в виде лейст и гранул.

Бухиты горы Апсекал, как предполагается, возникли в результате подземного пожара на границе долеритового силла и пласта угля. Породы имеют пузырчатое строение. Основная масса сложена однородным изотропным стеклом либо неоднородным слабоанизотропным с округлыми пятнами изотропного. В стекле встречаются игольчатые, сферолитовые и таблитчатые новообразования силикатных фаз и идиоморфные кристаллики окисно-рудных минералов. Последние рассеяны в стекле, концентрируются на стенках пустот или образуют плотные сплошные каймы мощностью до 0,5 см на границе пузыристого стекла с ококсованным углем и вокруг крупных пустот пузырчатой породы.

В продуктах частичного подплавления туфогенных пород экзоконтакта можно видеть игольчатые и дендритовидные новообразования. При значительных масштабах плавления пород последующая закристаллизация нередко приводит к образованию эффузивноподобных пород с порфировой структурой. Процесс этот изохимический, и поэтому существенного изменения состава пород не происходит, хотя фазовый состав порою становится совершенно иным.

СТЕКЛОВАТЫЕ ПОРОДЫ КОНТАКТОВЫХ ЗОН ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

На границе траппов с вмещающими породами афанитовые породы встречаются практически во всех недифференцированных и слабодифференцированных интрузиях. Между количеством стекловатых пород и мощностью интрузии наме-



Р и с. 1.1. Зарисовка силла долерита с дайкой афанита из устья руч. Серебряного, Норильское плато.

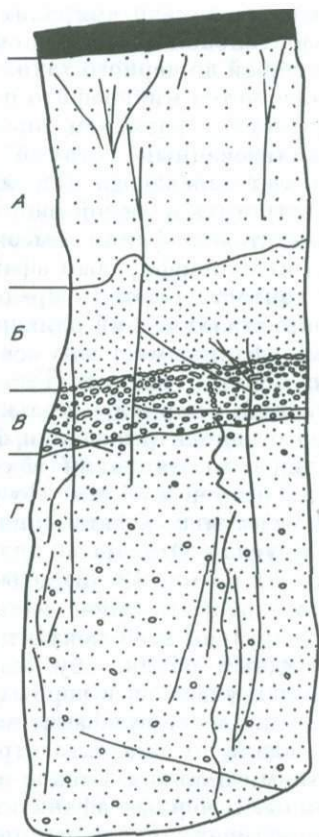
1 — микродолерит; 2 — тахилит; 3 — пойкилоофитовый (горошчатый) долерит; 4 — пласт угля и углистый аргиллит.

чается обратная зависимость: маломощные дайки и силлы обычно менее раскристаллизованы, нежели тела большой мощности. В последних стекловатые породы контактовых фаций нередко проявляются спорадически либо вовсе отсутствуют, а их место занимают микродолериты и долериты, не содержащие стекло. В мощных дифференцированных интрузиях краевые фации в большинстве случаев сложены контактными габбро-долеритами, которые имеют полнокристаллическое строение. Обнаружение стекол в связи с дифференцированными массивами осложняется еще и тем, что сопровождающее эти интрузии интенсивное аутометаморфическое и метасоматическое преобразование пород в первую очередь захватывает стекла, являющиеся благоприятным материалом для замещения. Мощность закалочных пород зависит от физико-химического состояния внедряющегося расплава, прежде всего от его температуры, режима охлаждения, состава, объема и количества флюидов. Для примера можно привести две интрузии с различной степенью дифференцированности: Талнах и Хунгтукун. Мощность контактовых габбро-долеритов в средних частях массивов у одной составляет первые метры, а у другой — десятки метров. Более того, можно сказать, что в Талнахской интрузии контактовые долериты вообще представляют большую редкость, поскольку в одних случаях оказываются такситизированными, а в других — превращены в аподолеритовые метасоматиты.

Особенности строения контактовых фаций недифференцированных интрузий можно видеть на примере силла долерита, который обнажается в руч. Серебряном (приток р. Фокина). Силл имеет мощность 50 см и внедряется между пластом угля и углистым аргиллитом (рис. 1.1). От силла отходит крутая дайка тахилита мощностью 15 см. На контакте с углистыми породами силл долерита имеет светло-серые зоны осветленного тахилита мощностью 6 см, в дайке эти зоны составляют 5 см, но порою захватывают всю мощность дайки. В участке сочленения дайки и силла порода имеет брекчиевидный облик, который обуславливает неравномерная осветленность пород, в результате чего черные остроугольные обломковидные участки тахилита цементируются его светло-серой массой.

Р и с. 1.2. Зарисовка штуфа (фрагмент рис. 1.1).

А — осветленный тахилит; *Б* — темно-серый тахилит; *В* — миндалекаменная зона; *Г* — микродолерит с редкими миндалинами.



В верхнем эндоконтакте силла вслед за зоной осветления идет темно-серый плотный тахилит мощностью 3 см (рис. 1.2). Ниже следует миндалекаменная зона — 2 см. Количество миндалин здесь достигает 20 % при размере отдельных пустоток не более 2 мм. В верхней части зоны на границе с плотным тахилитом миндалины сливаются в протяженные трубообразные полости, вытянутые вдоль контакта. Ниже миндалекаменная зона сравнительно резко переходит в черный афанит с редкими миндалинами и одиночными микрофенокристаллами плагиоклаза и клинопироксена. В противоположном борту ручья мощность силла несколько увеличивается, и здесь отчетливо видно появление в его центральной части мелкогорошчатого пойкилоофитового строения.

Под микроскопом визуально выделяющиеся осветленные зоны представляют собой кальцитизированный тахилит, в котором изменению подвергаются стекло и редкие кристаллики клинопироксена, а лейсты плагиоклаза остаются свежими. Ниже по разрезу кальцитизация резко уменьшается, порода имеет микролитовую структуру: в миндалекаменной — гиалопилитовую, а в следующей за ней массивной части силла — микроофитовую, участками до микропойкилоофитовой.

Описанием этого силла хотелось показать, что даже в таком маломощном базитовом теле проявляется основная тенденция концентрирования летучих в верхней эндоконтактной зоне. Не вызывает сомнения то, что с изучения именно этих зон в различных по составу и строению массивах начинается выяснение многих петрологических проблем и в том числе флюидного режима и его роли в петрогенезе.

Разрез этого маломощного силла в миниатюре повторяет строение мощных магматических тел, у которых по направлению от контакта к центральной части происходит увеличение раскристаллизованности и зернистости пород, за зоной закала следует верхняя эндоконтактная зона — горизонт накопления летучих, переходящий в центральную зону, которая собственно дает представление о степени дифференцированности массива.

Другим примером недифференцированных интрузий является широко известный на Норильском плато и в Хараелахских горах силл титан-авгитового долерита. Он располагается вдоль пластовой отдельности в отложениях тунгусской серии, часто на границе с пластом каменного угля, отжимая его то в кровлю, то в подошву. В местечке Красные Камни на Талнахе этот силл активно деформирует пласт угля и тонкоперетертый углисто-терригенный материал реоморфически внедряется по трещинам в афанитовую зону долерита, которая здесь имеет мощность около 0,8—1,5 м. Подобно описанному случаю зона осветления тахилита представляет собой кальцитизированное стекло, в котором сохраня-

ются свежими только микролиты плагиоклаза. Мощность зоны осветления при субгоризонтальном залегании силла составляет 15—20 см. Далее она переходит в темно-серый до черного тахилит-витродолерит, в котором в 0,5—1,0 м от контакта появляется микрофито-пойкилоофитовая структура, переходящая в пойкилоофитовую с размером горошин пойкилокрстов клинопироксена до 1 см. Узколокализированный богатый миндалинами горизонт для титан-авгитовых долеритов не характерен. Небольшие полости, обычно выполненные кальцитом, можно встретить в любой части разреза интрузии.

Контактная фация **высокомагнезиальной Нижне-Фокинской интрузии** сложена мелкопорфировым афанитом мощностью 20—50 см, который по удалению от контакта резко (в пределах 10 см) переходит в микродолерит и далее в полнокристаллический оливинсодержащий габбро-долерит. На границе с песчаниками афанит имеет зону осветления мощностью 2—3 см, которая далее переходит в черный афанит. Текстура осветленной породы — миндалекаменная до массивной, а черной — только массивная или неяснополосчатая в результате некоторого концентрирования фенокристов оливина в виде слоев.

Количество миндалин в светлых афанитах достигает 10—12 % объема породы, а размер до 1 мм. По удалению от контакта в черных афанитах уже встречаются только редкие миндалины размером менее 0,1 мм. Форма миндалин обычно круглая. Отдельные пальцевидные полости вытянуты перпендикулярно контакту, их размер (2—3) × (6—12) мм. Они сложены стебельчатым агрегатом кальцита, который имеет единую ориентировку роста дендритов минерала (снизу вверх) по всей контактовой зоне. Зона осветления порою приобретает брекчиевидный облик, обусловленный прожилково-сетчатым расположением осветленных участков в черных афанитах.

Под микроскопом афанит имеет гялиновую до микролитовой и микродолеритовой вдали от контакта структуру основной массы с мелкопорфировыми выделениями оливина. Стекло и фенокристы оливина вблизи контакта кальцитизированы. В черных афанитах стекло сильно опацигизировано, а псевдоморфозы по оливину сложены пластинчатым серпентином, рудным минералом и гранобластным агрегатом кальцита. В микродолеритах оливин замещен бурым боулингом или слюдитым иддингситом, а появившиеся здесь фенокристы пироксена и плагиоклаза сохраняются свежими.

В непосредственной близости от контакта в осветленном афаните псевдоморфозы по оливину встречаются спорадически и их размер не превышает 0,1—0,2 мм. По удалении от контакта в черном афаните размер кристаллов возрастает до 0,1—0,5 мм, микрофенокристы нередко слипаются в гломеропорфировые скопления размером до 2 мм, что свидетельствует о склонности минерала к аккумуляции. Оливин распределяется в породе неравномерно, полосы с количеством минерала 10—15 % чередуются с полосами, где оливина около 30—40 %. Мощность полос около 0,5 см. Форма кристаллов обычно изометричная субидиоморфная, но часто встречаются кристаллы (до 2 мм) со скелетными формами и включениями измененного стекла. Плагиоклаз и клинопироксен в стекле основной массы породы наблюдаются в виде иголок и одиночных изометричных зернышек, которые образуют микролитовые и микрофитовые структуры. В последних появляется порфировидность, по-видимому, ранних кристаллов пироксена и плагиоклаза, соизмеримого с размерами фенокристов оливина.

Стекловатый афанит дальше от контакта переходит в порфировый по оливину микродолерит, причем количество фенокристов не превышает 10 %. Особенностью этой уже полнокристаллической породы является пятнистое расположение графически сросшихся сферокристаллических агрегатов клинопироксена и плагиоклаза. Интересно отметить, что в такситовидных габбро-долеритах подошвы пластовой магнезиальной интрузии руч. Магнитного на корочке закала

витродолеритов нижнего контакта отмечаются растущие вверх кустики узких дендритовидных кристаллов оливина длиной до 0,7 см.

ПРОЖИЛКИ АФАНИТОВ В ТРАППАХ

Прожилки стекловатых пород, секущие габбро-долериты и породы туфово-лавовой толщи, описаны для интрузий Норильск-II, Верхне-Талнахской, Анакитской [Золотухин, Васильев, 1969]. Отмечаются они и в других интрузиях, в частности в Восточно-Норильской, Нижне-Талнахской и Средне-Дудинской.

Жилки афанитов имеют резкие контакты с вмещающими породами. Количество кристаллических фаз увеличивается по мере удаления от контакта. В большинстве случаев стекла опацифицированы, но отмечаются и свежие. Вблизи контакта стекло нередко прозрачное, светло-бурое, а далее переходит в мутное, непрозрачное. Миндалины очень мелкие и встречаются редко. Структура афанита изменяется от гиалиновой до вариолитовой микропорфировой с витрофириковой и гиалопилитовой основной массой. В более мощных прожилках появляется толеитовая, микроофитовая и микропойкилитовая структуры, порою захватывающие всю дайку. Основными минералами афанитов являются плагиоклаз и клинопироксен, реже встречается оливин, который часто оказывается замещен боулингитом или хлоритоподобными минералами.

Интересной особенностью стекол из прожилков, секущих габбро-долериты Восточно-Норильской интрузии, являются вариолитовые структуры и шарообразные выделения мутных стекол на фоне прозрачного стекла. Вариолитовые структуры в стеклах из прожилков отмечаются также в других трапповых интрузиях [Золотухин, Васильев, 1969]. Под микроскопом в проходящем свете можно видеть, что мутные серые шарики размером 40—60 мкм в виде жидкостной эмульсии располагаются в прозрачном стекле-матрице. В скрещенных николях первые изотропны, а во вторых появляются слабая анизотропия и даже криптозернистый агрегат зерен, по-видимому, клинопироксена. Наряду с этим замутнение стекол отмечается также в виде двориков вокруг кристаллических фаз — мельчайших микролитов плагиоклаза и зернышек-гранул пироксена, причем первые обычно окружаются двориками более темной окраски по сравнению со стеклом основной массы, а вторые наоборот — более светлыми.

Минералы экзоконтакта жилок и само стекло бывают подроблены и цементированы палагонитоподобным материалом с кальцитом, причем обломки кристаллов минералов габбро-долерита и стекла остаются свежими. Вдоль контактов часто развиваются вторичные новообразования. Жилки стекла бывают разбиты трещинками, залеченными кварцем с хлоритом и кальцитом. Примечательно то, что эти прожилки секут только стекло, а во вмещающей габбро-долерит не выходят.

АФАНИТЫ ТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

Наиболее детально особенности проявления афанитов изучены и описаны для Талнахской расслоенной интрузии [Рябов, Золотухин, 1970; Люлько и др., 1972; Зотов, 1976]. Это обусловлено хорошей разбуренностью массива, которая позволила проследить их распространение в плане и в разрезе [Золотухин и др., 1975].

Во фронтальных и фланговых частях ветвей Талнахской интрузии широко развиты своеобразные брекчиевидные породы, в которых обломки представлены магматическим материалом, а цемент — метасоматитами различного состава.

Таблица 1.1. Средний химический состав контактовых фаций трапových интрузий, мас. %

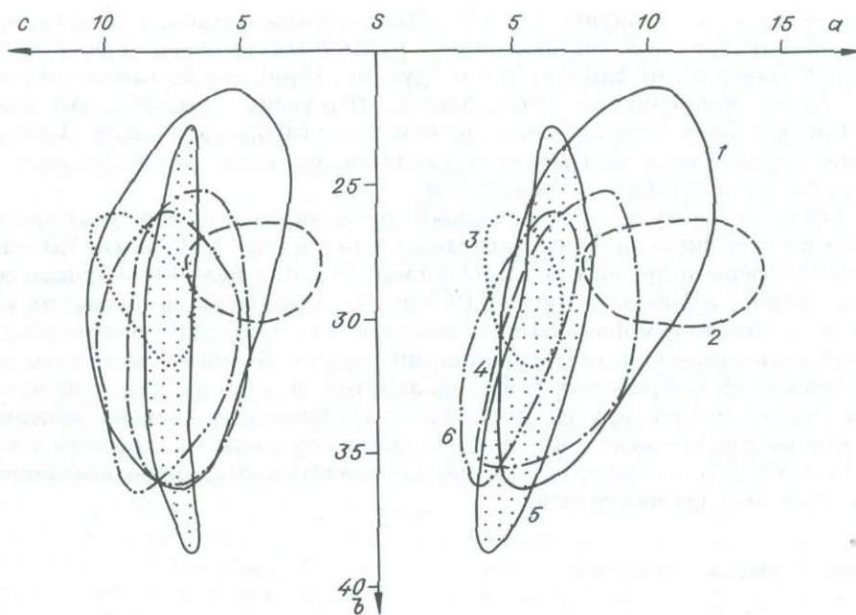
Компонент	1	2	3	4	5	6
	\bar{x}	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)
<i>n</i>	401	33	23	52	33	37
SiO ₂	48,41	45,58 (3,24)	49,16 (2,87)	46,79 (2,09)	45,02 (1,87)	44,78 (1,16)
TiO ₂	1,30	1,52 (0,89)	1,30 (0,33)	1,18 (0,44)	1,15 (0,41)	3,39 (0,35)
Al ₂ O ₃	15,31	15,26 (1,66)	15,44 (0,71)	14,83 (1,42)	13,79 (1,78)	14,27 (0,43)
Fe ₂ O ₃	4,23	2,11 (1,05)	2,70 (1,16)	3,69 (1,50)	3,94 (0,72)	3,37 (1,14)
FeO	8,24	9,32 (1,90)	8,89 (1,55)	8,46 (1,71)	7,94 (1,52)	11,91 (1,32)
MnO	0,19	0,18 (0,06)	0,18 (0,04)	0,19 (0,06)	0,21 (0,08)	0,15 (0,11)
MgO	7,04	6,52 (1,95)	6,62 (0,99)	7,92 (1,53)	7,88 (1,54)	3,99 (0,57)
CaO	10,68	10,06 (1,94)	10,38 (1,49)	10,30 (1,90)	12,81 (3,54)	8,00 (0,61)
Na ₂ O	1,81	2,56 (0,75)	2,37 (0,46)	2,14 (0,59)	2,16 (0,78)	3,51 (0,66)
K ₂ O	0,68	1,09 (0,64)	0,57 (0,25)	1,14 (0,67)	0,98 (0,58)	2,55 (0,58)
P ₂ O ₅	0,22	0,31 (0,21)	0,16 (0,06)	0,16 (0,09)	0,18 (0,13)	1,46 (0,21)
П. п. п.	2,04	5,34 (2,64)	1,80 (2,20)	2,80 (1,04)	3,11 (1,47)	2,37 (1,45)

Примечание. 1 — средний эффузивный трап по О. А. Дюжинову; 2 — эксплозивные стекла [Петрология и перспективы..., 1978]; 3 — контактовые фации слабодифференцированных интрузий; 4 — то же, полнодифференцированных интрузий; 5 — псевдотрахилиты норильских интрузий; 6 — недифференцированные силы титан-авгитовых долеритов.

Изучение обломков показало, что они сложены стекловатыми базальтоподобными породами, микродолеритами, долеритами и габбро-долеритами. Весь спектр этих пород можно встретить в одном обломке или по фрагментам в различных. Размер обломков варьирует от долей сантиметров до нескольких метров. Во многих случаях реставрируется первоначальная форма крупных монолитов магматических пород, разбитых трещинами, с развитием метасоматических новообразований по ним и далее переходом к сплошным полям метасоматитов с включением «обломков» в качестве реликтов первичной породы. Это послужило основанием рассматривать породы как псевдобрекцию псевдотрахилитов [Рябов, Золотухин, 1970; Золотухин и др., 1975].

Горизонт распространения псевдобрекции в разрезе обычно совпадает с границами кровли и подошвы массива, а в плане — с конфигурацией массива. Большая часть псевдобрекции (90—95 %) развивается в кровельной части интрузии, меньшая (5—10 %) — в подошве. Брекчиевидные породы порою охватывают весь разрез интрузии, их мощность в северо-западной ветви достигает 120 м, а в Хараелахской — 185 м. Останцы-реликты габбро-долеритов мощностью до 30 м, встреченные в горизонте псевдобрекции, свидетельствуют о первично стратифицированном характере магматического тела (см. рис. 1 в статье В. В. Рябова, В. В. Золотухина [1970]). Наряду с этим брекчиевидный характер нередко приобретают афировые разности контактовых фаций массива и слабораскристаллизованных «перемычек» между интрузивными ветвями. В бортах интрузива по мере удаления от основного магматического тела и ослабления метасоматической измененности пород псевдобрекция проявляется спорадически, а во флангах массива полностью исчезает. Вместо нее прослеживаются дайкообразные или силлоподобные инъекции — апофизы афанитов и долеритов, подобные сигнальным дайкам Г. Д. Маслова. Таким образом, можно говорить о присутствии среди стекловатых пород псевдобрекций Талнаха как псевдотрахилитов, так и собственно контактовых тахилитов.

Изучение псевдобрекции псевдотрахилитов под микроскопом показало существование постепенных переходов стекловатой породы в полнокристаллическую в пределах одного обломка. Псевдотрахилиты представляют собой афировые



Р и с. 1.3. Диаграмма А. Н. Заварицкого для состава стекловатых пород и габбро-долеритов слабо-дифференцированных интрузий.

1 — стекла взрывных образований; 2 — титан-авгитовые долериты; 3 — контактовые фации слабо-дифференцированных интрузий; 4 — то же, интрузий норильского типа; 5 — породы Маймечинской интрузии; 6 — габбро-долериты Хунгтукунской интрузии.

до порфировых породы с витрофировой, вариолитовой, гялиновой, гялопилитовой и пилотакситовой структурами основной массы. Стекло псевдотахилитов имеет различные оттенки бурого цвета до бесцветного. Показатели преломления изменяются в широком диапазоне от 1,62 до 1,72, причем весь интервал может быть встречен в одном шлифе. Более подробно описание пород приводится в монографии [Золотухин и др., 1975].

Некоторое представление о химическом составе стекловатых пород и слабо-раскристаллизованных контактовых фаций траптовых интрузий можно получить из табл. 1.1 и рис. 1.3. Для характеристики зон дифференцированных интрузий брались афаниты верхнего и нижнего контактов. Количество охарактеризованных анализами интрузий составило: для слабодифференцированных — 15 объектов, для полнодифференцированных — 17, в том числе из различных частей Талнаха участвует 16 проб. Существует представление, что контактовые фации отражают состав исходного расплава интрузии, и в этом отношении результаты анализов представляют большой интерес. Как видно из таблицы, составы пород довольно близки. По сравнению со средним эффузивным траппом стекла эксплозий и контактовые фации интрузий несколько обогащены натрием. Афаниты полнодифференцированных интрузий при сопоставлении со слабо-дифференцированными оказываются беднее SiO_2 , Al_2O_3 и богаче $\text{FeO}_{\text{общ}}$, MgO , K_2O . Титан-авгитовые долериты имеют аномальный состав, отличаясь от нормальных траппов высоким содержанием TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 и низким — SiO_2 , MgO , CaO . На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 1.3) показаны поля составов стекол эксплозий, титан-авгитовых долеритов, контактовых фаций слабо-дифференцированных и полнодифференцированных интрузий. Для сравнения здесь же нанесены области распространения фигуративных точек анализов пород Хунгтукунской и Маймечинской интрузий по данным В. В. Рябова,

А. Л. Павлова, Г. Г. Лопатина [1985] и Приложения I (табл. 1, 2). Из перекрытия полей следует, что составы пород различных выборок довольно близки и образуют переходы от одного поля к другому. Наибольшие вариации составов имеют стекла взрывных образований. Интересно отметить, что диапазон изменения составов контактовых долеритов — габбро-долеритов Талнахской интрузии практически оказывается сходным со всем разнообразием пород Хунгтукуна и сопоставим с Джалтулом.

Из таблицы следует, что исходный расплав полнодифференцированных интрузий имел несколько более магнезиальный состав (MgO около 7,9 мас. %), чем слабодифференцированных (MgO 6,6 мас. %), но в целом они близки составу среднего траппа, имеющего $MgO=7,04$ мас. %. Принимая во внимание рассчитанный по контактовым фациям исходный состав норильских интрузий, с позиций кристаллизационной дифференциации трудно объяснить механизма образования горизонтов пикритовых габбро-долеритов, и поэтому для решения этого вопроса нужно искать другие пути. Судя по близкому составу контактовых пород, можно предполагать, что все различия внутреннего строения интрузий возникли в пределах современных магматических камер либо внедряющийся расплав уже был гетерогенным.

ХУНГТУКУНСКАЯ ИНТРУЗИЯ

Массив располагается в верховьях р. Мал. Романихи, а наиболее полный разрез обнажается в долине ее правого притока р. Хунгтукун. В разное время интрузия изучалась сотрудниками НИИГА, ВСЕГЕИ, ИГиГ СО АН СССР, ИГ ЯФ СО АН СССР, геологами Норильской и Полярной экспедиций ПГО «Красноярскгеология». Проведенные исследования позволили установить морфологию массива, его внутреннее строение и вещественный состав пород и связанных с ней руд самородного железа и сульфидов. Хунгтукунский интрузив является одним из наиболее хорошо изученных трапповых массивов на севере Сибирской платформы, результаты исследования которого опубликованы в геологической литературе. Поэтому мы кратко остановимся на его характеристике, обратив внимание только на особенности строения и состава интрузии, имеющие отношение к предмету нашего исследования.

Хунгтукунская интрузия представляет собой слабодифференцированное силлопоподобное тело с раздувами и пережимами, которое полого воздымается с севера на юг и несет карбонатные осадки силура, девона и терригенные отложения пермо-карбона. В районе проявления самородного железа в экзоконтакте интрузии находится безугольный разрез терригенных отложений тунгусской серии.

В строении Хунгтукунской интрузии, как и других трапповых массивов, выделяются три зоны: верхняя и нижняя эндоконтактовые и центральная. Контактные фации интрузии сложены афанитами, микродолеритами, степень раскристаллизации которых возрастает при переходе к центральной зоне. Большая мощность контактовых фаций (12—25 м в кровле и 6—13 м в подошве) косвенно свидетельствует о бедности исходного расплава летучими компонентами. Об этом же говорят редкие миндалины в контактовых долеритах.

Долериты имеют порфировую, офито-пойкилоофитовую структуру. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (битовнитом). Пироксен образует зональные пойкилокристаллы $Fs_{14}-Fs_{27}$ (центр—край) с многочисленными вростками призмочек лабрадора. Оливин из мелкогоршчатых долеритов апофиз интрузии имеет форму мелких изометричных зерен и по составу отвечает гиалосидериту Fa_{47-49} . В контактовых фациях главного тела интрузии оливина сохраняется размер и округлую форму зерен, но состав его испытывает большие колеба-

ния: в микродолеритах верхнего контакта Fa_{29} , а нижнего Fa_{41} [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. Якутские геологи в краевых зонах описали сосуществование двух генераций оливина — Fa_{36-41} и Fa_{28-30} , по составу сходных с проанализированными нами. Они приходят к выводу, что до прихода в современную камеру магматический расплав «претерпел протокристаллизацию с образованием битовнита и двух генераций оливина» [Самородное металлообразование. . . , 1985, с. 92]. Нам представляется, что появление в породах верхней эндоконтактной зоны сравнительно маложелезистых оливинов связано с перераспределением железа в процессе рудообразования в камере интрузии, а не в результате протокристаллизации. Подробнее на этом вопросе мы еще остановимся.

Нижняя зона рассмотрена в работе В. В. Рябова, А. Л. Павлова, Г. Г. Лопатина [1985].

Центральная зона интрузии сложена двухчленной расслоенной серией пород: оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами. В верхней части разреза спорадически появляются кварцсодержащие разности пород, а в центральных — троктолитоподобные, иногда с маломощными линзами пикритоподобных, количество MgO у которых достигает 13,93 мас. % (Там же). Основные структуры пород — порфировая и пойкилоофитовая с элементами офитовой, пойкилитовой, графической, атакситовой и др. Порфировые выделения представлены главным образом плагиоклазом, реже пироксеном и иногда оливином. Одиночные фенокристы и гломеропорфиновые скопления плагиоклаза отмечаются по всему разрезу интрузии и имеют устойчивый состав битовнит-анортита An_{76-98} . Периферические каймы раскисляются до лабрадора. Мелкие призмочки базиса породы имеют битовнит-лабрадорный состав — An_{72-58} .

Клинопироксен образует фенокристы с редкими вростками лейтскок плагиоклаза по периферии зерен, пойкилокристы, изобилующие включениями плагиоклаза и реже оливина, и, наконец, мелкие угловатые зерна в субофитовых сростаниях с плагиоклазом и оливином в основной массе породы. Минерал по составу относится к авгиту и имеет обычное для магматических пород закономерное повышение железистости по направлению от центра кристалла к его периферии и далее к зернам базиса. Железистость пироксена изменяется от Fs_{10} до Fs_{17} в оливиновых габбро-долеритах и от Fs_{12} до Fs_{34} в бедных оливином и безоливиновых породах.

В разрезе интрузии намечаются горизонты аккумуляции фенокристов пироксена и плагиоклаза, причем максимумы накопления этих минералов, как правило, разобщены. В отдельных случаях количество фенокристов клинопироксена достигает 42 %, а плагиоклаза — 30 % общей массы этих минералов в породе. Размер порфировых выделений плагиоклаза и пироксена соизмерим, а обилие фенокристов порою создает атакситовый рисунок габбро-долерита.

Оливин в габбро-долеритах проявляется в виде мелких гранул, неправильной формы скелетно-лапчатых образований и изометричных кристаллов, порою с субидiomорфными ограничениями. Размер последних всегда заметно меньше фенокристов пироксена и плагиоклаза, но больше, чем у гранул. В этих кристаллах, как и в лапчатых, часты включения округлых зерен и короткопризматических кристаллов плагиоклаза An_{62-80} .

Состав оливина наиболее обогащенных минералом пикритоподобных и троктолитовых габбро-долеритов отвечает Fa_{30-36} для крупных кристаллов и Fa_{37-47} для мелких. В оливиновых габбро-долеритах состав этих разновидностей минерала соответственно Fa_{36-43} и Fa_{35-41} , в оливинсодержащих Fa_{34} и Fa_{42} до Fa_{44-48} и Fa_{50} . Железистый тренд продолжают оливины из габбро-пегматитов, в которых определены составы Fa_{50-63} .

В такситовых габбро-долеритах приподошвенных частей интрузии установлены наиболее магнезиальные для Хунгтукунской интрузии оливины Fa_{21-24} , крупные кристаллы которых имеют состав Fa_{22-24} , а мелкие — $\text{Fa}_{21}-\text{Fa}_{40}$.

Характерной особенностью составов оливина являются устойчивые случаи проявления необычной обратной направленности изменения его железистости, когда крупные кристаллы оказываются более железистыми — Fe_{32} (ан. 25/110), нежели сосуществующие с ними мелкие гранулы базиса — Fe_{27} [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. В магматических породах, как известно, имеет место закономерное повышение железистости фемических минералов от ранних фаз к поздним и от порфирировых выделений к зернам мезостазиса. Обратная зональность и формирование маложелезистых оливинов свидетельствуют об истощении остаточного расплава железом, которое выносилось флюидами с образованием зон его накопления в близкоровельных частях.

Подобное понижение железистости фемических минералов известно в зональных биотитах и в различных генерациях оливинов, сосуществующих в оруденелых породах норильских интрузий [Годлевский, 1959; Рябов, Павлов, 1984]. При среднем составе оливинов пикритовых габбро-долеритов норильских интрузий Fe_{20-26} в участках со скоплениями гранулированных зерен оливина в такситах железистость минерала падает до Fe_{0-10} . Проявления маложелезистых парагенезисов в породах интрузий имеют очень важное значение для выяснения вопросов петро- и рудогенеза, а также для объяснения возможного источника рудогенных элементов. На этом мы еще остановимся специально.

Верхняя эндоконтактовая зона (ВЭЗ) представляет собой горизонт пород, лежащих между расслоенной серией габбро-долеритов и верхним контактом интрузии. В недифференцированных и слабодифференцированных интрузиях, в том числе во многих пересечениях Хунгтукунского массива, можно видеть непосредственный постепенный переход контактовых фаций в породы центральной зоны. Однако в ряде случаев на границе контактовых долеритов и габбро-долеритов расслоенной серии проявляется комплекс пестрых по составу пород в виде прерывистого горизонта такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро со шлирами шпинель-мелилитовых и салит-волластонитовых пород, округлыми телами и прожилковидными выделениями основных пегматоидов, различной формы желваками и прожилками самородного железа. Эти породы оказываются прижатými снизу к верхним контактовым долеритам интрузии, располагаясь в зоне накопления летучих компонентов под экраном закалочных пород. Так как контактовые фации имеют различную мощность, проявления указанных пород могут находиться на разных расстояниях от верхнего контакта интрузии. Мощность закалочных пород в Хунгтукунской интрузии 12—25 м [Рябов, Коненко, Красов, 1985], в интрузии горы Озерной — 10—15 м [Баженов и др., 1959], в Маймечинской — первые метры до 12 м. На таких уровнях в этих массивах прослеживается горизонт пегматоидов с рудами самородного железа. Дефицит летучих компонентов в слабодифференцированных интрузиях предопределил локальное проявление пегматоидов и руд, в то время как в полностью дифференцированных интрузиях норильского типа известен выдержанный горизонт верхних такситовых габбро-долеритов с рудной минерализацией.

Различные по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям породы ВЭЗ Хунгтукуна имеют свою специфику проявления. Такситоподобные габбро-долериты часто образуют нечетко выраженные постепенные переходы в контактовые долериты и пойкилоофитовые или пироксенофитовые оливинсодержащие габбро-долериты. Контакты габбро-пегматитов, диабаз-пегматитов и лейкогаббро обычно резкие, но без следов закалывания. Шлиры шпинель-мелилитовых пород также не имеют следов закала, вокруг них располагаются реакционные зоны, возникшие, как нам представляется, при раскристаллизации несмесимых жидкостей. Находки таких шлиров нами были обнаружены в Хунгтукунской и Маймечинской интрузиях. Интересно отметить, что вблизи желваков $\alpha\text{-Fe}$ в оливиновых габбро-долеритах изредка встречаются глобулы, сложенные кристаллами мелилита с огранкой, мелкими зернами оливина

Р и с. 1.4. Зарисовка желвака самородного железа со шпиром шпинель-мелилитовой породы.

1 — шпинель-мелилитовая порода; 2 — оливинная кайма; 3 — пироксеновая и оливинная зоны; 4 — зона пегматоидных сростаний; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — то же, с вкрапленностью самородного железа.

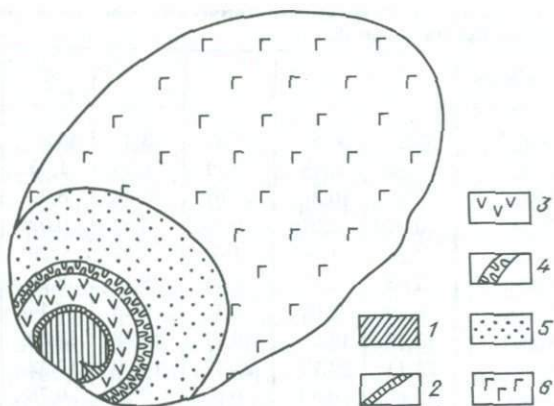
и овальной формы выделениями пирротина, располагающиеся в лучистом агрегате хлоритоидного минерала, возможно раскристаллизованного палагонита. Размер глобул 1—2 мм, но внешнему контуру у них находятся лейсты плагиоклаза. Подобные формы проявления мелилита в траппе, безусловно, уникальны (см. Приложение II, табл. II, а).

На рис. 1.4 помещена схематизированная зарисовка желвака самородного железа массой 250—350 кг, 70 см длиной, в котором было изучено округлое включение шпинель-мелилитовой породы [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. Шпир имеет зональное строение. По направлению от центра к его периферии с переходом во вмещающую породу выделяется восемь зон: I — шпинель-мелилитовая порода с оливинном и фассаитом; II — оливинная кайма с пироксеном и шпинелью; III — существенно оливинная зона с пироксеном; IV — пироксеновая зона со шпинелью; V — оливин-пироксеновая с плагиоклазом; VI — плагиоклаз-пироксеновая; VII — такситовый габбро-долерит; VIII — то же, с вкрапленностью самородного железа. Этот грубослоенный желвак самородного железа со шпиром шпинель-мелилитовой породы находится в пироксенофировом габбро-долерите.

Изучение состава минералов показало, что мелилит имеет 80—85 % окерманитового компонента, 7—11 % геленитового и 7—8 % натрового мелилита. В шпинели определено 23 герцинитового компонента и 0,7—1,5 ульвошпинелевого. Пироксен шпира представлен титанистым фассаитом $\text{Ca}_{53-56} \text{Mg}_{37-40} \text{Fe}_{6-8}$. Состав оливина от шпира через обогащенную оливинной зоной к такситовому габбро-долериту изменялся с повышением железистости: $\text{Fa}_{21-27} - \text{Fa}_{39-40} - \text{Fa}_{50}$ (Там же).

Химический состав пород в разрезе шпинель-мелилитовый шпир — орудельный габбро-долерит приведен в табл. 1.2. Кроме того, особенности изменения состава можно проследить на вариационной диаграмме (рис. 1.5). Для шпинель-мелилитовой породы характерны высокие концентрации CaO , MgO и низкие SiO_2 . Содержание CaO в разрезе пород падает от 24 мас. % в шпире до 11 мас. % в породе, а MgO — от 17 до 8 мас. %. Количество SiO_2 скачкообразно возрастает от шпинель-мелилитового ядра — 36 мас. % до 48 мас. % в пироксенитовой зоне и в дальнейшем больших колебаний не испытывает. Сначала Al_2O_3 снижается с 10 до 8 мас. % при переходе от ядра к пироксенитовой зоне, а затем в таксите возрастает до 15 мас. %. Общее железо с небольшим скачком постепенно возрастает от шпира к габбро-долериту от 8 до 12—13 мас.%. К скачкообразным всплескам содержания железа приурочены максимумы концентраций серы. Максимум TiO_2 связан с пироксенитовой зоной. Количество Na_2O и K_2O в изученном ряду пород возрастает от 0,6 до 2,8 % для первого и от 0,2 до 1,2 мас. % для второго, образуя резкие изломы вариационной линии в пределах такситовой зоны. На удалении от шпира содержание P_2O_5 с небольшими колебаниями уменьшается по направлению от шпира от 0,4 до 0,1—0,2 мас. %.

Такситовые габбро-долериты ВЭЗ Хунгтукунской интрузии имеют неравно-

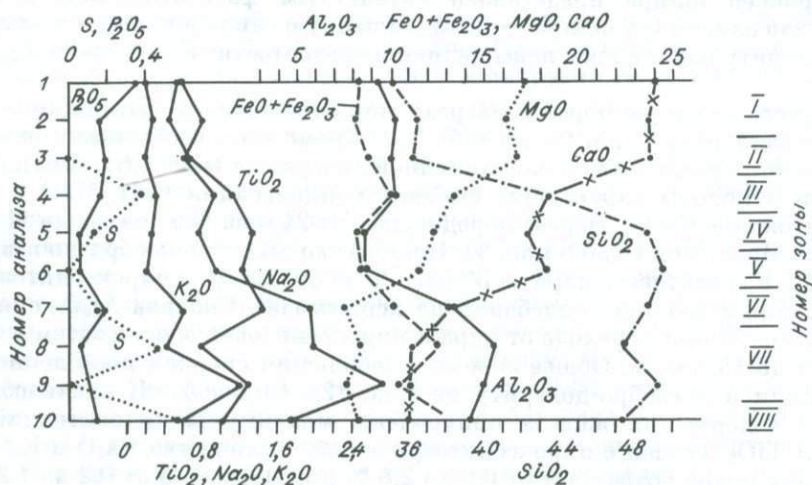


Т а б л и ц а 1.2. Результаты химических анализов пород по разрезу шпинель-мелилитовый шпир — габбро-долерит, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	35,2	36,5	36,3	43,3	48,8	49,5	48,7	47,3	49,3	47,2
TiO ₂	0,56	0,48	0,71	1,16	1,35	1,23	1,50	0,79	1,28	1,10
Al ₂ O ₃	9,5	10,3	10,01	10,08	8,2	8,5	13,3	15,6	15,1	14,3
Cr ₂ O ₃	0,010	0,018	0,002	0,029	0,029	0,037	0,060	0,047	0,053	0,031
Fe ₂ O ₃	1,28	1,10	1,60	1,99	0,20	0,22	He обн.	He обн.	He обн.	1,00
FeO	7,03	7,11	7,11	8,11	8,54	8,26	10,27	12,64	10,48	12,50
MnO	0,10	0,09	0,13	0,14	0,145	0,17	0,16	0,17	0,20	0,18
MgO	17,19	16,25	16,77	13,38	12,30	11,7	7,70	8,41	7,62	8,29
CaO	24,11	23,77	23,77	18,39	17,42	18,3	13,07	11,11	11,04	10,97
Na ₂ O	0,60	0,83	0,63	0,95	0,78	0,95	1,95	2,00	2,75	1,75
K ₂ O	0,25	0,29	0,25	0,34	0,29	0,25	0,63	0,46	1,25	0,54
P ₂ O ₅	0,34	0,16	0,19	0,17	0,06	0,06	0,19	0,07	0,11	0,15
H ₂ O ⁻	0,57	0,28	0,39	0,19	0,17	0,12	0,29	He обн.	0,30	0,17
П. п. п.	4,10	2,73	3,12	2,20	1,68	1,51	2,59	1,92	1,49	1,70
С у м м а	100,84	99,91	100,98	100,43	99,96	100,81	100,41	100,52	100,97	99,93
S _{общ}	Сл.	He обн.	He обн.	0,39	0,14	He обн.	0,14	0,52	He обн.	0,66

Примечание. 1, 2 — шпинель-мелилитовая порода с оливином и фассаитом; 3 — шпинель-мелилит-клинопироксеновая порода с оливином; 4 — клинопироксенит со шпинелью и оливином; 5 — клинопироксенит; 6 — оливин-клинопироксеновая порода; 7 — плагиоклаз-клинопироксеновая порода с оливином; 8, 9 — оливиновый такситовидный габбро-долерит; 10 — то же, с мелкими единичными включениями самородного железа.

мерно-зернистую атакситовую таксито-офитовую структуру, которую создают скопления крупных фенокритов плагиоклаза (An₈₀₋₅₄) и клинопироксена (Fs₁₇), располагающихся в микроофитовом, гранулитоофитовом базисе, сложенном плагиоклазом, пироксеном и реже оливином — Ga₂₀₋₄₆. Среди пород этого горизонта нередко проявления типичных такситов норильского типа, для которых на фоне крупных кристаллов плагиоклаза и пироксена характерна обиль-



Р и с. 1.5. Вариационная окисловая диаграмма для пород по разрезу шпинель-мелилитовый шпир — оруденелый таксит. Описание зон в тексте, номера проб соответствуют приводимым в табл. 1.2.

ная россыпь мелких гранул оливина. Особенность такситов Хунгтукуна заключается в появлении кристаллов вишневого шпинели среди богатых оливином (до 30 %) троктолитовых участков (см. Приложение II, табл. II, в). Шпинель обычно располагается в плагиоклазе и имеет формы скелетных октаэдрических кристаллов. В ее составе рассчитывается 89—91 % герцинитового, 1—3 % шпинелевого и 7—8 % магнетитового компонента. В связи с этим необходимо отметить, что для пород ВЭЗ норильских интрузий характерна неравномерная и порою очень богатая вкрапленность шпинелидов, состав которых широко варьирует от хромшпинелей до бесхромовых магнетиально-глиноземистых разностей [Рябов, 1984].

Пикритовые и троктолитовые габбро-долериты образуют линзы и пластиноподобные тела мощностью не более 10—20 см. Располагаясь в ВЭЗ, они сопровождаются проявлениями такситов, лейкогаббро и рудных скоплений. Пикритовые габбро-долериты сложены изометричными кристаллами оливина (30—70 %), небольшими призмами плагиоклаза и офитовым агрегатом пироксена и плагиоклаза (см. Приложение II, табл. II, б). Отдельные участки породы образуют среднезернистый сегрегационный или гранобластовый агрегат оливина, напоминающий скопления гранул в норильских такситах, но с более крупным размером зерен. В пикритовых габбро-долеритах установлен парагенезис $\text{Ga}_{30} + \text{Wo}_{43}\text{En}_{47}\text{Fs}_{10} + \text{An}_{87} + \text{Sp}$. Химический анализ позволил выявить довольно необычный состав породы (мас. %): SiO_2 37,9; TiO_2 0,52; Al_2O_3 5,1; Fe_2O_3 не обн.; FeO 28,87; MnO 0,34; MgO 21,03; CaO 4,45; Na_2O 0,74; K_2O 0,29; п. п. п. 1,96; P_2O_5 0,05; $\text{S}_{\text{вал}}$ 0,1; Cr_2O_3 0,045; сумма 101,51.

Троктолитовые габбро-долериты отличаются от пикритов более высоким количеством плагиоклаза (30—70 %), переменным содержанием оливина (10—25 %) и небольшим количеством пироксена (5—10 %) (табл. II, в). Эти породы имеют большое сходство с одноименными разностями из расслоенной серии.

Особенности химического состава пород Хунгтукунской интрузии рассмотрены ранее [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985], и всех интересующихся мы отсылаем к этой работе, а сейчас мы кратко остановимся на характеристике одного небольшого сульфидного рудопроявления, связанного с этой интрузией. Оно имеет прямое отношение к предмету нашего исследования, являясь звеном в цепи флюидомагматической дифференциации. Наиболее важный момент в этом рудопроявлении — даже не сами богатые скопления сульфидов, а увеличение количества оливина вблизи рудных обособлений, понижение железистости минерала и резкий рост его никелистости.

Сульфидное оруденение в разрезе Хунгтукунской интрузии занимает подвешенное относительно подошвы массива положение [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. Руды образуют два изометричных по форме участка размером в поперечнике первые метры. По форме выделения сульфидная минерализация подразделяется на интерстиционную, каплевидную и прожилково-шлировидную. Сульфиды распределены в породе неравномерно. Интерстиционная вкрапленность образует пятнообразные скопления 3—7 см в диаметре, напоминая округлые флюидонасыщенные участки в базальтах. Каплевидные вкрапленники имеют размер 5—20 мм и меньше, вплоть до субмикроскопических. Крупные вкрапленники обычно уплощены по вертикальной оси, а средние и мелкие имеют шарообразную форму в отдельно расположенных вкрапленниках и слабо-вытянутую, гантелеобразную, четковидную форму, переходящую в интерстиционную и прожилково-шлировидную в богатооруденелых участках, в которых можно проследить всю последовательность слияния капель в скопления.

Граница оруденелых зон с вмещающими безрудными габбро-долеритами обозначается резким исчезновением сульфидов в породах. Под микроскопом дополнительно можно отметить, что оруденелые габбро-долериты в отличие

Таблица 1.3. Состав оливина из габбро-долеритов, содержащих сульфидную вкрашенность, мас. %

Компонент	X-120-Г		X-18/2		X-161		X-166		X-178			X-178Б		X-181		X-182	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
SiO ₂	36,87	37,14	36,84	34,52	34,70	35,21	35,85	38,21	34,67	35,22	35,61	36,01	35,46	36,10	38,75		
FeO	31,28	30,40	31,73	43,89	43,20	40,06	36,52	23,92	43,38	40,44	37,71	35,79	38,86	35,36	21,46		
CaO	0,20	0,20	0,23	0,17	0,16	0,18	0,23	0,23	0,19	0,24	0,30	0,24	0,22	0,26	0,14		
MgO	31,30	31,76	30,79	20,97	21,40	24,23	27,08	37,05	21,21	23,61	26,10	27,55	25,06	27,62	38,99		
NiO	0,000	0,000	0,000	00,059	0,067	0,000	0,028	0,220	0,065	0,028	0,000	0,057	0,037	0,043	0,204		
Сумма	99,65	99,50	99,59	99,61	99,53	99,68	99,71	99,63	99,51	99,54	99,72	99,65	99,64	99,58	99,54		
Fe ₂ SiO ₄	35,9	34,8	36,5	53,7	52,8	48,0	42,9	26,4	53,2	50,6	44,6	41,9	46,3	41,7	23,5		
Mg ₂ SiO ₄	63,8	64,9	6,31	45,8	46,7	51,6	56,8	73,0	46,3	49,0	55,0	57,6	53,3	57,9	76,0		
Ca ₂ SiO ₄	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2		
Ni ₂ SiO ₄	—	—	—	0,1	0,1	—	—	0,3	0,1	—	—	0,1	—	—	0,3		
Ni, % в породе	—	0,072	—	0,127	0,1	0,177	—	0,084	0,1	0,111	0,180	0,102	—	—	0,108		

Пересчет на минералы

от безрудных имеют повышенное количество плагиоклаза и оливина и меньше пироксена.

Метасоматические и гидротермальные новообразования в породах практически отсутствуют. Рудные представлены обычной халькопирит-пирротиновой ассоциацией с пентландитом. Важной особенностью рудоносных пород является рост количества оливина с повышением содержания сульфидов. Рудовмещающие оливинсодержащие габбро-долериты имеют около 3—5 % оливина, а в оруденелых количество минерала возрастает до 10—12, участками до 20 % и более. Примечательно, что обогащение породы оливином происходит неравномерно и скопления минерала приурочены именно к оруденелым пятнообразным участкам. Оливин здесь обычно образует изометричные зерна и гранобластовые скопления группы зерен. Необычен также состав оливинов (табл. 1.3). Железистость минерала изменяется от $Fe_{23,5}$ до Fe_{54} даже в пределах одного шпир. На удалении от сульфидов зерна оливина отвечают Fe_{42-54} , а вблизи и на контакте с рудной фазой соответствуют Fe_{24-26} . Ассоциирующие с сульфидами магнезиальные оливины имеют повышенные содержания NiO 0,20—0,22 мас. % по сравнению с железистыми, в которых количество окисла составляет 0,03—0,07 мас. %. Интересно отметить, что оливины Fe_{35-36} из пикритов и такситов, связанных с рудами α -Fe, являются практически безникелистыми. Здесь никель концентрируется в металлической фазе. Это положение находит объяснение в экспериментальных исследованиях Л. А. Арутюняна [1986], который показал, что в недосыщенных серой расплавах никель концентрируется в сульфидах, истокая оливин силикатным никелем, а в насыщенных серой жидкостях никелистость оливина растет с увеличением количества сульфидов.

Тесная связь количества оливина с объемом сульфидов в породе позволяет с большой долей уверенности

допускать возможность формирования взаимосвязанного обогащенного оливином и сульфидами своеобразного рудно-силикатного парагенезиса в результате флюидно-магматической дифференциации. Взаимодействие обогащенного серой флюида с базитовым расплавом выразилось в сульфидизации и истощении остаточной силикатной жидкости железом. Это обусловило относительное повышение в расплаве массовой доли кремнезема, глинозема, извести и магнезии, что вызвало кристаллизацию маложелезистого оливина и плагиоклаза.

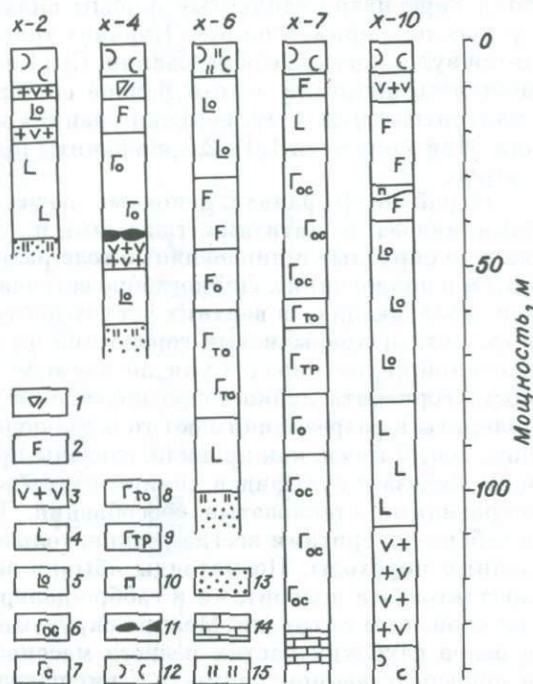
Приведенные данные показывают: 1) находки высокомагнезиальных оливинов в трапхах, особенно в близких к среднему траппу типах пород, не являются аргументом в пользу интрателлурической природы минерала; 2) обнаружение в разрезах слабодифференцированных трапповых интрузий прослоев и линз богатых оливиновых пород — пикрит-троктолитовых габбро-долеритов — может рассматриваться не только с позиций кристаллизационной дифференциации, но и как продукт флюидно-магматической, ликвационной дифференциации.

МАЙМЕЧИНСКАЯ ИНТРУЗИЯ

Массив располагается в правом и левом бортах среднего течения р. Маймечы. Наиболее полные разрезы интрузии разбурены и обнажаются в долинах правых притоков реки — ручьев Карамы, Куранах и Седете. Петрология интрузии изучалась сотрудниками НИИГА Г. Н. Старицыной, Ю. И. Томановской, Л. И. Кравцовой [1972], которые установили ее слабодифференцированное расслоенное строение, дали петрографическую и краткую петрохимическую характеристику пород, а также обнаружили желваки самородного железа в курумах по долине руч. Седете. Позднее изучением массива занимались геологи Полярной экспедиции ПГО «Красноярскгеология» Г. Г. Лопатин, М. М. Гончаров, В. И. Межубовская, Т. Ф. Кириченко и др. Они уточнили форму и размер массива, его внутреннее строение и особенности связанного с ним оруденения, нашли самородное железо в курумах по руч. Куранах и в керне по скв. X-4. В дальнейшем интрузия изучалась геологами ЯФ СО АН СССР [Самородное металлообразование. . ., 1985], а в полевые сезоны 1984—1985 гг. нами были проведены исследования внутреннего строения и вещественного состава массива с детализацией его верхней эндоконтактной зоны (рис. 1.6).

Рис. 1.6. Геологические разрезы Маймечинской интрузии по данным буровых скважин.

1 — габбро-пегматит; 2 — лейкогаббро; 3 — афанит; 4 — долерит; 5 — мидалекаменный долерит; 6 — оливинсодержащий габбро-долерит (г-д); 7 — оливиновый г-д; 8 — такситоподобный г-д; 9 — троктолитовый г-д; 10 — пикритовый г-д; 11 — руды самородного железа; 12 — вулканогенные породы; 13 — песчаники; 14 — карбонатные породы; 15 — метаморфические образования.



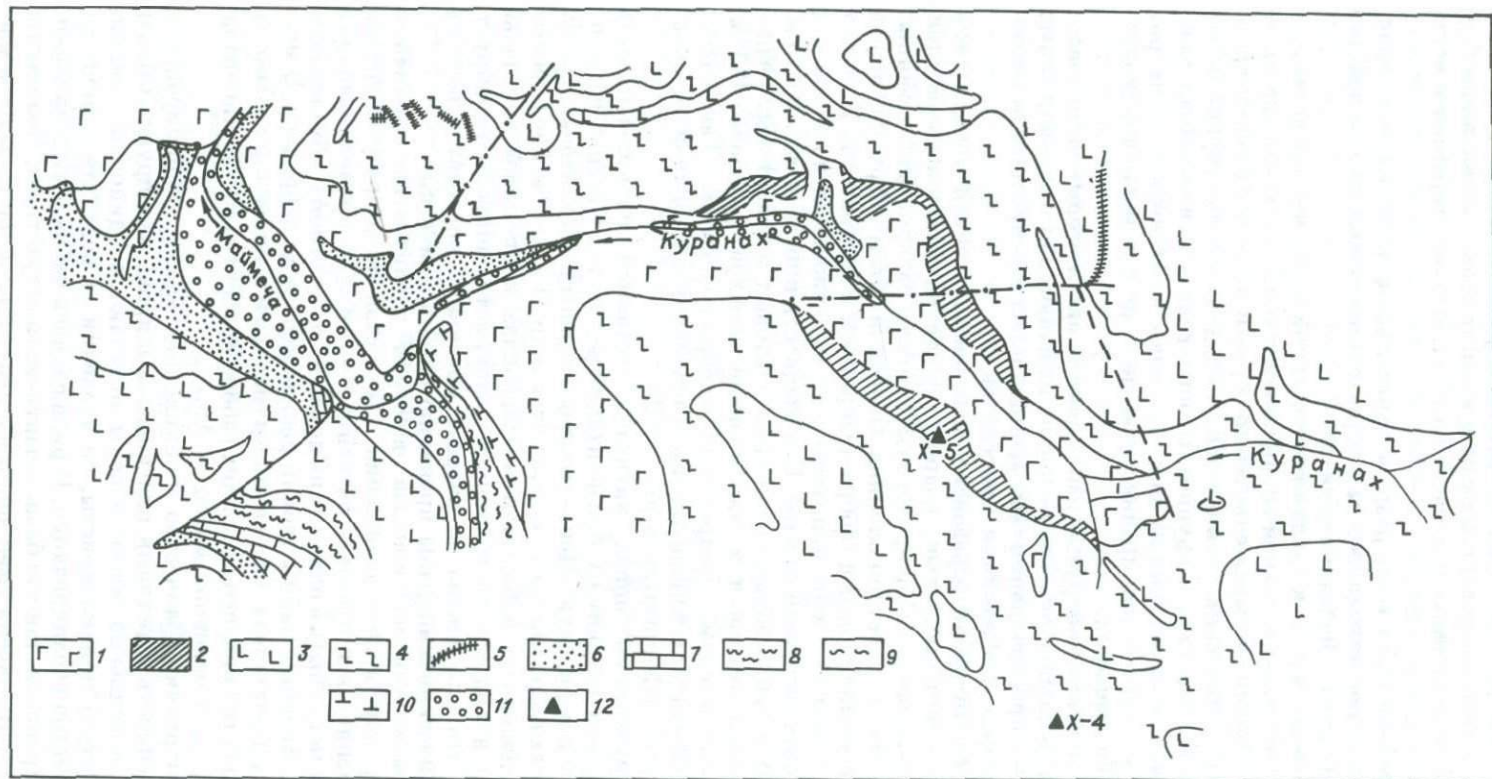
По материалам предшествующих исследований и по нашим данным, Маймечинская интрузия представляет собой полого падающее на юго-запад линзовидно-пластинообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении на расстояние около 8—10 км. Интрузия полого сечет карбонатные осадки силура и девона, терригенные отложения тунгусской серии и туфолавовую толщу пермо-триаса. Мощность массива изменяется от 35 до 100 м. В поперечном сечении он имеет линзовидную форму с желобоподобным прогибом в центральной части, к которому приурочены максимальные мощности магматического тела. Желобообразное утолщение массива совпадает с его вытянутостью. Оно прослеживается по ряду скважин по ручьям Седете и Хининда, в которых подсечен наиболее полный разрез интрузии (рис. 1.7).

В строении интрузии выделяются верхняя и нижняя эндоконтактные зоны и центральная часть, сложенная расслоенной серией пород. В маломощных фланговых ответвлениях магматического тела и в местах его пережимов разрез интрузии полностью состоит из недифференцированных горшчатых пойкилоофитовых долеритов со спорадическим оливином, а в наиболее мощных частях можно видеть все три зоны.

Контактные фации интрузии представлены микродолеритами и долеритами, зернистость которых увеличивается по мере удаления от контакта к центру тела. Мощность контактных зон достигает 13—25 м, что свидетельствует о сравнительной бедности магматического расплава летучими компонентами. Нижние эндоконтактные зоны обычно однородны по составу и более мощные, чем верхние. Переход долеритов в габбро-долериты расслоенной серии, как правило, постепенный. В верхних эндоконтактных зонах наряду с разрезами, состоящими из однородных контактных фаций долерит-микродолеритов, отмечаются линзы и прожилки основных пегматоидов, протяженные зоны афанитов и целые горизонты лейкогаббро и такситовидных габбро-долеритов (см. рис. 1.7).

На схематизированной геологической карте Куранахского участка можно видеть, что в подошве Маймечинской интрузии вниз по течению реки обнажаются карбонатно-глинистые породы силура, девона и терригенные отложения тунгусской серии, а по руч. Куранах только последние. В кровле массива находятся вулканогенные образования. Судя по обнажениям и керновому материалу, мощность интрузии в этом районе составляет около 50 м. Афаниты образуют эндоконтактную зону, верхняя граница которой совпадает с контактом интрузии. При мощности 1,0—2,5 м афаниты протягиваются здесь на несколько километров.

В районе Куранаха основные пегматоиды представлены габбро-пегматитами, диабаз-пегматитами, такситами и лейкогаббро. Первые два типа образуют мелкие округлые и линзовидные тела размером от первых десятков сантиметров до 3 м в поперечнике. Лейкогаббро встречается в виде булкообразных небольших тел, «плавающих» в верхних частях центральной зоны, и порою довольно мощных, хотя и прерывистых горизонтов на границе эндоконтактной зоны и расслоенной серии пород. Судя по данным геологов Полярной экспедиции, мощность горизонта лейкогаббро колеблется от 3—5 до 35 м. Такситовые габбро-долериты в разрезе занимают то же положение, что и лейкогаббро — на границе двух зон. С ними, как правило, связаны проявления рудных скоплений самородного железа и сульфидов, шпильчатит-воластонитовых пород и своеобразные шаровидные стекловатые обособления. Контакты пегматоидов с долеритами и габбро-долеритами всегда резкие, только такситы нередко дают с ними постепенные переходы. Пегматоиды обычно занимают положение между верхними контактными долеритами и габбро-долеритами расслоенной серии пород центральной зоны интрузии. Мелкие округлые тела пегматоидов иногда встречаются в более глубоких частях разреза массива, а в ряде случаев они оказываются в непосредственном контакте с вмещающими породами (скв. X-4 и X-7).



Р и с. 1.7. Геологическая карта района руч. Куранах.

1 — габбро-долериты Маймечинской интрузии; 2 — афаниты верхней эндоконтактной зоны интрузии; 3 — силлы недифференцированных долеритов; 4 — вулканогенные породы; 5 — щелочно-ультраосновные дайки; 6 — песчаники; 7—10 — карбонатно-глинистые осадки девона, силура (венлок, лландовери) и ордовика; 11 — четвертичные отложения; 12 — буровые скважины и их номера.

Самородное железо (α -Fe) в районе ручьев Куранах и Седете образует небольшие желваки богатых и сплошных руд и изометричные обособления бедных интерстиционно-вкрапленных руд массой до 3 кг. Все они тяготеют к верхней эндоконтактной зоне массива.

В скв. X-4 на глубине 42,5 м было разбурено небольшое скопление α -Fe мощностью 3,5—4,0 см, которое находилось на контакте оливиновых габбро-долеритов и афанитов с гнездами диабаз-пегматитов.

Большой петрологический и рудно-генетический интерес представляет горизонт афанитов с точечно-капельной вкрапленностью α -Fe в стекле (на карте они заштрихованы). Афаниты выражены темно-серыми до черных тонкозернистыми до скрытокристаллических стекловатыми породами с характерной шаровой отдельностью. В обнажениях и крупноглыбовых свалах они образуют экзотические нагромождения разновеликих шаров и одиночных шаров диаметром от 20 см до 1,5—2,0 м. Породы, как правило, свежие даже в тонких скорлупках, образующихся при бифуркации.

В ближнем экзоконтакте интрузии наблюдаются светло-серые остеклованные туфы, которые визуально и под микроскопом отличаются от вышеописанных афанитов структурами просвечивания обломочных пород и реликтовыми ксенолитами различных пород и обломками кристаллов.

Центральная зона интрузии образована расслоенной серией пород, среди которых различаются безоливиновые, кварцсодержащие, оливинсодержащие, оливиновые и троктолитовые габбро-долериты и менее раскристаллизованные долериты с переменным количеством оливина. Основной объем интрузии сложен оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами и долеритами. В местах раздувов массива и среди такситов появляется не выдержанный по мощности горизонт троктолитовых габбро-долеритов. Его мощность иногда достигает 15 м. В отдельных случаях в лейкогаббро, среди троктолитовых и такситовых разновидностей пород встречаются линзочки и маломощные прослои (не более 0,5 м, нередко — первые сантиметры) пикритовых габбро-долеритов. Такситовые габбро-долериты с сульфидной минерализацией отмечаются в нижней эндоконтактной зоне интрузии [Старицына и др., 1972].

Основными структурами пород интрузии являются пойкилоофитовая и порфиоровая, которые сменяются в близконтактных частях массива на долеритовую, офитовую и порфиоровую. Менее распространены пойкилитовая, грануляционная, атакситовая, призматически-зернистая и др. В качестве порфиоровых выделений в габбро-долеритах наблюдаются плагиоклаз, клинопироксен и реже оливин. Количество и видовое соотношение фенокристов широко варьирует, и можно отметить, что плагиоклаз по разрезу массива присутствует во всех типах пород, а фемические минералы проявляются спорадически.

Порфиоровые выделения плагиоклаза образуют табличатые одиночные кристаллы и гломерпорфиоровые скопления. Их состав по разрезу интрузии практически не изменяется и отвечает битовниту — An_{70-90} , причем вариации внутри этого состава могут быть в одном типе пород и, по-видимому, обусловлены зональностью зерен. Внешние каймы таблиц раскисляются до лабрадора. В мелких призматических кристаллах базиса пород находится лабрадор — An_{58-68} . В пегматоидных разностях кварцсодержащих габбро-долеритов состав минерала вкрапленников An_{54-46} , а основной массы — An_{40-36} .

По разрезу интрузии количество пойкилокристаллов клинопироксена, их размер и насыщенность вростками плагиоклаза широко варьируют. Вблизи контакта интрузии в основной массе породы отмечаются одиночные мелкие (менее 2 мм в диаметре) пойкилокристы, по удалении от контакта количество и размер пойкилокристов увеличиваются. В ряде случаев наблюдается слияние кристаллов клинопироксена, так что базис практически отсутствует. Количество пойкилокристов клинопироксена уменьшается в центральной части разреза мас-

сива. Для этой части интрузии характерны повышение содержания порфирокристов оливина (до 15 %) и проявления фенокристов пироксена с субидiomорфными формами ограничения и незначительным количеством вросков плагиоклаза (пироксенофиновые габбро-долериты). По размеру пойкилокристов в разрезе интрузии можно выделить три—пять ритмов. Макроскопически они подразделяются на мелко-, средне- и крупнорошчатые габбро-долериты с размером горошин соответственно менее 2, 2—3, 4—6 мм. В верхней трети интрузии встречаются породы с размером горошин до 7—8 мм. Пойкилокристы обычно представляют собой одиночные кристаллы, но в ряде случаев наблюдаются сдвойникованные и сросшиеся индивиды. Пироксенофиновые разности пород в одних случаях практически слагают весь разрез массива, а в других — чередуются с пойкилоофитовыми.

Г. Н. Старицына с соавторами [1972] также отмечали неоднократное чередование слоев породы, в каждом из которых сверху вниз происходит повышение меланократовости. Они находят, что полосчатость габбро-долеритов Маймечинской интрузии сходна с таковой в Джалтульской интрузии, которая также содержит руды α -Fe [Самородное металлообразование. . ., 1985]. Среди пироксенов различаются моноклинная и ромбическая модификации. Более всего распространены среди пироксенов авгит (Fs_{16-18}), который и создает рисунок породы. Пижонит отмечается в виде пятен пироксен (Fs_{30-37}) развивается по пижониту, в виде оторочек обрамляет оливин и образует структуры распада в клинопироксене.

Оливин проявляется в виде мелких округлых зерен в оливинсодержащих разностях пород, а в оливиновых и троктолитовых размер его зерен возрастает так, что можно говорить о микропорфировых выделениях минерала. В габбро-долеритах выделяются две генерации минерала: крупные фенокристы, состав которых Fa_{40-44} и мелкие гранулы — Fa_{30-36} . Такое необычное для магматических пород повышение магнетиальности поздних кристаллических фаз по сравнению с ранними отмечалось различными исследователями для интрузий, несущих руды самородного железа [Старицына и др., 1972; Рябов и др.,

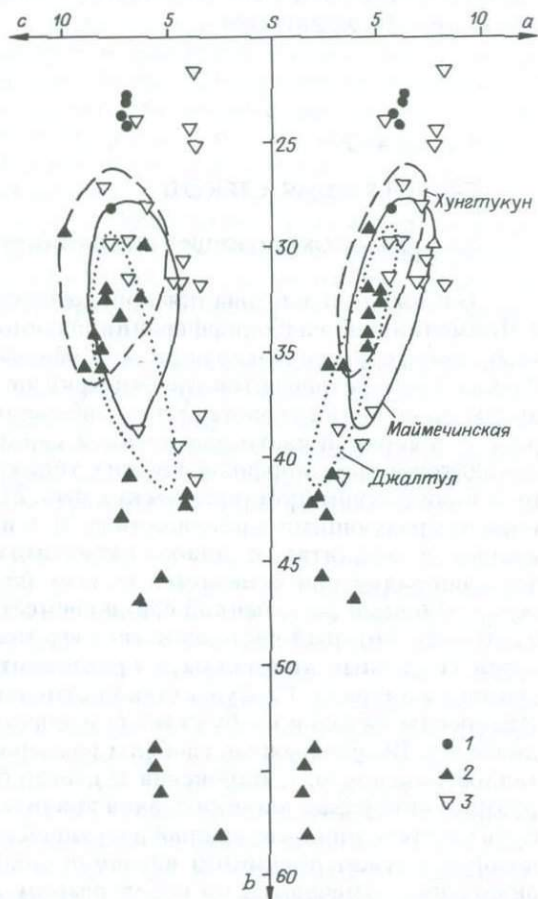


Рис. 1.8. Петрохимическая диаграмма составов основных пегматитов и околорудных пород, связанных с интрузиями, содержащими руды α -Fe.

1 — афаниты Куранаха с мелкокапельными выделениями α -Fe; 2 — околорудные афаниты и габбро-долериты; 3 — основные пегматиты.

Анализы пород помещены в табл. 1 Приложения I. Ореолы для Хунгтукунской интрузии построены по данным [Рябов и др., 1985], для Джалтульской — [Самородные металлы. . ., 1985].

1985; и др.]. Присутствие в породах порфировых выделений свидетельствует об имевшей место фракционной кристаллизации расплава, которая, как известно, имеет большое значение в ходе эволюции физико-химических параметров состояния магматической системы и выборе путей дифференциации. Для Маймечинской интрузии, так же как и для Хунгтукунской, кристаллизационная дифференциация способствовала накоплению в остаточном расплаве целого комплекса химических компонентов, которые в дальнейшем стимулировали ликвидационную дифференциацию.

Некоторое представление об особенностях химического состава пород Хунгтукунской, Маймечинской и Джалтульской интрузий, содержащих вкрапленность α -Fe, можно получить из диаграммы (рис. 1.8). Все эти интрузии являются близкими по составу слабодифференцированными массивами. Поля, оконтуривающие фигуративные точки составов пород из различных магматических тел, практически ложатся одно в другое. Для сравнения на эту же диаграмму нанесены точки составов афанитов, пород из ближнего экзоконтакта рудных желваков α -Fe и «метасоматитов», сопровождающих руды Джалтула. Последние выделяются якутскими геологами [Самородное металлообразование . . . , 1985], но судя по имеющимся в этой работе описаниям пород и расположению на приводимой диаграмме (см. рис. 1.8), они являются афанитами переменного состава. Основная масса анализов этих «метасоматитов» показывает близость пород интрузии по составу, и никаких метасоматических преобразований в них не ощущается.

Глава 2

ПЕТРОГРАФИЯ СТЕКОЛ

2.1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ СТЕКЛА ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ

Детальные исследования породообразующих стекол были проведены нами в Маймечинской слабодифференцированной интрузии по каменному материалу, отобранному в керне скважин и в обнажениях по ручьям Куранах и Седете. Стекла здесь встречаются практически по всему разрезу интрузии. В наиболее ярком проявлении свежие стекла наблюдаются в кровле массива и ниже по разрезу — в верхней части расслоенной серии пород. Выделения стекла в породах находятся в трех морфологических типах: 1) в виде больших полей с переменным количеством кристаллических фаз, 2) как заполнитель интерстиций между породообразующими минералами и 3) в виде глобул. Первые два типа присутствуют в афанитах и диабаз-пегматитах, а интерстиционное стекло, кроме того, спорадически отмечается во всех разновидностях габбро-долеритов. В породах основной расслоенной серии совместно со стеклом постоянно наблюдается палагонит, который часто занимает его место и в котором, как и в стекле, находятся скелетные кристаллы и кристаллиты плагиоклаза, пироксена и окиснорудного минерала. Глобулы стекла отмечаются в силикатной и рудной матрице. Интересны находки глобул стекла в значительно раскристаллизованных габбро-диабазе. Шарообразные глобулы размером 1—3 мм располагаются среди кристаллов плагиоклаза, пироксена и светло-бурого прозрачного стекла. В окиснорудных минералах шарики стекла значительно мельче. Здесь же следует упомянуть о включениях минералообразующей среды в породообразующих минералах, которые служат предметом изучения специалистов по термобарогеохимии. Эти включения отмечаются по всему разрезу интрузии, и особенно ими изобилуют крупные кристаллы оливина и плагиоклаза. Количество и размер включений,

а также их фазовый состав широко варьируют. Обилие включений в плагиоклазе обычно приводит к его замутнению. Помимо простых включений стекло + газовой пузырьки наблюдаются включения, состоящие из различных сочетаний одной или двух кристаллических фаз, рудного минерала в виде кристаллика или шарика, стекла и рудного шарика. В кристаллах силикатных минералов нередко находки рудных шариков, а в рудных фазах включения шариков силикатного стекла обнаружены в титаномagnetите и самородном железе. Детальное изучение таких стекол было предпринято для Хунгтукунской интрузии, и на них мы остановимся специально, а сейчас дадим характеристику породообразующих стекол в различных типах пород.

Афаниты представляют собой породы темно-серого до черного цвета, тонкозернистые до скрытокристаллических и стекловатых.

Под микроскопом афаниты имеют микропорфировую структуру со стекловатой толеитовой или микрофитовой основной массой. Микропорфировые выделения представлены одиночными сдвоенными призмами плагиоклаза (Ap_{82-84}) и ихglomerокоплениями. Призмы нередко обрастают каймами кислого плагиоклаза. Помимо хорошо ограненных призм в породах присутствуют скелетные фенокристаллы и изометричные таблитчатые зерна с частично сформированными гранями (см. Приложение II, табл. II, *д*). Состав этих фенокристов отвечает лабрадору (Ap_{60-66}). В скелетных кристаллах постоянно находятся причудливые выделения стекла. Плагиоклазы обычно не имеют двойников, а в краевых частях иногда переходят в мозаичный агрегат различно гаснущих кристалликов с прямоугольными срезами и пленками стекла между ними. Можно думать, что здесь мы имеем все стадии формирования фенокристов плагиоклаза: от мозаики гранул до перекристаллизованных таблиц. Стекло в фенокристах плагиоклаза имеет светло-бурый цвет и сохраняется в минерале вплоть до полной раскристаллизации основной массы породы. Сходные червеобразные выделения спорадически наблюдаются в плагиоклазах по всему разрезу интрузии. Иногда на фоне стекла отчетливо видна тонкая рудная сыпь.

Помимо фенокристов плагиоклаза в афанитах отмечаются гнезда с микрофитовыми пироксен-плагиоклазовыми сростаниями и редкие микропорфировые выделения оливина — Fa_{39} . Последний обрастает пижонитом и часто бывает замещен боулингом.

В основной массе породы помимо стекла находятся клинопироксен, плагиоклаз, правильные шестиугольные пластинки прозрачного красно-бурого ильменита и шарики самородного железа. Распределение этих минералов в афанитах крайне неравномерно, в связи с чем можно выделить существенно пироксеновые, плагиоклазовые и стекловатые участки. Характерно, что именно в участках скопления минералов начинается сборная перекристаллизация с образованием крупных фенокристаллов.

Специфической особенностью плагиоклаза из основной массы является форма зерен: квадратные и прямоугольные срезы, короткие призмы и гранулы, размер которых сходен с размером зерен пироксена. Под микроскопом можно видеть переход субмикроскопического агрегата зерен плагиоклаза в крупнозернистую массу и в стекло. Состав плагиоклаза основной массы отвечает лабрадору — Ap_{54-70} . В стекле иногда отмечаются лейстовидные кристаллы плагиоклаза — Ap_{51} , по форме характерные для многих стекловатых пород, а в афанитах Маймечинской интрузии представляющие сравнительную редкость.

Клинопироксен основной массы афанитов представлен пижонитом Fs_{34-43} ($f=36-44$ ат. %). Он образует в стекле субмикроскопические призмочки с острыми окончаниями и мельчайшие гранулы, которые подобно глобулитам и маргаритам по Ф. Рёгли находятся поодиночке или слипаются в цепочки. Гранулы бывают собраны в гранобластовые агрегаты, внешняя конфигурация которых имеет формы ограничения идиоморфных кристаллов пироксена. Меж-

зерновое пространство между гранулами заполнено стеклом или соизмеримыми по размеру зернами плагиоклаза. Пироксен в породе порою образует изометричные участки — пятна с микрогранобластовой, сотовой структурой. Количество гранул минерала достигает 70—80 %. Промежутки между этими пятнами бывают сложены стеклом и плагиоклазом в различных соотношениях. Эта форма проявления минералов в виде скоплений гранул очень напоминает этап, предшествующий сборной перекристаллизации с образованием крупных кристаллов. Среди гранобластового агрегата встречаются пойкилокристы авгита Fs_{19-20} ($f=31$ ат.%) с вростками гранул пижонита.

Стекло основной массы породы бесцветное и прозрачное. В нем располагаются гранулы пироксена, плагиоклаза, пластинки ильменита и правильные шарики самородного железа. Количество стекла не превышает 10—15 %, реже 20 %. Гранулы пироксена в виде мелких шариков располагаются в стекле поодиночке и слипшимися изометричными агрегатами и очень напоминают эмульсионный рисунок, характерный для ликвационных стекол. Гранулоподобные кристаллиты довольно обильно заселяют стекловатую субстанцию, и лишь при формировании пироксенитовых агрегатов стекло отжимается из интерстиций в петельчато-прожилковидные образования, как бы цементирующие участки — пятна пироксенитов. Раскристаллизация стекла прожилков приводит к образованию главным образом кристаллитов плагиоклаза в виде микрогранобластового агрегата зерен с квадратным сечением и ксеноморфных таблиц.

Особенность стекол афанитов Маймечинской интрузии заключается в проявлении рудно-силикатной несмесимости в виде мелких (около 100 мкм и менее) шариков самородного железа в стекле. Количество рудных шариков не превышает долей процента, и поэтому можно говорить, что здесь зафиксирован начальный этап ликвационного расщепления расплава. Начавшаяся дифференциация вещества, кроме того, способствовала формированию, с одной стороны, существенно пироксеновых обособлений, а с другой — плагиоклазовых. Характерной особенностью афанитов является также морфология кристаллитов — в виде глобулитов, а не игольчатых форм, со множеством центров кристаллизации.

Диабаз-пегматит представляет собой породу, состоящую из свежего стекла с мельчайшими кристаллитами (60—80 %) и заключенными в нем крупными (более 2 мм) кристаллами и сростками плагиоклаза (20—35 %), клинопироксена (5—20 %), оливина (0—3 %) и титаномагнетита (3—5 %) (см. Приложение II, табл. II, з). Структура породы порфировая, гломеропорфировая с микролитовой, гялиновой основной массой. Свообразие пород заключается в необычном сочетании свежего стекла с довольно крупными (до 7—10 мм) скелетными кристаллами. Сходные породы среди траппов Тунгусской синеклизы под этим же названием описывались А. П. Лебедевым [1955].

Плагиоклаз фенокристов образует крупные таблицы и призмы с элементами скелетных форм в виде игловидных усов на продолжении граней. Отмечаются кристаллы с щепящимися окончаниями и полые футляровидные индивиды. Срезы одиночных кристаллов часто имеют правильные геометрические формы: квадраты, ромбы, параллелограммы, прямоугольники без двойников и с простым двойникованием. Внутри кристаллов нередки овальные вытянутые вдоль удлинения зерен и червеобразные включения бурого стекла. В составе центральных частей кристаллов состав плагиоклаза отвечает An_{44-46} , а в игольчатых окончаниях — An_{34} .

Клинопироксен порфировых выделений образует субидiomорфные, реже вытянутые, кристаллы с завершенными кристаллографическими формами или скелетные кристаллы с щепящимися метельчатыми окончаниями, призмы с отроутками-рогами от боковых граней, с включениями стекла и рудной фазы. В составе фенокристов определено Fs_{37-39} ($f=55-59$ ат.%).

Оливин встречается в виде субидiomорфных слабовытянутых кристаллов и скелетных лапчатых и дендритовых образований, иногда с вростками плагиоклаза и рудного минерала. Фенокристы имеют устойчивый состав Fa_{76} с некоторым повышением железистости в краевых частях до Fa_{78} .

Титаномагнетит образует изометричные скелетные ельчатые, крестовидные, решетчатые и футляровидные кристаллы размером до 2 мм. Нередки случаи, когда одна сторона зерна титаномагнетита имеет огранку, а другая — на границе со стеклом — представляет собой овал или извилистую линию.

Апатит в виде игольчатых и шестиугольных срезов находится в плагиоклазе, титаномагнетите, клинопироксене, а также в стекловатом базисе породы, что свидетельствует о его раннемагматическом происхождении.

Пирротин обнаружен в виде шариков размером менее 1 мм в основной массе. В его составе определено $\text{Fe}=59,9\%$.

Стекло образует основную массу породы и встречается в виде субмикроскопических включений в фенокристах. Стекла включений иногда расслоены на рудную и силикатную части с четким мениском. Стекло основной массы обычно свежее, неоднородное по окраске от светло-бурого, бурого до черного, с переменным количеством кристаллитов, создающих различный структурный рисунок. Среди стекла отмечаются округлые и неправильной формы обособления палагонита — обогащенного водой конечного продукта магматического расплава. Кристаллиты имеют форму тончайших нитевидных образований (трихитов, по Ф. Циркелю), образующих спутанный войлок, штриховые, паркетовидные агрегаты, метелочки, дендриты, вихревые рисунки. Нередки мелкие призмочки с острыми окончаниями — белониты. В составе мелких призмочек и кристаллитов клинопироксена определено Fs_{47-61} ($f=73-88$ ат. %).

Габбро-пегматит — крупнокристаллическая порода, сложенная плагиоклазом и пироксеном с небольшим переменным количеством оливина, титаномагнетита и апатита. Размер зерен главных минералов достигает 2,0—2,5 см. Структура породы призматически-зернистая, графическая, атакситовая и гранобластовая. Отличительная особенность габбро-пегматитов по сравнению с диабаз-пегматитами заключается в лучшей раскристаллизации породы в целом и ее мезостазиса. Количество мезостазиса в габбро-пегматитах обычно не превышает 10—15 %. Он бывает сложен стеклом с кристаллитами или без них, палагонитом, но чаще всего — кварц-полевошпатовым микропегматитом.

Плагиоклаз и пироксен образуют призматические кристаллы, графические сростания, а в участках породы с атакситовой структурой — мелкозернистые гранобластовые скопления, напоминающие описанные выше афаниты. Скелетные формы кристаллов часто встречаются даже в крупных индивидах. В центральных частях кристаллов плагиоклаза нередко отмечаются вростки гранул пироксена (см. Приложение II, табл. III, а), которые порою занимают 50—60 % площади минерала-хозяина, так что свободными от включений остаются только внешние зоны кристалла. Участки с обильными вростками гранул пироксена в плагиоклазе порою переходят в гранобластовый агрегат этих минералов. Ядра кристаллов плагиоклаза бывают замутнены большим количеством субмикроскопических расплавных включений.

Клинопироксены образуют длинные призмы, прямые и изогнутые, на концах копьевидные или щепящиеся. Часты дендритовидные формы в виде вытянутых пойкилокристаллов с вростками плагиоклаза или собранных в стебельчатые агрегаты групп зерен с различным погасанием. Сростания пироксена с плагиоклазом нередко имеют пегматоидный характер (табл. III, б).

Оливин в породах встречается в небольших количествах, а морфология проявлений такая же, как у клинопироксена. Титаномагнетит образует звездчатые, крестовидные и дендритовидные скелетные кристаллы или много-

численные угловатые зерна, выросшие на грани длиннопризматических кристаллов пироксена. Из других минералов нередко ильменит и апатит, причем последний тяготеет к выделениям плагиоклаза и титаномагнетита.

Габбро-диабазы кварцосодержащие, безоливиновые и со спорадическим оливином по степени раскристаллизации приближаются к долеритам. Структура пород порфировая с пойкилоофитовой и частично такситоофитовой, толеитовой, диабазовой и микроофитовой основной массой. В зависимости от состава фенокристов различаются пироксенофиновые и плагиофиновые габбро-долериты, но в большинстве случаев в породах присутствуют порфировые выделения одновременно плагиоклаза и пироксена, причем концентрация их порою оказывается настолько большой, что структура пород в сочетании с основной массой приобретает атакситовый характер.

Подробное петрографическое описание этих пород Маймечинской интрузии приводилось ранее [Старицына и др., 1972], поэтому мы дадим только краткую характеристику.

Пироксен образует фенокристы, пойкилокристы и угловатые зерна в мезостази. По составу минерал соответствует авгиту с железистостью Fs_{18-19} . Оливин в породах отсутствует либо наблюдается в виде мелких изометричных зерен или небольших их скоплений в основной массе. Плагиоклаз встречается в трех морфогенетических типах: I — крупные призмы лабрадора An_{61} в порфириновых и гломеропорфириновых выделениях, II — мелкие призмочки в основной массе породы и востки в пойкилокристах клинопироксена, III — ксеноморфные широкие таблицы со слабым двойникованием. Рудные представлены скелетными кристаллами титаномагнетита и ульвошпинели. Мезостази пород сложен свежим или девитрофицированным стеклом, палагонитом или заполнен кристаллитами и эвтектоидными срастаниями силикатных и рудных минералов.

Стекло различается двух типов: интерстиционное и в виде глобул, которые в раскристаллизованной массе породы образуют шарики с тангенциальным расположением призмочек плагиоклаза по их контуру (см. Приложение II, табл. III, 2). Цвет стекол бурый от светлого до темного, в качестве включений в нем встречаются скелетные кристаллы и кристаллиты пироксена, плагиоклаза — An_{25} и окисно-рудных минералов. Совместно со стеклом и самостоятельно в мезостази отмечается палагонит, в котором присутствует тот же набор минералов, что и в стекле. В глобулах стекла палагонит образует шарик с четким мениском на границе со стеклом-матрицей. Такие же палагонитовые шарики можно видеть и в интерстиционном стекле. Важно отметить, что глобулы стекла, находящиеся на границе с интерстиционным, не смешиваются с ним и сохраняют резкую границу мениска. На границе стекла и палагонита с породообразующими минералами часто возникают гранулоподобные кристаллиты (глобулиты и маргариты по Ф. Рётли) пироксена, полевого шпата и рудного минерала. Мелкие интерстиции в габбро-долеритах бывают полностью сложены микрогранулообразным агрегатом этих минералов или же их эвтектоидными срастаниями.

Оливиносодержащий и оливиновый габбро-диабазы представляют собой пятнистые или горошчатые неравномерно-зернистые породы. Структура порфировая с пойкилоофитовой, офитовой и диабазовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, реже клинопироксеном и оливином.

Плагиоклаз порфириновых выделений отмечается в виде одиночных призматических кристаллов и гломеропорфириновых обособлений. Фенокристы порою имеют совершенно правильные формы прямоугольников и параллелограммов. В скрещенных николях проявляется многозональное строение кристаллов, особенно четкое оно у одиночных индивидов, а в скоплениях зерен зоны иногда располагаются вокруг всего гломероскопления, повторяя его конфигура-

цию и частично проникая вдоль трещин внутрь зерен. Фенокристы часто имеют пятнистое или шахматное погасание, природа которого, по-видимому, связана с первоначально гранобластовым строением агрегата зерен, как это мы видели в фенокристах афанитов. Состав фенокристов соответствует битовниту Ap_{86-65} .

Мелкие лейсточки и призмочки плагиоклаза из основной массы имеют состав Ap_{74-67} . Они вырастают в пойкилокристы пироксена и находятся в мезостазисе с мелкими зернами пироксена и оливина.

Оливин встречается в виде мелких одиночных гранул и их сегрегаций, а также образует более крупные микропорфировые выделения; особенностью состава оливинов является повышенная железистость крупных кристаллов (Fe_{40-45}) по сравнению с гранулами (Fe_{32-36}). Крупные выделения оливина часто тяготеют к гломеропорфировым скоплениям плагиоклаза.

Пироксены представлены авгитами и пижонитами. Авгиты образуют пойкилокристы со множеством востков призмочек плагиоклаза, либо субидиоморфные порфиры с редкими востками других фаз. В мезостазисе авгит проявляется в виде угловатых мелких зерен. В составе авгитов определено Fs_{15-24} . Пижониты отмечаются в оливинсодержащих габбро-долеритах как скопления мелких гранул в интерстициях и образуют гранобластовый агрегат или пижонит-ульвошпинелевые пегматоидные сростания (см. Приложение II, табл. III, δ). Железистость пижонита — Fs_{34-46} . В ряде случаев пижонит встречается в виде пятен или структур распада в авгите, наконец, обростаёт авгит и оливин, образуя каймы Fs_{35-37} .

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ульвошпинелью, пластинками ильменита и интерстиционной вкрапленностью сульфидов и обычно тяготеют к стеклу и палагониту мезостазиса породы. Титаномагнетит и ульвошпинель образуют скелетные и субидиоморфные кристаллы размером до 2 мм (табл. III). Кроме того, ульвошпинель широко распространена в виде червеобразных выделений в силикатной матрице, представленной пижонитом и плагиоклазом. Участки этих рудно-силикатных сростаний выполняют роль интерстиционного заполнителя. Из других минералов спорадически встречаются биотит, амфибол и кварц-полевошпатовый микропегматит.

Стекла в оливинсодержащих габбро-диабазх отмечаются в интерстициях и в виде глобул. Цвет стекла — бурый различных оттенков и черный. Совместно со стеклом часто отмечается палагонит, формы выделения у которого такие же, как и у стекла. В интерстиционных и глобулярных стеклах наблюдаются гранулы пижонита и плагиоклаза. На границе с интерстиционным стеклом глобулярное стекло сохраняет четкий мениск. Большой интерес представляют проявления черных — рудных — стекол. Они образуют округлые и пальцевидные обособления в прозрачных силикатных стеклах и часто находятся во внутренних частях скелетных футляровидных, изометричных, субидиоморфных кристаллов магнетита, у которого окристаллизованными оказываются только внешние зоны. Это непрозрачные стекла с широкими вариациями отражательной способности от темно-серой (как у кварца) до светло-серой (как у магнетита). Часть стекол, располагающаяся в футлярах октаэдрического габитуса, первоначально диагностировалась как кремнистые магнетиты или шпинелиды. Только после проведения микрондовых анализов удалось выявить их субмикроскопическое эвтектоидное рудно-силикатное сростание, подобное встреченному здесь же в интерстициях, но отличающееся тем, что матрицей является титаномагнетит, а субмикроскопическими востками — силикат.

2.2. ЛИКВАЦИОННЫЕ СТЕКЛА

Находки стекол с явлениями несмесимости в виде эмульсионного текстурного рисунка «жидкость в жидкости» к настоящему времени известны в интруз-

живных и эффузивных траппах Сибирской платформы. Явления силикатно-силикатной несмешиваемости в стеклах описаны в Хунгтукунской, Маймечинской, Хининдинской, Джалтульской, Озерной и Усть-Ханьинской интрузиях [Панков, 1983; Рябов, Павлов, Лопатин, 1985; Рябов, Коненко, Красов, 1985; и др.]. Наиболее ярко они проявились в рудах самородного железа в интрузиях севера Сибирской платформы. Руды самородного железа, сами являясь продуктом ликвации, сохранили реликты стекол как лишенных кристаллических фаз, так и в различной степени раскристаллизованных (см. Приложение II, табл. IV). Изучение особенностей их проявления и состава позволяет проследить всю последовательность процесса дифференциации расплава, которая в дальнейшем привела к образованию своеобразных пород и формированию руд.

В рудах самородного железа по структурно-текстурным признакам и морфологии выделений представляется возможным выделить пять основных типов стекол [Рябов, Коненко, Красов, 1985]: I — глобулы однофазного стекла, II — глобулы стекла с признаками силикатно-силикатной и рудно-силикатной несмесимости, III — глобулы стекла с кристаллическими фазами, IV — интерстиционные стекла с кристаллическими фазами, V — стекла-включения в порообразующих минералах.

Все эти выделенные типы стекол можно встретить в одном образце или по фрагментам в разных. Все они заключены в сходной по составу матрице и находятся в одном горизонте интрузии. Между различными типами стекол существуют постепенные переходы как по морфологии выделений, так и по степени раскристаллизованности. Нам представляется, что процессы, происходящие в глобулах, законсервированных в α -Fe, приближаются к условиям закрытой системы, а интерстиционные стекла, наоборот, отражают кинетику открытой магматической системы со всем разнообразием факторов, влияющих на кристаллизацию расплава.

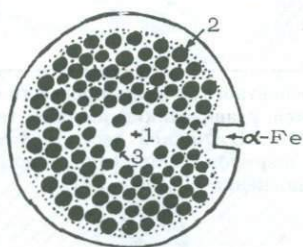
Однофазные стекла в глобулах (ОС). К этому типу относятся стекла, обособившиеся в виде правильных шарообразных глобул и уплощенных — линзообразных и дисковидных. В проходящем свете под микроскопом в шлифах можно видеть, что стекла этого типа различаются между собой по окраске от бесцветной и розовой до буровато-красной, темно-бурой и черной. Прозрачные и черные непрозрачные стекла встречаются с одинаковой частотой. Размер глобул варьирует от 0,3—0,7 мм до субмикроскопических. По сравнению с другими типами стекол глобулы однофазного стекла относительно редки. Как будет показано ниже, переменный химический состав ОС-стекол позволяет предполагать, что они являются продуктами уже расслоенного расплава, представляя собой тот или иной его ликват, либо тонкодисперсную эмульсию ликвационных стекол.

Стекла с признаками силикатно-силикатной несмесимости (ГС). Это наиболее интересный и показательный тип стекол в отношении эмульсионного расслоения силикатных и рудно-силикатных жидкостей. Под микроскопом в глобулах наблюдается микротекстура «жидкость в жидкости» в виде обособлений шариков темного стекла в светлом стекле и наоборот. Здесь же нередко можно видеть различных размеров шарики самородного железа и троилита.

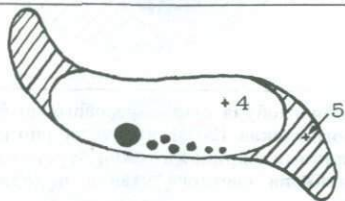
Размер глобул изменяется от субмикроскопических до 2—3 мм. Основные исследования нами проводились по глобулам, размер которых превышал 0,3 мм. Все глобулы ГС-стекла находятся в матрице из самородного железа и имеют овальные очертания. 90 % глобул наблюдаются в виде шарообразных и яйцевидных обособлений, реже встречаются булавоподобные, линзовидные, гантелеобразные, четковидные, в виде пальцев, порою изогнутых, амебовидные и т. п. Некоторое представление о морфологии выделений стекла и особенностях проявлений шариков стекла в стекле можно получить из табл. 2.1. Отклонения от шарообразной формы обычно наблюдаются в крупных глобулах, для которых

Таблица 2.1. Текстурные особенности и морфология выделений стекла из руд самородного железа Хунгтукуна и Куранаха

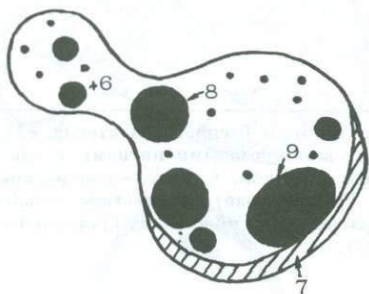
Схематизированные зарисовки в проходящем и отраженном свете, ув. 50—80. Цифрами обозначены номера рентгеноспектральных анализов стекол, которые помещены в соответствующих таблицах. ГС — стекла с четким ликвационным текстурным рисунком «жидкость в жидкости», ГК — глобулы стекла с кристаллическими фазами, ИС — выделения интерстиционного стекла. Косой штриховкой показаны черные стекла. Крестиками помечены места анализа стекол.



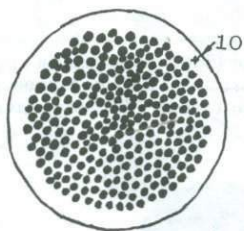
ГС-1. Матрица глобулы сложена светлым прозрачным стеклом: бесцветным в центре (1) и по краю глобулы и розовым (на рисунке с крапом) в промежутках между мелкими шариками темно-бурого до черного непрозрачного стекла (2, 3). Справа в глобулу врастает кристалл самородного железа (α -Fe).



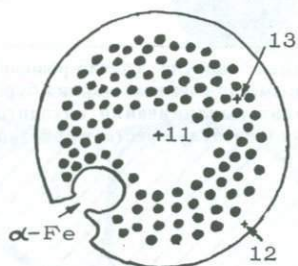
ГС-2. Деформированная глобула. Центральная часть сложена бледно-розовым прозрачным стеклом (4) с мелкими темно-бурыми шариками железистого стекла. В периферии глобулы — стекло кирпично-красного цвета (5) до темно-бурого и черного, непрозрачного.



ГС-3. Две слившиеся глобулы бесцветные до светло-розового цвета (6) с включениями разновеликих шариков темно-бурого стекла (8, 9). Справа на границе с железом серповидное выделение черного непрозрачного стекла (7).

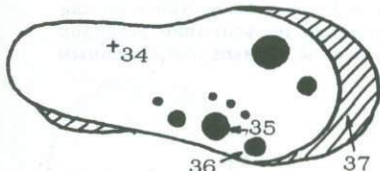
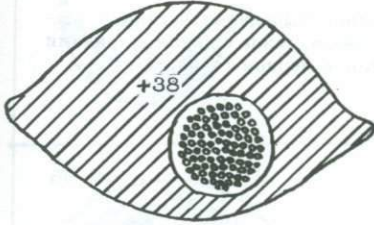
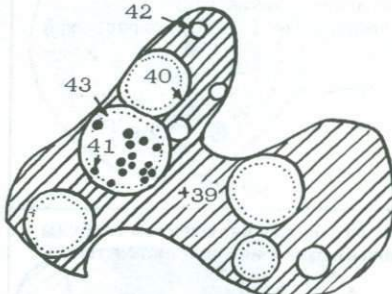
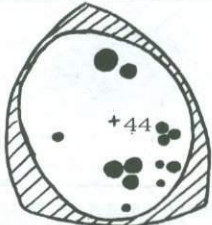
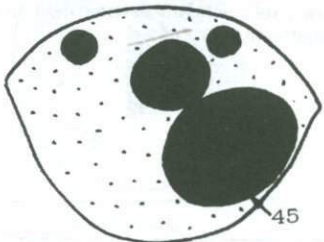
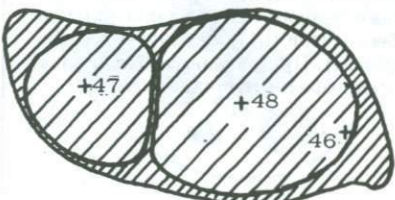


ГС-4. Глобула розового прозрачного стекла, заполненная множеством мельчайших шариков светло-бурого стекла. На границе с железом — кайма бесцветного стекла (10).

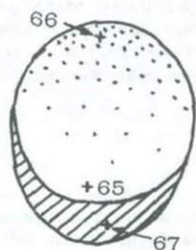


ГС-5. В матрице бесцветного стекла (13) располагаются шарики бурого. Центральная (11) и периферическая (12) части глобулы лишены включений бурых шариков. Слева внизу — шарообразное выделение самородного железа.

<p>Diagram of a deformed glass globule (GS-6). It shows a curved, elongated shape with a sharp, pointed tip on the right. The interior contains numerous small dark dots (15) and larger, irregular light-colored spots (14). A hatched area on the right side represents a sharp boundary.</p>	<p>ГС-6. Деформированная глобула. В матрице розового стекла (14) располагаются мелкие шарики бурого (15) и округлые пятна светло-бурого стекла (показаны крапом). На выклинивании глобулы через резкую границу находится черное непрозрачное стекло.</p>
<p>Diagram of a glass globule (GS-7). It is roughly oval-shaped. The interior contains dark spheres of various sizes (18, 19) and a cluster of smaller dark spheres (16). A hatched area at the bottom (17) contains a small sphere labeled α-Fe.</p>	<p>ГС-7. В матрице бесцветного до бледно-розового стекла (16) располагаются разновеликие шарики темно-бурого стекла (18, 19). В нижней части находится черное стекло (17) с шариком-каплей самородного железа (см. также Приложение II, табл. IV).</p>
<p>Diagram of a teardrop-shaped glass globule (GS-8). The interior contains a cluster of small dark spheres (20) and several larger dark spheres (21). A hatched area at the top represents a boundary.</p>	<p>ГС-8. Каплевидная глобула светло-розового до бесцветного прозрачного стекла (20) с неравномерно рассеянными разновеликими шариками темно-бурого стекла (21). Выше мениска светлого стекла находится непрозрачное черное.</p>
<p>Diagram of a glass globule (GS-9). It has an irregular, somewhat heart-like shape. The interior contains small light-colored spots (24, 25) and a single large dark sphere. A hatched area on the right side (23) represents a boundary.</p>	<p>ГС-9. Слившиеся глобулы бесцветного стекла (24, 25) с мельчайшими светло-розовыми пятнами и одиночным темно-бурым шариком. Сверху — однородное бесцветное стекло (чистое поле). Бесцветное стекло находится в буро-красном (22), по правому краю располагается черное (23).</p>
<p>Diagram of a glass globule (GS-10). It is roughly circular. The interior contains several large dark spheres (27, 28) and a hatched area at the bottom (29) representing a dark base.</p>	<p>ГС-10. Бесцветное стекло (26) с одиночными крупными шариками темно-бурого (27, 28) и серповидным выделением непрозрачного стекла (29), ограничивающим глобулу снизу.</p>
<p>Diagram of a deformed glass globule (GS-11). It is roughly oval-shaped with a hatched area at the bottom (33) representing a dark base. The interior contains light-colored spots (30, 31) and a dark sphere (32).</p>	<p>ГС-11. Деформированная глобула светло-розового стекла (30, 31) с одиночным включением шарика бурого стекла (32). В участках выклинивания находится черное стекло (33). Снизу в глобулу врастает кристалл железа.</p>

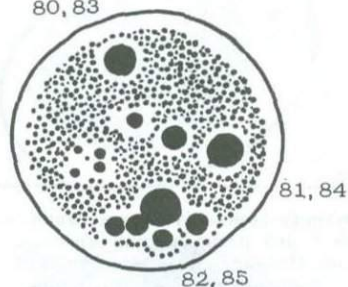
 <p>A diagram of a deformed glass inclusion. It is an elongated, somewhat irregular shape with a wavy, hatched boundary on the right side labeled '37'. Inside the inclusion, there are several small dark circles of varying sizes. One is labeled '35', and another slightly larger one is labeled '36'. A '+' sign is placed near the top left of the inclusion, and the number '34' is written inside.</p>	<p>ГС-12. Деформированная глобула розового стекла (34) с редкими разной величины шариками темно-бурого (35, 36) и прерывистой каймой непрозрачного стекла (37).</p>
 <p>A diagram of a comb-like inclusion. The inclusion has a wavy, hatched boundary and a central circular region filled with a dense cluster of small dark spheres. A '+' sign is placed near the top left of the inclusion, and the number '38' is written inside.</p>	<p>ГС-13. Четковидное выделение черного непрозрачного стекла (38) с глобулой розового и заключенными в ней шариками светло-бурого стекла.</p>
 <p>A diagram of an amoeba-like inclusion. The inclusion has a wavy, hatched boundary and contains several circular features. One large circle is labeled '41' and contains small dark spheres. Another circle is labeled '42' and contains a smaller circle. A '+' sign is placed near the center of the inclusion, and the number '39' is written inside. Other labels '40' and '43' point to other features.</p>	<p>ГС-14. Амебовидное выделение темно-бурого стекла (39) с включением глобул бесцветного (42). В одной из глобул наблюдаются мельчайшие выделения шариков светло-бурого стекла (41). Центральные части крупных глобул имеют пузырчатое строение и плотные внешние каймы (40), на рисунке ограниченные пунктиром.</p>
 <p>A diagram of a glass inclusion. It has a hatched boundary and contains several dark spheres of varying sizes. A '+' sign is placed near the center of the inclusion, and the number '44' is written inside.</p>	<p>ГС-15. Глобула розового стекла (44), обрaмленная черным стеклом и с редкими разновеликими включениями темно-бурого.</p>
 <p>A diagram of a glass inclusion. It has a dotted boundary and contains several large dark spheres of varying sizes. A '+' sign is placed near the bottom right of the inclusion, and the number '45' is written inside.</p>	<p>ГС-16. Розовое стекло с одиночными глобулами темно-бурого до черного стекла (45).</p>
 <p>A diagram of a deformed glass inclusion. It has a hatched boundary and contains two large dark spheres. One is labeled '47' and the other is labeled '48'. A '+' sign is placed near the bottom right of the inclusion, and the number '46' is written inside.</p>	<p>ГС-17. Деформированное выделение черного стекла с двумя прижатыми друг к другу розовыми глобулами (46—48).</p>

	<p>ГС-18. Эллипсоидное выделение бесцветного стекла (49) с включением различных по величине шариков темно-бурого (50), окруженное черным непрозрачным стеклом.</p>
	<p>ГС-19. Деформированное выделение частично раскристаллизованного розового стекла с двумя шариками бурого (51), заключенное в черном стекле.</p>
	<p>ГС-20. Выделение красного стекла (52) с заключенным в нем шариком бесцветного (54, 55) с оранжевой переходной зоной (53).</p>
	<p>ГС-21. Глобула черного стекла с включением глобулы розового (56) с заключенными в ней шариками темно-бурого стекла (57).</p>
	<p>ГС-22. Глобула черного непрозрачного стекла (60) с включением глобулы частично окристаллизованного прозрачного. Последняя расслоена на бесцветный шарик (59) и розовую серповидную кайму.</p>
	<p>ГС-23. Глобула прозрачного слабо окристаллизованного стекла с шариками черного непрозрачного стекла (62), сверху стекло бесцветное (61), а снизу — розовое (63) (на рисунке с крапом). Прозрачная глобула снизу ограничена черным непрозрачным стеклом (64).</p>



ГС-24. Расслоенная глобула: шарик прозрачного слабо окристаллизованного стекла от розового (65) до бесцветного (66) с серповидным ограничением черного непрозрачного стекла (67).

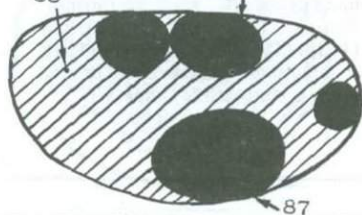
80, 83



ГС-50. Матрица глобулы сложена бесцветным стеклом с размещенными в ней шариками розового до красно-бурого и черного цвета. Анализировались наиболее крупные черные шарики (80—82) и образовавшиеся вокруг них дворники бесцветного стекла (83—85).

88

86



ГС-51. Красно-бурое, возможно, частично измененное слабо прозрачное стекло (88) с крупными шарами черных стекол (86, 87).

89

91

93

90

x 92

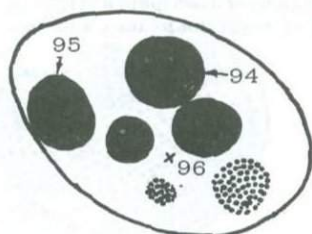


ГС-52. Матрица глобулы — бесцветное стекло (89, 90) с мелкими шариками красно-бурого стекла (91—93).

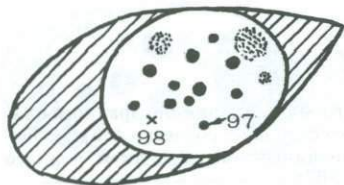
95

94

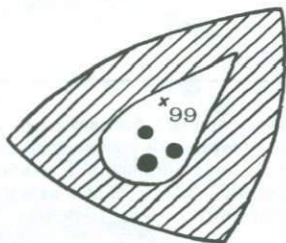
x 96



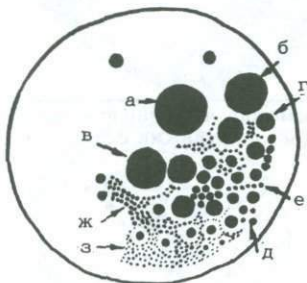
ГС-53. Глобула бесцветного стекла (96) с плавающими в ней крупными шариками черного (94, 95) и розовыми пятнами, сложенными мелкими красно-бурыми шариками мафического стекла.



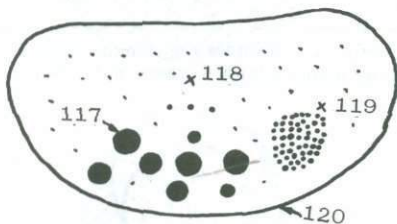
ГС-54. Каплевидная глобула слабопрозрачного стекла с заключенным в ней деформированным шариком прозрачного стекла (98) и расположенными в нем мелкими шариками красно-бурых стекол (97) и округлой формы участками с тонкодисперсной эмульсией розовых стекол в бесцветных.



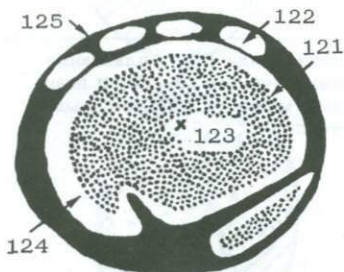
ГС-55. Деформированная глобула непрозрачного стекла с каплевидным выделением бесцветного (99) и одиночными красно-бурыми шариками.



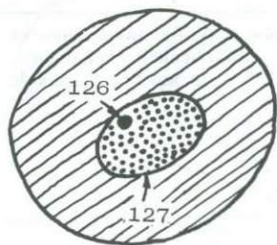
ГС-56. Глобула бесцветного стекла (102) с неравномерным распределением в ней разновеликих красно-бурых и черных шариков. Проанализированы шарики различных размеров: а — наиболее крупный, имеет диаметр около 80 мкм (103); б и в — размером 60—70 мкм (104, 105); г—з — большая группа шариков диаметром: г — 45 мкм (106), д — 35 мкм (107—110); е — 25 мкм (111, 112); ж — 15 мкм (113, 114); з — 7—10 мкм (115). Проанализирован состав двориков бесцветного стекла (100, 101), располагающихся вокруг шариков.



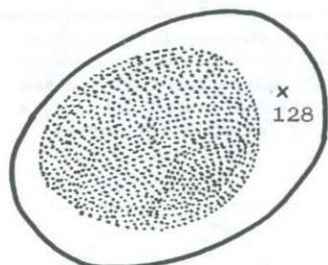
ГС-57. Глобула бесцветного стекла (118, 119) с различных размеров шариками черного (117) и красно-бурого стекла. В силической матрице просматривается редкая равномерная и сгустковая тонкая эмульсия розового стекла. Вблизи границ глобулы наблюдается кайма чистого стекла (120).



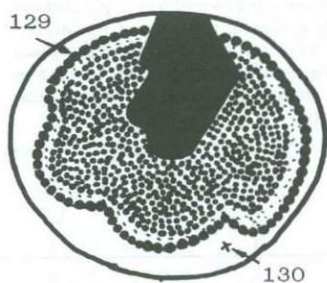
ГС-58. В матрице красно-бурого стекла (125) располагаются сплюснутые шарики бесцветного стекла (122) и крупная глобула с силической матрицей (123) и каймой (124), очищенной от эмульсии мелких красных шариков (121).



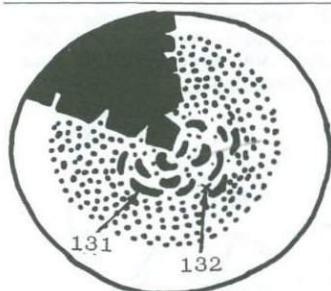
ГС-59. Непрозрачная глобула с овальным включением, сложенным эмульсией сравнительно равновеликих шариков мафического стекла (126) в силикатной матрице (127).



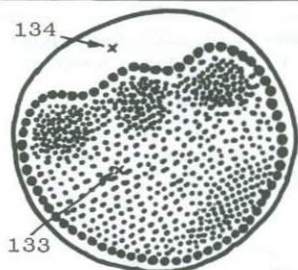
ГС-60. Глобула с обособлением эмульсии несмешиваемых стекол в виде округлого пятна с бесцветной каймой (128).



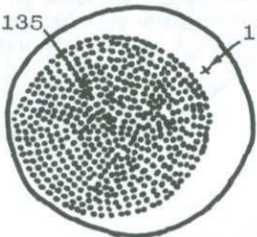
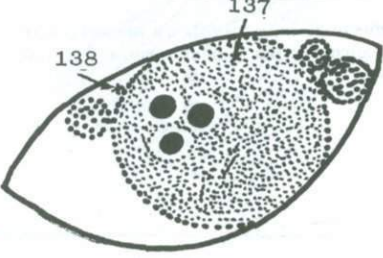
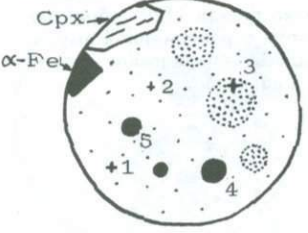
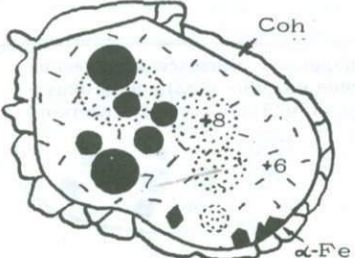
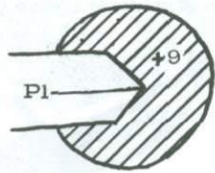
ГС-61. Шарики мафического стекла (129) образуют сплошную цепочку вокруг поля с равномерной эмульсией стекол. Матрицей является силикатное стекло (130). Черное — скелетный кристалл.

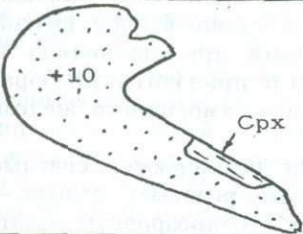
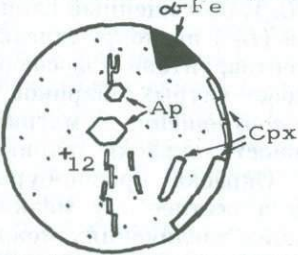
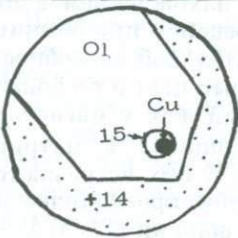
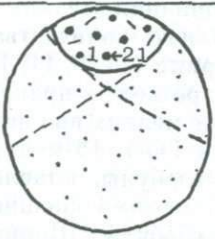
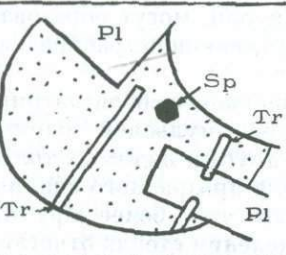
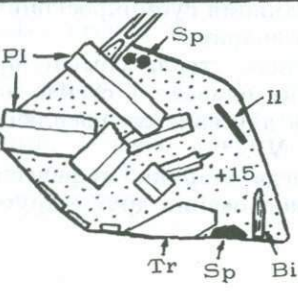


ГС-62. Обособление шариков и линзочек мафических стекол (131) в силикатной матрице (132) в виде округлого пятна с прозрачной каймой и востком скелетного кристалла.



ГС-63. Тонкая эмульсия розовых шариков в бесцветном стекле. Проанализированы силикатное стекло-матрица (133) с включениями шариков и стекло (134), не содержащее шариков.

	<p>ГС-64. Глобула с округлым обособлением участка эмульсионных стекол. 135 — силикатное стекло-матрица мафических шариков, 136 — то же без шариков.</p>
	<p>ГС-65. Округлые участки эмульсионных стекол с единичными крупными шариками черного стекла в деформированной глобуле. Проанализированы кремниевые стекла матрицы тонкой мафической эмульсии (137) и матрицы (138), вмещающей эмульсионные пятна.</p>
	<p>ГК-1. Однородное светлое стекло водяно-прозрачное (1) до молочно-белого (2) и светло-розового (3) с включениями шариков темно-бурого стекла (4, 5), розовых округлых пятен (на рисунке забито точками) и головок кристаллов самородного железа и клинопироксена, наростших на стенку глобулы.</p>
	<p>ГК-2. Стекло с обильным развитием силикатных кристаллитов, с отдельными кристаллами железа и реликтовыми шариками темно-бурого стекла (7) с расплывчатыми округлыми розовыми пятнами. Выделение стекла обрамляется каймой когенита.</p>
	<p>ГК-3. Однородное серое стекло (9) слабoproзрачное в центре до непрозрачного по периферии с востком кристалла плагиоклаза.</p>

	<p>ГК-4. Однородное стекло (10) с призматическим кристаллом пироксена.</p>
	<p>ГК-6. Стекло (12) с кристаллитами, двумя шестигранными срезами кристаллов апатита и призмочками пироксена.</p>
	<p>ГК-8. Однородное стекло (14) с кристаллом оливина Fa_{78}, в котором находится шарик стекла (15) с самородной медью.</p>
	<p>ГК-14. Глобула частично закристаллизованного стекла. В верхней части — полусфера бесцветного стекла с кристаллитами и черными шариками (21). Остальная часть глобулы сложена пироксеном с сильной дисперсией оптических осей и секториальным угасанием по типу сферокристалла. На рисунке штриховыми линиями показаны секторы погасания.</p>
	<p>ИС-5. Стекло с вростками игольчатых кристаллов тридимита, шестигранными срезами зерен фиолетовой шпинели и апатита.</p>
	<p>ИС-12. Стекло (15) с вростками призматических и скелетных кристаллов плагиоклаза An_{68}, зерен шпинели и иголок ильменита. Вдоль стенки глобулы нарастают головки кристаллов тридимита, розово-фиолетовой шпинели, листочки бурого биотита и призмочки пироксена.</p>

можно предполагать уменьшение силы поверхностного натяжения по сравнению с мелкими шариками. Усложнение конфигурации глобул, кроме того, вызвано неполным слиянием двух или нескольких шариков в ставшей уже вязкой матричной жидкости или деформациями, возникавшими при движениях и кристаллизации самой рудной матрицы. Последнее иногда приводит к преобразованию формы глобул в вид отрицательных кристаллов самородного железа с четкими угловатыми ограничениями.

Под микроскопом в проходящем свете в шлифах различаются светлые стекла — прозрачные, бесцветные, мутные молочно-белые, розовые; темные — кирпично-красные, бурые различных оттенков; черные — непрозрачные. Светлые сиалические стекла имеют кремнекислый состав (L_{Si}), обогащенный глиноземом и щелочами, а темные мафические — железистый (L_{Fe}) низкокремнистый с повышенными концентрациями двухвалентных элементов, титана и фосфора. Наиболее часто наблюдаются включения мелких красно-бурых шариков в матрицу светлоокрашенного стекла и реже обратное соотношение — матрица темного стекла и светлые шарики в ней. Интенсивность окраски шариков находится в прямой зависимости от их размера. Окраска красно-бурых шариков всегда более темная у крупных индивидов и светлее — у мелких. Последние обычно имеют розовый оттенок. При больших увеличениях можно видеть, что розовая окраска светлых стекол обусловлена нахождением в них мельчайших шариков L_{Fe} стекол, не различимых под микроскопом при обычных увеличениях. Кремнистые и железистые стекла по отражательной способности заметно различаются между собой: первые имеют темно-серый цвет и по показателю отражения приближаются к кварцу, а вторые — серый, как у магнетита.

Размер и количество красно-бурых шариков, находящихся в матрице светлого стекла, широко варьируют от глобулы к глобуле. В них встречаются самые различные наборы из крупных, средних, мелких и субмикроскопических шариков. В одних глобулах могут находиться только мелкие шарики (ГС-1, 4, 5), в других — только крупные (ГС-16, 17), в третьих — комбинация мелких и крупных (ГС-3, 7) и т. д. То же самое можно сказать и о количествах шариков в глобулах: в одних мы видим только единичные шарики (ГС-9, 11, 19, 20), в других находится обильная их россыпь (ГС-7, 8), а в третьих — практически сплошной сотовый агрегат — (ГС-1, 4, 5). Распределение мелких шариков в объеме глобулы также может быть различным. В глобулах ГС-4, 13 мелкие одинаковые по размеру шарики занимают центральную часть глобулы, оставляя свободной от шариков внешнюю кайму вакуоли. В ГС-1, 5 помимо внешней каймы лишенной шариков оказывается центральная часть глобулы. Шарики темного стекла бывают сконцентрированы у стенки вакуоли, могут образовывать дорожку или обогащенный шарами участок глобулы или, наконец, распределяются в ней без определенной системы.

В глобуле ГС-13 проявилось черное стекло, представляющее собой матрицу, состоящую из сиалического стекла с обильной тонкой эмульсией шариков мафического стекла, кулисообразно заходящих друг за друга и видимых только при больших увеличениях. Здесь же обособилась глобула прозрачного сиалического стекла, в которой мафические стекла образуют уже более крупные светло-бурые шарики размером около 2 мкм. В этом выделении стекла отчетливо проявилось очищение сиалической жидкости за счет слияния субмикроскопических капелек мафической жидкости в более крупные шарики.

Форма выделений мелких обособлений мафического стекла обычно правильная шарообразная; крупные обособления, если они плавают в стекле-матрице, имеют форму шара (ГС-10), а при оседании на дно вакуоли расплющиваются (ГС-3, 16, 18; см. Приложение II, табл. IV, V).

В шлифах часто можно встретить случаи, когда шарики мафических стекол слипаются и даже деформируются при соприкосновении друг с другом,

но не сливаются (ГС-14, 16, 17 в табл. 2.1, табл. IV—VI Приложения II). Наряду с этим наблюдается слияние глобул стекла, о чем можно судить по сохранившейся конфигурации усеченных шаров в виде восьмерки (ГС-9, см. табл. 2.1, табл. IV, VI).

Укрупнение шариков мафического стекла объясняется слиянием субмикроскопических капелек, которые первоначально были равномерно рассеяны в матрице сиалической жидкости. Под микроскопом иногда отчетливо видно, что вокруг крупных шариков мафического стекла существует кайма прозрачного сиалического, совершенно лишённого даже субмикроскопических включений мафического стекла (см. табл. 2.1, табл. IV). Это очищение стекла матрицы можно объяснить слиянием субмикроскопических шариков при образовании более крупных капельных обособлений. Расчеты показали, что объем каймы чистого сиалического стекла, располагающийся вокруг шарика мафического, равен объему самого L_{Fe} шарика. Соответствие объемов L_{Si} , лишённых эмульсии мафических стекол, и L_{Fe} шариков выдерживается для капельных выделений стекла различных размеров. Забегая вперед, отметим, что, несмотря на различный размер и непостоянную концентрацию шариков L_{Fe} стекла в различных глобулах L_{Si} стекла, состав ликватов остается достаточно выдержанным. Это свидетельствует о том, что ликвация расплава произошла до обособления стекол в виде глобул в самородном железе.

Черные непрозрачные стекла по составу близки мафическим. В аншлифах они имеют серый цвет и по отражательной способности сходны с шариками мафического стекла. В ярком проходящем свете в тонких пластинках они слабо просвечивают темно-бурым цветом и в них улавливаются округлые по форме более светлые участки и рассеянная мельчайшая сыпь рудных шариков. Это говорит о том, что черные стекла представляют собой как минимум двухфазные образования: одна фаза — бурое L_{Fe} стекло — матрица, а вторая — рудные шарики. Тонкая эмульсия рудных шариков, взвешенная в объеме L_{Fe} стекла, создает непрозрачность этих стекол при обычной толщине шлифа.

Из рудных фаз в черных стеклах установлены самородное железо, сульфиды и ильменит. Черные стекла обычно наблюдаются в виде серповидных линз или прерывистых каем, обрамляющих шарообразные глобулы прозрачного стекла (ГС-3, 7, 8, 23, 24), а в деформированных глобулах они оказываются отжатыми в наиболее узкие части вакуоли (ГС-2, 6, 11). Встречаются глобулы с большим объемом черного стекла. В этих случаях оно полностью окаймляет шарик сиалического стекла (ГС-15, 19, 21), а иногда стекло занимает небольшой объем (ГС-13). Изредка отмечаются глобулы, полностью состоящие из черного стекла.

Помимо описанных выше стекол с четкими различиями по цвету и прозрачности в проходящем свете и по отражательной способности отмечаются глобулы со слабо проявленной расслоенностью. В таких глобулах наблюдается направленная сверху вниз расслоенность от бесцветной до розовой (ГС-22—24). Бесцветное прозрачное L_{Si} стекло обычно обрамляется черным и содержит мелкие шарики L_{Fe} темно-бурого стекла и иногда кристаллиты. Розовая окраска сиалического стекла обусловлена включениями в нем субмикроскопических шариков мафического, размер которых меньше разрешающей способности оптического микроскопа. В ряде срезов видно, что большой объем светлоокрашенных стекол в этих глобулах компенсируется широкой каймой черного стекла.

В глобулах ГС-22 и 23 отмечается своеобразное расслоение жидкостей. В черном непрозрачном стекле находятся глобулы светлого мутного стекла, которые, в свою очередь, испытали расслоение на бесцветное и розовое. Между последними виден четкий мениск. В ГС-23 в светлом стекле находятся мелкие шарики черного, редко распределенные в матрице.

Наиболее эффектный ликвационный текстурный рисунок «жидкость в жидкости» имеют глобулы стекла, расслоенные на шарик кремнистого стекла L''_{Si} и серповидную шапку железистого стекла L''_{Fe} , в каждом из которых заключены более мелкие глобулы: в первом железистого стекла L''_{Fe} , а во втором — кремнистого L''_{Si} . В наиболее крупных глобулах L''_{Fe} и L''_{Si} находятся еще более мелкие шарики соответственно L''_{Si} и L''_{Fe} (см. Приложение II, табл. IV). Разрешающая способность петрографического микроскопа позволяет проследить расслоение в стекле только на четыре размера шарика (четыре порядка). При этом еще улавливается существование в стекле неоднородностей более высоких порядков. Электронно-микроскопическое изучение этих стекол позволяет выявить эмульсионное строение стекла при значительных увеличениях. К сожалению, мелкий размер шариков стекла третьего порядка и выше оказывается настолько мал (<5 мкм), что определение их состава на микроанализаторе становится невозможным.

Характерной особенностью подавляющего большинства встреченных в самоходном железе выделений стекла является преобладание светлоокрашенных сиалических разностей над темными — мафическими (см. табл. 2.1). По объему кремнистые стекла образуют основную часть поля глобулы, а железистые — только шарики-включения в первом или узкие оторочки вокруг него. Значительно реже наблюдаются обратные соотношения, когда в темно-красно-бурой матрице находятся светлоокрашенные шарики и даже расслоенные, как ГС-20 (см. табл. 2.1, табл. IV, V).

Глобулы стекла с кристаллическими фазами (ГК). Стекла этого типа подобно описанным выше стеклам ГС имеют глобулярное строение. В них также шарики мафического стекла находятся в матрице сиалического (ГК-1, 2; см. табл. 2.1). Отличительной особенностью стекол ГК является присутствие в глобулах кристаллических фаз, количество которых порою возрастает настолько, что практически полностью вытесняет стекло. Резко разграничить стекла ГС и ГК невозможно. В стеклах ГС изредка встречаются отдельные кристаллы, а в частично окристаллизованных стеклах ГК порою сохраняется эмульсионно-жидкостный текстурный рисунок, характерный для ГС.

Выделения стекол ГК обычно имеют форму шара, порою несколько деформированного, сплюснутого (или вытянутого). Встречаются формы в виде комбинации отрицательных кристаллов железа и шара, когда одна часть глобулы представляет мениск, а другая — головку кристалла (ГК-2). Размер глобул варьирует от 0,1 до 1,5—2,0 мм. Степень раскристаллизации стекол меняется от глобулы к глобуле так, что в одном случае мы видим отдельные плавающие в стекле кристаллиты, агрегаты кристаллитов или сплошной их войлок (см. Приложение II, табл. VI), в других — мелкие кристаллики с идиоморфной огранкой, в третьих — сравнительно крупные кристаллы, которые плавают в стекле, иногда прирастают к стенке вакуоли или даже выходят за ее пределы и капля стекла как бы висит на иголочке или оказывается прилипшей к грани кристалла (ГК-3, см. табл. 2.1). Внутри глобул встречаются кристаллы, правильные геометрические формы головок которых на продолжении переходят в скелетные формы. Площадь отдельных крупных кристаллов, располагающихся в стеклах ГК, порою достигает 60—75 % (ГК-8, см. табл. 2.1; табл. VII, б). Мелкие кристаллики обычно имеют короткопризматический габитус. В распределении кристаллических фаз внутри глобул нет определенных закономерностей. Кристаллики и кристаллиты бывают хаотично разбросаны в стекле, цепочкой трассируют через глобулу, уплощением нарастают на ее стенку или пунктиром повторяют ее контур на некотором расстоянии от стенки. В единичных случаях отмечаются щетки призматических кристаллов, растущих от стенки к центру глобулы. Глобула ГК-14 (см. табл. 2.1) практически полностью закристаллизована в виде сферокристалла клинопироксена с секториальным угасанием.

Все поле пироксена изобилует вростками стекла, полевого шпата и кавернами от газовых пузырей. В верхней части этой глобулы располагается округлое выделение калишпата, также имеющее ситовидную поверхность от обилия мелких включений темно-бурого стекла. Здесь мы, по-видимому, имеем случай сферолитовой раскристаллизации пироксен- и калишпат-нормативных стекол. Избыточные против стехиометрии компоненты присутствуют здесь же в виде обильных вросток.

Интересный случай показан на табл. VII, а (см. Приложение II). Здесь капли железистого пироксен-нормативного расплава раскристаллизовались с образованием изометричных округлых пойкилокристаллов пироксена со множеством мелких включений стекла, гранул плагиоклаза и рудных шариков, а кремнистая матричная жидкость превратилась в существенно полевошпатовый агрегат с единичными мелкими зернышками пироксена, рудных минералов и реликтами интерстиционного стекла. На границе фенокриста пироксена была обнаружена щетка призматических кристаллов плагиоклаза (на фотографии она плохо видна), растущих к центру пойкилокрита. Они как бы подчеркивают кристаллизацию на границе различных по составу расплавов. Состав плагиоклаза по удлинению лейсты от центра к периферии изменяется от Ap_{72} до Ap_{64} , а пироксен из различных пойкилокристаллов имел устойчивый состав — $Wo_{40}En_{42}Fs_{18}$. Структуру этой глобулы можно считать пойкилоофитовой (пироксенофитовой). А если вспомнить, что эта структура является одной из наиболее широко распространенных среди траппов и обуславливает их горошчатое строение, то сходство структур описанной выше глобулы и горошчатых траппов позволяет предполагать одинаковый механизм их образования, т. е. их ликвационную предкристаллизационную природу.

Наиболее часто встречающимися кристаллическими фазами в стеклах являются ильменит, апатит, пироксен, плагиоклаз, калишпат, оливин, а из рудных — самородные железо и медь, сульфиды и герцинит. Силикаты часто достигают крупных размеров (см. Приложение II, табл. VI—VII), и в таких кристаллах часто можно встретить мелкие шарики стекла и рудных минералов. Ильменит в глобулах стекла нередко бывает единственной кристаллической фазой. Его иголки располагаются вдоль границы глобулы непосредственно по контакту или на некотором удалении от него. Апатит также образует игольчатые кристаллы, правильные шестиугольные срезы или белониты по Ф. Циркелю с острыми окончаниями (табл. VI, з). Иногда апатит является единственной кристаллической фазой в буром стекле, а размер правильных шестигранных срезов достигает 150—200 мкм при диаметре глобулы 750 мкм. Концентрация призмочек апатита в одной глобуле порою составляет 10—15 % площади глобулы. В иглах апатита иногда находятся шарики самородного железа, а на гранях — наросты рудного минерала в виде треугольных срезов (табл. VI, к).

Увеличение степени кристалличности глобул ГК сопровождается трансформацией их шарообразной формы и границ. Контакт силикатной глобулы с самородным железом становится неровным, зубчатым, с затеками рудного вещества в силикатную часть и выступами силикатов в руду (табл. VI). Граница каем L_{Fe} стекла с матрицей α -Fe обычно бывает четкой и резкой, но в отдельных случаях здесь происходит образование бахромы сростаний скелетных дендритовидных кристаллов фаялита с α -Fe и вюститом (табл. V, ж). Вокруг стекол ГК порою отмечаются сплошные или прерывистые оторочки когенита, троилита или магнетита.

Интерстиционные стекла с кристаллическими фазами (ИС). В отличие от глобулярных в интерстиционных выделениях стекла обычно большой объем занимают кристаллические фазы, а стекла находятся в интерстициях ранее выделившихся кристаллических фаз. Форма выделений ИС-стекла зависит

от морфологии окружающих ее фаз. ИС-стекла заполняют угловатые межзерновые участки среди минералов, на гранях кристаллов оливина и пироксена сохраняются в виде пленок, глубоко врастают в скелетные кристаллы плагиоклаза, а в сторону самородного железа обычно дают выпуклые сферические раздувы (ИС-5, см. табл. 2.1). В обособленных в α -Fe ИС-стеклах часты включения крупных кристаллов плагиоклаза и пироксена.

Между стеклами ГК и ИС можно проследить постепенные переходы даже в одном образце. Различия между этими двумя типами стекол заключаются в нарушении шарообразной—глобулярной формы выделений стекла и увеличении количества и размера кристаллических фаз. Кроме того, в матрице самородного железа нередко можно встретить одиночные крупные кристаллы пироксена, плагиоклаза и оливина с прерывистыми пленочными примазками стекла или без них. Эти минералы часто проявляются небольшими скоплениями сросшихся кристаллов с реликтами ИС-стекла между ними. Количество минеральных фаз увеличивается, и они переходят в сплошную кристаллическую массу породы с реликтами стекла или без них. Содержание силикатной составляющей, в том числе и стекла, в рудах самородного железа широко варьирует. Максимальное распространение ИС-стекла имеют во вкрапленных—богатовкрапленных рудах. В то же время с увеличением рудной составляющей они уступают место стеклам ГК и ГС, а увеличение доли силикатной составляющей сопровождается повышением степени ее раскристаллизованности и, следовательно, уменьшением и исчезновением стекла. В случае близких количественных соотношений силикатного и рудного материала границы их выделений приобретают мягкие извилистые очертания, напоминая грубую эмульсию двух жидкостей — силикатной и рудной. Именно такой тип руд П. Рамдор [1962] рассматривал как губчатые руды. Встречающиеся в силикатной части губчатых руд кристаллы оливина, пироксена и плагиоклаза обычно приспособляются к овальным формам выделений железа, подчеркивая тем самым сингенетичность их образования.

Обычно ИС-стекла распространены незначительно. Наряду с этим встречаются губчатые руды, в которых при соотношении рудной и силикатной частей 6 : 4 стекло составляло около 70 %, а кристаллические фазы в нем — 30 %, т. е. руда практически была сложена стеклом и самородным железом.

Среди вкрапленных руд самородного железа выделяется один своеобразный тип, который состоит из шариков железа размером 1,0—2,5 мм, равномерно распределенных в силикатной матрице (см. Приложение II, табл. VIII, в). Последняя представлена стеклом (40—90 %) с переменным количеством плавающих в нем кристаллов плагиоклаза с прямоугольными и квадратными срезами и редкими зернами пироксена. Степень раскристаллизованности матрицы бывает различная, порою до пироксен-плагиоклазового гранобластового агрегата, обычно с резким преобладанием последнего. Эти стекловатые породы имеют большое сходство с описанными в главе 1 афанитами.

В стеклах ИС наблюдается сравнительно широкое разнообразие минеральных фаз. Главные минералы — плагиоклазы, пироксен и оливины — имеют облик и состав, характерные для рудовмещающих габбро-долеритов. Наряду с этим в интерстиционном стекле, заключенном между этими минералами и самородным железом, появляются гранулы и кристаллиты пижонита, графические срастания пижонита, фаялита и плагиоклаза с железом и фаялита с тридимитом. Из других минералов отмечаются красно-фиолетовые шпинели, листочки биотита, призматические кристаллы ильменита, иголки и призмочки тридимита и апатита.

Кристаллические фазы в ИС-стеклах очень часто имеют скелетные формы проявления. Даже выросшие до сравнительно больших размеров кристаллы плагиоклаза, оливина и пироксена таблитчатого или короткопризматического

габитуса в одних частях зерна имеют совершенную огранку, а в других — на границе со стеклом или самородным железом — приобретают кружевные очертания или переходят в симплектитовые рудно-силикатные сростания, дендритовидную форму или другой облик, характерный для подобного рода быстрорастущих кристаллитов. В призматических кристаллах плагиоклаза скелетные формы нередко проявляются в виде далеко вдающихся в α -Fe игловидных усов на продолжении граней или раздвоения окончаний в виде вилки. Следует отметить, что состав минерала, глубоко врастающего в α -Fe в виде иглы, от центра кристалла к периферии имеет обратную зональность от Ap_{68} до Ap_{76} . В ИС-стеклах часты проявления как крупных кристаллов с элементами скелетных форм, так и типичных кристаллитов: метельчатых, сноповидных, паркетовидных и т. п.

Стекла — включения в породообразующих минералах (СВ). Этот тип стекол образует субмикроскопические включения в минералах различных по составу магматических пород и используется геологами при термобарогеохимических исследованиях. Включения могут состоять из различных соотношений стекла, флюидной и одной или нескольких кристаллических фаз. Они обычно рассматриваются как законсервированные реликты минералообразующей среды, и поэтому их изучение дает важную генетическую информацию. Изученность таких включений в траппах Сибирской платформы из-за трудоемкости и сложности экспериментов еще остается недостаточной. Тем не менее для ряда пород уже имеются сведения по температурам кристаллизации минералов, составу газовой среды во включениях, а в последние годы с помощью рентгеноспектрального микроанализатора получены материалы по химическому составу первичных и искусственно закаленных стекол. Не останавливаясь на проблемах, существующих в термобарогеохимии вообще, отметим лишь, что получаемый при микрозондовых исследованиях необычный состав стекол нередко ставит исследователей в тупик, поскольку традиционным путем объяснить их происхождение оказывается затруднительным. Например, как могло возникнуть стекло с содержанием SiO_2 77,61 % в магнезиальном оливине Fe_{25} из пикритового габбро-долерита (MgO в породе 24,57 %) меланократовой интрузии горы Путанной (средневзвешенный по интрузии $MgO=16,74$ %)? Существующие представления о происхождении таких стекол и более детальная характеристика особенностей их состава будут даны в последующих разделах, а сейчас мы остановимся на краткой характеристике включений в породообразующих минералах траппов, которая имеется у нас и опубликована в литературе.

В минералах Хунгтукунской интрузии были изучены расплавные включения, затвердевшие в виде стекла, и сингенетичные с ними аномальные включения, сложенные стеклом, газом и кристаллическими фазами в различных соотношениях [Рябов, Коненко, Красов, 1985]. Кристаллические фазы были представлены оливином, пироксеном, плагиоклазом, а из рудных — самородным железом, сульфидами и окисно-рудными минералами. Нормальные расплавные включения (стекло с газовым пузырьком) обычно находятся в центральных частях кристаллов клинопироксена, а аномальные (частично или полностью раскристаллизованные), как правило, бывают приурочены к внешним зонам роста породообразующих минералов. Помимо аномальных включений в периферических частях кристаллов вдоль граней роста нередко встречаются рудные шарики, мономинеральные или в ассоциации со стеклом (см. Приложение II, табл. VIII, а). Количество включений резко возрастает во внешних частях кристаллов. Под микроскопом здесь можно видеть помутнение прозрачных минералов из-за обилия микровключений. Размер последних варьирует от 20—50 до 300—600 мкм. Во вкрапленных рудах самородного железа, в прилегающих к интерстициям частях силикатных минералов, количество и размер рудных включений увеличивается порою настолько, что пограничные зоны кристаллов

приобретают ажурно-кружевной облик (табл. IX, а, б). Приуроченность аномальных и рудных включений к краевым зонам кристаллов свидетельствует о появлении несмесимости на поздних стадиях кристаллизации расплава.

Для определения ориентировочных температур кристаллизации пироксенов из оруденелых пород проведены эксперименты по нагреванию нормальных и аномальных включений [Рябов, Коненко, Красов, 1985]. Было установлено, что кристаллизация минералов осуществлялась в двух интервалах температур: 1220—1200 и 1180—1100 °С. К первому интервалу относятся включения из пироксенов желто-бурой окраски, которыми сложены центральные части зональных кристаллов. Ни в одном из включений в этой части кристаллов ликвационных явлений не обнаружено, все они гомогенизировались в жидкость. Второй интервал температур был получен в желто-зеленых, светло-розовых и бесцветных пироксенах, образующих внешние каймы кристаллов. При прогреве включений в поле зрения микроскопа часто оказывались как нормальные, так и аномальные расплавные включения. Кристаллиты-узники в нормальных и аномальных включениях плавилась при 960 °С. Начиная с этой температуры, в аномальных включениях отчетливо обособлялись светлый силикатный расплав, флюидный пузырек и одна или несколько капелек рудного расплава. Темные рудные капли отличаются от темного же флюидного пузырька отсутствием светящейся точки в центре. Иногда два рудных шарика в ходе нагревания сливались в один, что, несомненно, указывало на их жидкостное состояние.

При повышении температуры до 1100 °С происходила частичная гомогенизация ликвационных включений, которая выражалась в растворении флюидного пузырька в силикатном расплаве. Остающиеся две фазы — силикатный и рудный расплавы — сосуществовали вплоть до температур 1180—1200 °С, выше которых из-за перегрева происходило массовое взрывание как нормальных, так и аномальных включений. Термометрические эксперименты дали основание считать, что несмесимые силикатный и рудный расплавы сосуществуют в интервале от 1200 °С до температуры их затвердевания — 960 °С.

В диабаз-пегматитах Маймечинской интрузии различные включения изучались в кристаллах пироксенов, плагиоклаза, оливина и титаномагнетита. Среди включений были одно-, двух- и многофазные, состоящие из стекла, газового пузырька и кристаллических фаз. Последние представлены плагиоклазом, пироксеном, оливином (?) и рудным минералом в виде шариков или кристалликов с правильными геометрическими формами (иглочки, ромбики и т. п.).

Как отмечалось, в микропорфировых афанитах по серии шлифов можно было проследить весь порядок формирования фенокристов плагиоклаза с захватом и консервированием расплавных включений. Сначала это скопления мельчайших изометричных несдвойникованных зернышек плагиоклаза в стекле, затем скелетные метакристаллы, изобилующие червеобразными включениями стекла, и, наконец, порфiroкристи с небольшим количеством мелких включений стекла округлой или неправильной формы. При больших увеличениях под микроскопом червеобразные выделения стекла из скелетных кристаллов плагиоклаза имели неоднородное строение, которое проявлялось в виде равномерно распределенных в стекле черных шариков — точек размером около 0,1 мкм. Подобным образом кристаллизующиеся минералы могли захватывать разликвировавшие жидкости.

Детальные исследования включений в породообразующих минералах были проведены В. Ю. Панковым [1983] по Усть-Ханьинской интрузии. Для целей нашей работы наибольший интерес представляют отмеченные им микроликвационные явления в оливинах Fe_{29-33} , которые были заключены во вкрапленниках плагиоклаза An_{64-69} . По данным термометрии, кристаллизация последнего происходила при 1170—1100 °С. В изученных оливинах были обнаружены два типа включений. Одни были представлены только стекловатой фазой, а другие

содержали до трех фаз: темно- и светло-серую силикатные с четкими границами раздела и рудную. Последняя представлена тонкими иголочками ильменита, располагающегося у границы раздела стекол или в их светлой разновидности. Состав светлых стекол был железистым низкремнистым, а темных — высококремнистым маложелезистым. Однофазные включения стекла имели переменный состав, который заметно отличался от состава пород интрузии прежде всего по содержаниям SiO_2 , FeO и MgO . Автор полагает, что кристаллизация минерала-хозяина, продолжавшаяся после захвата включений расплава в условиях малых градиентов температур, приводила к относительному обогащению остаточного расплава-узника такими окислами, как SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Он приходит к выводу, что ликвация силикатной жидкости на две несмешивающиеся с выделением ильменита происходила при достижении концентрации в расплаве $\text{TiO}_2=5\%$ и щелочей более 4%.

Температуры гомогенизации и состав закаленных стекол из оливинов и плагиоклазов различных пород Сибирской платформы приводятся В. В. Золотухиным и др. [1986]. Состав оливинов, в которых обнаружены и изучены включения, изменялся от Fa_8 до Fa_{50} , а плагиоклаза — от An_{85} до An_{60} . Полученные в ходе экспериментов температуры гомогенизации включений для оливинов охватывали интервал 1350—1500 °С и выше, а для плагиоклазов — 1180—1300 °С. Следует отметить, что даже для высокожелезистого оливина (Fa_{50}) и сравнительно раскисленных плагиоклазов (An_{60-75}), как ни странно, температуры оказались довольно высокими, соответственно 1360 и 1180—1270 °С.

Определение газового состава включений из оливинов показало присутствие CO_2 , H_2O , H_2 , CH_4 и CO , соотношения которых широко колебались в различных образцах [Золотухин и др., 1985].

Химический состав закаленных стекол характеризуется большими вариациями в содержаниях окислов, редко приближающимися к составу вмещающей породы. Для объяснения необычного состава стекол авторы привлекли модельные расчеты по фракционной кристаллизации, предложенные Натаном и Ван Кирком. Расчеты на ЭВМ показали, что дочерние фракции расплава могут иметь составы, приближающиеся к таковым, полученным по включениям. Формирование последних авторы объясняют «залечиванием фракционным поздним расплавом трещинок и других дефектов в уже сформировавшихся кристаллах». Высокое содержание щелочей, в 2 раза и более превышающее их количество в дочерних фракциях, полученных расчетами, авторы объясняют подвижным поведением щелочей: их высокой концентрацией на стадии расплава, флотацией через расплав в составе сквозьмагматических флюидов и уходом их по мере кристаллизации.

В эффузивных траппах Сибирской платформы ликвационные явления были описаны П. И. Тихоненковым с соавторами [1985]. В интерстициях платобазальтов мафические глобулы находились в лейкократовой матрице. Как отмечают сами авторы и видно из двух приведенных ими составов стекол, общая тенденция изменения химического состава ликватов сходна с известными из литературы примерами. Особенностью этих стекол является то, что составы обоих ликватов находятся в области малокремнистых составов. Эксперименты по термометрии включений в пироксенах и плагиоклазах платобазальтов показали, что температуры их кристаллизации соответственно находятся в интервалах 1235—1200 и 1200—1190 °С. По этим данным можно предполагать, что ликвационные явления в мезостазисе происходили при более низких температурах.

В базальтах севера Сибирской платформы, в районах озер Боковое, Лама и Хантайское, включения шариков темно-бурого стекла в стекле светло-бурой окраски были обнаружены в периферических частях кристаллов плагиоклаза и в мезостазисе пород. Здесь же находился магнетит в виде тончайшей сыпи

и оторочек на границе с плагиоклазом, порою срастаясь с ним симплектически (см. Приложение II, табл. I, г, д). В трапзах Декана [De, 1974] установлено широкое распространение несмешивающихся расплавов в виде сосуществующих глобул стекла двух типов: темно-коричневого и бесцветного или слабоокрашенного.

Наиболее богатая информация по несмесимости в природных стеклах из вулканитов имеется в ряде работ А. Филпотса [Philpotts, 1979, 1981, 1982], Э. Рёддера и П. Вейблена [Roedder, Weiblen, 1970, 1971] и др. У нас в стране ликвационные явления в стеклах отмечались в лавах океанического дна [Прокопцев, 1974], в щелочных базальтах Приморья [Щека, 1978], в океанических базальтах срединно-океанических хребтов [Фролова, Митрейкина, 1978], в андезито-дацитовых лавах вулкана Карымского на Камчатке [Красов, Клоккяйти, 1979], в липаритах Рудного Алтая и Армении [Авдонин и др., 1979], в андезитах Бол. Кавказа [Бабанский и др., 1985] и в ряде других пород различных регионов. Находки несмешивающихся жидкостей в различных вулканических породах дают основание предполагать, что ликвация силикатных расплавов должна быть широко распространенным механизмом дифференциации на поздних стадиях фракционирования природных магм при низких давлениях [Philpotts, 1982].

Глава 3

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТЕКОЛ

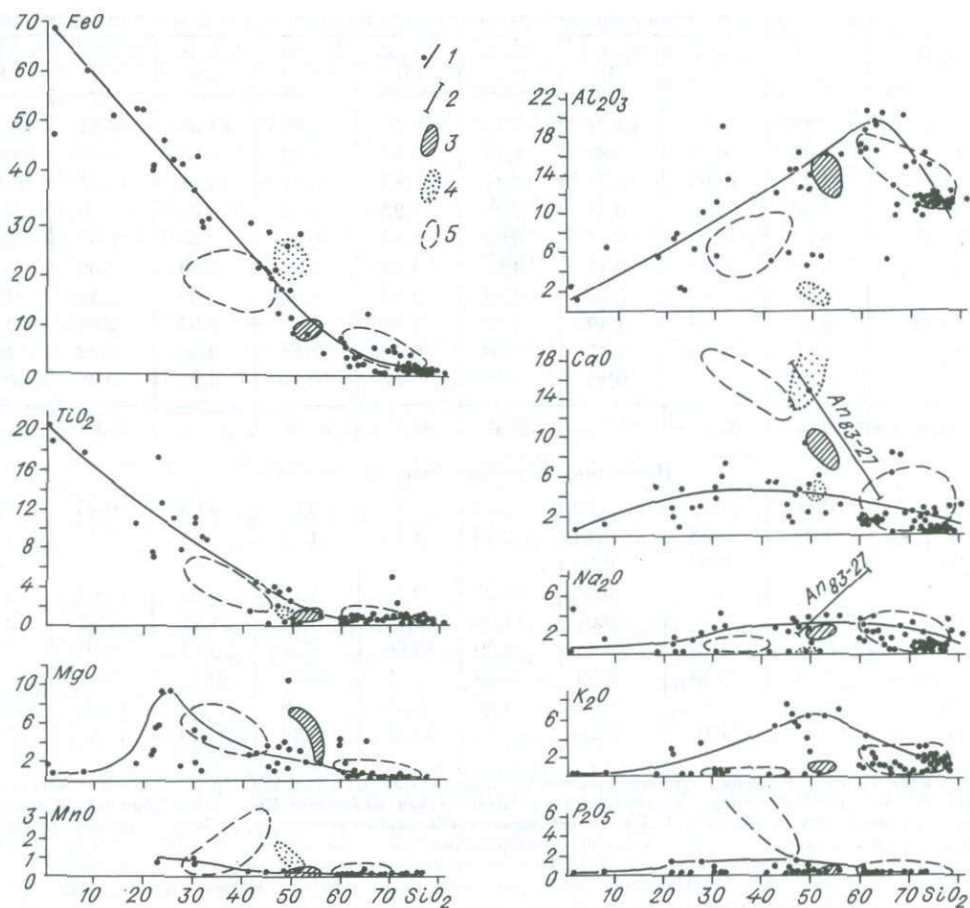
Состав стекол представляет собой один из важнейших разделов петрологии магматических пород, поскольку только он дает нам объективные данные о химизме природных расплавов, процессов, происходящих в них в докристаллизационный период и во время кристаллизации.

По имеющимся в нашем распоряжении аналитическим данным в этой главе мы сначала осветим особенности состава порообразующих стекол в различных типах интрузивных траппов, а затем перейдем к характеристике ликвационных стекол и кратко остановимся на имеющихся материалах по стеклам-включениям в порообразующих минералах. Изложение материала в этой последовательности позволит проследить эволюцию состава стекол в породах с различной степенью раскристаллизации. Кроме того, примечательно, что уже в порообразующих стеклах появляются первые признаки ликвационной дифференциации расплава в виде одиночных мелких рудных шариков и рудно-силикатных обособлений. Стекла из руд самородного железа позволят выявить особенности состава продуктов силикатно-силикатной несмесимости жидкостей, а появление в стеклах кристаллических фаз даст возможность проследить тенденции эволюции остаточных жидкостей по мере их закристаллизации.

Результаты рентгено-спектральных анализов стекол вынесены в Приложение I, а средние составы по разновидностям приводятся в тексте.

3.1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ СТЕКЛА (ПС)

Химический состав стекол из афанитов, диабаз-пегматитов и габбро-долеритов имеет широкий диапазон колебания главных петрогенных окислов (рис. 3.1; Приложение I, табл. 3). Собственно порообразующие стекла являются кремнекислыми, количество SiO_2 в них от 80,86 до 59,67 мас. %. В черных стеклах, которые в виде включений находятся в порообразующих,



Р и с. 3.1. Окисловые диаграммы на основе кремнезема для породообразующих стекол.

1 — породообразующие стекла и вариационная линия изменения их состава; 2 — состав плагиоклазов из стекла; 3—5 — поля составов стекловатых пород (3), пироксенов, находящихся в стеклах (4), мафических и силлицических стекол из руд самородного железа (5).

содержание SiO_2 изменяется от 50 мас. % до ничтожно малых значений окисла. Величина SiO_2 в породообразующих стеклах уменьшается сверху вниз по разрезу интрузии: в стеклах из основной массы диабаз-пегматитов она составляет 66,2—73,39 мас. %, в интерстиционных стеклах безоливиновых габбро-долеритов — 60,72—62,64 мас. % и в сходной ситуации в оливинсодержащих габбро-долеритах — 59,67 мас. %. В стеклах афанитов значения окисла колеблются от 65,05 до 80,86 мас. %. Среди них представляется возможным выделить три группы устойчивых составов, среднее значение SiO_2 у которых соответствует (мас. %): 67,3; 73,1—74,4 и 76,4 (табл. 3.1). При сопоставлении петрографии этих выделенных групп афанитов оказывается, что наиболее высокая концентрация SiO_2 приурочена к породам с высокой степенью закристаллизации, где стекла образуют лишь сеть тонких прожилков. В афанитах с плавающими в стекле кристаллитами SiO_2 меньше. Колебания величины окисла в неравномерно раскристаллизованной породе порою достигают 10 мас. %.

В диабаз-пегматитах проанализировано стекло вблизи фенокристов плагиоклаза и пироксена и в основной массе на удалении от них. Оказалось, что в первом случае оно имеет количество SiO_2 , равное 66,2—68,9 мас. %, а во вто-

Т а б л и ц а 3.1. Средний состав породообразующих стекол из пород Маймечинской интрузии, мас. %

Компонент	Kp-2 (8)	Kp-3/1 (7)	Kp-3/2 (3)	Kp-7 (5)	X-7/55 (5)	X-7/58г (3)	X-7/58п (3)	X-7/64г (3)	X-7/64и (1)
SiO ₂	73,40	76,37	67,28	74,35	70,26	63,18	61,51	58,81	59,67
TiO ₂	1,05	0,91	0,89	1,45	0,92	0,90	0,74	0,59	0,68
Al ₂ O ₃	11,24	10,96	13,50	10,94	14,83	18,82	19,46	16,61	16,25
FeO	1,36	0,73	0,52	2,05	4,92	2,47	3,06	5,78	7,34
MnO	0,03	0,02	0,02	0,00	0,09	0,05	0,05	0,02	0,08
MgO	0,12	0,05	0,14	0,11	0,18	0,57	1,00	2,30	3,71
CaO	0,75	0,89	5,50	1,39	3,11	1,60	1,39	2,11	1,66
Na ₂ O	0,67	0,68	1,19	1,38	2,34	2,57	2,53	2,91	1,50
K ₂ O	1,48	1,64	1,17	2,36	0,46	1,91	2,86	3,33	1,10
P ₂ O ₅	0,07	—	0,13	—	0,27	0,24	0,27	0,20	0,13
С у м м а	89,87	92,25	90,34	94,04	97,38	92,31	92,87	92,66	92,12

Нормативный состав (мас. %) по CIPW

Ar	0,16	—	0,30	—	0,63	0,56	0,63	0,46	0,30
Il	1,99	1,58	1,14	2,75	1,75	1,71	1,41	1,12	1,29
Ru	—	0,08	0,29	—	—	—	—	—	—
Ort	8,75	9,69	6,91	13,95	2,72	11,29	16,90	19,68	6,50
Ab	5,67	5,75	10,07	11,68	19,80	21,75	21,41	24,62	12,69
An	3,26	4,42	26,44	6,90	13,66	6,37	5,13	9,16	7,39
C	7,34	6,45	0,59	3,59	5,47	10,19	10,32	4,86	9,88
Hу	1,12	0,12	0,35	1,66	8,13	4,56	6,98	15,41	21,75
Q	61,58	64,16	44,25	53,42	45,22	35,89	30,10	17,35	32,32

П р и м е ч а н и е. В скобках указано количество использованных анализов. Kp-2 — основная масса афанита; Kp-3/1. Kp-3/2 — сосуществующие стекла мезостазиа афанитов; Kp-7 — основная масса афанита с мелкой вкрапленностью α-Fe; X-7/55 — основная масса диабаз-пегматита; X-7/58г — стекло из глобул в безоливиновом габбро-долерите; X-7/58п — интерстиционное стекло там же; X-7/64г — стекло из глобул в оливинсодержащем габбро-долерите; X-7/64и — интерстиционное стекло там же.

ром — 72,47—73,39 мас. %. В мелких округлых вакуолях, заключенных в фенокристах клинопироксена, стекла имеют малокремнистый высокожелезистый состав (мас. %): SiO₂ 30,37—48,66, FeO 29,18—44,09. Подробнее на стеклах-включениях мы остановимся в специальном разделе.

При петрографическом описании в безоливиновых и оливинсодержащих габбро-диабазов отмечались стекла, которые проявлялись в виде глобул и интерстиционных образований. Несмотря на то, что стекла относятся к породообразующим, в них выявились широкие вариации химического состава (см. Приложение I, табл. 3).

Наиболее ярко неоднородность стекла проявилась в глобулах из оливинсодержащих габбро-диабазов, сдержания окислов в которых изменялись (мас. %): SiO₂ 46,35—60,69; TiO₂ 4,05—0,41; Al₂O₃ 14,65—17,01; FeO 21,39—4,78; Na₂O 3,98—1,24; K₂O 6,88—0,98. Разница в содержаниях других компонентов не превышает 2 мас. %. В глобулах стекла из безоливиновых габбро-диабазов количественные вариации окислов, превышающие 2 мас. %, отмечаются только у Al₂O₃ от 20,46 до 16,54 и у Na₂O 1,57—3,89 мас. %, содержания остальных компонентов колеблются незначительно. При сопоставлении составов пар сосуществующих глобулярных и интерстиционных стекол из различных пород можно видеть, что однонаправленные изменения окислов имеют место только для FeO, MgO, количества которых от глобул к интерстициям повышаются, и для CaO и Na₂O, содержания которых в этом направлении падают (см.

табл. 3.1). Остальные компоненты при переходе от глобулы к интерстиции в одних породах возрастают, в других — уменьшаются.

Между составами стекол и вмещающих их пород намечается определенная зависимость. Так, глобулярные и интерстиционные стекла, располагающиеся в безоливиновых габбро-диабазовых породах, имеют более высокие содержания SiO_2 (61,5—63,2 мас. %), Al_2O_3 (18,8—19,5 мас. %) и сравнительно более низкие концентрации FeO (2,5—3,1 мас. %), MgO (0,6—1,0 мас. %). В стеклах из оливинсодержащих габбро-диабазов значения этих окислов следующие (мас. %): SiO_2 58,8—59,7; Al_2O_3 16,2—16,6; FeO 5,8—7,3; MgO 2,3—3,7 (см. табл. 3.1).

Черные стекла были изучены в оливинсодержащих габбро-долеритах, где они представляли собой шарики, округлые и пальцеобразные обособления с резкими границами, располагавшиеся в стеклах и в частично раскристаллизованном мезостазисе. Помимо черных стекол в процессе микронзондового изучения состава окисно-рудных минералов выяснилось, что в одном зерне титаномагнетита можно встретить участки химически чистого стехиометрического шпинелида и участки «кремнистого магнетита», сходного с описанным в литературе под этим названием [Петрова, Татарский, 1975; Щека и др., 1976] или как «кремнистая шпинель», «кремнийсодержащий феррошпинелид» [Олейников и др., 1981].

Рентгеноспектральный анализ черных стекол из внутренних частей кристаллов, ограниченных футлярами магнетита, показал вариации в них SiO_2 от 1,48 до 52,83 мас. % (см. Приложение I, табл. 3). Соотношения окислов в этих образованиях были таковы, что они не укладывались ни в один из минеральных видов. Отнести крайне железистые черные стекла к шпинелидам не позволяли повышенные концентрации SiO_2 , CaO и щелочей, а высококремнистые различия с $\text{SiO}_2=45,3-52,83$ мас. %, хотя и приближались по составу к пироксенам, отличались от них высокими содержаниями Al_2O_3 (до 16,27 мас. %) и K_2O (до 7,53 мас. %). На этом вопросе мы еще остановимся при характеристике шпинелидов.

Особенности химического состава породообразующих и черных стекол можно видеть на диаграммах, связывающих SiO_2 с основными петрогенными окислами (см. рис. 3.1). Для сравнения на этих же диаграммах показаны области составов ликвидационных стекол: высококремнистых на каждом графике справа и железистых низкокремнистых — на всех слева. Заштрихованное поле отвечает составу пород Маймечинской интрузии, а поле с крапом — клинопироксенам, находящимся в стеклах. Кроме того, на двух графиках показан диапазон составов плагиоклазов, ассоциирующих со стеклами. Рассмотрим поведение каждого окисла.

Количество SiO_2 в породообразующих интерстиционных стеклах изменяется в диапазоне 59,67—80,86 мас. % (см. Приложение I, табл. 3), в глобулярных — 46,35—64,07 мас. %, в черных — 52,83 мас. % и ниже. Как можно видеть, диапазоны колебания величины окисла в этих стеклах перекрываются. На графике $\text{FeO}-\text{SiO}_2$ точки анализов вытягиваются в шлейф с изменением FeO от 0,35 до 69 мас. %. Крайне железистые различия отвечают уже металлическим стеклам. С учетом содержания TiO_2 , достигающего в них 20 мас. %, их состав близок стехиометрии титаномагнетита — ульвошпинели, которые, по сути, являются конечными членами этого эволюционного направления в составе стекол. График TiO_2 имеет такую же конфигурацию, как и FeO , в совокупности с которым дает железо-титановый тренд, который характеризуется плавным уменьшением количества окислов с ростом кремнекислотности. Для MgO отмечаются экстремум (9,44 мас. %) при $\text{SiO}_2=24-26$ мас. % и падение величины окисла с повышением кремнекислотности. Количество MnO в проанализированных стеклах достигает 0,62 мас. % и по мере роста SiO_2 понижается до сотых долей

процента. Вариационная линия Al_2O_3 с увеличением кремнезема сначала воздымается от 2 до 21 %, а при значении SiO_2 около 60—63 % имеет резкий перегиб и при дальнейшем росте кремнистости снижается до 10—12 %. Часть точек анализов имеет низкое $Al_2O_3=4-6$ % при $SiO_2=40-50$ % и тем самым, по-видимому, намечает другую тенденцию равномерного распределения низких содержаний глинозема в стеклах переменной кремнистости.

График CaO имеет пологий характер с несколькими повышенными содержаниями окисла 4—6 мас. % в диапазоне $SiO_2=20-50$ мас. % и снижением его концентраций при увеличении и уменьшении кремнекислоты. Окислы щелочных металлов не имеют четких тенденций изменения содержаний в широком диапазоне кремнекислотности. Количества Na_2O , равные 4—5 % и десятым долям процента, можно встретить при значениях SiO_2 практически от 30 до 80 %. K_2O дает экстремум до 6—8 мас. % в диапазоне $SiO_2=45-55$ %, в обе стороны от которого происходит его уменьшение. Наряду с повышенными концентрациями окислов щелочных металлов во всем диапазоне кремнекислотности отмечаются стекла низкой щелочности. Количество пятиоксида фосфора обычно не превышает 0,5 %. Более высокие значения P_2O_5 отмечаются в интервале SiO_2 от 20 до 50 %. Максимальное содержание P_2O_5 составляет 1,46 мас. % при величине $SiO_2=47,04$ мас. %.

При сравнении поведения петрогенных окислов в порообразующих и ликвационных стеклах на этом рисунке можно видеть, что поля ликвационных стекол ложатся вдоль вариационной линии порообразующих стекол. Исключение составляют лишь CaO и P_2O_5 , тенденции изменения которых различны для тех и других. Поле составов стекловатых пород обычно лежит на вариационной линии стекол и только на графике $CaO-SiO_2$ находится в стороне, в области повышенных значений окиси кальция. Это, по-видимому, обусловлено кристаллизационной дифференциацией, в результате которой формирование ранних фаз клинопироксена и плагиоклаза истощило расплав кальцием.

При петрографическом описании нами обращалось внимание на форму проявления пироксена в стекле в виде мельчайших гранул, напоминающих эмульсионный рисунок, характерный для ликвационных образований. Принимая это во внимание, интересно проследить на разных графиках размещение полей составов пироксенов и стекол. В этом отношении наиболее показательны графики с участием главных минералообразующих окислов FeO , CaO , SiO_2 и MgO . На графике $FeO-SiO_2$ поля пироксенов и вмещающих его порообразующих стекол соотносятся между собой совершенно так же, как и поля железистых и кремнистых ликвационных стекол. В координатах $CaO-SiO_2$ на вариационной линии для порообразующих стекол лежат только поля составов пиконитов и высококремнистых ликвационных стекол. Сами стекловатые породы имеют более высокую известковистость, которую определяют находящиеся в них плагиоклазы и отчасти высококальциевые пироксены — авгиты (верхнее поле на диаграмме). Примечательной особенностью состава порообразующих стекол является их тренд на графике $CaO-SiO_2$, отличающийся от такового в ликвационных стеклах. Для последних характерно резкое накопление CaO , близкое к линии составов плагиоклазов. Пологий низкокальциевый тренд порообразующих стекол, очевидно, связан с истощением остаточного расплава известью, вызванным кристаллизацией фенокритов пироксена и плагиоклаза. Концентрация MgO происходит в пироксенах в больших количествах, так что на графике $MgO-SiO_2$ поле их составов даже не поместилось.

Состав встреченных в стеклах плагиоклазов на графиках показан в виде отрезков прямых. Глядя на расположение их относительно стекол, можно сказать, что фенокриты минерала являются концентраторами Na_2O , а совместно с авгитом — CaO . На диаграмме $Al_2O_3-SiO_2$ клинопироксены, имея небольшие содержания Al_2O_3 , располагаются вблизи горизонтальной оси, а составы

Рис. 3.2. Диаграмма А. Н. Заварицкого для породообразующих стекол.

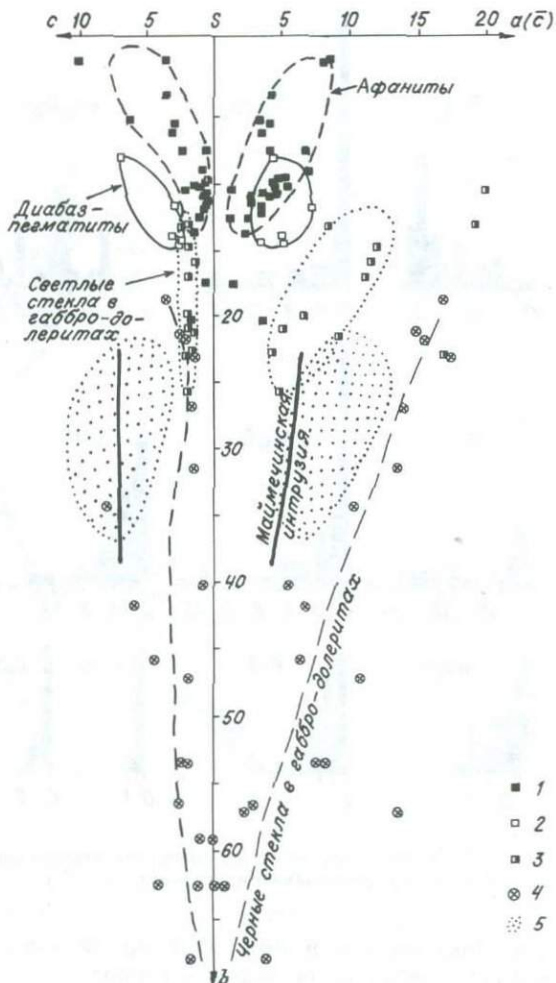
1 — афаниты; 2 — диабаз-пегматиты; 3, 4 — светлые и черные стекла из габбро-диабазов; 5 — поле составов пород Хунгтукуинской интрузии. Сплошной линией показано направление дифференциации габбро-долеритов Маймечинской интрузии.

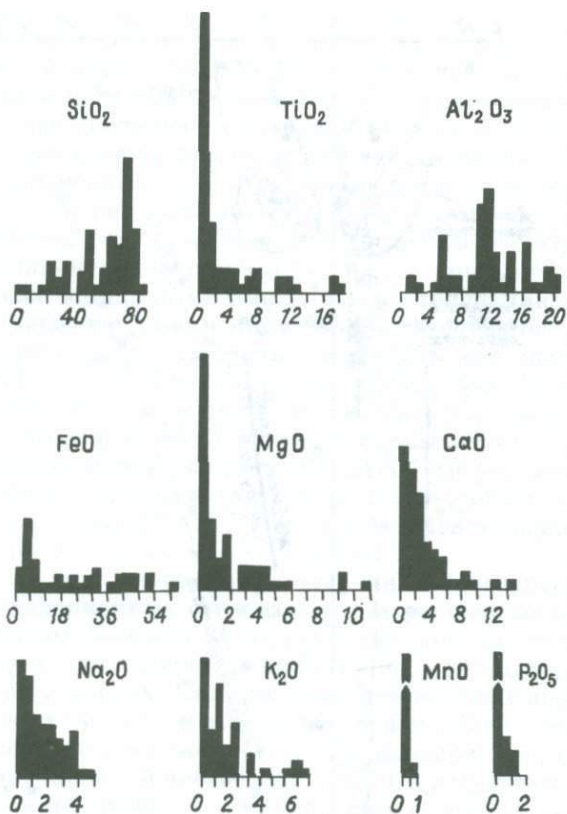
плагинклязов здесь не показаны из-за больших количеств глинозема в минерале (более 24 %); можно отметить, что плагинклязы расположились бы вверху, на продолжении правого крыла вариационной линии породообразующих стекол.

Пересчет химических анализов породообразующих стекол и рудно-силикатных обособлений по методу А. Н. Заварицкого и SIPW показал большие колебания вычисленных величин. На петрохимической диаграмме (рис. 3.2) можно видеть, что фигуративные точки образуют шлейф с широким диапазоном значений числовых характеристик. Вдоль оси b поле стекол из афанитов с перекрытием сменяется полем стекол диабаз-пегматитов, далее идут стекла габбро-диабазов, которые переходят в черные стекла рудно-силикатных обособлений. Все стекла имеют небольшое количество полевошпатовой извести, величина которой падает с увеличением характеристики b . Для стекол из афанитов, габбро-долеритов и для черных стекол отмечаются уменьшения характеристики a с ростом b .

Определение химического типа стекол по числовым характеристикам выявило следующее. По насыщенности кремнеземом среди стекол выделяются все петрохимические классы от сильнопересыщенных, пересыщенных, насыщенных, слабонедосыщенных до ненасыщенных SiO_2 , причем наиболее распространены стекла двух крайних классов. В пересыщенных кремнием стеклах можно встретить различную концентрацию щелочей, $a : c$ в них изменяется от 0,2 до 13,3. Слабопересыщенные и насыщенные SiO_2 стекла оказываются богатыми щелочами, для первых $a : c = 3,9$, а для вторых — 7,6 и 13,3. В класс слабонедосыщенных стекол попадают четыре анализа (ан. 19, 22, 25, 29, см. Приложение I, табл. 3); все они относятся к богатым щелочами разновидностям, $a : c$ в них изменяются от 7,0 до 10,6, а по цветовому индексу три из них меланократовые ($b = 2,7; 21,3; 21,9$) и одно лейкократовое ($b = 13$).

Большой класс представляют ненасыщенные SiO_2 черные стекла (16 анализов), в которых коэффициент Q варьирует от $-15,9$ до $-64,8$. Среди них различаются богатые щелочами ($a : c$ составляет 8,9—12,4), щелочные ($a : c = 2,3—5,9$) и бедные щелочами (8 анализов). По величине b выделяются лейкократовые





Р и с. 3.3. Гистограмма распределения петрогенных окислов в породообразующих стеклах ($n=68$).

щелочной состав и попадают на диаграмме в верхнее продолжение шлейфа фигуративных точек черных стекол.

Фигуративные точки черных стекол образуют полосу вдоль оси b (от $b=10,5$ при $a=19$ до $b=60-68$ при $a=0-3,9$). Величина $a:c$ в этом направлении изменяется от 13,3 (ан. 13) до 0,04 (ан. 23).

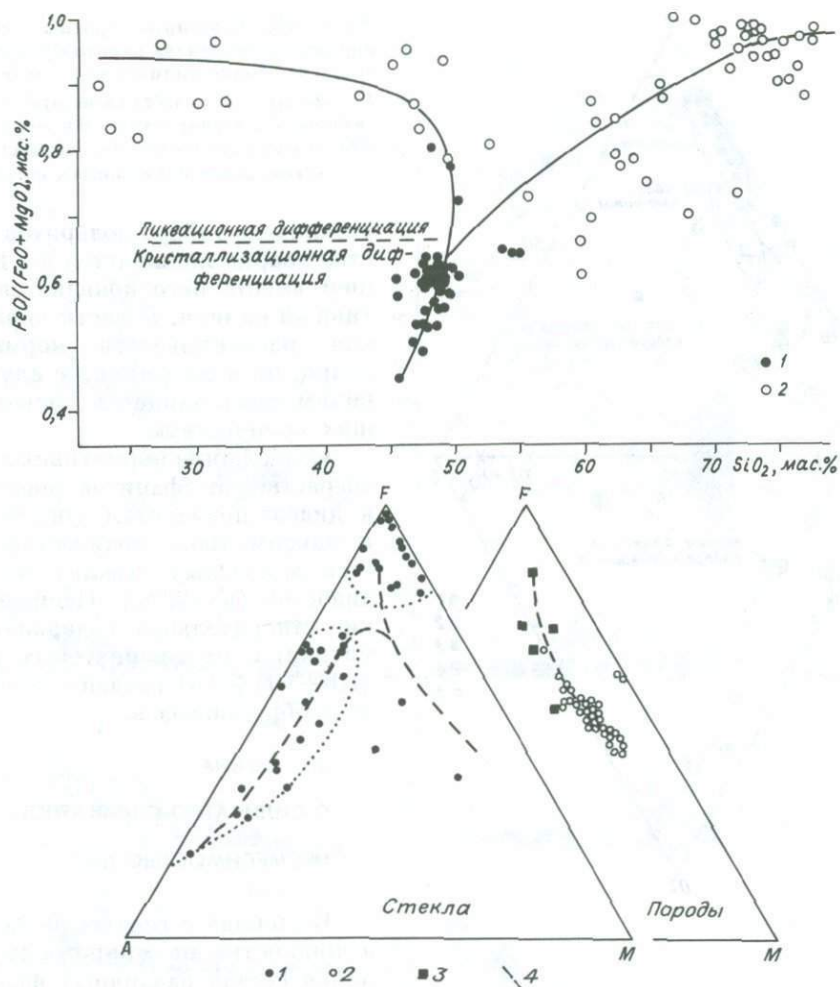
Некоторое представление об особенностях распределения главных петрогенных окислов в стеклах можно получить из гистограммы (рис. 3.3). Для SiO_2 отмечается нормальное усеченное асимметричное распределение, осложненное максимумами-всплесками при 25, 45 и 75 %. При общем нормальном распределении гистограмма Al_2O_3 имеет малоамплитудные экстремумы при 5, 11 и 17 % окисла. Распределение FeO приближается к равномерному (прямоугольному). Всплеск при 3—6 % окиси связан со стеклами афанитов, в которых содержание FeO достигает 6 %. Распределение TiO_2 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , P_2O_5 имеет вид, приближающийся к логнормальному — закону распределения малых компонентов.

Эволюция химического состава стекол и связанных с ними рудно-силикатных обособлений показана на диаграммах $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ и AFM (рис. 3.4). На первой диаграмме можно видеть, что точки габбро-долеритов Маймечинской интрузии дают шлейф, который показывает повышение K_ϕ при незначительных вариациях SiO_2 . В дальнейшем это направление дифференциации распадается на две резко различающиеся тенденции, одна из которых идет

(3 анализа), меланократовые (3 анализа) и голомеланократовые (10 анализов, $b=45,9-68$).

Если сопоставить изменение химического состава стекол с положением их в разрезе интрузии, то можно заметить, что в кровле массива располагаются афаниты, стекла в которых характеризуются пересыщенностью SiO_2 ($Q=36,3-67,7$) и широкими вариациями щелочности. По величине b стекла афанитов располагаются между значениями 0,7 и 20,4. Встречающиеся среди афанитов диабаз-пегматиты имеют также пересыщенные и сильнопересыщенные SiO_2 стекла ($Q=39,1-50,3$), но бедны щелочами $a:c \leq 2,5$; поле их распространения несколько смещено по вертикальной оси вниз ($b=8,1-14,5$).

Стекла из габбро-диабазов имеют широкие вариации Q от $-20,4$ до $32,6$; $a:c=2,9-13,3$. По величине b они перекрывают афаниты и диабаз-пегматиты и опускаются до значения 25,8. Два стекла (ан. 12 и 13) имеют высоко-



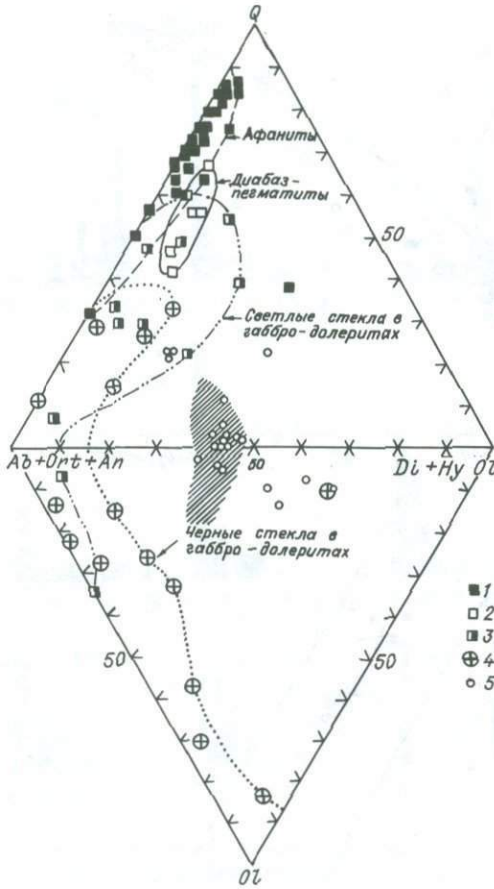
Р и с. 3.4. Диаграммы железистость — SiO_2 (1 — породы интрузии, 2 — стекла) и AFM (1 — стекла, 2 — габбро-долериты, 3 — диабаз-пегматиты, 4 — направление дифференциации) для породообразующих стекол и пород Маймечинской интрузии.

с увеличением SiO_2 , а другая, наоборот, с уменьшением кремнекислотности, но с повышением абсолютного содержания железа.

На диаграмме AFM точки анализов габбро-долеритов Маймечинской интрузии вытягиваются в шлейф с постепенным уменьшением содержания MgO , увеличением окислов железа при слабом повышении щелочности пород. Наиболее высокожелезистыми разностями являются диабаз-пегматиты, точки анализов которых ложатся на продолжение тренда для пород расслоенной серии интрузии в сторону вершины F. Точки анализов стекол показывают широкие вариации в них окислов железа и щелочей.

Результаты пересчетов анализов стекол по методу CIPW для главных компонентов были нанесены на двоянные треугольные диаграммы (рис. 3.5). Как и на приведенных выше петрохимических диаграммах, здесь можно видеть последовательное изменение составов стекол с перекрытием их полей. Доля нормативного кварца постепенно уменьшается в ряду стекол из афанитов к диабаз-пегматитам и габбро-долеритам. В светлых (прозрачных) глобулярных

Рис. 3.5. Сдвоенные тройные диаграммы нормативного состава породообразующих стекол и рудно-силикатных обособлений. 1 — афаниты; 2 — диабаз-пегматиты; 3 — габбро-диабазы; 4 — черные стекла, там же; 5 — породы ВЭЗ, содержащие стекла. Заштриховано поле составов пород Маймечинской интрузии.



стеклах из габбро-долеритов количество кварца понижается и в дальнейшем вместо него появляется нормативный оливин. В части черных стекол рассчитывается нормативный кварц, но в большинстве случаев мы видим здесь оливин и порою в больших количествах.

Содержание нормативных $Di+Nu$ возрастает от афанитов (около 10 %) к диабаз-пегматитам (около 13 %), и максимальное количество отмечается в светлых стеклах из габбро-диабазов (до 30 %). Наиболее высокие относительные содержания нормативных полевошпатовых молекул ($Ab+Ort+An$) связаны со стеклами из габбро-диабазов.

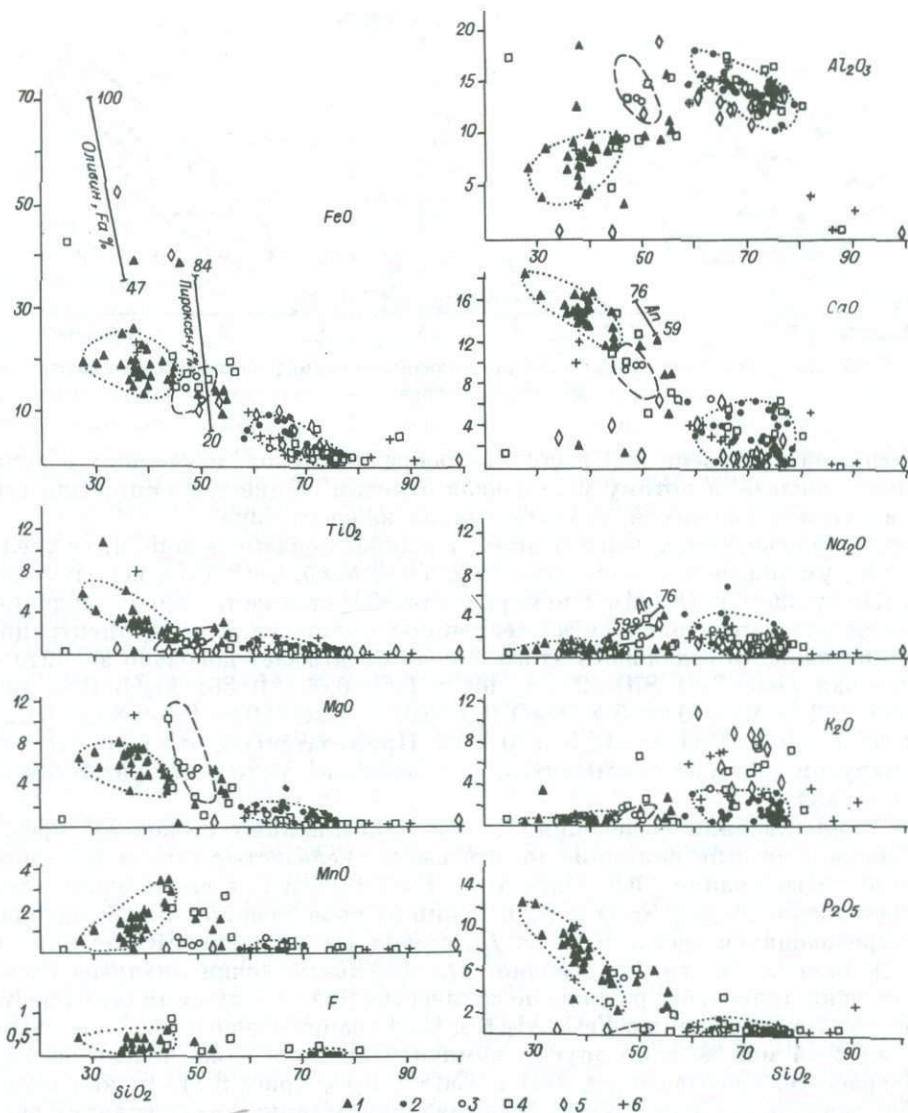
3.2. СТЕКЛА

С СИЛИКАТНО-СИЛИКАТНОЙ

НЕСМЕСИМОСТЬЮ (ГС)

В стеклах с текстурой «жидкость в жидкости» на микрозонде определялся состав различных фаз, различающихся по отражательной способности в аншлифах и по цвету в проходящем свете в шлифах. Для стекол ГС были сделаны зарисовки (см. табл. 2.1), на которых указаны номера анализов, помещенных в табл. 4 Приложения I. По особенностям проявления стекол различаются: матрица (М), находящиеся в ней мелкие шарики-глобулы (Г) и серповидные образования и каймы (К), располагающиеся на границе с самородным железом. Форма выделения стекла не зависит от его состава. Матрица может быть высококремнистой, а шарик стекла в ней — железистым, и, наоборот, в железистой матрице могут находиться кремнистые шарики. То же самое наблюдается и в краевых каймах: у одних железистый состав, а у других — кремнистый. В связи с этим понятия «матрица» и «глобула» являются относительными, поскольку глобула одного стекла может служить матрицей для включенных в него более мелких глобул другого стекла. Следует отметить, что все проявления стекол этого типа (ГС) имеют шарообразную или глобулярную форму. Находки «глобула в глобуле» прослеживаются до тех пор, покамест позволяет разрешающая способность оптического микроскопа, а в дальнейшем они отмечаются и под электронным микроскопом.

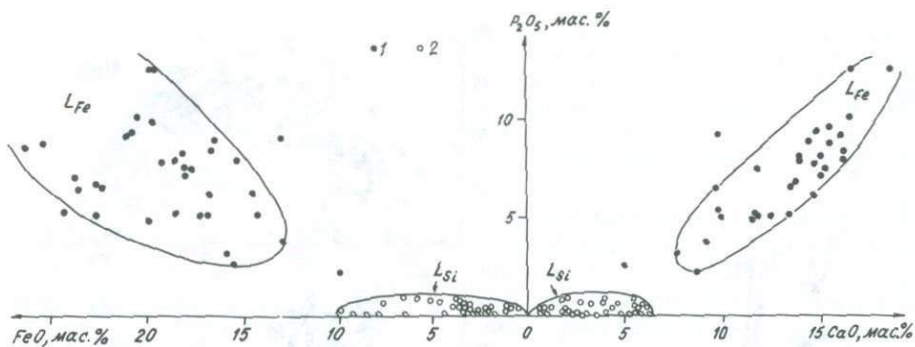
Все разнообразие описанных выше стекол из руд самородного железа показано на диаграммах, связывающих петрогенные окислы и SiO_2 (рис. 3.6). На этих диаграммах нами околнурены точками поля распространения



Р и с. 3.6. Окисловые диаграммы на базе кремнезема для стекол, заключенных в рудах самородного железа.

1 — мафические ликвационные стекла ГК; 2 — сиалические ликвационные стекла ГК; 3 — однофазные стекла ОС; 4 — стекла из глобул с кристаллическими фазами ГК; 5 — интерстиционные стекла ИС; 6 — ликвационные стекла интрузий Хунгтукун, Хинида и Джалтул по данным [Самородные металлы... , 1985]. Штрихами околнурено поле составов пород Хунгтукунской интрузии, пунктиром ограничены области составов мафических и сиалических ликвационных стекол.

высокожелезистых низкокремнистых стекол (левое поле на каждом графике) и высококремнистых маложелезистых стекол (правое поле на каждом графике). Другие типы стекол (ГК, ИС, ОС) выделяются только значками. Для сравнения штрихами обозначено поле составов пород Хунгтукунской интрузии, в которой проведена основная масса микронзондовых анализов ликвационных стекол. Кроме того, здесь же приведены составы встречающихся в стеклах кристаллических фаз в виде отрезков прямой с указанием диапазона составов.



Р и с. 3.7. Диаграмма FeO—P₂O₅—CaO для ликвационных мафических (1) и сиалических (2) стекол.

Диаграмма построена для всего многообразия стекол, изученных в рудах самородного железа, и потому мы сначала отметим общие тенденции для всех стекол, а затем остановимся на особенностях каждого типа.

Точки анализов стекол вытягиваются в шлейф, показывающий, что с увеличением SiO₂ уменьшается количество FeO, TiO₂, MgO, CaO, P₂O₅ и F. В содержаниях Al₂O₃, Na₂O, K₂O и MnO по мере роста SiO₂ отмечается смена тенденции накопления указанных окислов на тенденцию уменьшения их концентраций. Содержание каждого отдельно взятого окисла охватывает довольно значительный интервал (мас. %): SiO₂ 24,54—99,3; TiO₂ 0,03—10,86; Al₂O₃ 0,8—18,9; FeO_{общ} 0,4—52,4; MnO 0,0—3,4; MgO 0,0—10,87; CaO 0,02—18,5; Na₂O 0,02—6,9; K₂O 0,06—10,7; P₂O₅ 0—12,5; F 0—0,6. Примечательно, что поле составов пород интрузии занимает промежуточное положение среди всего разнообразия составов стекол.

При сопоставлении выделенных полей ликвационных стекол ГС прежде всего обращает на себя внимание то, что высокожелезистые стекла L_{Fe} имеют повышенные содержания TiO₂, MgO, MnO, CaO, P₂O₅ и F, а высококремнистые L_{Si} соответственно Al₂O₃, Na₂O и K₂O. Границы оконтуренных полей наиболее часто встречающихся составов L_{Fe} и L_{Si} стекол по величине SiO₂ отстоят на 15 мас. % окисла. На графике видно, что отдельные точки анализов стекол сближаются настолько, что разница по количеству SiO₂ между ними сокращается до 4 мас. %. По содержанию FeO, Al₂O₃ и CaO границы полей L_{Fe} и L_{Si} стекол отстоят на 2—4 мас. %, а по другим компонентам поля даже перекрываются.

На графике, связывающем FeO и CaO с P₂O₅ (рис. 3.7), можно видеть четкое разделение L_{Fe} и L_{Si} стекол. Минимальная разница в содержаниях окислов между этими типами стекол составила для CaO 1 мас. %, FeO — 3 и P₂O₅ — около 1,5 мас. %.

Относительно точек анализов, отклонившихся от основной тенденции изменения химизма стекол, можно сказать, что они, по-видимому, отвечают наметившимся возможным тенденциям эволюции состава жидкостей, но не получившим в силу различных причин должного развития. На графике Al₂O₃—SiO₂ (см. рис. 3.6) несколько точек анализов показывают необычные для наших стекол повышенные содержания Al₂O₃ при сравнительно низких значениях SiO₂. Оказывается, что стекла подобного состава проанализированы в вариолитовых лавах архейской толеитовой серии Абитиби, Канада [Gelinas et al., 1976]. Матрица и вариолы в одном из образцов в этих лавах имели соответственно следующий состав (мас. %): SiO₂ 39,42 и 77,80; TiO₂ 1,70 и 1,05; Al₂O₃ 17,83 и 12,37; Fe₂O₃ 3,36 и 0,36; FeO 19,17 и 0,83; MgO 7,26 и 0,04; CaO 10,70 и 1,85; Na₂O 0,37 и 5,03; K₂O 0,01 и 0,39; P₂O₅ 0,20 и 0,29; (H₂O+CO₂+S) 8,86 и 1,20.

Рис. 3.8. Диаграмма FeO—SiO₂ для стекол, сосуществующих в одной глобуле.

1 — черные стекла краевых частей и глобул;
2 — шарики мафических стекол; 3 — матрица свалического стекла.

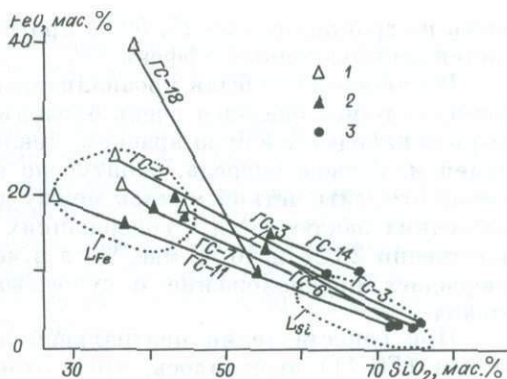
Заметим, что здесь более железистой и низкокремнистой является матрица, а не глобула, как в подавляющем большинстве других известных из литературы случаев и полученных по нашему материалу.

Несколько слов необходимо сказать о полях L_{Fe} и L_{Si} . Точки анализов ликвационных стекол растягиваются вдоль наметившегося тренда, и в местах наибольшего сближения полей крайние точки L_{Fe} и L_{Si} отстоят по SiO₂ на 3—4 %. Казалось бы, ни о каких контрастных химических составах между L_{Fe} и L_{Si} не приходится и говорить. Здесь надо отметить следующее. Во-первых, часть точек, попавших в область между полями, имеет свои контрастные по составу антиподы со значительными отличиями по содержанию того или иного окисла. Это можно видеть на диаграмме FeO—SiO₂ (рис. 3.8), на которой нанесены составы нескольких глобул с указанием особенностей их проявления: в качестве матрицы, шарика в ней или каймы, обрамляющей ее. Из графика следует, что составы L_{Fe} и L_{Si} стекол широко варьируют даже по этим двум окислам. В поле L_{Fe} стекло состав каймы является более железистым и менее кремнистым, чем шарик из этой же глобулы. Оказывается, что состав сосуществующих железистых и кремнистых стекол из одной глобулы отличается от состава пары таких стекол из другой глобулы. Например, пара L_{Fe} — L_{Si} стекол глобулы ГС-2 на графике сдвинута влево — в область менее кремнистых составов по сравнению с парой стекол ГС-3, хотя разница между ликватами по величине окислов остается относительно близкой. Если рассматривать точки, попавшие в промежуточное положение между полями, то можно заметить, что каждая из них также имеет четкие отличия от своего химического антипода. В глобуле ГС-18 разница между ликватами по SiO₂ составляет 16,62 мас. %, а по FeO — 29,2 мас. %, в ГС-6 соответственно 17,15 и 9,79 мас. %, причем первая пара располагается в низкокремнистой области, а вторая — в высококремнистой. В амебовидном выделении стекла ГС-14 (см. табл. 2.1) установлены ликваты с различным содержанием SiO₂—37,4; 54,7; 67,3—73,8 мас. %. Первый располагается в области железистых ликватов, второй — в промежуточной области и два последних — в поле кремнистых составов. **Приведенные данные позволяют предполагать существование ликвационных явлений внутри областей L_{Fe} и L_{Si} жидкостей.**

Микроскопический анализ ликвационных стекол с эмульсионно-жидкостной текстурой позволил выявить целый ряд общих и частных особенностей состава стекол. Сейчас мы прокомментируем некоторые особенности химического состава глобулярных стекол, помещенных на зарисовках табл. 2.1.

Размер шариков L_{Fe} стекла, располагающихся внутри глобул L_{Si} стекла, широко варьирует. Сопоставление составов различных по величине шариков показало, что мелкие шарики (например, ГС-1, 7, 12) имеют близкий между собой состав, но отличаются от крупных шариков (ГС-3) тем, что в последних выше содержание SiO₂ и ниже MgO, CaO и P₂O₅.

Проанализированное в различных частях L_{Si} стекло из матрицы, содержащей мелкие шарики L_{Fe} стекла (ГС-5), оказалось практически идентичным в центре глобулы и между L_{Fe} шариками, но было обогащено CaO в краевой



части на границе с α -Fe (5,69 % против 1,75—1,89 %), вероятно, здесь сказывается диффузионный эффект.

В глобуле ГС-9 были проанализированы два слившихся шарика L_{Si} стекла, состав которых оказался очень близким. Эти два слившихся в виде восьмерки шарика находятся в буро-красном стекле (ан. 22), которое служит для них матрицей и, в свою очередь, оконтурено серпом черного стекла (ан. 23). Здесь важно отметить **четкий мениск между двумя железистыми стеклами**. Различие последних заключается в содержаниях FeO и P_2O_5 : в буром они имеют соответственно 20,25 и 10,12 мас. %, а в черном — 26,22 и 8,55 мас. %. Это подтверждает предположение о существовании расслоения внутри класса L_{Fe} стекол.

При сопоставлении центральной и краевой частей крупной глобулы L_{Si} стекла (ГС-11) выяснилось, что в этом направлении в ее составе несколько возрастает FeO (от 2,19 до 3,41 мас. %) и K_2O (от 0,12 до 2,25 мас. %) и, главное, на границе с каймой черного стекла (ан. 33) у нее резко падает содержание CaO (с 6,18 до 0,78 мас. %). В L_{Fe} кайме количество CaO составляет 18,48 мас. %.

Матрица глобулы ГС-13, несмотря на то, что непрозрачна, имеет кремнистый состав. Это связано с обильной и очень мелкой эмульсией шариков L_{Fe} стекол, которые кулисообразно заходят друг за друга и препятствуют прохождению света, создавая непрозрачность стекла. Микронзондом удалось снять только матрицу, размер шариков L_{Fe} стекла оказался слишком мелким для анализа, хотя они и были отчетливо видны.

Выделение стекла ГС-14 имеет амбовидную форму, у которой матрица сложена L_{Fe} стеклом, а располагающиеся в ней глобулы являются однофазными L_{Si} стеклами или состоят из двух фаз L_{Si} стекла с включениями L_{Fe} стекла. Анализ одинаковых по отражательной способности темно-серых стекол из плотной каймы вокруг кавернозной глобулы (ан. 40) и центральной части однофазной другой глобулы (ан. 42) показал ощутимые различия по двум окислам. Кайма первой отличалась от центральной части второй по SiO_2 73,8 мас. % против 68,4 мас. % и по Na_2O соответственно 0,53 и 6,91 мас. %.

В глобуле ГС-15 было проанализировано L_{Si} стекло, в котором отмечались редкие шарики L_{Fe} стекла различных размеров. В ГС-17 определялись составы двух крупных шаров L_{Si} стекла, которые располагались в матрице L_{Fe} стекла. При сравнении составов L_{Si} стекол оказалось, что содержание в них SiO_2 практически одинаковое (65—66 мас. %), но стекло ГС-15 было прозрачным, а ГС-17 — непрозрачным, черным. Кроме того, в первом были определены более низкие содержания Na_2O , CaO и более высокие K_2O , чем во втором.

В глобуле ГС-16 был проанализирован крупный шарик L_{Fe} стекла (ан. 45) необычного состава (мас. %): SiO_2 46,15; FeO 38,26; Al_2O_3 3,20; CaO 1,48; P_2O_5 2,12, содержание остальных окислов в сумме не превышает 1 мас. %. По количеству тех или иных компонентов стекло имеет сходство с железистыми пироксенитами, ликвационными стеклами и рудно-силикатными обособлениями. Своеобразный случай расслоения был замечен в глобулах ГС-22 и 23. Светлое стекло расслаивалось с четким мениском на бесцветное и розовое. Сопоставление химических составов этих цветовых разновидностей в двух глобулах показало, что SiO_2 и FeO имеют в них разнонаправленные колебания, но в пределах 1 мас. %, а четкие однонаправленные изменения происходят у Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O . Наиболее ярко различия стекол проявились по содержанию CaO 0,66—1,18 мас. % в одном типе стекла и 5,56—5,93 мас. % — в другом и по K_2O , где эти типы стекол имеют соответственно 2,27—3,07 и 0,08—0,04 мас. %. Колебания составов в группе кремнистых стекол позволяют предполагать возможность расщепления жидкости на две несмешивающихся с небольшой контрастностью составов отдельных сосуществующих ликватов. При сравнении состава L_{Fe} стекол этих глобул оказывается, что стекло каймы ГС-22 сходно

с шариками ГС-23 и оба они несколько отличаются от каймы последнего более низким содержанием SiO_2 (44 против 49,5 мас. %) и высоким FeO (16,7 против 14,2 мас. %).

Глобула ГС-24 изучалась в отраженном свете. Здесь был проведен анализ светло-серого L_{Fe} стекла и два определения в большом поле темно-серого L_{Si} стекла: одно среди редких кристаллитов, другое — в диаметрально противоположной части в непосредственной близости от мениска на границе с выделением L_{Fe} стекла. В L_{Si} стекле по мере приближения к L_{Fe} стеклу намечаются некоторое понижение Al_2O_3 (от 17,75 до 15,52 мас. %), K_2O (от 2,92 до 1,50 мас. %), P_2O_5 (от 0,58 до нуля), увеличение SiO_2 (от 59,84 до 60,93 мас. %) и слабо выраженный прирост остальных компонентов.

3.3. ОДНОФАЗНЫЕ СТЕКЛА (ОС)

Состав этого типа стекол тяготеет к промежуточной области между полями L_{Fe} и L_{Si} ликватов. Распространенность этих стекол, по-видимому, незначительная, и поэтому в нашем распоряжении имеется только шесть анализов. Тем не менее диапазон колебания содержаний окислов в них оказался достаточно широким (мас. %): SiO_2 46,9—63,19; TiO_2 0,94—1,84; Al_2O_3 9,53—15,57; FeO 3,45—16,68; MnO 0,14—0,65; MgO 1,0—7,16; CaO 6,70—10,85; Na_2O 0,56—3,34; K_2O 0,35—3,25; P_2O_5 0,15—5,62 (см. Приложение I, табл. 4). Стекла ОС являются мутными и непрозрачными, и поэтому есть основания предполагать, что они представляют собой неразличимую в оптическом микроскопе тонкодисперсную эмульсию ликвационных стекол, не претерпевших укрупнения капель за счет слияния. В таком случае вариации состава можно объяснить тем, что при микрондовом анализе выжигались неоднородные участки с преобладанием той или другой фазы.

На диаграмме, связывающей петрогенные окислы и SiO_2 , стекла ОС попадают в область между полями L_{Fe} и L_{Si} и в ряде случаев (особенно ОС-5 и 6) приближаются к полю пород Хунгтукунской интрузии, показывая тем самым близость к исходному составу магматического расплава. На данном уровне изученности мы сочли возможным выделить эти стекла в самостоятельный тип, а при характеристике объединить с ГС.

3.4. СТЕКЛА ИЗ ГЛОБУЛ С КРИСТАЛЛИЧЕСКИМИ ФАЗАМИ (ГК)

В глобулах этого типа нередко еще сохраняется эмульсионный текстурный рисунок, но наряду с этим уже появляются кристаллические фазы, количество и размер которых порою достигает такой величины, что стекла практически не остается, а кристаллы представляют собой сплошной пилотакситовый агрегат. Формирование кристаллических фаз, естественно, приводило к изменению химического состава остаточной жидкости, и поэтому вполне закономерно выделение этих стекол в самостоятельный тип — ГК.

Стекла ГК с сохранившимся эмульсионным рисунком на окисловой диаграмме (см. рис. 3.6) попадают в соответствующие поля L_{Fe} и L_{Si} стекол, выделенных для стекол ГС, либо концентрируются на продолжении их со стороны более высоких содержаний SiO_2 . Для стекол ГК сохраняются тенденции изменения химического состава, наметившиеся в стеклах ГС. Повышение SiO_2 приводит к уменьшению в них содержаний TiO_2 , FeO , MgO , CaO , MnO , P_2O_5 и увеличению Al_2O_3 и K_2O . Количество Na_2O с ростом SiO_2 повышается в L_{Fe} стеклах и, наоборот, падает в L_{Si} стеклах. Перелом в поведении Na_2O

намечается при значениях SiO_2 около 50—60 мас. %. Содержание SiO_2 в глобулах ГК варьирует (мас. %): 24,54—87,46; FeO 42,78—0,68; TiO_2 0,06—2,52; Al_2O_3 3,49—17,44; MnO 0,00—2,86; MgO 0,00—10,87; CaO 0,13—14,93; Na_2O 0,16—4,64; K_2O 0,01—7,61.

Остановимся подробнее на химической характеристике некоторых глобул ГК (см. Приложение I, табл. 5). Зарисовки к отдельным глобулам помещены в табл. 2.1.

В глобуле ГК-1 на фоне бесцветной матрицы располагаются шарики бурого L_{Fe} стекла и шарообразные более крупные по размеру мутные молочно-белые и розовые пятна. В матрице содержание SiO_2 80,54 мас. %, а в пятнах — 76,5 мас. %. Различия между стеклами отмечаются по количеству CaO , которое в бесцветных стеклах составляет 3,01 мас. %, а в мутных окрашенных — 5,52—6,40 мас. %. Величина K_2O соответственно в одних — 1,31, а в других — 0,05 мас. %. Концентрации остальных окислов практически не меняются.

В ГК-2 в кристalloкристаллической стекловатой матрице располагались расплывчатые и более четко ограниченные пятна серого мутного стекла кое-где с анизотропными участками и отдельные сравнительно крупные кристаллики $\alpha\text{-Fe}$ и пироксена. Проанализированные бесцветное и мутное стекла показали SiO_2 73,53 и 67,81 мас. %. Общее снижение окисла по сравнению с такими же из ГК-1 компенсируется некоторым увеличением Al_2O_3 и FeO . Мутное стекло богаче кальцием, чем бесцветное, однако в отличие от вышеописанной глобулы в ГК-2 разница между ними и абсолютное значение окисла ниже. Содержание (мас. %) CaO в мутном стекле 3,52, в бесцветном — 2,40; FeO соответственно 4,06 и 2,76; Na_2O 0,95 и 1,89; K_2O 1,9 и 2,35. Сравнивая составы прозрачных и мутных стекол из двух глобул ГК-1 и 2, можно заметить, что в первой паре (ГК-1) выше абсолютные значения SiO_2 , а во второй (ГК-2) содержания кремнезема в стеклах ниже, но разница в количествах окисла возрастает. В ГК-1 она составляет 4,07 мас. %, а в ГК-2 — 5,7 мас. %.

Глобулы ГК-3 и 4 представляют собой однородные стекла с включением кристаллов: одно — плагиоклаза, а другое — пироксена. Составы стекол нормально укладываются в ранее выявленные для стекол ГС тренды. Размер кристаллов-включений в стеклах не соизмерим: плагиоклаз в ГК-3 намного крупнее и выходит за пределы глобулы, а пироксен в ГК-4 в виде небольшой призмочки располагается на стенке вакуоли. Тем не менее сравним составы стекол, включающих эти минералы. Ассоциирующее с плагиоклазом стекло имеет более высокие содержания FeO (19,15 мас. %), MgO (3,60 мас. %) против соответственно 3,31 и 0,01 мас. %, определенных в глобуле с пироксеном. Наоборот, в стекле с включением пироксена по сравнению с плагиоклазсодержащим отмечаются повышенные концентрации SiO_2 73,13 против 56,62 мас. %, Al_2O_3 соответственно 12,33 и 9,77 мас. %, K_2O 5,47 и 0,07 мас. %, Na_2O 1,79 и 1,06 мас. %. В стекле и кристалле пироксена определены низкие содержания CaO (0,8 мас. %), а в ГК-3 величина окисла — 6,5 мас. %.

Интересный случай был изучен в глобуле ГК-8, где в однородном стекле был встречен выросший на стенку вакуоли крупный кристалл оливина Fa_{78} , который, в свою очередь, содержал шарик стекла (ан. 6, см. Приложение I, табл. 7) с включением красной самородной меди. Состав стекла-включения в оливине отличался от стекла-матрицы кристалла по количеству SiO_2 , которое составляло соответственно (мас. %): 66,26 и 70,82; Al_2O_3 17,40 и 14,05; CaO 5,79 и 1,26; P_2O_5 1,02 и 0,15. Содержания других окислов в стеклах оказываются близкими по величине. Примечательной особенностью стекол включения и матрицы являются высокая калиевость (K_2O 4,95 и 5,01 мас. %) и низкие железистость (FeO 2,23 и 1,46 мас. %) и натриевость (Na_2O 1,98 и 1,54 мас. %).

Глобула ГК-14 представляет собой сферокристалл пироксена со множеством темных стекловатых включений и полусферу светлого L_{Si} стекла с кристалли-

тами и шариками L_{Fe} стекла. Состав пироксена оказался необычным в связи с тем, что в нем было определено $K_2O=2,5$ мас.%. Тем не менее мы рассчитали его кристаллическую формулу и поместили в соответствующую таблицу. Состав L_{Fe} стекла также является необычным и на окисловых диаграммах рис. 3.6 для некоторых компонентов отклоняется от обычных трендов. В стекле определено очень низкое содержание для изученных ликвационных стекол SiO_2 (24,54 мас.%) при высоких FeO (42,78 мас.%) и Al_2O_3 (17,44 мас.%). По выявленным тенденциям изменения химического состава стекол в этом стекле при имеющихся количествах SiO_2 и FeO следовало ожидать высоких концентраций CaO , MgO и TiO_2 , а они оказались очень низкими, и, наоборот, содержание Al_2O_3 — аномально высоким. Специфический состав этого стекла, по-видимому, объясняется кристаллизацией пироксена, который истощил жидкость входящими в него минералообразующими компонентами.

В стеклах ГК отмечается целый ряд кристаллических фаз. Первыми обычно кристаллизуются апатиты и ильмениты, в дальнейшем появляются пироксены, оливины и полевые шпаты — плагиоклазы и калишпаты. Формирование этих минералов, естественно, и приводит к изменению состава остаточной жидкости, которое наиболее ярко проявилось в стеклах ИС.

3.5. ИНТЕРСТИЦИОННЫЕ СТЕКЛА (ИС)

Стекла ИС характеризуются кремнекислым составом (см. Приложение I, табл. 6). Содержание SiO_2 в них изменяется от 61 до 99,3 мас.%. В соответствии с этим они имеют низкие количества TiO_2 , MgO , MnO , P_2O_5 , F (см. табл. 2.1). Концентрация CaO не больше 6,6 мас.%, Na_2O — максимум 3,12 мас.%, но обычно менее 2 мас.%. Наибольшие вариации в составе ИС-стекол отмечаются для Al_2O_3 — от 0,53 до 18,88 мас.% и K_2O — 0,04—10,71 мас.%. Высокие концентрации этих окислов имеют место в стеклах с $SiO_2=65,28—76,42$ мас.%. На окисловой диаграмме, построенной на базе SiO_2 , видно, что основная масса стекол ИС ложится в поле L_{Si} ликвационных стекол ГС. Формирование кристаллических фаз привело к некоторому понижению содержания Al_2O_3 при сходном SiO_2 из других разновидностей стекол и резкому росту K_2O . На диаграмме $Al_2O_3—SiO_2$ (см. рис. 3.6) пять анализов стекол ИС и ГК располагаются в области низких значений Al_2O_3 (менее 5 мас.%) и высоких SiO_2 (более 80 %) с тенденцией роста глинозема при понижении кремнезема. Сходную тенденцию имеет весь рой точек кремнекислых стекол. По кремнезему они образуют непрерывный ряд от 60 до 100 мас.%, а по глинозему у них наметился разрыв в интервале 4—10 мас.%.

Содержание FeO в стеклах ИС варьирует от 0,40 до 12,23 мас.%. Наряду с этим в некоторых случаях отмечаются высокожелезистые разности (ИС-11), величина FeO в которых достигает 40,33 и 52,35 мас.%. Они проявляются в виде обособлений с правильными геометрическими очертаниями ромбовидной и треугольной формы. По особенностям проявления и состава эти стекла имеют большое сходство с подобными образованиями — черными стеклами, описанными нами среди порообразующих стекол.

В ИС-стеклах, как и в других описанных, часто сохраняется замутненность, свидетельствующая об их неоднородности. Чистыми и прозрачными они становятся порою вблизи кристаллов. В стекле из включения ИС-1 неоднородность в области кремнекислых составов проявилась в том, что в одном анализе мы имеем повышенные концентрации Al_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O , TiO_2 , MgO , а в другом — SiO_2 , K_2O .

Принимая во внимание, что ИС-стекла представляют собой остаточную жидкость в значительно закристаллизованных участках породы, состав стекол

оказывается примитивным, сильно истощенным двухвалентными окислами. Наоборот, количество, степень кристалличности и разнообразие составов минеральных фаз в ИС-стеклах значительно больше, чем в стеклах ГК. В ИС-стеклах встречаются оливин, пироксен, плагиоклаз, калишпат, шпинель, биотит, тридимит, апатит, пирротин, вюстит, ильменит, α -Fe.

3.6. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ЛИКВАЦИОННЫХ СТЕКОЛ

Результаты микрозондовых анализов стекол ГС, ОС, ГК и ИС были пересчитаны и нанесены на диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 3.9), а средние составы помещены в табл. 3.2. Для сравнения на диаграмме показана линия дифференциации габбро-долеритов Хунгтукунской интрузии [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. Как видно на рисунке, фигуративные точки анализов стекол вытянулись шлейфом вдоль оси b . Для ликвационных стекол с эмульсионным текстурным рисунком «жидкость в жидкости» на диаграмме отчетливо обособилось два поля, разместившихся на верхнем и нижнем продолжении вариационной линии пород интрузии. Диапазон колебания главных числовых характеристик у L_{Si} стекол составляет для b 1,9—20,9; для a — 1,5—14,5; для c — 0,9—7,8. В стеклах L_{Fe} числовые значения этих характеристик варьируют в следующих пределах: b 37,5—57,2; a 0,4—4,4; c 2,0—5,7. Разрыв между полями L_{Si} и L_{Fe} стекол оказывается довольно значительным по величине характеристики b . В область между полями стекол L_{Si} и L_{Fe} попадают точки анализов однофазных стекол и разновидности с аномальными промежуточными составами, на характеристике которых мы уже останавливались.

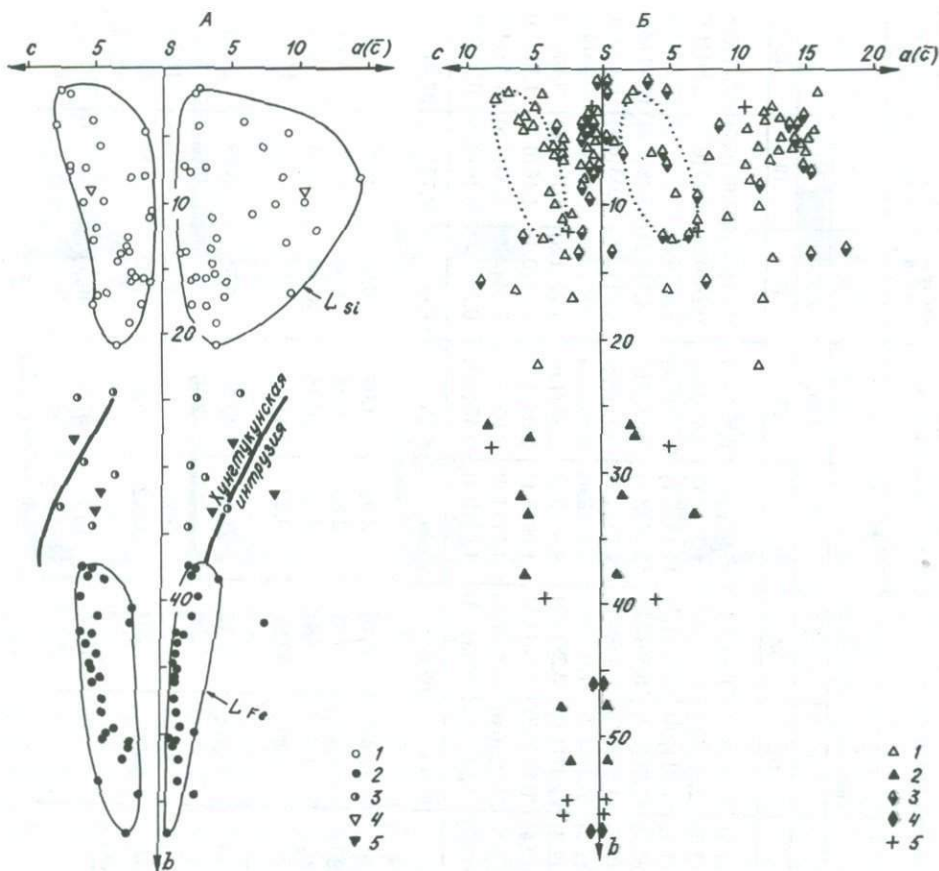
Пересчеты показали, что подавляющее большинство L_{Si} стекол ГС относится к сильно пересыщенным SiO_2 , коэффициент Q в них достигает 66,1 (ГС=22/59)*, меньшее количество анализов — к пересыщенным, в которых Q снижается до 16,3 (ГС-19/51). Судя по величине отношения $a:c < 2,5$, основная масса стекол очень бедна щелочами, пять анализов попадают в группу бедных щелочами и лишь ГС-23/61 при $a : c = 8,7$ принадлежит к умеренно богатым щелочами. Коэффициент фракционирования стекол варьирует от 70,5 до 100 %, а величина коэффициента Al по А. Н. Заварицкому на порядок выше, нежели в L_{Fe} стеклах.

Железистые стекла ГС по величине Q представлены тремя основными классами: около половины всех анализов попадает в слегка недосыщенные кремнекислотой (Q от $-6,9$ до $-15,0$), а остальные анализы примерно в равных количествах распадаются на ненасыщенные (Q от $-15,0$ до $-25,9$), насыщенные SiO_2 (Q от $-5,6$ до $4,1$). Четыре анализа относятся к слабопересыщенным и один — к пересыщенным кремнекислотой. Стекла этих двух последних классов как раз попадают в область между полями L_{Si} и L_{Fe} . По величине отношения $a:c$ все железистые стекла относятся к бедным или очень бедным щелочами разностям, а по характеристике b — к меланократовым и голомеланократовым.

При рассмотрении диаграммы Заварицкого (рис. 3.9,Б), построенной для стекол ИС и ГК, можно видеть, что фигуративные точки так же, как и для стекол ГС, растянулись вдоль оси b . В верхней части графика до значения $b=17$ образовалось скопление точек, а в нижней части с величины $b=26$ редкие точки располагаются вдоль оси вплоть до $b=57$. Этот шлейф редких точек железистых стекол ГК и ИС повторяет особенности L_{Fe} стекол ГС.

Основная масса точек анализов стекол ГК и ИС располагается в верхней части диаграммы, показывая тем самым наиболее широкое распространение

* Здесь и далее указываются номера глобулы и анализа в таблицах Приложения I.



Р и с. 3.9. Диаграммы А. Н. Заварицкого для ликвационных стекол ГС, ОС (А) и стекол с кристаллическими фазами ГК, ИС (Б).

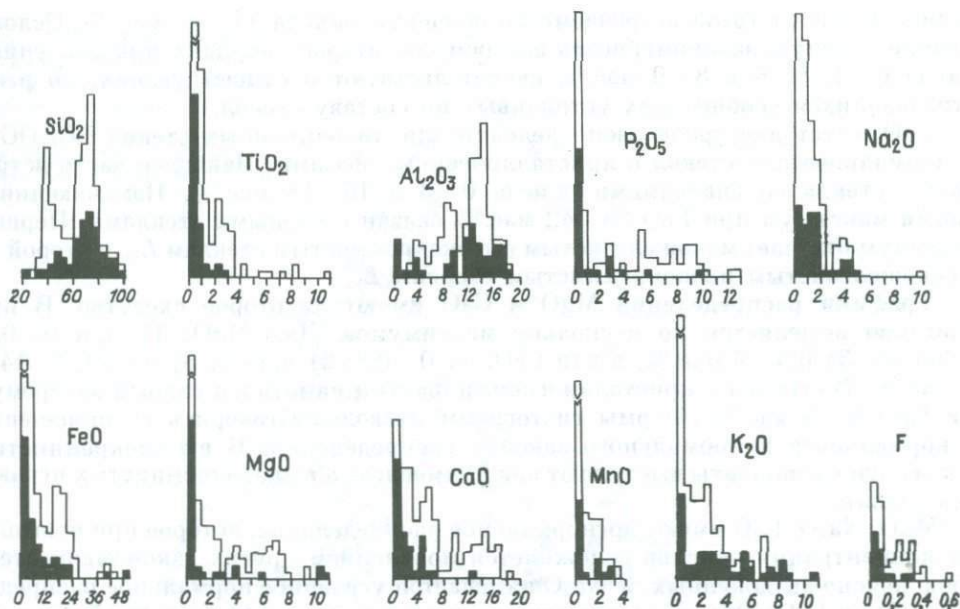
Стекла ГС: 1 — сиалические, 2 — мафические, 3 — мутные; ОС: 4 — прозрачные, 5 — мутные (вариационная линия — направление дифференциации пород интрузии); ГК: 1 — сиалические, 2 — мафические; ИС: 3 — высококремнистые, 4 — железистые, 5 — стекла с кристаллическими фазами по материалам [Самородные металлы... , 1985].

среди них щелочных кремнекислотных составов. Здесь выделено поле L_{Si} стекол, сохранивших в ГК эмульсионный рисунок. Можно заметить, что большинство фигуративных точек последних имеет значение характеристики $b < 10$. Это, как правило, пересыщенные кремнекислотой стекла вплоть до практически чистых кварцевых (ан. ИС-5). Абсолютные значения характеристики a в стеклах ГК и ИС перекрываются, они изменяются от 0 до 18. Различия здесь заключаются лишь в том, что в стеклах ГК проявляется закономерное уменьшение величины a с ростом b , а в стеклах ИС фигуративные точки распределены без отчетливой системы. Стекла ГК в отличие от ИС имеют более высокие значения коэффициента c (до 7,9 при $b=2,3$), величина которого уменьшается с ростом b .

Характеристика c на диаграмме имеет две тенденции изменения. Одна из них показывает, что с увеличением b происходит падение величины c от 8 при $b=2$ до $c=2$ при $b=17$. Другая тенденция демонстрирует комплементарный рост обеих характеристик. Наиболее яркие проявления эта тенденция получила в стеклах ИС, а в ГК она только намечается. В числовом выражении это выглядит следующим образом. Для стекол ГК $b=5,2; 3,19$ соответственно при $c=0,15;$

Таблица 3.2. Средний состав стекол из траппов Сибирской платформы, мас. %

Компонент	Породообразующие стекла				Ликвационные стекла			Глобулы стекла с кристаллитами		Интерстиционные стекла	Высококальциевые стекла	Стекла-включения в плагиоклазе
	L_{Fe}	афаниты	диабаз-пегматиты	габбро-диабазы	L_{Fe} (край)	L_{Fe} (шарики)	L_{Si} (матрица)	L_{Fe} (шарики)	L_{Si} (матрица)	L_{Si}	L_{Si}	\bar{x} (δ)
	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)		
<i>n</i>	18	27	5	11	11	10	32	10	27	16	19	42
SiO ₂	35,53 (12,2)	73,45 (3,5)	70,26 (2,9)	59,68 (4,9)	37,48 (5,0)	38,60 (3,5)	71,73 (4,4)	52,42 (5,6)	69,82 (6,7)	73,63 (8,3)	67,69 (6,7)	46,77 (5,7)
TiO ₂	7,01 (4,5)	1,04 (0,9)	0,92 (0,2)	1,04 (1,0)	3,58 (2,6)	2,99 (0,6)	0,70 (0,3)	1,50 (0,7)	0,49 (0,3)	0,26 (0,2)	0,47 (0,3)	2,60 (1,6)
Al ₂ O ₃	10,50 (4,3)	11,18 (2,2)	14,83 (1,3)	17,78 (2,0)	6,88 (1,8)	7,61 (1,6)	13,76 (1,2)	11,19 (3,1)	14,03 (3,4)	9,63 (4,8)	13,05 (1,7)	13,26 (6,5)
FeO	29,79 (15,3)	1,68 (2,5)	4,92 (0,6)	5,69 (5,6)	20,78 (3,1)	17,34 (2,0)	3,89 (2,5)	15,97 (3,4)	2,89 (2,0)	4,7 (3,2)	5,08 (2,9)	15,71 (8,0)
MnO	0,30 (0,2)	0,03 (0,1)	0,09 (0,0)	0,04 (0,0)	1,14 (0,9)	1,50 (0,3)	0,15 (0,1)	1,24 (1,1)	0,11 (0,3)	0,01 (0,0)	0,03 (0,1)	0,18 (0,1)
MgO	3,97 (3,0)	0,24 (0,8)	0,18 (0,3)	1,49 (1,3)	6,31 (2,0)	6,31 (1,2)	1,06 (0,8)	3,17 (3,0)	0,13 (0,2)	0,50 (0,1)	0,10 (0,2)	6,35 (4,0)
CaO	4,46 (2,1)	1,60 (2,1)	3,11 (1,8)	1,69 (0,5)	14,41 (2,3)	14,97 (1,0)	3,28 (1,9)	8,56 (3,4)	2,75 (1,8)	1,75 (1,8)	1,76 (1,6)	9,14 (3,3)
Na ₂ O	2,13 (1,3)	0,92 (0,7)	2,02 (0,7)	2,63 (1,0)	0,78 (0,4)	0,59 (0,3)	1,45 (1,5)	1,09 (1,1)	2,01 (1,3)	1,04 (0,6)	1,46 (0,5)	1,71 (1,0)
K ₂ O	2,93 (2,7)	1,40 (0,9)	0,46 (0,2)	2,80 (4,6)	0,42 (0,9)	0,22 (0,0)	1,15 (0,8)	1,57 (1,8)	3,55 (2,33)	5,34 (3,3)	7,03 (1,5)	1,48 (1,8)
P ₂ O ₅	0,48 (0,5)	0,02 (0,0)	0,27 (0,1)	0,23 (0,0)	8,28 (2,0)	8,05 (1,9)	0,33 (0,3)	1,69 (2,4)	0,45 (0,8)	0,26 (0,7)	0,10 (0,2)	0,24 (1,2)
Сумма:	96,83	91,56	97,06	93,07	100,06	98,18	97,50	98,40	96,23	96,68	96,77	97,44
<i>Нормативный состав по CIPW, мас. %</i>												
Ap	1,11	0,05	0,63	0,53	19,18	18,65	0,76	3,92	1,04	0,60	0,23	0,56
Il	13,31	1,98	1,75	1,98	6,80	5,68	1,33	2,85	0,93	0,49	0,89	4,94
Ort	17,32	8,27	2,72	16,55	2,48	1,30	6,80	9,28	20,98	31,56	41,54	8,75
Ab	0,25	7,78	17,09	22,25	6,60	4,99	12,27	9,22	17,01	8,80	12,35	14,47
Ne	9,63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
An	10,44	7,81	12,66	6,88	14,03	17,47	14,12	21,00	10,70	5,84	8,08	24,13
C	—	5,29	6,00	7,90	—	—	4,96	—	2,96	—	0,08	—
Di	7,40	—	—	—	2,85	3,56	—	8,98	—	1,02	—	16,50
Hy	—	2,02	8,13	12,52	46,60	43,91	8,91	32,42	5,03	7,82	8,86	15,54
Ol	37,37	—	—	—	1,53	—	—	—	—	—	—	12,55
Q	—	58,36	47,08	24,46	—	2,94	48,36	10,74	37,58	40,55	24,73	—
№ Pl	98	49	43	23	67	77	52	68	37	38	38	61



Р и с. 3.10. Гистограмма распределения петрогенных окислов в стеклах из включений в самородном железе ($n=142$). Залиты стекла с кристаллическими фазами, входящие в общую выборку.

0,46; другим крайним значением можно взять координату точки $b=16,3$ и $c=6,3$. Среди стекол ИС отмечаются разности, пересыщенные щелочами, что в пересчетах отразилось в появлении характеристики $\bar{c}=1,6$ при $b=6,2$ (ан. ИС-15/30) и $\bar{c}=0,23$ при $b=0,95$ (ИС-15/18). Точки с этими координатами в совокупности с рядом промежуточных значений отражают тенденцию одновременного роста числовых характеристик аортитовой составляющей и цветных минералов, максимальная величина которых у анализа ИС-4 ($b=15,8$, $c=8,9$).

Таким образом, повышение степени раскристаллизации расплава при переходе от стекол ГК к ИС сопровождается повышением щелочности и кремнекислотности остаточной жидкости. Дополнительно можно отметить, что точки анализов стекол из частично раскристаллизованных глобул, встреченных в рудах самородного железа Овифаг о. Диско [Bird et al., 1981], располагаются среди точек стекол ГК, повторяя ту же специфику состава.

Особенности распределения петрогенных окислов в стеклах ГС, ОС, ГК и ИС показаны на гистограммах (рис. 3.10). На фоне всего разнообразия составов на рисунке выделены стекла с кристаллическими фазами (ГК и ИС). Гистограммы имеют сложный характер, обусловленный сочетанием различных законов распределения. Для отдельных окислов можно с уверенностью говорить о существовании по крайней мере двух устойчивых групп составов, о чем свидетельствует ярко выраженное бимодальное распределение содержаний. У SiO_2 наиболее часто встречаются значения 35—40 и 70—75 мас.%, к которым оказываются соответственно приурочены составы L_{Fe} и L_{Si} ливкационных стекол ГС. В стеклах с кристаллическими фазами разрыв между максимумами уменьшается за счет смещения железистых стекол к значению 50 мас.%. Максимумы содержаний окислов для различных типов кремнекислых стекол совпадают.

Логнормальное распределение содержаний TiO_2 осложняется появлением помимо максимума при значениях 0,0—0,5 второго при 2,0—2,5 мас.%. Конфигурация гистограммы Al_2O_3 имеет асимметричное нормальное распределение

с наибольшей частотой встречаемости значений окисла 14—15 мас.%. Осложняющие главную закономерность экстремумы второго порядка при значениях окисла 0—1, 4—5 и 8—9 мас.% свидетельствуют о существующих, но реже встречающихся сообществах устойчивых по составу стекол.

FeO имеет двугорбое распределение для ликвационных стекол ГС, ОС и логнормальное для стекол с кристаллическими фазами. Наиболее часто встречаются стекла со значениями окисла 0—3 и 15—18 мас.%. Намечающийся слабый максимум при FeO 39—42 мас.% связан с черными стеклами. Первый экстремум отвечает маложелезистым высококремнистым стеклам L_{Si} , а второй — высокожелезистым низкокремнистым стеклам L_{Fe} .

Графики распределения MgO и CaO имеют некоторое сходство. В них отчетливо выделяется по несколько максимумов. Для MgO: 1) при 0—0,5; 2) 3,5—4; 3) 6,5—7 мас.%, а для CaO: 1) 0—0,5; 2) 4,5—5; 3) 9—10; 4) 14—15 мас.%. В стеклах с кристаллическими фазами наметился слабый экстремум при CaO 4—5 мас.%. Формы гистограмм позволяют говорить о совмещении логнормального и нормального законов распределения. В высококремнистых стеклах эти компоненты выступают как примесные, а в низкокремнистых играют роль главных.

MnO, Na₂O, K₂O имеют логнормальное распределение, которое при повышении концентрации окислов осложняется появлением других закономерностей, порою неясно выраженных. У Na₂O намечается усеченное нормальное распределение (?), у K₂O логнормальное совмещается с нечеткой равномерной (прямоугольной) или усеченной нормальной.

График распределения P₂O₅ для всего разнообразия стекол имеет вид по крайней мере двух совмещенных закономерностей: для малых содержаний — логнормальный, а для повышенных — нормальный с нечетко выраженным широким и плоским максимумом. Гистограмма осложнена четырьмя мелкими всплесками. Как было показано ранее, подавляющее большинство высокофосфористых стекол представляют собой L_{Fe} ликвационные стекла с сохранившимся рисунком эмульсионно-жидкостной несмесимости. Распределение F в стеклах логнормальное.

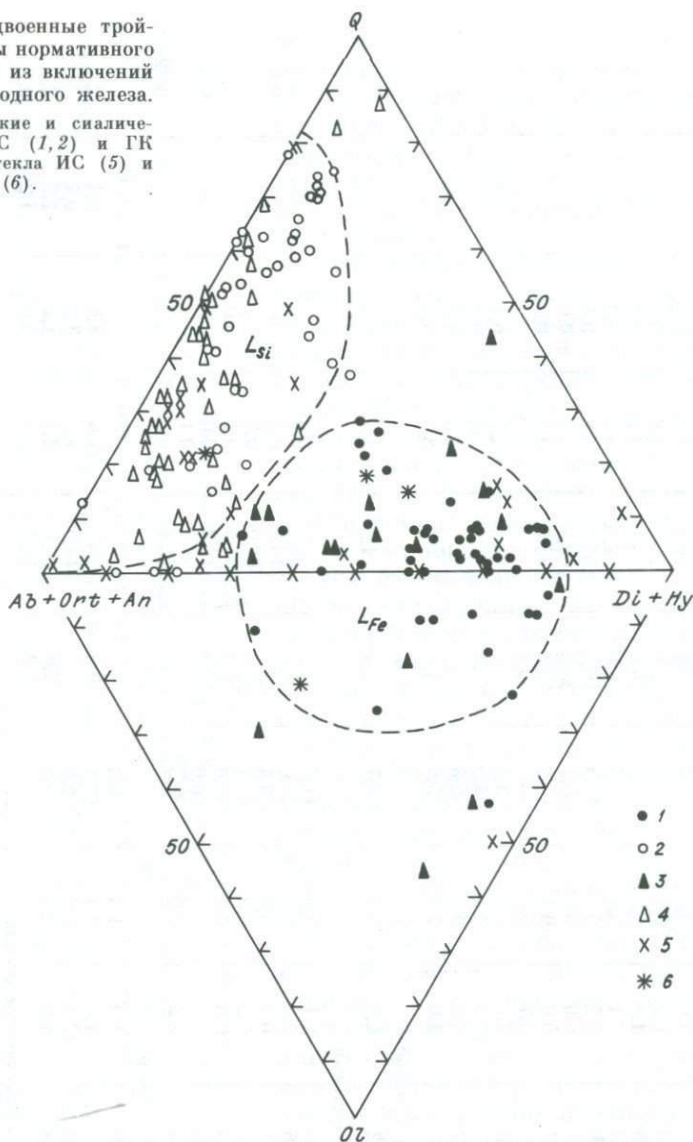
При сравнении гистограмм с окисловыми диаграммами (см. рис. 3.6) можно заметить совпадение горбов-максимумов на первых с выделенными полями L_{Fe} , L_{Si} на вторых. Усложняющие общую закономерность максимумы второго порядка на гистограммах располагаются как внутри полей ликвационных стекол, так и между ними.

Пересчеты анализов стекол ГС, ОС, ГЖ, ИС по методу SIPW показали широкие вариации содержаний нормативных минералов. В соответствии с химическим составом наибольшие количества Ar (до 29 %) и П (до 20,6 %) рассчитаны в богатых P₂O₅ и TiO₂ стеклах ГС. В одном анализе стекла из глобулы ОС выявился нормативный Ne — 3,8 %.

Корунд рассчитывался как в железистых, так и в кремнистых стеклах. Максимальное количество $c=14$ % было установлено в бедном щелочами низкокальциевом железистом стекле ГС-18. Как и следует из порядка пересчетов по методу SIPW, появление нормативного корунда происходит в бедных щелочами и известью высокоглиноземистых стеклах.

Большой интерес представляют содержания норм главных породообразующих минералов. Для этого были построены сдвоенные треугольные диаграммы, которые отражают соотношения в стеклах (Di+Hy) — Ol — Q — (Ab+Ort+An) (рис. 3.11). Нормативный Ol вычислен только в части высокожелезистых стекол с низким содержанием SiO₂. Основные количественные колебания в стеклах имеют место между пироксенами, кварцем и полевыми шпатами. На приведенной диаграмме составы стекол разделились на два поля, в одном из которых сконцентрировались L_{Si} стекла, а в другом — L_{Fe} . По количеству

Рис. 3.11. Сдвоенные тройные диаграммы нормативного состава стекол из включений в рудах самородного железа.
 1-4 — мафические и сиалитические стекла ГС (1, 2) и ГК (3, 4); 5, 6 — стекла ИС (5) и ОС (6).



(Ab+Ort+An) и Qz эти поля перекрываются, а по содержанию пироксенов разделяются, граница проходит примерно при 30% (Di+Hy). В поле L_{Si} стекла, обогащенные кварц-полевошпатовыми компонентами, попали кремнистые производные всех типов ликвационных стекол. Соотношение (Ab+Ort+An) и Qz в этих стеклах широко варьирует. Количество Qz достигает 80%, а в отдельных случаях были определены чистые кварцнормативные разности (ан. ИС-5). Максимальных содержаний полевошпатовые нормы могут достигать в стеклах ГС — 69,1%, в ОС — 60,2%, в ГК — 76,0%, в ИС — 73,9%. Напомним, что отдельные анализы стекол ИС имели полевошпатнормативный состав. Это говорит о том, что крайним продуктом дифференциации расплава могут быть жидкости, по составу отвечающие анортозитам и кварцитам.

В подавляющем большинстве стекол количество Hy преобладает над Di, и только в некоторых наблюдается обратное соотношение. В нескольких

Т а б л и ц а 3.3. Коэффициенты разделения петрогенных окислов между сосуществующими стеклами (L_{Fe}/L_{Si}) и кристаллическими фазами и стеклом (окислы в мас. %)

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<i>Пироксен — стекло</i>											
1	X-7/55	0,7	0,8	0,1	4,5	6,0	52,3	5,1	0,1	—	—
2		0,7	1,9	0,3	5,6	6,4	20,2	4,2	0,2	—	0,3
3	X-7/58	0,8	0,7	0,1	4,4	7,8	25,8	11,6	0,2	—	—
4	X-7/64	0,8	1,8	0,04	3,3	6,8	4,9	2,4	0,1	—	0,2
5		0,8	2,1	0,1	2,7	6,2	2,9	9,6	0,2	—	0,1
6	Кр-2	0,6	0,5	0,05	17,9	16,0	157,3	5,8	0,1	—	—
7	Кр-3	0,7	0,9	0,05	30,5	33,5	408,8	4,1	0,0	—	—
8	Кр-7	0,7	0,6	0,1	11,2	50,0	172,2	3,3	0,04	—	—
9	ГК-20	0,7	0,7	0,1	—	0,6	—	53,4	—	—	—
10	ГК-21	0,8	7,4	0,4	3,4	—	—	4,5	0,1	—	—
11		0,7	10,2	0,4	18,9	—	—	4,4	0,1	—	—
12	ГК-22	0,7	4,3	0,4	3,6	—	—	7,3	0,6	—	—
13		0,7	4,0	0,4	5,0	4,8	—	8,8	0,6	—	—
<i>Пироксен — порода</i>											
14	Кр-16	1,2	0,6	0,1	0,7	1,4	1,8	1,8	1,1	—	—
<i>Оливин — стекло</i>											
15	X-7/55	0,4	0,1	0,0	11,7	11,6	56,3	0,9	—	—	0,4
16	Кр-2	0,5	0,0	0,0	29,0	18,7	210,0	0,2	—	—	0,9
17	Кр-3	0,5	0,1	0,0	46,4	24,5	600,0	0,2	—	—	—
18	ГК-8	0,4	0,2	0,0	40,1	13,4	44,9	0,1	0,0	—	0,5
19	ГК-11	0,5	0,3	0,0	54,6	18,3	74,2	0,03	0,0	—	0,02
20	ГК-23	0,5	—	—	16,6	—	—	0,1	—	—	—
21	ИС-2	0,4	0,2	0,0	39,3	—	125,1	0,03	0,01	—	0,02
<i>Порода — стекло</i>											
22	Кр-2	0,8	1,0	1,3	7,2	—	—	—	—	—	—
23	Кр-3/1	0,7	1,2	1,4	13,1	5,3	49,0	11,6	3,3	0,4	2,4
24	X-7/55	0,8	2,1	0,8	2,3	7,0	113,8	9,3	3,6	0,4	—
25	X-7/58	0,8	1,2	0,8	2,3	2,8	9,5	2,1	1,2	2,7	2,4
						3,2	12,8	5,8	0,8	1,2	0,6
<i>Мафическое стекло — сиалическое стекло</i>											

Окончание табл. 3.3

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<i>Мафическое стекло — сиалическое стекло</i>										
ГС, \bar{x} (δ)	0,6 (0,09)	5,5 (1,9)	0,6 (0,2)	7,7 (4,4)	9,9 (10,3)	16,1 (23,2)	7,4 (7,1)	0,5 (0,2)	0,4 (0,5)	26,6 (33,4)
СВ, \bar{x}	0,7	3,9	0,75	6,0	—	11,9	5,1	0,7	2,4	—
ГК, \bar{x}	0,6	5,3	0,6	13,7	—	22,1	3,3	0,3	6,1	15,1
ГС-ГК, \bar{x} (δ)	0,6 (0,4)	5,6 (2,0)	0,6 (0,2)	8,8 (6,0)	10,1 (10,4)	15,5 (19,7)	6,4 (6,0)	1,2 (1,9)	1,3 (3,0)	26,4 (28,3)

Примечание. 1, 2 — диабаз-пегматит (расчет для случая с порфирокристом (1) и кристаллитом (2)); 3 — безоливиновый габбро-диабаз; 4, 5 — оливин-содержащий габбро-диабаз; 6—8 — афанит; 9—13 — глобулы стекла с кристаллитами, в том числе: пироксен — L_{Si} (10, 12) и пироксен — L_{Si} (11, 13); 14 — оливин — раскристаллизованная порода; 15—18 — глобулярные и иктерстиционные стекла с кристаллитами; 19—22 — частично раскристаллизованная порода и стекло в ней: афаниты (19, 20), диабаз-пегматит (21), безоливиновый габбро-диабаз (22).

Количество использованных анализов: ГС — 28, ГК — 9, СВ — 4, ГС+ГК — 49; в ГК и СВ аномальные значения не учитывались. Исходные для расчетов анализы минералов, стекло и пород находятся в соответствующих таблицах.

анализах вычислен один диопсид, а в четырех — волластонит. Высокощелочной характер ИС-стекло предопределил появление в одном анализе k_s 1,3 (ИС-15) и n_s 0,2—1,3 % (ИС-12, 15). Сумма пироксенов в железистых стеклах достигает в ГС — 71,3 %; ГК — 81,0 %, ОС — 29,8 %; ИС — 81,8 %, а в кремнистых, как отмечалось, не превышает 30 %.

Результаты пересчетов по методу CIPW показали, что все анализы стекол распадаются на две крупные группы, одна из которых имеет кварц-полевошпатовый (гранофировый) состав, а другая — пироксенитовый с переменным количеством оливина и рудного компонента. Любопытно отметить, что нормативный кварц рассчитывался не только в L_{Si} , но и в L_{Fe} стеклах. В 7 из 29 анализов железистых стекол ГС количество Q варьировало от 0,3 до 19,4 %.

Чтобы получить представление об особенностях распределения окислов между сосуществующими в одной глобуле L_{Fe} и L_{Si} стеклами, были произведены расчеты коэффициентов разделения K_d (табл. 3.3, Приложение I, табл. 7). Главные закономерности разделения некоторых компонентов между ликвационными жидкостями были экспериментально получены различными исследователями, в том числе Э. Уотсоном [Watson, 1976]. Приведенные в таблицах K_d петрогенных окислов для стекол из траппов вполне согласуются с экспериментальными данными. Ликвация жидкостей на мафическую и сиалическую привела к тому, что последняя концентрирует в себе SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, которые имеют K_d между L_{Fe} и L_{Si} меньше единицы. В мафической жидкости, наоборот, накапливаются MgO, FeO, CaO, MnO, TiO₂, P₂O₅, для которых между ликватами $K_d > 1$. При рассмотрении K_d в конкретных глобулах в отдельных случаях нарушаются соотношения тех или иных окислов между мафической и сиалической составляющими. Это, прежде всего, относится к распределению между L_{Fe} и L_{Si} содержаний Na₂O и K₂O. В глобулах ГС в 15 из 45 расчетов K_d Na₂O > 1, а K_d K₂O > 1 в 5 случаях из 45. При вычислении средних значений K_d аномальные величины мы по возможности старались не использовать.

Интересные результаты получились при расчетах K_d химических компонентов между кристаллическими фазами и стеклом, в котором они находятся (см. табл. 3.3). Для изучения этих зависимостей для пары пироксен—стекло были рассмотрены случаи с разными пироксенитами (авгит и пижонит), сосуществующими

в одном стекле, или с одним пироксеном, но в стеклах разного состава. Для сравнения приведены K_d между авгитом и породой, в которой он находится. При рассмотрении полученных данных можно заметить, что пары пироксен—стекло для SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O имеют $K_d < 1$, а для FeO , MgO , CaO $K_d > 1$, т. е. распределение такое же, как в ликвационных стеклах. K_d у TiO_2 может принимать различные значения в зависимости от состава кристаллической фазы. В диабаз-пегматитах ранние фазы пироксена оказываются бедными TiO_2 по сравнению с поздними, и поэтому K_d в одной породе варьирует от 0,8 в порфиокристаллах до 1,9 в кристаллитах, показывая тем самым, что ликвационному соотношению по этому окислу ближе поздние авгиты, чем высокотемпературные пижониты. В раскристаллизованном габбро-долерите (Кр—16) K_d окислов заметно отличаются от таковых, полученных по стеклам, что связано с перераспределением химических компонентов в результате кристаллизации различных минеральных фаз и недостаточно корректным сопоставлением кристаллической фазы с породой, содержащей эту же фазу.

Распределение окислов между породой и заключенным в ней стеклом говорит о том, что устойчивый характер $K_d < 1$ имеет SiO_2 , которая всегда накапливается на поздних стадиях магматического процесса, $K_d > 1$ у TiO_2 , FeO , MnO , MgO , CaO , которыми, наоборот, истощается остаточный расплав. Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 ведут себя по-разному. В афанитах, например, ранняя кристаллизация порфиокристов плагиоклаза приводит к тому, что в паре порода—остаточное стекло для Al_2O_3 и Na_2O $K_d > 1$, а для K_2O $K_d < 1$. У габбро-диабазы ситуация совершенно противоположная, а у диабаз-пегматита щелочи преобладают в породе, а глинозем — в стекле.

3.7. СТЕКЛА-ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ В ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (СВ)

Как следует из заголовка, в эту группу вошли включения, исследованием которых занимаются специалисты по термобарогеохимии. Одна часть описанных в этом разделе включений была изначально стекловатой, а другая — застеклована после термометрических экспериментов. Эти включения давно привлекают внимание геологов. Первые детальные исследования стекловатых включений в трапах были проведены Е. Н. Булгаковой [1971] для норильских дифференцированных интрузий. Исследования температур гомогенизации расплавных включений из клинопироксенов габбро-долеритов расслоенной серии и основных пегматитов позволили ей установить диапазон формирования минералов от 1300 до 1070 °С. К сожалению, микронзондовые определения в то время не проводились, и данные о составе стекол для норильских интрузий отсутствуют. В последнее время в геологической литературе появилась богатая информация по химическому составу включений в оливинах и плагиоклазах слабодифференцированных интрузий восточного борта Тунгусской синеклизы [Панков, 1986] и высокомагнезиальных пород платформы [Золотухин и др., 1985]. Подробную информацию по этому вопросу можно получить в перечисленных в этом разделе источниках, мы же охарактеризуем только имеющиеся у нас данные и кратко прокомментируем некоторые материалы, известные из геологической литературы. Результаты частных микронзондовых анализов стекол-включений в породообразующих минералах приведены в табл. 8 Приложения I.

В клинопироксенах из диабаз-пегматитов Маймечинской интрузии определялся состав стекол, не подвергшихся нагреванию. Микронзондовые анализы показали большие колебания их состава (мас. %): SiO_2 30,37—51,50; FeO 26,61—44,09; CaO 3,08—9,36; TiO_2 0,26—11,19. В отдельных включениях просматри-

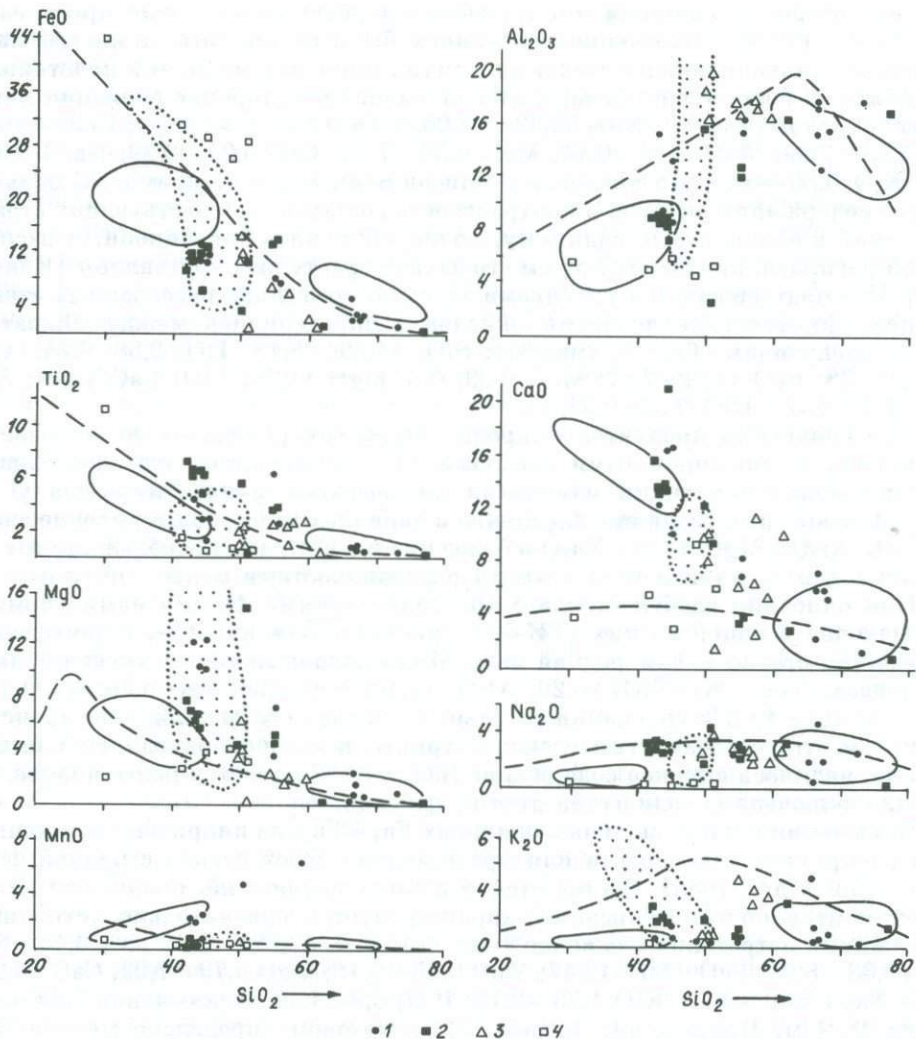


Рис. 3.12. Окисловая диаграмма на основе кремнезема для стекол-включений в породообразующих минералах.

Минерал-хозяин: 1 — оливин, стекловатое включение; 2 — то же, закалочное стекло; 3 — плагиоклаз, то же; 4 — клинопироксен. Сплошными линиями околтурены поля составов ликвидационных стекол, штриховая линия — изменение состава породообразующих стекол. Поля с крапом — застеклованные включения в плагиоклазах [Олейников, Панков, 1985].

валось существование двух стекловатых фаз с мениском между ними. На окисловых диаграммах, построенных на базе SiO_2 (рис. 3.12), можно видеть, что стекла из пироксенов приближаются к тенденции изменения химизма породообразующих стекол, но по ряду признаков отличаются от них. Несмотря на значительный диапазон колебания содержаний кремнезема, эти стекла имеют практически постоянное количество Al_2O_3 , MgO и щелочей.

Состав включений стекла известен в оливинах переменного состава от Fa_8 до Fa_{78} из различных магматических пород Сибирской платформы. В габбро-долеритах Усть-Ханьнинского трещинного интрузива В. Ю. Панковым [1983] были изучены оливины Fa_{29-33} , образовавшие самостоятельные кристаллы и отмечавшиеся в виде оплавленных включений в плагиоклазе An_{64-69} , кристал-

лизация которого по данным гомогенизации первичных включений происходила при 1170—1110 °С. Включения в оливинах были однофазные и многофазные, сложенные ликвационными стеклами с эмульсионным рисунком и пластинками ильменита. В составе однофазных стекол выявились широкие вариации петрогенных окислов (мас. %): SiO_2 55,32—68,06; TiO_2 0,24—6,05; Al_2O_3 15,32—16,44; FeO 2,73—7,99; MnO 0,12—0,14; MgO 0,56—7,34; CaO 5,24—8,39; Na_2O 2,08—2,70; K_2O 0,33—0,75. По аналогии с описанными выше стеклами ОС большой разброс содержаний окислов и контрастность составов сосуществующих стекловключений в оливинах, по-видимому, можно объяснить ликвационным расщеплением расплава, предшествующим его захвату растущим кристаллом [Панков, 1983]. Это подтверждается находками здесь же отчетливо расслоенных стекол. Среднеарифметические значения окислов распределились между ликватами L_{Fe} , L_{Si} следующим образом (мас. %): SiO_2 44,39; 68,18; TiO_2 2,58; 0,34; Al_2O_3 11,31; 15,78; FeO 11,62; 2,67; MnO 0,09; 0,0; MgO 11,28; 1,27; CaO 13,81; 3,63; Na_2O 1,72; 2,00; K_2O 0,57; 0,53.

При сравнении продуктов микроликвации, обнаруженных во включениях в оливинах с ликвационными стеклами ГС, оказывается, что при близком сходстве общих тенденций изменения химического состава ликватов у них имеются некоторые различия. L_{Fe} стекло в оливинах имеет более высокие значения SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO и Na_2O и более низкие FeO , чем подобный ликват ГС. Различия для L_{Si} стекол между этими разновидностями менее ощутимы.

При описании глобул стекла с кристаллическими фазами нами упоминалась находка в одной из них (ГК—8) кристалла оливина Fa_{78} с двухфазным включением стекло + самородная медь. Микросондовый анализ стекла-включения показал (мас. %): SiO_2 66,26; Al_2O_3 17,40; FeO 2,23; CaO 5,79; Na_2O 1,98; K_2O 5,01; P_2O_5 1,02; содержания остальных окислов составляли доли процента. Напомним, что особенностью стекла-матрицы, в которой находился кристалл оливина, являлось высокое содержание $\text{SiO}_2=70,82$ мас. % и более низкие, чем в стекле-включении, количества других окислов.

Включения в магнезиальных оливинах Fa_8 — Fa_{15} из пикритов и меймечитов были раскристаллизованными или представляли собой стекла с рудной фазой [Золотухин и др., 1985]. Состав стекол из этих включений, полученных после экспериментов по гомогенизации, характеризуется сравнительно устойчивым содержанием петрогенных окислов (мас. %): SiO_2 42,28—44,1; TiO_2 6,16—6,97; Al_2O_3 8,33—8,94; FeO 9,80—12,47; MnO 0,15—0,18; MgO 5,79—7,92; CaO 13,27—15,76; Na_2O 2,86—3,21; K_2O 1,75—2,75; P_2O_5 0,9—1,16. Исключение составляет анализ 18 (см. Приложение 1, табл. 7), в котором определено меньше TiO_2 (4,80 мас. %) и FeO (6,36 мас. %) и больше MgO (11,92 мас. %) и CaO (21,38 мас. %).

В оливинах переменной железистости от Fa_{25} до Fa_{50} из интрузивных траппов отмечаются раскристаллизованные включения и включения, состоящие из стекла и рудной или силикатной кристаллической фазы. Состав закалочных стекол показал значительные колебания по всем окислам (мас. %): SiO_2 49,75—77,61; TiO_2 0,0—5,47; Al_2O_3 2,54—16,80; FeO 0,78—14,21; MgO 0,05—14,73; CaO 0,74—12,24; Na_2O 0,05—4,36; K_2O 0,22—3,17.

Интересно отметить, что крайне кремнистое стекло (ан. 29) с $\text{SiO}_2=77,61$ мас. % и $\text{Al}_2\text{O}_3=16,80$ мас. % при содержаниях остальных окислов менее 1 % было определено в оливине Fa_{25} из пикрит-троктолитового габбро-долерита высокомагнезиальной интрузии горы Путанной в Норильском районе. Количество кремнезема в породах этого массива не превышает 48,7 мас. %. Приближающиеся по составу к этим стеклам включения можно найти в других объектах и, более того, среди ликвационных стекол.

На окисловых диаграммах (см. рис. 3.12) стекла из включений в оливинах, давая некоторый разброс точек, приближаются к тренду породообразующих

стекол или к полям ликвационных. На графиках $MgO-SiO_2$ и $CaO-SiO_2$ ликвационные L_{Fe} стекла в оливинах показывают более высокие содержания RO , чем в соответствующих L_{Fe} стеклах ГС.

В плагиоклазах из габбро-долеритов в геологической литературе имеются данные как по изначально стекловатым включениям, так и застеклованным после прогревания, которые первоначально были частично или полностью раскристаллизованы [Золотухин и др., 1985; Олейников, Панков, 1985]. Формы проявления стекол в частично раскристаллизованных включениях сходны с вышеописанными интерстиционными стеклами ГК и ИС. Совместно со стеклом в таких включениях в плагиоклазах Ap_{39-68} обнаружены и проанализированы оливин Fa_{32} , клинопироксен Wo_{23-45} En_{33-68} Fs_{9-39} , ортоклаз — $Ab_{31}An_2Or_{67}$, кварц, титаномагнетит, ильменит и апатит [Олейников, Панков, 1985]. Одной из настораживающих особенностей этих стекол является высокое содержание MgO — до 22,32 мас. %, которое в цитируемой работе никак не прокомментировано, хотя известно, что стекла с таким составом представляют исключительную редкость в связи с огромной кристаллизационной способностью высокомагнетизальных расплавов.

На окисловой диаграмме (см. рис. 3.12) нанесены точки анализов стекол из включений в плагиоклазах габбро-долеритов среднего течения Енисея [Золотухин и др., 1985] и Маймечинской интрузии. Здесь же полем с крапом показаны составы стекол из сходной ситуации интрузий восточного борта Тунгусской синеклизы [Олейников, Панков, 1985]. На графиках видно, что точки анализов стекол в плагиоклазах по сравнению с таковыми из оливинов имеют более узкий диапазон колебания содержаний (мас. %): SiO_2 49,9—59,71; MgO 1,64—3,92; устойчивое количество TiO_2 2,07—2,63; Al_2O_3 16,19—17,56 и широкие вариации CaO 2,54—10,06; Na_2O 1,88—3,21; K_2O 0,72—4,10. Среди нанесенных точек имеются два определения червеобразных выделений стекла из различных скелетных фенокристов плагиоклаза афанитов. В этом стекле отмечалась сыпь мельчайших черных шариков размером менее 1—2 мм. В стеклах оказались близкие содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и щелочей и значительные вариации MgO , FeO , CaO (ан. 36 и 37, табл. 8 Приложения 1).

Поля составов застеклованных включений из плагиоклазов Усть-Ханьинского и Амовского интрузивов [Олейников, Панков, 1985] на графиках имеют изометричную, слабовытянутую или шлейфоподобную форму. Авторы отмечают, что колебания в составах стекол с температурой гомогенизации включений менее 1200 °C незначительны, а выше этой температуры и с ее ростом происходит увеличение Al_2O_3 и CaO и уменьшение FeO , MgO и TiO_2 . Нам представляется, что эта зависимость наведена подплавлением стенок вакуолей в ходе экспериментов, которые, естественно, должны происходить при высоких температурах. Корреляционный анализ состава стекол из включений в плагиоклазах и температур их гомогенизации (от 1150 до 1450 °C), проведенный по материалам цитируемых авторов, показал, что коэффициент корреляции для главных компонентов практически близок к единице. Прямая зависимость состава стекол от температуры гомогенизации включений была подмечена и самими авторами работы, которые пытаются исключить вероятность подплавления, однако их данные говорят об обратном.

Относительно зависимости составов включений от минерала-хозяина существуют различные представления. В частности, во вкрапленниках из толеитовых базальтов Индийского и Атлантического океанов было обнаружено, что стекла-включения в оливине имеют кислый (андезитовый) состав, в клинопироксене — промежуточный, а в плагиоклазе — пикритовый [Щека и др., 1980]. Авторы склонны считать, что состав включений указывает на обедненность их теми компонентами, которые входят в структуру минерала-хозяина.

Стекла характеризуют не исходный расплав, а остаточную жидкость, обогащенную элементами, не входящими в состав вкрапленника.

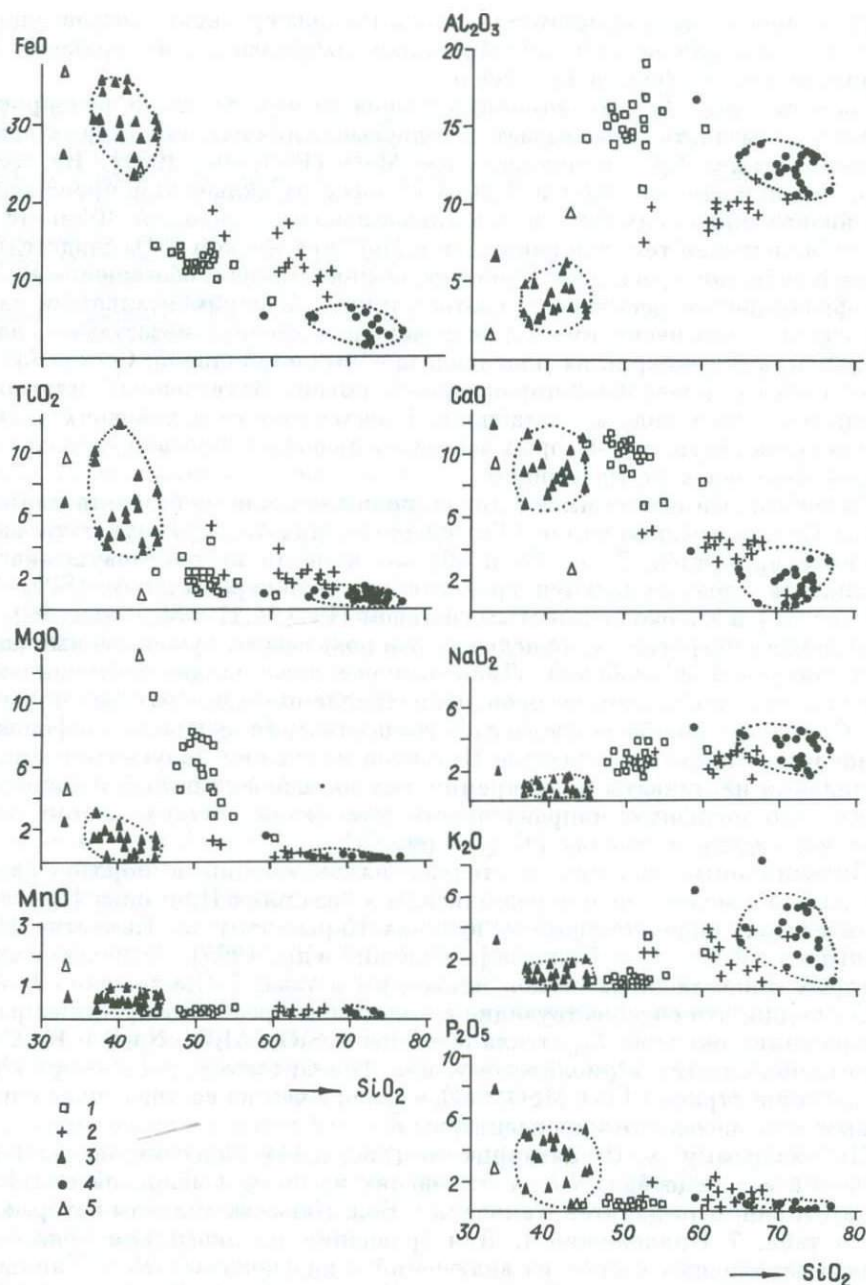
Во вкрапленниках плагиоклаза из трахибазальтов горы Этны (Сицилия) описаны включения стекла, которые образовались при захвате первоначально гомогенного расплава, в котором при последующем охлаждении отделилась несмешиваемая богатая летучими фаза. Стекла-включения в плагиоклазе окружены ореолом, обогащенным альбитовым компонентом, который свидетельствует об ионном обмене между включением и минералом-хозяином [Preston, Duncan, 1979].

Таким образом, включения в минералах свидетельствуют о том, что растущие кристаллы захватывали как гомогенный, так и уже испытывавший ликвационное расщепление расплав. Помимо прямых наблюдений во включениях эмульсии стекол и рудно-силикатных шариков о существовании жидкостной несмешиваемости, предшествующей кристаллизации минералов, могут говорить аномальные составы стекол и поведение заполнителей вакуолей в ходе термометрических экспериментов. Осложняющими обстоятельствами в этом вопросе являются диффузия или ионный обмен и возможность подплавления стенок вакуоли.

3.8. ПРОЯВЛЕНИЯ ЛИКВАЦИОННЫХ СТЕКОЛ В ЭФФУЗИВАХ РАЗЛИЧНОЙ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

Явления силикатно-силикатной несмешиваемости в стеклах описаны в породообразующих минералах и в мезостазисе различных по составу эффузивов у нас в стране и за рубежом. Наиболее интересная и представительная подборка аналитических данных по ликвационным стеклам имеется в ряде работ А. Филпотса [Philpotts, 1982; и др.]. Он проанализировал саму вмещающую породу, ее мезостазис и ликвационные L_{Fe} и L_{Si} стекла, которые находились в мезостазисе и во вкрапленниках плагиоклаза. Такие данные приводятся для толеитовых, известково-щелочных и щелочных базальтов различных районов мира. На построенной по его данным диаграмме (рис. 3.13) по взаимному расположению точек анализов пород, их мезостазиса и продуктов ликвации можно проследить эволюцию химического состава расплава в ходе дифференциации. Для различных типов пород тенденции изменения состава оказались близкими. При сравнении породы и мезостазиса видно, что формирование кристаллических фаз оливинов, плагиоклазов и пироксенов привело к увеличению в остаточной жидкости содержаний SiO_2 , K_2O и отчасти P_2O_5 , уменьшению MgO , Al_2O_3 , CaO при постоянстве FeO , TiO_2 и Na_2O . Вполне естественно, что кристаллизация минералов истощала остаточный расплав теми компонентами, носителями которых являлись сами кристаллы. Кроме того, кристаллизационная дифференциация приводила к тому, что на определенном этапе магматической эволюции остаточный расплав расщепился на несмешиваемую высокожелезистую и высококремнистую жидкости. А. Филпотс [Philpotts, 1981] отмечает, что в мезостазисе глобулы L_{Fe} находятся в L_{Si} матрице, а во включениях в фенокристах плагиоклаза более обычна обратная картина — матрица L_{Fe} с глобулами L_{Si} .

На рис. 3.13 можно видеть, что анализы ликвационных стекол образуют компактные рои точек. Экстремальные содержания петрогенных окислов в $L_{Fe}-L_{Si}$ стеклах имеют соответственно следующие значения (мас. %): SiO_2 33,2—77,0; TiO_2 0,3—11,9; Al_2O_3 2,3—13,9; FeO 1,0—35,4; MgO 0,0—3,0; CaO 0,5—11,0; Na_2O 0,4—4,9; K_2O 0,1—8,0; P_2O_5 0,0—7,8. Точки составов мезостазиса находятся на линии, соединяющей поля L_{Fe} и L_{Si} стекол, располагаясь ближе к кремнистым ликватам. Составы пород на одних графиках лягутся на линии



Р и с. 3.13. Окисловые диаграммы на основе кремнезема для вулканогенных образований (по данным [Philpotts, 1982]).

1 — породы; 2 — мезостази́с в породах; 3, 4 — мафические (3) и сиалические (4) ликвационные стекла; 5 — ликвационные стекла из платобазальтов Сибирской платформы [Тихоненков и др., 1985]. Пунктиром ограничены поля ликвационных стекол.

$L_{Fe}-L_{Si}$, а для MgO , Al_2O_3 , CaO находятся в стороне от нее. На ряде графиков видно, что составы пород ближе лежат к L_{Fe} стеклам. Для P_2O_5 можно отметить, что накопление пятиоксида в процессе кристаллизационной дифференциации

сначала сопровождается ростом SiO_2 , о чем говорит сравнение составов порода — мезостазис, а в дальнейшем ликвационная дифференциация приводит к концентрированию фосфора в L_{Fe} стекле.

Сопоставление L_{Fe} ликвационных стекол из мезостазиса и фенокристаллов плагиоклаза базальтов показывает, что первые отличаются от вторых повышенным количеством P_2O_5 и пониженным MgO [Philpotts, 1981]. На графиках видно, что накопление MgO и TiO_2 в стеклах из включений происходит при более низких значениях SiO_2 , чем в ликвационных стеклах. А. Филпотс объясняет это положение тем, что накопление MgO при низком P_2O_5 свидетельствует о захвате исходного расплава. Наоборот, бедность MgO и обогащение P_2O_5 говорят о фракционном расплаве. В соответствии с экспериментальными данными автор считает, что несмесимость, встречаемая в стеклах мезостазиса, является стабильной, а в фенокристаллах плагиоклаза — метастабильной. Состав L_{Fe} стекол близок составу плагиоклаз-пироксеновой смеси. Захваченный плагиоклазом расплав пересекал поле метастабильной несмесимости в условиях достаточно высоких температур, при которых часть капель коалесцировала, однако кристаллизации минералов не произошло.

Своеобразный состав имеют ликвационные стекла из базальта плато Путорана на Сибирской платформе [Тихоненков и др., 1985]. Результаты анализов (Приложение I, табл. 7, ан. 38 и 39) мы нанесли на окисловую диаграмму. Оба ликвата характеризуются сравнительно низкокремнистым (SiO_2 42,86 и 33,08 мас. %) и высокожелезистым составом (FeO 24,17 и 36,70 мас. %). Содержания других петрогенных окислов также показывают существенные различия между матрицей и глобулой. Ликвация расплава на две несмешивающиеся жидкости, судя по данным авторов, происходила при температурах ниже 1200—1190 °С, при которой была достигнута гомогенизация включений в фенокристаллах плагиоклаза. Стекла из базальтов Путорана позволяют допускать возможность расщепления на ликваты низкокремнистых высокожелезистых жидкостей. Напомним, что подобную направленность изменения состава внутри поля L_{Fe} стекол мы видели в стеклах ГС (см. рис. 3.8).

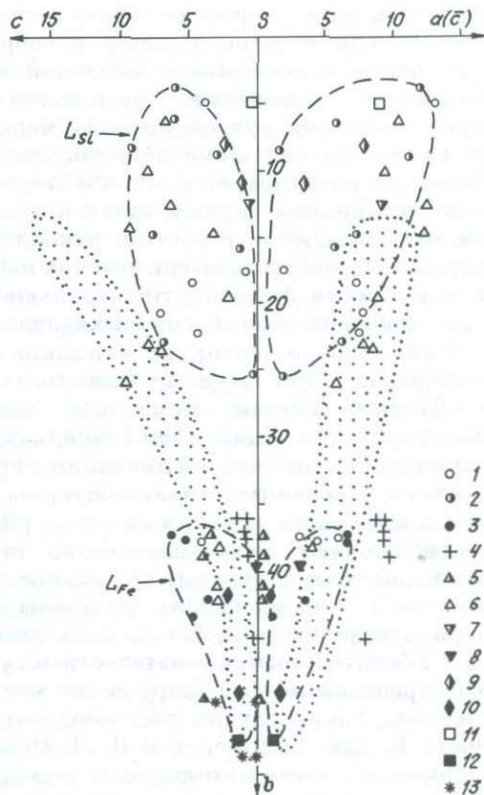
Ликвационные явления в стеклах из включений в породообразующих минералах и в мезостазисе пород описаны в базальтах Приморья [Щека, 1978] и в андезитах, андезито-дацитах вулкана Карымского на Камчатке [Красов, Клоккьятти, 1979] и Бол. Кавказа [Бабанский и др., 1985]. Результаты анализов некоторых ликвационных стекол приведены в табл. 7 Приложения I. Из этих данных видно, что сосуществующие стекла имеют резко контрастные различия в содержаниях окислов: L_{Si} стекла обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , так что состав приближается к риолитовому, или фонолитовому, а L_{Fe} — имеют повышенные концентрации FeO , MgO , CaO , в связи с чем их состав сходен с пироксенитовым или железисто-пироксенитовым.

На диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 3.14) нанесены составы стекол-включений в породообразующих минералах из пород Сибирской платформы и андезитов, андезито-дацитов Камчатки и Бол. Кавказа, анализы которых приведены в табл. 7 Приложения I. Для сравнения на диаграмме показано поле составов закалочных стекол из включений в плагиоклазах Усть-Ханьинского и Амовского интрузивов [Олейников, Панков, 1985]. Результаты изучения стекол-включений отражены в ряде работ, из которых были заимствованы аналитические данные, и поэтому мы только кратко прокомментируем диаграмму.

На диаграмме нанесены анализы как отчетливо ликвационных стекол с эмульсионным рисунком «жидкость в жидкости», так и однородных закалочных, пестрый состав которых явился предметом различных толкований механизма формирования [Золотухин и др., 1985]. В ликвационные поля L_{Si} и L_{Fe} попали точки анализов из включений в оливинах и плагиоклазах. Поля ликва-

Рис. 3.14. Диаграмма А. Н. Заварицкого для стекол-включений в породообразующих минералах.

1 — однофазные стекла в оливинах интрузивных траппов; 2, 3 — ликвационные стекла, там же; 4 — однофазные стекла из оливинов щелочно-ультраосновных пород; 5 — в пироксенитах; 6 — в плагиоклазах интрузивных траппов; 7, 8 — ликвационные стекла в плагиоклазах андезитов-дацитов вулкана Карымского; 9, 10 — то же, в андезитах Бол. Кавказа; 11, 12 — то же, в интрузивных траппах; 13 — ликвационные стекла в мезостазисе эффузивных траппов. Штриховой кривой оговорены поля ликвационных стекол из включений в минералах. Крапом показано поле составов закалочных стекол из включений в плагиоклазах Усть-Ханнинского и Амовского интрузивов по данным Б. В. Олейникова и др., [1985].



ционных стекол имеют достаточно четкий разрыв по величине числовой характеристики b , в интервале которой от 25 до 36 точки отсутствуют.

Стекла из включений в пироксенах диабаз-пегматитов Маймечинской интрузии попали в поле L_{Fe} . Здесь же находятся железистые стекла из мезостазиса в андезитах Бол. Кавказа и платобазальтов Сибирской платформы. Фигуративные точки стекол из оливинов меймечитов и пикритов Маймеча-Котуйской провинции несколько смещены относительно поля L_{Fe} в область с более высокими значениями характеристика a и соответственно низкими — b .

Однородные закалочные стекла из плагиоклазов образуют равномерно насыщенное точками поле (с крапом) без разрыва сплошности. Несмотря на высказанное нами предположение о возможном загрязнении анализов за счет подплавления минерала-хозяина, мы поместили их на диаграмму, чтобы проиллюстрировать особенности их состава.

Материалы по стеклам-включениям в породообразующих минералах и в мезостазисе эффузивов позволяют сделать вывод о том, что ликвационное расщепление расплава имеет место в докристаллизационный период и происходит по мере закристаллизации расплава вплоть до заключительных ее стадий. Сопоставление продуктов несмесимости стекол СВ с ликвационными стеклами ГС показывает их большое сходство и единую направленность процесса их дифференциации.

Глава 4

РУДНО-СИЛИКАТНАЯ НЕСМЕСИМОСТЬ И ЛИКВАЦИЯ В РУДНЫХ ФАЗАХ

4.1. РУДНЫЕ ШАРИКИ В СИЛИКАТНЫХ СТЕКЛАХ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЛИКВАЦИИ

При выяснении генезиса месторождений полезных ископаемых перед геологами всегда возникает проблема источника рудного вещества, механизма его переноса, концентрирования и отложения. В настоящее время трудно найти

месторождение, происхождение которого всеми исследователями принималось бы единогласно. Поздние преобразования рудовмещающих пород и самих руд часто затушевывают основной механизм рудообразования и порождают различные толкования генезиса месторождения. Например, для объяснения происхождения руд норильских медно-никелевых месторождений существуют три точки зрения: ликвационная, метасоматическая и гидротермальная. Основными аргументами сторонников ликвационной концепции являются каплевидные сульфидные вкрапленники в пикритовых габбро-долеритах, расслоение их на халькопирит и пирротин, накопление руд в подошве интрузий и, наконец, хорошая сходимость геологических наблюдений с экспериментальными данными в этой области. Метасоматисты делают упор на широкое развитие постмагматических новообразований, сопровождающих сульфиды, а сторонники гидротермальной гипотезы акцентируют внимание на сопутствующих рудным постериорных минералах. Для утверждения того или иного механизма рудообразования необходима система признаков, исключающая возможность их различной интерпретации. Даже имея такие, казалось бы, надежные показатели существования рудно-силикатной ликвации в природе, как находки сульфидных шариков, законсервированных в излившихся на поверхность лавах современных вулканов или в минералах глубинных пород [Вахрушев, 1980; и др.], некоторые геологи не исключают метасоматическое происхождение этих включений. Другие исследователи допускают возможность рудно-силикатного расслоения, но ограничивают его масштабы указанными минералогическими проявлениями и отрицают рудогенетическую роль этого процесса в больших масштабах.

Убедительным доказательством существования рудно-силикатной ликвации в природе является обнаружение рудных шариков в нераскристаллизованных стеклах. Такие случаи уже неоднократно описывались в литературе, в частности Б. Дж. Скиннером и Д. Л. Пеком [1973], которые изучили сульфидные шарики из интерстиционного стекла лавового озера кратера Алаз, вулкан Килауэа. Другим примером, близким к предмету нашего исследования, являются находки вкрапленников самородного железа в вулканическом стекле из олигоценых андезит-базальтовых лав севера Русской платформы [Данилов, Юшкин, 1979]. В исследованных нами стеклах основной рудной фазой было самородное железо (α -Fe), реже отмечались ильменит, вюстит, магнетит, пирротин, халькопирит и самородная медь. Рудные шарики в переменных количествах находились во всех выделенных типах стекол: в породообразующих (ПС) и в ликвационных (ГС, ГК, ОС, ИС), как в железистых, так и в кремнистых разностях.

В породообразующих стеклах шарики самородного железа отмечались только в афанитах, образуя сыпь мелких (20—200 мкм) включений в стекле в ассоциации с пижонитом, авгитом, оливином, плагиоклазом и ильменитом. Можно предполагать, что в них зафиксирована начальная стадия расщепления расплава, быстрая раскристаллизация которого препятствовала слиянию мелких капель с образованием крупных рудных скоплений. Последние наблюдаются в желваках самородного железа, где мельчайшие шарики сливаются в более крупные округлые или гантелевидные вкрапленники и далее переходят в губчатые руды. Цементом рудных шариков служит стекло с гранулами плагиоклаза и пироксена. Последний иногда в виде сферокристаллов обрастает шарики α -Fe. Количество кристаллических фаз в стекле переменное, и по серии образцов можно проследить постепенное увеличение степени кристалличности и переход в тонко- и мелкозернистую полнокристаллическую породу, похожую на беербакит, с гранулитовой или микрогранобластовой структурой. Заметим, что якутские геологи предполагают метасоматическую природу этого мелкокапельного оруденения в афанитах, а сами породы называют метасоматитами [Самородное

металлообразование. . ., 1985]. Рассмотрим некоторые частные случаи проявления рудных фаз в стеклах.

В глобуле стекла ГС-7 (см. Приложение II, табл. IV, б, в) мелкий шарик α -Fe размером около 20 мкм находится в кремнекислом стекле, а крупное обособление α -Fe размером 230—250 мкм — в железистом стекле. В ГК-30 шарики наблюдаются в стекле с кристалликами оливина, апатита, ильменита и кристаллитами пироксена (табл. VIII, б). Глобула ГК-32 в значительной мере закристаллизована, и в результате этого ее конфигурация приобрела неровный, изрезанный характер. В глобуле отмечается крупный кристалл плагиоклаза, игольчатые кристаллы апатита, мелкие зернышки шпинелида с треугольными срезами и кристаллиты пироксена. Шарики α -Fe в этой глобуле проявляются в стекле и цепочкой вытягиваются в центральной части кристалла апатита (табл. VI, к).

Гравитационная сепарация рудной и силикатной жидкостей отмечается в глобуле ГК-3 (табл. V, е). Рудная фаза здесь концентрируется в нижней части глобулы. Мелкие капельки и неправильной формы овальные выделения пирротина переходят в интерстиционную вкрапленность между кристаллитами пироксена. Размер сульфидных вкрапленников увеличивается за счет слияния мелких капель, и на границе с матрицей самородного железа наблюдается уже сплошная кайма пирротина. Здесь же следует отметить более высокую степень раскристаллизации стекла, располагающегося среди выделений рудной фазы, и сплошную оторочку кристаллитов вдоль стенок глобулы.

Шарообразная форма рудных фаз обычно характерна для мелких выделений, находящихся в стекловатой матрице. В раскристаллизованных участках породы каплевидные выделения встречаются реже. При увеличении размера и слиянии вкрапленников их конфигурация приобретает сложную губчатую форму с овальными очертаниями. Как отмечал П. Рамдор [1962], текстурный рисунок губчатых руд является характерным признаком их первоначально жидкостного состояния. Это, по сути, грубая эмульсия рудной и силикатной жидкостей. Последняя обычно раскристаллизована, но, как уже отмечалось, встречаются губчатые руды, где силикатная часть на 50—60 % состоит из стекла.

Среди каплевидных руд изредка наблюдаются такие, в которых размер шариков достигает 1—2 мм, концентрация — 50—70 %, а явление слияния капель практически отсутствует (табл. VIII, в). В другом случае можно видеть, что наряду со слившимися сплошными рудными массами присутствуют довольно крупные капли (до 0,5—1,0 см в поперечнике), порою деформированные от соприкосновения друг с другом, но тем не менее не слившиеся (табл. VIII, г). Это, по-видимому, объясняется поверхностным натяжением в каплях, углеродистой или когенитовой рубашкой вокруг шариков, которая иногда отчетливо видна в аншлифах, либо силикатной смазкой, хорошая смачиваемость которой облекала капли α -Fe и препятствовала слиянию шариков. Мезостазис таких богатовкрапленных каплевидных руд сложен стекловатым или раскристаллизованным афанитом типа беербахита. В сплошных рудных массах порою видно, что они состоят из спрессованных деформированных капель, которые при дальнейшей перекристаллизации переходят в гранобластовый агрегат полигональных зерен α -Fe.

Помимо рудных скоплений в габбро-долеритах встречаются одиночные каплевидные вкрапленники или группы капель, сложенные α -Fe, вюститом или сульфидами. Размер таких вкрапленников иногда достигает 2,0—2,5 см в диаметре, а матрицей у них всегда является полнокристаллическая порода. Только по аналогии с обособлениями стекла, расположенными рядом с рудными шариками, можно говорить об изначально стекловатом состоянии матрицы и последовавшей затем раскристаллизацией силикатной части.

Необходимо отметить, что большие скопления рудных масс часто сопровождаются облаком мельчайших рудных шариков, которые свидетельствуют о первоначально тонкорассеянном эмульсионном характере их выделений. Не случайны также находки глобул ликвационных стекол внутри сплошных рудных скоплений, которые термостатировали капли силикатной жидкости и создавали в них условия закрытой системы. В богатых рудах условия кристаллизации силикатного материала приближались к промежуточному состоянию системы, а в бедновкрапленных имели параметры открытой системы.

Изучение габбро-долеритов, которые вмещают руды самородного железа Хунгтукуна, показало, что рудно-силикатное расщепление расплава осуществлялось на заключительных этапах магматического процесса. В ранних фенокристах породообразующих минералов можно видеть, что рудные шарики появляются в периферических частях зональных зерен, располагаясь вдоль граней роста (табл. VIII, а), а в центральных частях они отсутствуют. Кристаллизация силикатов в период ликвационной дифференциации приводила к массовому захвату продуктов расслоения, и в результате их кристаллы изобилуют рудными включениями (табл. IX, а, б). Нарастивание объема рудной массы за счет слияния мелких капель приводит к тому, что рудная жидкость становится главным интерстиционным заполнителем породы. Дорастающие в этот этап силикаты обильно захватывают рудную фазу и симплектически сростаются с нею, формируя скелетные кристаллы.

Как отмечалось ранее [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985], в интрузиях с рудами самородного железа имеют место сульфидная минерализация, которая распространяется ореолом вокруг желваков α -Fe, проявляется внутри них и образует в массиве самостоятельные оруденелые зоны. Сульфиды в виде интерстиционной прожилково-шпировидной и каплевидной вкрапленности локализуются в свежих, метасоматически неизменных габбро-долеритах. По формам проявления и составу сульфиды Хунгтукуна, Маймечи и Хининды очень сходны с норильскими рудами, и есть все основания предполагать единый механизм их формирования.

Изучение рудных включений в породообразующих минералах оруденелых пород позволило выявить ряд интересных особенностей их проявления. Все включения имеют шарообразную или вытянутую пальцеобразную форму с овальными границами. Врастающие в руду кристаллы плагиоклаза приобретают скелетную форму. Вдоль удлинения кристалла, обычно по центральной его части в глубь зерна, располагаются включения α -Fe, которые по мере удаления от контакта с рудой нередко переходят в вюститовые. Симплектитовые формы сростания плагиоклаза и α -Fe свидетельствуют об их одновременной кристаллизации. Во вкрапленных рудах α -Fe сульфидные шарики располагаются в фенокристах плагиоклаза (табл. IX), тем самым указывая на раннюю сульфидно-силикатную ликвацию, предшествующую кристаллизации породы и образованию рудных скоплений α -Fe.

Находки рудных, в том числе и сульфидных, шариков в стеклах, а также существование всех переходов от оруденелых стекол через стекловатые породы в раскристаллизованные долериты, габбро-долериты с рудной вкрапленностью дают основание с большей долей уверенности предполагать **ликвационную природу сульфидного оруденения** в породах Хунгтукунской, Маймечинской и Хининдинской интрузий. Дополнительно можно отметить, что проявления шариков троилита в виде включений в глобулах стекла также описаны в рудах самородного железа о. Диско [Pedersen, 1979]. Судя по приведенным в этой работе фотографиям, мелкие сульфидные шарики образуют в стекле эмульсионный рисунок, который очень похож на текстуру глобул ГС. Состав стекол, содержащих сульфидные шарики с о. Диско (глобулы ОС-5, 6; см. Приложение I, табл. 4), имеет очень близкое сходство с составом афанитов Маймечинской

интрузии (см. Приложение I, табл. 2), которые, как отмечалось, претерпели частичную ликвацию.

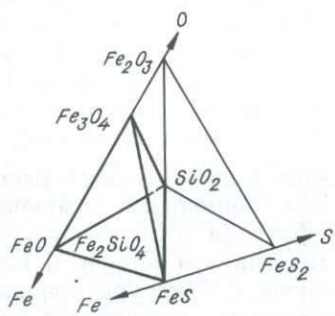
4.2. НЕКОТОРЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ПРИРОДНЫЕ ДАННЫЕ ПО РУДНЫМ СИСТЕМАМ

Одна из главных особенностей дифференциации магматического расплава заключается в стремлении состава жидкостей при понижении температуры к эвтектике через кристаллизацию избыточных фаз или через многократное расслаивание на более простые по составу несмешивающиеся жидкости, каждая из которых продолжает эволюционировать к эвтектике. Текстура проявлений рудных фаз в стеклах и по аналогии с ними — в раскристаллизованных породах указывает на то, что обогащенный агентами ликвации расплав расщеплялся на несмешивающиеся рудные и силикатные жидкости. Подавляющее большинство обнаруженных в стеклах из траппов рудных сростаний укладывается в рамки системы $Fe-S-O-SiO_2$ (рис. 4.1), которая представляет общий вид целого ряда сочетаний частных диаграмм, экспериментально изученных различными исследователями [Муан, 1983; Ольшанский, 1951; Naldrett, 1969; McLean, Shimazaki, 1976; и др.]. Принимая во внимание довольно примитивный состав рудных образований в изученных нами стеклах, каждый обнаруженный тип включений вполне удовлетворительно можно объяснить и изобразить положением внутри экспериментально изученных систем, составленных только из компонентов, присутствующих в рудных фазах. Судя по диаграммам состояния искусственных систем, температуры кристаллизации отдельных фаз (например, $Fe - 1535^\circ C$) представляются маловероятными для наших объектов. Однако если принять во внимание участие флюидов (S, P, F, CH_4 и др.), понижающих температуру кристаллизации, то условия рудообразования в гипабиссальных камерах становятся вполне реальными.

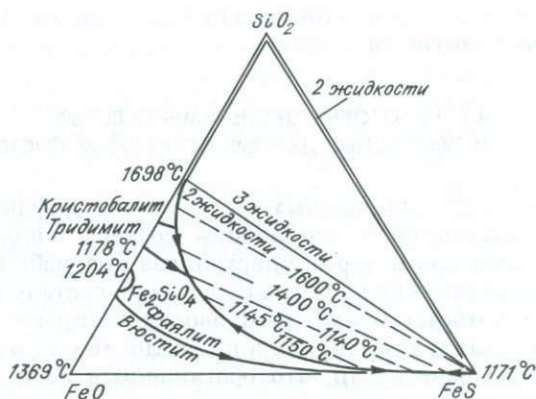
Тройная система $FeO-SiO_2-FeS$ [Ольшанский, 1951; McLean, Shimazaki, 1976] является частью тетраэдра $FeO-S-O-SiO_2$. Она позволяет рассмотреть явления ликвации, описанные в расслоенных вкрапленниках из габбро-долеритов с участием фаялита, вюстита, троилита, которые могут быть представлены на тройной диаграмме (рис. 4.2). Как следует из этой диаграммы, система имеет большую область несмесимости жидкостей FeS и $FeO-SiO_2$. Расслоение жидкостей происходит при температуре $1140-1150^\circ C$. Дальнейшая эволюция жидкости при снижении температуры следует по кривым ликвационной несмесимости: в одном случае кристаллизуется фаялит и жидкость сильно обогащается FeS , а в другом кристаллизуется фаялит, небольшое количество троилита и жидкость следует по направлению к фаялит-тридимит-троилитовой тройной точке. Остаточные жидкости кристаллизуются как троилит и фаялит. Подобная последовательность кристаллизации имеет место в стеклах Хунгтукуна и подтверждается находками однофазных выделений вюстита и троилита и эвтектичными сростаниями этих минералов между собой и с фаялитом.

Отделение $Fe-S-O$ жидкостей от силикатных расплавов является обычным для изверженных пород и описывалось на примере природных стекол [Moore, Calk, 1971; Скиннер, Пек, 1973; и др.].

Пути кристаллизации в системе $FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ можно проследить на диаграмме (рис. 4.3). Они могут иметь различную направленность в зависимости от того, что сохраняется постоянным: общий состав конденсированных фаз, давление O_2 или равновесная кристаллизация осуществляется в контакте с металлическим железом [Муан, 1983]. Рассмотрим последний случай, когда окисная фаза находится в равновесии с железом. Понижение температуры смеси приводит к началу кристаллизации вюстита и состав жидкости изме-

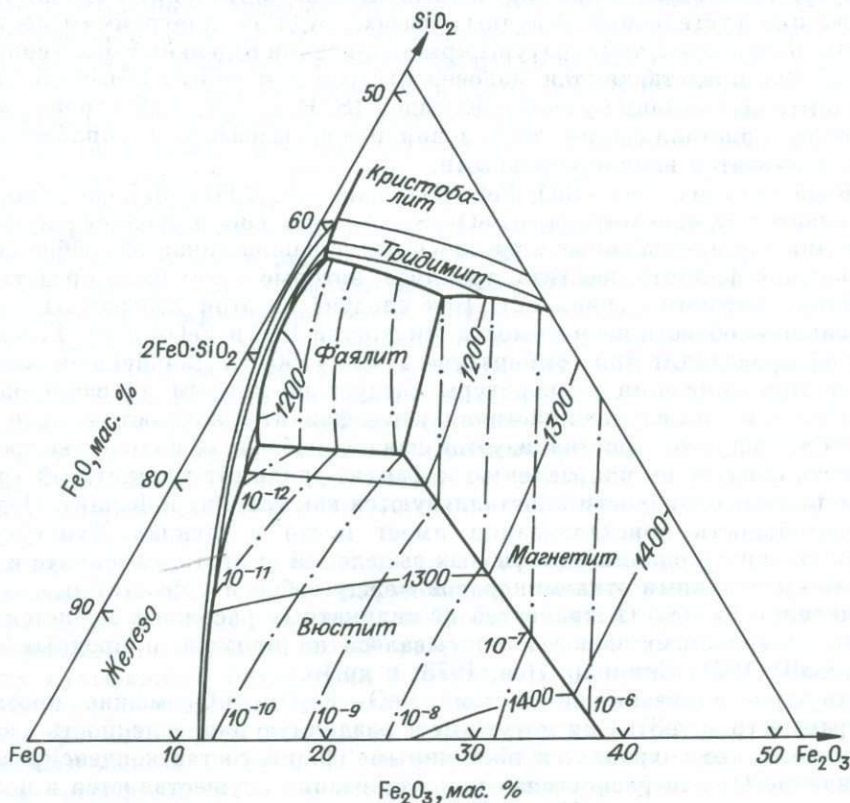


Р и с. 4.1. Общий вид системы Fe—S—O—SiO₂.



Р и с. 4.2. Фазовая диаграмма FeO—FeS—SiO₂ [по MacLean, Shimazaki, 1976].

няется вдоль пограничной кривой. При 1177 °С жидкость насыщена фаялитом, который начинает выделяться при постоянной температуре и отводе тепла из системы. По мере полной закристаллизации жидкости ассоциация железа, вюstitа и фаялита оказывается устойчивой в интервале температур 1177—560°. Ниже 560° вюстит по эвтектидной реакции распадается на магнетит и металлическое



Р и с. 4.3. Часть диаграммы FeO—Fe₂O₃—SiO₂ [Муан, 1983]. Жирные сплошные линии — пограничные кривые полей кристаллизации первичных фаз; тонкие сплошные линии — изотермы ликвидуса; штрихпунктир — изобары O₂ (атм).

железо. Кристаллизация между фаялитом и перитектикой при 1177° начинается с фаялита и следует по пограничной кривой с изменением состава жидкости. Жидкость исчезает при 1177° , образуя смесь фаялита и вюстита в равновесии с металлическим железом. При температуре выше 1205° смесь, отвечающая составу фаялита, является жидкой, а при этой температуре расплав кристаллизуется в равновесные фаялит + металлическое железо. В случае, если смесь, лежащая на пограничных кривых с металлическим железом, имеет содержание SiO_2 больше, чем фаялит, она кристаллизуется как фаялит + тридимит при перитектической температуре 1178° . В смесях, расположенных между перитектикой и составом $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$, первым кристаллизуется фаялит, а между перитектикой и SiO_2 — тридимит или кристобалит.

Проведенное Я. И. Ольшанским [1951] изучение системы $\text{Fe}-\text{FeS}-\text{FeO}-\text{SiO}_2$ позволило установить, что она может иметь только пять твердых фаз: Fe , FeO (вюстит), FeS (пирротин), Fe_2SiO_2 и SiO_2 . Вторая и последняя одновременно в равновесных условиях существовать не могут, поскольку взаимодействуют с образованием фаялита. Автором рассмотрены все возможные комбинации твердых фаз и для каждого сочетания определена температура, выше которой эта ассоциация существовать не может. Примечательно, что температуры существования всех интересующих нас комбинаций составляют интервал $1205-920^\circ$, т. е. близки температурам природных магматических расплавов. В изученной системе максимальное количество твердых фаз может быть четыре при одной жидкой. Равновесия этих фаз определены автором как неинвариантные. Исследования позволили установить, что четверная эвтектика $\text{Fe}+\text{FeS}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{SiO}_2$ имеет температуру 920° , которая совпадает с таковой для тройной эвтектики $\text{Fe}+\text{FeS}+\text{FeO}$, температура четверной эвтектики $\text{Fe}+\text{FeS}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ практически совпадает с двойной $\text{Fe}+\text{FeS}$ и имеет 985° [Ольшанский, 1951]. В экспериментах цитируемый автор наблюдал комбинацию Fe , Fe_2SiO_2 , SiO_2 и две жидкости (сульфидную и силикатную), температуру неинвариантного равновесия которого он определяет в $1150-1170^\circ\text{C}$.

На фрагменте бинарной системы $\text{Fe}-\text{O}$ (рис. 4.4) показаны поля устойчивости различных конденсированных фаз, т. е. жидкости и кристаллов в зависимости от температуры. Дополнительно на эту диаграмму штрихпунктиром нанесена сетка изолиний летучести кислорода, которая дает представление о взаимоотношениях между составом конденсированных фаз и летучестью кислорода (f_{O_2}) в системе. Горизонтальное положение изолиний f_{O_2} свидетельствует о фиксированной летучести кислорода при определенной температуре, а наклонные изолинии говорят о том, что f_{O_2} и температура могут изменяться независимо [Муан, 1983]. Из диаграммы следует, что одна конденсированная фаза (жидкость или кристалл) может существовать в некотором диапазоне f_{O_2} и $T^\circ\text{C}$, в то время как две фазы сосуществуют только при жестко фиксированных условиях системы. Не углубляясь в разбор диаграммы, который проведен в работах различных исследователей и прежде всего самими авторами, отметим, что с ее помощью можно проследить пути равновесной кристаллизации при фиксированной f_{O_2} или постоянном общем составе конденсированных фаз. Для наших целей представляет интерес характер изменения фазового состава в случае контакта с металлическим железом. Это можно видеть, если следовать вдоль пограничной кривой между областью металлического железа и низшим стабильным окислом с понижением температуры. До температуры 1535° существует только расплав. В интервале температур $1535-1524^\circ$ в равновесии с жидким железом находятся твердое железо и газ, а при 1524° к ним прибавляется жидкий окисел, который сосуществует с твердым железом до 1371° . В диапазоне температур $1371-560^\circ$ равновесной конденсированной фазой в контакте с железом является вюстит, а ниже 560° железо сосуществует с магнетитом.

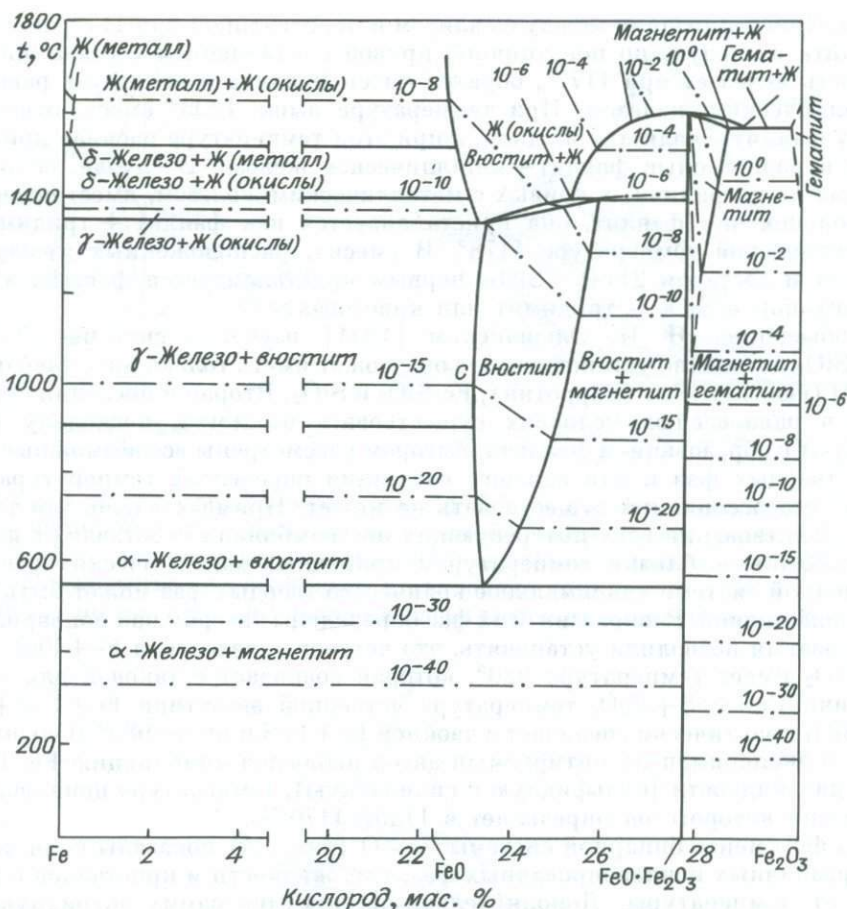


Рис. 4.4. Диаграмма фазовых соотношений в системе Fe—O (по Муану). Штрихпунктирные линии — изобары O_2 (атм).

Диаграмма состояний $\text{FeO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ (рис. 4.5) представляет интерес в связи с находками ассоциаций герцинита, фаялита и вюстита в составе руд и раскристаллизованных стекол. Анализ диаграммы приведен в работе И. Ф. Шерера и К. Яги [1954], а мы остановимся только на некоторых моментах, интересных для предмета нашего исследования. Фаялит и герцинит представляют собой двойную систему, которая входит в состав системы $\text{FeO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$, а точка Q является двойной эвтектикой с температурой 1150 $^\circ$ и составом 89,3 % фаялита и 10,7 % герцинита. Точка O — тройная эвтектика между вюститом, фаялитом и герцинитом при 1148 $^\circ$. Точки M и N представляют наиболее низкие температуры на поверхности ликвидуса системы: соответственно 1088 и 1083 $^\circ$. В первой происходит реакция фаялит + кордиерит = герцинит + жидкость, а вторая является эвтектикой фаялита, тридимита, железистого кордиерита и жидкости. В правой части системы находится поле корунда. Казалось бы, это могло заинтересовать в связи с появлением нормативного корунда при пересчетах анализов стекол. В предварительных экспериментах цитируемые авторы получали метастабильную эвтектику фаялит + тридимит + герцинит + жидкость состава FeO 47,2 %; Al_2O_3 12,5 %; SiO_2 40,3 % при температуре 1073 $^\circ\text{C}$.

Когенит — один из главных минералов, сопутствующих α -Fe. Разнообразие форм его проявления, а также широкие вариации содержаний минерала

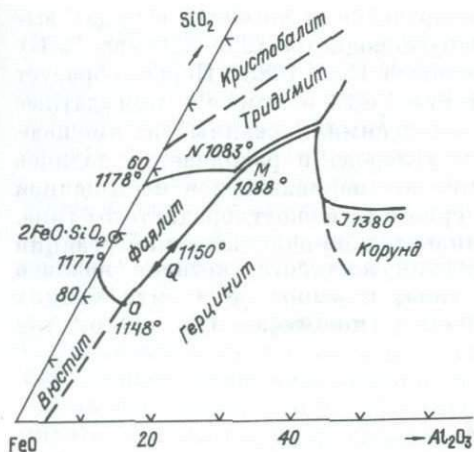


Рис. 4.5. Часть системы $\text{SiO}_2\text{—FeO—Al}_2\text{O}_3$ (по Шереру и Яги).

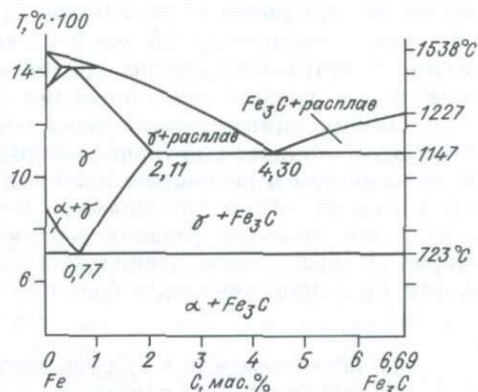


Рис. 4.6. Фазовая диаграмма Fe—C при давлении 1 атм [Chirman, 1973].

в рудах и переменное количество в нем Ni позволяют предполагать различные механизмы формирования карбида, а через него и самих руд $\alpha\text{-Fe}$ [Pauly, 1969; Bird et al., 1981; Goodrich, Bird, 1985; Рябов, Павлов, Лопатин, 1985].

Рассмотрим диаграмму состояния Fe—C (рис. 4.6). В зависимости от насыщенности расплава углеродом первыми кристаллическими фазами должны быть $\gamma\text{-Fe}$ в низкоуглеродной области и Fe_3C — в высокоуглеродистой среде*. При эвтектической температуре 1147° и содержании углерода 4,3 мас. % остаточная жидкость закристаллизовывается в виде ледебурита — сростания цементита, который по составу сходен с природным карбидом железа Fe_3C — когенитом, и аустенита, представляющего собой твердый раствор углерода (до 2%) и некоторых легирующих добавок примесных компонентов (Ni, Mn, Cr и др.) в $\gamma\text{-Fe}$. Снижение температуры с 1127 до 727° приводит к тому, что растворимость Fe_3C в $\gamma\text{-Fe}$ падает с 1,96 до 0,72% [Вол, 1962]. На графике видно, что при понижении температуры с 1147 до 723° содержание углерода уменьшается с 2,11 до 0,77% [Chirman, 1973]. Эвтектика при 723° представляет собой распад твердого раствора аустенита, который происходит с образованием стабильной фазы феррита — $\alpha\text{-Fe}$ и Fe_3C . Уменьшение температуры в системе сопровождается стерилизацией железа от углерода и других примесей. Растворимость C в $\alpha\text{-Fe}$ не превышает сотых долей процента [Вол, 1962]. В зависимости от режима охлаждения Fe—C сплавов эвтектичная смесь феррита и цементита может быть дисперсной (сорбит, троостит), тонкой (перлит) и мелкой (ледебурит). Ассоциация феррита с цементитом возникает при сравнительно быстром охлаждении сплавов, в то время как для разложения последних на феррит и графит требуется длительная выдержка при повышенных температурах. Очевидно, в процессе охлаждения примеси в когените также должны вести себя по-разному. На это указывают определения Ni в карбиде [Goodrich, Bird, 1985; Рябов, Павлов, Лопатин, 1985; Самородное металлообразование... , 1985]. Ланцетовидные ламелли и эвгдральные кристаллы когенита в рудах $\alpha\text{-Fe}$ района Овифаг [Goodrich, Bird, 1985] имеют Ni 0,7—0,9%, а игольчатые кристаллы и каймы вокруг сульфида — 1,3—1,9%. Различные формы проявления когенита и переменный состав примесей в минерале из руд о. Диско связывается с кинетикой охлаждения жидкости [Pauly, 1969; Bird et al., 1981].

* А. Е. Вол [1962] считает, что кривая ликвидуса цементита неизвестна, поскольку данные по определению точек ликвидуса сплавов, содержащих 4,5 и 5,0% C, ненадежны.

На основании выявленных особенностей распределения когенита в рудах выделяется два типа металлического Fe: высокоуглеродистое (2,9—2,0 мас. % C) и низкоуглеродистое (1,8—2,0 мас. % C) [Goodrich, Bird, 1985]. Первое образует сферулы размером до 15 мм с эвтектикой Fe—Fe₃C, а второе — кумулатные массы. Цитируемые авторы предполагают, что ассимилированный из вмещающих пород графит предопределил избыток углерода в расплаве и, являясь агентом ликвации, стимулировал образование несмешивающейся насыщенной углеродом жидкости, которая дала расплав первого (высокоуглеродистого) типа. В дальнейшем в результате сложной восстановительно-окислительной реакции происходили обезуглероживание металлической жидкости, которая явилась жидкостью второго (низкоуглеродистого) типа, и вынос ее в виде мелких шариков (размером в несколько миллиметров) в гипабиссальную камеру, где капли Fe накапливались в большие массы.

4.3. НЕСМЕСИМОСТЬ В РУДНЫХ ЖИДКОСТЯХ И КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ РУДНЫХ ФАЗ

Основным критерием для выделения подобного рода явлений считается структурно-текстурный рисунок проявлений рудных фаз. К несмесимым относятся фазы, которые имеют контрастный состав и проявляются одна в другой в виде тонкой или грубой эмульсии либо образуют четкий мениск на границе раздела. В изученных объектах явления несмесимости отмечаются как в больших полях крупных рудных скоплений, так и в отдельных мелких рудных вкраплениях, заключенных в габбро-долеритах или стекловатых породах. Комбинации рудных фаз часто указывают, казалось бы, на простые эвтектоидные соотношения, особенно в ассоциациях с α-Fe. Существование в Fe примесей усложняет системы с участием этих компонентов, и есть основания рассматривать их в ряде случаев как несмесимые жидкости, эволюционирующие в дальнейшем по эвтектоидным схемам. Рассмотрим несколько случаев расслоения.

α-Fe—FeS—FeO. Случай многофазного расслоения был обнаружен в каплевидном вкраплении (рис. 4.7). Грубая расслоенность проявилась в образовании трех слоев, основных фазами в которых были (снизу вверх): α-Fe, троилит и вюстит. Кратко охарактеризуем каждый слой.

α-Fe+Fe₃C образует нижний слой, в котором когенит присутствует в виде ламелл, равномерно распределенных в матрице α-Fe. На границе с силикатной породой находится вюститовая кайма с вростками когенита, переходящая в магнетитовую в непосредственном контакте. Вблизи контакта червеобразные ламеллы когенита ориентируются перпендикулярно к его плоскости. Проявления когенита в α-Fe каплевидного вкрапления говорят о присутствии углерода в изначальной рудной жидкости, кристаллизация которой происходит в виде ледебурита (см. Приложение II, табл. XI). Верхняя граница слоя неровная, с взаимным проникновением пограничных рудных фаз. В правой верхней части этой зоны отмечается гнездо с игольчатым (таблитчатым) когенитом и графитом.

Следующий, существенно троилитовый,

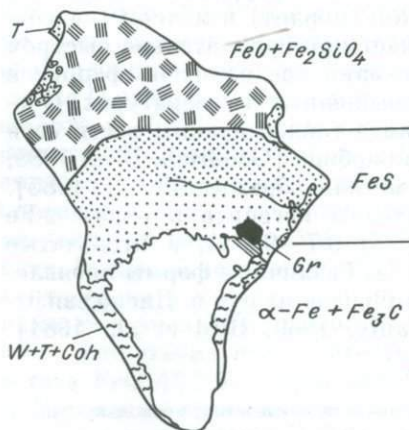


Рис. 4.7. Зарисовка рудного вкрапления, расслоенного на самородное железо, пирротин и фаялит+вюстит, Хунгтукун.

слой разделяется на две зоны, одна из которых на границе с нижележащим слоем обогащена α -Fe, а другая на 90 % сложена сульфидом.

Зона $\text{FeS} + \alpha\text{-Fe} + \text{FeO}$ является переходной. В ней преобладает троилит, в котором в виде округлых и неправильной формы выделений находятся α -Fe, вюстит и самородная медь. Переход в собственно сульфидную зону сравнительно резкий и связан с исчезновением α -Fe.

Зона $\text{FeS} + \text{FeO}$ образует поле троилита с неравномерным распределением в нем включений вюстита в виде неправильной формы выделений с овальными контурами и редкими вростками самородной Cu. Граница со следующим слоем резкая с выгнутым вверх мениском.

$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ — представляет поле вюстита с заключенными в нем участками игольчатого фаялита, собранного в решетчато-паркетовидные агрегаты. Спорадически здесь встречаются угловатой формы обособления фаялита с тонкой эмульсионного вида вкрапленностью троилита и самостоятельными выделениями последнего и α -Fe. Под микроскопом при больших увеличениях можно видеть, что вюстит не представляет собой однородную массу, а содержит мельчайшую сыпь α -Fe, которая неравномерно распределяется на его поверхности. Такая форма проявления β -Fe хорошо объясняется с помощью диаграммы Fe—O (см. рис. 4.4), когда при постоянном составе и понижении температуры вюстит переходит в устойчивую ассоциацию $\alpha\text{-Fe} + \text{Fe}_x\text{O}$.

$(\text{FeO} + \alpha\text{-Fe}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{SiO}_4)$. Расслоение этого типа наблюдалось в небольшом ($1 \times 1,5$ см) каплевидном вкрапленнике, заключенном в габбро-долекрете. Нижнюю часть вкрапленника представляла грубая эмульсия, заключенная в вюститовой матрице (табл. IX). Помимо α -Fe в вюстите находились овальные выделения троилита и довольно обильная вкрапленность самородной меди. Подобно вышеописанному случаю вюститовый матрикс не является однофазным, а представляет собой тонкую сыпь α -Fe в окисно-рудном базисе, т. е. структуру распада твердого раствора $\alpha\text{-Fe} + \text{Fe}_x\text{O} - (\text{Fe}_3\text{O}_4)$.

Граница раздела между слоями имеет вид слабо выгнутого вверх мениска с щеткой пластинчатых кристаллов фаялита на его поверхности (табл. IX). Между кристаллами фаялита, а также и в поле верхнего слоя встречаются неправильной формы участки с эмульсией троилита в фаялите и отдельные сульфидные шарики.

Верхний слой расслоенного вкрапленника сложен вюститом с решетчато-графической эвтектикой игольчатого фаялита (табл. IX). Вюстит распадается на смесь $\alpha\text{-Fe} + \text{Fe}_x\text{O}$. Микроскопические определения показали, что состав окисно-рудной фазы отвечает нестехиометрическому вюститу. Выделения α -Fe в этом вюстите имеют различную морфологию: точечную, червеобразную, прожилковидную и т. д.

Примечательно, что сульфидная минерализация в виде интерстиционной вкрапленности облаком располагается вокруг этого существенно окисно-рудного вкрапленника и незначительно представлена внутри него. На границе с силикатами наблюдаются крупные кристаллы апатита, врастающие в вюстит.

Судя по минеральным ассоциациям, расслаивание рудных жидкостей было, видимо, ступенчатым: сначала отделялся расплав α -Fe, а затем оставшаяся жидкость расщеплялась на FeS и $\text{FeO} + \text{SiO}_2$. В отличие от предыдущего случая количество серы здесь было незначительным, чтобы дать отдельный слой, но достаточным, чтобы стимулировать ликвацию и проявиться в виде спорадической эмульсии.

$\alpha\text{-Fe} - \text{FeO}$. Расслоение на окисно-рудную и металлическую фазы имеет различный текстурный рисунок и переменное содержание сосуществующих главных и примесных (второстепенных) фаз. Состав фаз указывает на обычную эвтектоидную схему кристаллизации в системе Fe—O, однако объем и соотношения фаз нередко оказываются такими, что трудно представить возможность их

формирования без участия дополнительных факторов. Катализаторами расслоения вполне могли быть такие агенты ликвации, как S, C, P и другие, которые, снижая температуру кристаллизации и стимулируя расщепление, вошли в состав фаз, кристаллизующихся по эвтектоидной схеме, или, предварительно разделившись на более простые по составу фазы, покидали систему.

Случаи α -Fe—FeO расслоения встречаются как в каплевидных вкраплениях, так и в интерстиционных, губчатых и сплошных рудах. Наиболее широко распространенная форма проявления фаз — крупнокапельная эмульсия и губчатое α -Fe в вюститовом матриксе (табл. X, а, XI, а). Наряду с этим отмечаются и обратные соотношения, когда вюститовые капли находятся в матриксе α -Fe; наконец, существуют постепенные переходы из железо-вюститовой эмульсии в вюстито-железную. Порою можно наблюдать правильные полусферы участков железо-вюститовой эмульсии с кружевными краями, которые как бы прилипли к силикатной породе и выпуклым мениском обращены в сторону чистого α -Fe.

Изучение вюстита под микроскопом показало, что в большинстве случаев он не является однородным, а представляет собой неравномерную тонкую эмульсию α -Fe (реже Fe_3C ?) в окисно-рудном базисе переменного состава. Эмульсия α -Fe имеет вид, характерный для структур распада твердых растворов: тонкая сыпь, слепые прожилки, штрихи, иероглифы и т. п. Часто в тонкоэмульсионном матриксе наблюдаются лишенные α -Fe участки правильной геометрической формы, дорожки и округлые поля. Однофазные вюститы помимо этих чистых от эмульсии α -Fe участков встречаются в виде порфиорокристов в сплошных рудах α -Fe и в каймах, обрамляющих рудные и силикатные включения и являющихся продуктами окисления металлического железа.

Крупные каплевидные выделения α -Fe, располагающиеся в тонкоэмульсионном железо-вюститовом поле, обычно бывают окружены двориками-каймами чистого вюстита, лишенного тонкой эмульсии α -Fe (табл. X, в). Это, по-видимому, связано со слипанием мельчайших выделений α -Fe при образовании крупнокапельных форм. Интересно напомнить, что совершенно аналогичную картину мы уже описывали в ликвационных стеклах ГС, когда вокруг крупных шариков L_{Fe} стекла наблюдались дворики, в которых отсутствовала тонкая эмульсия этого стекла. Формирование крупных шариков L_{Fe} стекла объяснялось сборным слипанием эмульсии. Очевидно, механизм образования крупных капель через слипание мелких является пусковым для формирования не только небольших рудных скоплений, но и больших желваков α -Fe — до 10 т, как на Хунгту-куне, и 25 т, как на о. Диско.

Характерной примесной фазой в вюститовом матриксе является капельно-губчатая эмульсия троилита. Широкие вариации соотношений вюстита и α -Fe (крупной и тонкой эмульсии) и нередкое преобладание металла над окислом позволяет предполагать, что только часть руд могла образоваться в результате распада твердых растворов по реакции $4\text{FeO} = \text{Fe} + \text{Fe}_3\text{O}_4$ (см. рис. 4.4). Небезынтересно отметить, что капельные выделения α -Fe в вюстите под микроскопом не обнаруживают вростков когенита.

$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ представляет собой прекрасный жидкостный губчатый рисунок несмесимых рудной и силикатной жидкостей (табл. XI, б). Этот своеобразный тип руд имеет ряд характерных особенностей. Рудная составляющая на 90 % сложена вюститом, участками с грубой и тонкой эмульсией α -Fe, небольшими капельками троилита и вростками кристаллов герцинита и апатита. Силикатная часть в центральной части рудного желвака представлена мономинеральным агрегатом оливина, а в периферической — пижонитом. Примечателен и состав оливина — субкальциевый феррогортонолит с отношением $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0,86 - 0,92$. Заметим, что оливин из решетчатой эвтектики с вюститом имеет практически бескальциевый состав Fa_{100} , а минерал из реакционных

образований на границе силикатная порода — α -Fe отвечает Fe_{88-89} [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. В вюститовой матрице описываемой руды была обнаружена мельчайшая (2—5 мкм) сыпь силикатных шариков.

FeO-FeS. Расслоение этого типа проявляется в виде включений пирротина (иногда с халькопиритом) с резко ограниченным сферическим мениском в вюститовой или вюстит-фаялитовой матрице (табл. XI, 2). Наблюдается и обратная картина, когда в сульфидной массе находятся участки с тонкими вростками троилита в фаялите или троилита в вюстите. В изученных образцах наиболее часто отмечалась грубая каплевидная эмульсия троилита в вюстите, а обратные соотношения представляли редкость. В случае больших скоплений сульфидов в вюстите формы их проявления имели губчатый рисунок или даже эмульсионный — с включениями FeO в FeS. При небольших концентрациях сульфидов последние давали редкую капельную эмульсию.

Характерной особенностью троилит-вюститовой эмульсии является постоянная приуроченность к ней мелкой вкрапленности самородной меди. Дополнительно отметим, что в кристаллах апатита из вкрапленных руд α -Fe наблюдались дисковидные и слабовытянутые включения с отчетливым мениском, расслоенные на вюститовую часть и пирротиновую с вростками самородной Cu.

α -Fe-FeS. Несмесимость сульфидной и металлической жидкостей проявляется в виде грубой эмульсии и редких капель троилита в α -Fe. Мелкие вкрапленники пирротина имеют каплевидную форму, а более крупные приобретают неправильную лапчатую конфигурацию. Отдельные вкрапленники обрамляются каймами когенита или магнетита. В каплевидных вкрапленниках α -Fe пирротин часто располагается на их периферии, образуя серповидные прерывистые оторочки на контакте с породой, и напоминает расслоенные капли с небольшим объемом отжаты к стенке сульфидной жидкости. Включения глобул стекла в сплошных рудах α -Fe, как уже отмечалось, также иногда имеют прерывистые пирротиновые оторочки. Взаимоотношения α -Fe с FeS позволяют предполагать, что начавшееся несмесимое расслоение жидкостей (особенно при избытке сульфидной жидкости), закончилось эвтектоидным срастанием кристаллических фаз.

Расслоенные сульфидные вкрапленники встречаются вблизи проявлений самородного железа либо образуют самостоятельные обогащенные сульфидами участки интрузии [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. Особенности проявления сульфидов имеют большое сходство с хорошо изученными вкрапленными рудами норильского типа. Описание каплевидных сульфидных вкрапленников из норильских пикритовых габбро-долеритов неоднократно приводилось в геологической литературе, и поэтому на их характеристике мы останавливаться не будем. Изученные в Хунгтукунской интрузии каплевидные вкрапленники имеют округлую или слегка уплощенную дисковидную форму. Верхняя граница вкрапленников часто четкая, овальная, выгнутая вверх, а нижняя — неровная с прожилковидными затеками между силикатами. Состав вкрапленности — халькопирит-пирротиновый, часто с магнетитом и редкими пламевидными вростками пентландита. В каплевидных вкрапленниках халькопирит локализуется в верхней части, а пирротин — в нижней, граница между ними четкая, иногда мениск выгнут вверх. Кроме того, халькопирит встречается во всех отроостках от вкрапленника, а также обрамляет и сечет пирротиновое ядро. Помимо каплевидных форм сульфиды образуют лапчатые формы выделений и убогую интерстиционную вкрапленность, которые при увеличении сульфидной массы переходят в богатую гнездово- и прожилково-вкрапленную шпирювидную руду. Такие формы проявления сульфидов совершенно не противоречат их ликвационному происхождению, а свидетельствуют лишь о том, что рудная жидкость в отличие от силикатной находилась в жидком состоянии более продолжительное время и при консолидации массива могла при слиянии на-

капливаться, интродуцировать во вмещающие породы, взаимодействовать с породами рамы и т. д.

4.4. ЭВТЕКТОИДНЫЕ СРАСТАНИЯ И РАСПАД ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ

Как известно, образования этого типа свидетельствуют о том, что магматический расплав достиг наиболее низких температур, при которых возможна одновременная кристаллизация двух или более фаз в определенных соотношениях. Одним из критериев одновременной кристаллизации являются характерные структуры срастаний: графическая, пегматитовая, письменная, эмульсионная, эвтектическая (эвтектоидная) и многие другие, в названиях которых геологи стремятся подчеркнуть своеобразие рисунка закономерного срастания. Обнаружение подобных структур имеет большой петрологический интерес, поскольку они являются реперами, которые с использованием экспериментальных данных позволяют получить представления о возможных температурах кристаллизации тех или иных фаз.

С эвтектоидными структурами тесно связаны структуры распада твердых растворов, которые возникли вследствие понижения растворимости одного компонента в другом по мере охлаждения [Бетехтин и др., 1958]. Разделение рудных фаз, начавшееся в жидкостном состоянии рудного расплава, при понижении температуры продолжается в обособившихся однородных твердых растворах. Среди структур распада твердых растворов также различается целый ряд наименований: решетчатые, пластинчатые, эмульсионные, иероглифические и др. В качестве структурно-минералогических термометров они также несут важную генетическую информацию.

В рудах самородного железа Хунгтукуна, Хининды и Маймечи было обнаружено многообразие закономерных срастаний различных рудных и силикатных фаз. Кратко охарактеризуем эти срастания и с помощью известных из литературы экспериментальных систем попробуем произвести оценку температур образования фаз, чтобы получить представление о возможном температурном режиме процесса рудообразования.

$\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{FeO}$ представляет собой вюститовую матрицу с разбросанными в ней решетчатыми агрегатами игольчатых кристаллов фаялита (см. Приложение II, табл. X). Такие структуры находятся в расслоенных каплевидных вкрапленниках и реже в богатовкрапленных рудах. Среди главных фаз в небольших количествах встречаются кристаллы герцинита, включения с пирротин-фаялитовым срастанием и выделения $\alpha\text{-Fe}$. Судя по экспериментальным данным (см. рис. 4.5), температура эвтектики 1177°C .

$\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{Fe}_2\text{AlO}_4 + \text{FeO}$ имеет вид грубой рудно-силикатной эмульсии, силикатную часть которой представляет фаялит, а рудную — поле вюстита с продуктами распада и кристалликами герцинита. Высокая кристаллизационная способность шпиннелида приводит к образованию субидiomорфных форм его выделения и только в отдельных случаях на границе с рудной фазой отмечаются кружевные симплектитовые формы их срастаний. Тройная эвтектика вюстит—фаялит—герцинит имеет температуру 1148°C (см. рис. 4.5).

$\text{FeS} + \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ наблюдается в виде тонкой эмульсии в интерстициях силикатных минералов и мелких неправильной формы обособлений в полях вюстита. Матрицей обычно служит силикат, а троилит образует сыпь мельчайших шариков или получивших огранку изометричных зернышек. Этот тип срастаний часто встречается как в больших полях $\alpha\text{-Fe}$ и FeO , так и в мелких рудных вкрапленниках. Кристаллизация эвтектики троилита с фаялитом осуществлялась при 1050°C .

$\alpha\text{-Fe} + \text{FeS}$ представляет эмульсию троилита в $\alpha\text{-Fe}$. С переменными количествами сульфида это срастание довольно широко распространено. Температура эвтектики металлического железа и троилита 985°C . В ассоциации с этими фазами нередко встречаются фаялит и тридимит, но отчетливых эвтектоидных срастаний между этими минералами не наблюдалось.

$\text{FeO} + \text{FeS}$ образует эмульсию, базисом которой является оксид, а сульфид находится в нем в виде сыпи шариков или слившихся губчатых форм. Как отмечалось выше, это широко распространенное срастание в рудах. Специфика его заключается в постоянной приуроченности к нему мелких выделений самородной меди. Кристаллизация эвтектики происходит при 950°C .

$\alpha\text{-Fe} + \text{FeO} + \text{FeS} + \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ проявляется в виде эмульсии, основой которой является вюстит. Фаялит в составе этого сочетания встречается сравнительно редко. Особенности проявления губчатых руд, а также грубой и тонкой эмульсии этих фаз уже довольно подробно нами описаны. Температуры железо-вюстит-троилитовой эвтектики 920°C . Присутствие фаялита не меняет температуры четверной эвтектики, а при исчезновении железа кристаллизация вюстит-троилит-фаялитовой эвтектики происходит при 915°C .

$\alpha\text{-Fe} + \text{FeO}$ обычно образует эмульсионный рисунок, в котором базисом является вюстит, а $\alpha\text{-Fe}$ образует в нем шарики и слившиеся губчатые агрегаты. Обратное соотношение, когда шарики вюстита располагаются в матрице $\alpha\text{-Fe}$, встречается, но сравнительно редко. Небезынтересен тот факт, что в последнем случае в $\alpha\text{-Fe}$ присутствуют ламеллы когенита, а заключенные в больших полях вюстита шарики $\alpha\text{-Fe}$ структур распада $\text{Fe}-\text{C}$ под микроскопом не обнаруживают.

Нереальная для природных условий высокая температура кристаллизации металлического железа — 1535°C — гипнотизирует геологов и вынуждает их создавать различные сложные модели образования Fe в глубинных очагах и транспортировки его в виде сферул в современную камеру [Bird et al., 1981; Самородное металлообразование. . ., 1985; и др.]. Нами было высказано суждение о формировании руд в гипабиссальной камере при воздействии восстановительных флюидов на магматический расплав [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. Предполагалось, что источником железа была сама базальтовая магма, а формирование рудных скоплений произошло в результате ликвации [Рябов, 1985]. Кристаллизация флюидонасыщенных расплавов происходит при более низких температурах, чем сухих. Однако трудно оценить вклад всего комплекса присадок химических компонентов и в первую очередь флюидов как катализаторов, понижающих температуру кристаллизации металлической фазы. Сейчас можно говорить только о влиянии, которое оказывают на температуру кристаллизации отдельно взятые компоненты. Например, присутствие в системе углерода приводит к появлению когенита, который снижает температуру плавления с 1535 до 1140°C при эвтектике с $5,5\%$ углерода [Рамдор, 1962]. Подобное действие оказывает также примесь в расплаве серы.

В связи с изложенным выше при рассмотрении высокотемпературной области системы $\text{Fe}-\text{O}$ (см. рис. 4.4) появляются некоторые ограничения для суждений об истинных температурах кристаллизации, но в целом характер эволюции состава конденсированных фаз остается прежним. Растворимость кислорода в расплаве Fe не превышает десятых долей процента, а при переходе от γ к α -фазе снижается до сотых долей и менее [Вол, 1962]. В диапазоне содержания кислорода $0,16\text{--}21,5$ или $22,6\%$ (по разным источникам) имеет место разрыв его растворимости в жидком состоянии. Можно предполагать, что именно это состояние существования двух жидкостей отражает грубая эмульсия Fe в FeO и, наоборот, FeO в Fe . Высокотемпературную природу этой эмульсии, по видимому, подтверждает присутствие в ассоциации с ней губчатых проявлений фаялита и вроски герцинита в вюстите.

При снижении температуры до 560°C происходит распад твердого раствора

с образованием тонкой точечной эмульсии и слепых прожилков α -Fe в нестехиометрическом вюстите Fe_xO или Fe_3O_4 .

Fe_3C — α -Fe представляет собой востки когенита, располагающиеся в матрице α -Fe (табл. X). Востки когенита наблюдаются в виде иероглифов, длинных червячков, широких ланцето- и пламевидных форм, дендритов и угловатой клинописи. По характеру одновременного угасания востков когенита в поляризованном свете структуру можно назвать пегматитовой. Под микроскопом в одном поле зрения порою отмечаются несколько систем одинаково гаснущих востков, каждая из которых напоминает скелетный метакристалл. Размер востков варьирует от субмикроскопических волосяных до широких ланцетов, которые по величине соизмеримы с встречающимися в α -Fe самостоятельными пластинчатыми кристаллами когенита.

Морфология проявлений и распределение когенита в рудах α -Fe имеет ряд особенностей. В мелких шариках α -Fe из афанитов Куранаха и Сухой Бахты (по материалам А. Я. Шевко) при изучении в оптическом микроскопе востки карбида не наблюдаются. Это может быть вызвано либо отсутствием его вообще, либо тонкодисперсной формой нахождения по типу сорбита и троостита. В более крупных шариках размером 0,5—1,0 мм из богатовкрапленных каплевидных руд выявляется равномерно насыщенное тончайшими востками Fe_3C поле, которое можно рассматривать как ледебурит. В поляризованном свете последний имеет вид пятен, в каждом из которых происходит одновременное погасание всех ламелл. Вокруг шариков α -Fe на границе с силикатной матрицей наблюдаются каймы вюстита и магнетита (?). В оксидах сохраняются ламеллы когенита либо они нацело замещаются окисно-рудной фазой с сыпью углеродистой фазы и сохраняют структуры просвечивания ламелл. В этих рудных шариках востки когенита занимают центральную часть сферулы, а в узкой периферической зоне отсутствуют.

В губчатой руде, где рудные капли сливаются в гантели, веретена и протяженные извилистые шнуры, ледебурит встречается редко. Здесь в чистых полях α -Fe востки когенита наблюдаются реже, но размер их на порядок больше, чем в шариках. Ламеллы образуют узкие стебельчатые образования, дендритовидные метакристы и различной формы участки с одновременным угасанием всех индивидов. По контуру таких участков ламеллы нередко разрастаются в прожилки, порою напоминающие грани метакристаллов.

В крупнокапельных вкрапленных рудах ледебурит обычно отсутствует, и вместо него спорадически наблюдаются только редкие широкие ланцетовидные востки когенита или стебельчатый агрегат карбида, секущий вкрапленник α -Fe. Интересно отметить часто встречающееся избирательное замещение когенита, расположенного в α -Fe, окисно-рудным минералом. Далеко вдающийся в α -Fe стебельчатый агрегат ланцетовидных востков когенита бывает частично или полностью замещен оксидом, в то время как матрица α -Fe остается совершенно свежей. Окисно-рудная фаза охотно развивается повсюду на контакте с силикатами, и поэтому трудно сказать, имели ли рудные шарики когенитовую рубашку, как предполагает Х. Паули [Pauly, 1969], были окружены перлитом или в зависимости от насыщенности системы углеродом возможны различные варианты с концентрацией карбида.

В богатых губчатых рудах α -Fe формы проявления когенита усложняются. Здесь можно видеть сочетание ледебурита и крупных ланцетовидных образований, которые тяготеют к границе с силикатами. В больших полях α -Fe размер ламелл, как правило, более крупный, и распределяются они редкими скоплениями, состоящими из 1—3 одновременно гаснущих систем востков.

Помимо структур распада в рудах встречаются крупные (до 2—3 мм) эвгдральные порфирикристы когенита с включениями троилита и α -Fe. Вокруг капель троилита и глобул стекла когенит иногда образует каймы обрастания,

а вдоль трещин и сульфидных прожилков можно встретить гребенчатые его образования и пластинчатые кристаллы, сходные с морфологией выделений пентландита в пирротине норильских руд. Общее количество когенита в отдельных типах руд достигает 7—10 %.

Многообразие форм проявления когенита, а также находки в рудах α -Fe кубооктаэдрических выделений графита свидетельствуют о сложной геохимии углерода в процессе рудообразования, на некоторых аспектах которой мы останавливались ранее [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. На основании проведенных исследований можно думать, что морфогенез и особенности распространения когенита связаны с кинетикой охлаждения жидкости и переменным содержанием в ней углерода. Это подтверждается существованием двух парагенетических типов руд, в одном из которых когенит отмечается в переменных количествах, а в другом практически отсутствует. Последнее имеет место в рудных шариках из афанитов и специфической железо-вюститовой руде. Руды с переменным количеством когенита, по-видимому, представляли собой изначально гомогенную Fe—C жидкость. Об этом можно судить по тонким железо-карбидным сростаниям (ледебуриту) в богатом каплевидно-вкрапленном типе руд. Слияние мелких капель в бедновкрапленные, губчатые или сплошные руды или сохранение разрозненных рудных шариков во взвешенном состоянии в силикатной жидкости, безусловно, влияло на кинетику охлаждения рудной жидкости и поведение в ней углерода. Устойчивый температурный режим, существовавший в больших рудных массах, способствовал наиболее полному разделению металла и карбида по мере постепенного охлаждения и кристаллизации крупных выделений когенита.

Наряду с этим не исключено, что часть когенита могла возникнуть под действием углеродсодержащих флюидов на уже сформировавшееся α -Fe по типу процесса цементации. Это позволяет объяснить неравномерность распределения когенита в некоторых типах руд, расположение стебельчатых и пластинчатых его кристаллов вдоль ослабленных зон, на границе с силикатами и т. д. Нам представляется, что переменные содержания когенита в рудах также вполне удовлетворительно объясняются вариациями в составе и условиях диссоциации восстановительных флюидов. В частности, при воздействии метана на железосодержащий силикатный расплав происходит образование металлического железа без выделения карбида, а при воздействии его на оксид или феррит железа формируется когенит и в системе повышается концентрация CO и H_2 [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. Этими реакциями можно объяснить существование как бескарбидного, так и карбидсодержащего типов руд α -Fe.

Судя по диаграмме Fe—C, при дефиците углерода в системе первой ликвидусной фазой будет γ -Fe, а при повышенных концентрациях углерода — Fe_3C . Находки фенокристов когенита не исключают возможность существования локальных участков с избытком C. При температуре 1147 °C и содержании углерода 4,3 % кристаллизуется эвтектика γ -Fe + Fe_3C , соответствующая ледебуриту. При температуре 723 °C происходит распад твердого раствора с образованием устойчивого сростания α -Fe + Fe_3C .

Глава 5

МИНЕРАЛОГИЯ ВЕРХНИХ ЭНДОКОНТАКТОВЫХ ЗОН СЛАБОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ

В разрезах расслоенных интрузий кристаллизационная дифференциация базитового расплава проявляется в закономерном изменении состава породообразующих минералов в габбро-долеритах расслоенной серии пород из цент-

ральных частей массивов. Для слабодифференцированных интрузий эволюция состава оливина, пироксенов и плагиоклазов была детально изучена ранее на примере Хунгтукунской интрузии [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. В этой главе мы детально рассмотрим особенности минералогии верхних эндоконтактных зон таких интрузий. Эти зоны, как отмечалось выше, представляют большой петрологический интерес в связи с приуроченностью к ним шпиро-подобных обособлений пестрых по составу пород, пегматоидов, рудных желваков и ликвационных стекол, которые оказываются связанными между собой единым механизмом образования.

5.1. ОЛИВИН

Как было показано на примере Хунгтукунской интрузии, количество оливина в породах расслоенной серии изменяется от 20—25, реже 30—40 %, в пикрит-троктолитовых габбро-долеритах, 9—12 % — в оливиновых и до 3—7 % в оливинсодержащих. Спорадические проявления оливина отмечаются в безоливиновых и кварцсодержащих габбро-долеритах. Железистость минерала в этом ряду пород возрастает от Fe_{30} до Fe_{50} . Продолжением кристаллизационного тренда пород расслоенной серии являются составы оливинов габбро-пегматитов — Fe_{50} — Fe_{63} . Равновесными с исходным базитовым расплавом можно считать оливины Fe_{47-49} из контактовых микродолеритов, а появление маложелезистых разностей минерала Fe_{21-24} в такситах, афанитах и других породах, по-видимому, связано с истощением остаточного расплава железом, которое накапливается в дальнейшем при образовании рудных скоплений в верхней эндоконтактной зоне интрузии.

Материалы по Маймечинской интрузии дополнили имеющиеся данные по Хунгтукуну (см. Приложение I, табл. 9). В стекловатых афанитах оливин присутствует в виде мелких изометричных зерен, состав которых изменяется от Fe_{46-47} до Fe_{39-41} . Первые практически не отличаются от состава минерала из контактовых фаций интрузии, а вторые появляются в породах, имеющих рудные шарики α -Fe.

Оливины диабаз-пегматитов образуют крупные фенокристаллы часто со скелетными формами в виде глубоких затеков стекла внутрь зерен. Состав оливина — Fe_{76-78} , причем железистость от центра к краю зональных кристаллов укладывается в этот диапазон. Приведенные в таблице анализы оливинов Fe_{43-49} из габбро-долеритов Хининдинской и Маймечинской интрузий, вмещающих пегматоидные и шпинель-мелилитовые шпиры, показывают, что их составы близки к таковым оливинсодержащих габбро-долеритов Хунгтукуна из сходной ситуации.

В глобулах стекла, законсервированных в матрице самородного железа, оливины образуют идиоморфные короткопризматические кристаллы и головки, наростшие на стенки вакуолей (см. Приложение II, табл. VI, VII). Отдельные грани кристаллов иногда имеют скелетные формы с бухтоподобным извилистым краем. Короткопризматические кристаллы нередко занимают 40—70 % площади среза глобулы, показывая тем самым, что их формирование происходило в благоприятных условиях из жидкости, по составу приближающейся к оливин-нормативной. Железистость минерала варьирует от Fe_{76} до Fe_{54} . В составе стекла-матрицы, содержащей кристаллы гортонолита, SiO_2 61,8—66,4 мас. %, а феррогортонолит находился в стекле, изобилующем кристаллитами высокоглиноземистого пироксена.

В интерстиционных стеклах оливины имеют вид изометричных зерен, скоплений гранул или неправильной формы обособлений, сложенных эвтектидным сростанием их с пироксеном, тридимитом и биотитом (?). Расположенные

в щелочных кремнекислых ИС-стеклах зерна оливина имеют состав Fa_{67-80} , а в стеклах в ассоциации с лейстами плагиоклаза — Fa_{80-81} . Встречающиеся эвтектоидные срастания представляют собой оливиновую матрицу — Fa_{80-83} с переменным количеством червеобразных вростков бурого биотита (?), пироксена ($f=62,8\%$) или тридимита.

К желвакам α -Fe приурочены повышенные концентрации оливина, которые по одному и скоплениями встречаются как внутри руд, так и в ближайшем их экзоконтакте. Химический анализ пикритового габбро-долерита X—120 (см. Приложение I, табл. 2) соответствует именно такому скоплению оливина в экзоконтакте крупного рудного желвака. Содержание MgO в этой породе 21,03 мас. %. В связи с этим необходимо подчеркнуть сам факт существования высокомагнетизальных габбро-долеритов, не являющихся продуктом гравитационного накопления протокристаллов оливина. Этот вывод представляется важным, поскольку маломощные линзы и горизонты пикритоподобных пород не являются большой редкостью в слабодифференцированных трапцевых интрузиях и их по традиции рассматривают как результат гравитационной садки оливина, хотя природа их, скорее всего, иная.

Количество оливина в породах экзоконтакта желваков α -Fe, а также морфология кристаллов и структура габбро-долеритов в целом нередко приобретают огромное сходство с пикритовыми и такситовыми габбро-долеритами норильских интрузий. Содержание оливина в отдельных случаях бывает настолько большим, что мы уже имеем дело со сплошным гранобластовым агрегатом полигональных зерен размером 0,3—0,7 мм (см. Приложение II, табл. II).

Рентгеноспектральный анализ оливинов, которые по одному и скоплениями, а также в срастаниях с другими силикатами располагались в экзоконтакте и внутри желваков α -Fe, показал широкие вариации состава минерала. Наибольшие колебания состава оливина наблюдаются при нахождении его в бедновкрапленных и вкрапленных рудах. В богатовкрапленных можно встретить захваченные рудной жидкостью маложелезистые фенокристы оливина, и высокожелезистые реакционные образования, и самостоятельные кристаллы, равновесные с жидкостью. В сплошных и богатых губчатых рудах состав оливина стабилизируется в области высокожелезистых разновидностей.

Состав оливина, расположенного внутри крупного желвака вкрапленной руды α -Fe, отвечал Fa_{60-63} , а в его экзоконтакте — Fa_{61-62} . В небольшом самородке с богатой интерстиционной рудой одиночный кристалл, законсервированный в рудной матрице, имел состав Fa_{48} , а гранулы оливина из такситового габбро-долерита ближнего экзоконтакта самородка — Fa_{56} . В другом образце вблизи границы со сплошной рудой изометричные зерна оливина отвечали гиалосидериту — Fa_{47} , а реакционная кайма, возникшая здесь же рядом на границе ортопироксена с α -Fe, имела состав гортонолита Fa_{68} .

В связи с самородком X—124 были определены составы оливинов из экзоконтакта желвака в 1 см от границы с α -Fe и непосредственно на контакте с рудой в виде реакционной каймы по авгиту. В первом случае железистость оливина была Fa_{49-52} , а во втором — Fa_{88} . Здесь же внутри самородка реакционные каймы Fa_{86-88} сплошными лентами оконтуривали рудные выделения, разрастались и сливались в сплошные лапчатые агрегаты Fa_{82} , представляющие собой силикатную часть губчатой руды. Близкие по составу оливины Fa_{79} наблюдались в желваке X—119 в виде гранобластовых скоплений изометричных зерен, зажатых между рудными выделениями.

Крайне железистый состав F_{99-100} установлен в оливине из решетчатопластинчатого срастания с вюститом, которые иногда встречаются в каплевидных рудных вкрапленниках (табл. X). В одном из таких вкрапленников чистый фаялит наблюдался в виде щетки длиннопризматических кристаллов, выросших на мениске, разделяющем два слоя: α -Fe+FeO и FeO+Fe₂SiO₂ (табл. IX).

Последний представлял собой решетчатый агрегат фаялита в вюститите. Кроме того, в сплошных рудах фаялит нередко можно встретить в виде мелких неправильной формы угловатых участков, содержащих тонкую эмульсию троилита.

Своеобразный тип руды образуют губчатые срастания оливина с вюститом (табл. XI), являющиеся грубой рудно-силикатной эмульсией. В составе оливина здесь определено: Fe_2SiO_4 78,5—87,2 %; Mg_2SiO_4 8,1—13,2 %; Mn_2SiO_4 0,2 % и Ca_2SiO_4 3,7—8,1 %. Особенность состава — высокое содержание в оливине CaO — 2,21—4,75 мас. %. Это первая в мире достоверная находка субкальциевого оливина.

В шпихрах шпинель-мелилитовых пород оливин находится в виде мелких округлых зерен (Fa_{20-27}), которые как пойкилитовые вроски в ассоциации с серо-сиреневой шпинелью ($f=36-43$ %) и титанистым фассаитом (Fs_{6-8}) располагаются в кристаллах мелилита. В обрамляющей шпир пироксенитовой зоне железистость крупных кристаллов оливина составляет Fa_{50} . В оливине из включений в мелилите повышено содержание $\text{CaO}=1,83$ мас. %, при пересчете составляющее Ca_2SiO_4 2,5 %.

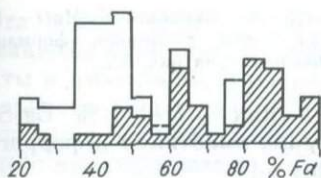
Таким образом, диапазон составов оливинов слабодифференцированных интрузий охватывает широкий изоморфный ряд от Fa_{20} до Fa_{100} (рис. 5.1). На гистограмме составов оливинов можно видеть многовершинное распределение железистости минерала в породах и рудах. В габбро-долеритах наиболее широко распространены оливины Fa_{45-50} , а отдельные всплески при железистости >60 % Fa компонента связаны с оливинами из пегматоидов. В верхних эндоконтактных зонах наиболее магнезиальные разности оливина проявляются в шпинель-мелилитовых шпихрах. Следующий максимум при 45—50 % Fa компонента указывает на присутствие в оруденелых породах реликтовых оливинов габбро-долеритов. Максимум при 60—65 % Fa компонента образован оливинами из габбро-пегматитов и оливинами из гранобластовых скоплений минерала, располагающихся в виде линз внутри желваков $\alpha\text{-Fe}$. Состав оливинов пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов отвечает гиалосидериту — Fa_{35-36} (см. табл. 1.3).

Экстремумы при 80—85 и 95—100 % Fa компонента отвечают оливинам, находящимся в непосредственной связи с рудами в виде реакционных кайм, включений и структур распада.

Для изученного ряда оливинов интересно отметить поведение элементов-примесей. Определения NiO показали, что концентрации окисла в оливинах, как и следовало ожидать, равны сотым долям процента. Исключение составляют обогащенные Ni оливины, связанные с богатым сульфидным орудением (см. главу 1). Это подтверждает ранее установленную для безрудных траппов тенденцию уменьшения содержания Ni в оливинах с ростом железистости минерала [Поисковые критерии. . . , 1978].

Зависимость $\text{CaO}-\text{FeO}$ в оливинах можно проследить на рис. 5.2. Здесь на фоне имеющихся рентгеноспектральных анализов минерала из траппов выделены точки оливинов, связанных с рудами $\alpha\text{-Fe}$. Для сравнения нанесены поля распространения составов минерала из гипербазитовых массивов складчатых областей и щелочно-ультраосновных пород Сибирской платформы [Велинский, Банников, 1986]. На графике прекрасно видно, что содержание CaO в оливинах ультраосновных пород нормального ряда (поле I) ниже концентраций окисла в минералах из пород щелочного ряда (поле II), т. е. кальциевость оливинов зависит от щелочности расплава. Эта особенность поведения CaO в оливинах ранее уже отмечалась для минералов из пород различной формационной принадлежности [Simkin, Smith, 1970].

Содержание CaO в оливинах из афанитов составляет 0,15—0,19 мас. %, в диабаз-пегматитах возрастает до 0,49—0,52, а в габбро-долеритах, заключающих в себе рудные скопления и гомеогенные включения, варьирует от 0,05—

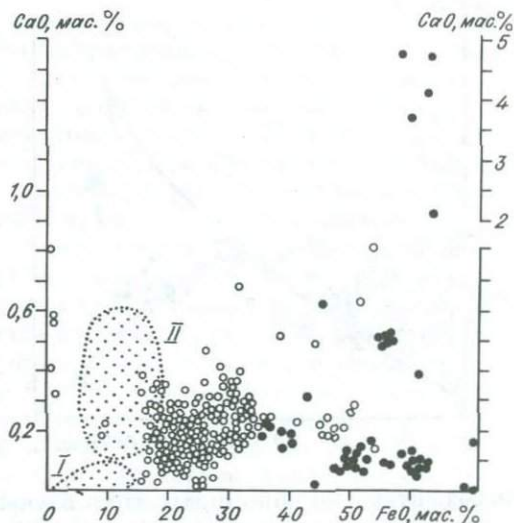


Р и с. 5.1. Гистограмма распределения состава оливинов в рудоносных слабодифференцированных траптовых интрузиях ($n=134$). Заштрихован состав оливинов из верхних эндоконтактовых зон этих интрузий.

0,14 до 0,2—0,23 %. В частично закристаллизованных глобулах ГК количество CaO в оливинах изменяется от 0,12 до 0,62 мас. %, а в интерстиционных стеклах, наоборот, содержание окисла устойчивое и низкое — 0,06—0,10 мас. %. Включения оливина в рудной матрице также имеют незначительную примесь CaO — 0,06—0,11 мас. %, а в минерале из вкрапленных руд количество окиси кальция варьирует от 0,05 до 0,17 %. Кальциевость оливинов из реакционных кайм непостоянная, величина окисла здесь изменяется от 0,16 до 0,39 %.

При рассмотрении графика зависимости CaO—FeO в оливинах из траптов можно видеть некоторый разброс содержаний окиси кальция при одном значении железистости. Это, по-видимому, связано с тем, что выборка анализов представляет собой оливины из различных по щелочности частей расслоенных интрузий и магматических тел в целом. Основная масса оливинов в породах нормального ряда имеет CaO около 0,1—0,15 мас. %, а в щелочных — 0,25—0,3 мас. %. Кальциевость оливинов непостоянна в различных массивах и варьирует по-разному даже в пределах одного магматического тела. Содержание CaO в оливинах из габбро-долеритов рек Хурингда и Сухая Бахта — 0,1 мас. %, в траппах рек Фатьяниха, Подкаменная Тунгуска и Ниж. Имбак — 0,25 мас. % [Золотухин, Виленский и др., 1984], в Усть-Ханьинской интрузии — 0,35 мас. % [Самородное металлообразование. . ., 1985]. В дифференцированных интрузиях увеличение CaO в оливинах сопряжено с повышением их железистости снизу вверх по разрезу и совпадает с ростом щелочности пород в этом же направлении. Отклонения от этого тренда отмечаются в оливинах из основных пегматоидов, в которых происходит либо резкое накопление CaO, либо, наоборот, резкое истощение окислом.

Среди магнезиальных оливинов из траптов наиболее высокая кальциевость у минерала из шпинель-форстеритовых обособлений в такситах норильских интрузий, где CaO 0,8 мас. % при FeO не более 1 %. В описываемых в данной работе объектах кальциевость повышена как у магнезиальных, так и у железистых членов изоморфного ряда. Первые отмечаются в виде вростков гранул Fa_{20-24} в мелилите, у которых количество CaO достигает 0,94—1,83 мас. %. Наиболее высококальциевые оливины в траппах содержат CaO 2,21—4,75 мас. %. Они образуют губчатое срастание с вюститом в одном из типов руд Хунгтукуна. Соотношение $Fe/(Fe+Mg)$ в оливинах составляет 0,86—0,91, а с учетом рас-



Р и с. 5.2. Диаграмма зависимости CaO—FeO в оливинах из пород траптовой формации. Залитые кружки — оливины из верхних эндоконтактовых интрузий, содержащих руды самородного железа. Крапом выделены поля составов оливинов из ультраосновных (I) и щелочно-ультраосновных (II) пород (по данным В. В. Велинского и О. Л. Банникова [1986]).

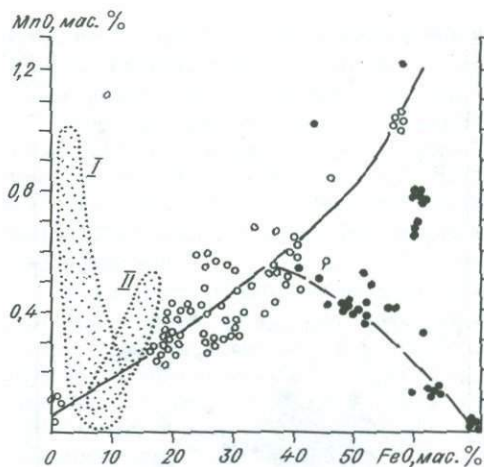


Рис. 5.3. Диаграмма зависимости MnO — FeO в оливинах из пород трапповой формации. Обозн. см. на рис. 5.2.

считанных в них 3,7—8,1 % Ca_2SiO_4 состав минерала сместился к феррогортонолиту Fa_{78-87} .

Точки анализов оливинов, связанных с рудами $\alpha\text{-Fe}$, при содержании FeO около 40 мас. % на графике расходятся шлейфами, один из которых с ростом железа показывает увеличение CaO, а другой — падение этого окисла. Крайним членом последних является лишенный примесей, практически стерильный фаялит из решетчатых сростаний с вюститом.

В связи с кальциевостью оливинов небезынтересно напомнить, что в изученной Н. Боуэном с сотрудниками экспериментальной системе $\text{Ca}_2\text{SiO}_4\text{—Fe}_2\text{SiO}_4$ была установлена серия твердых растворов, причем на диаграмме состояния минимум в этой серии приходится на 1117° при содержании Fe_2SiO_4 — 81 %, Ca_2SiO_4 — 19 %. Твердый раствор с содержанием 5—10 % Ca_2SiO_4 выделяется при температурах ниже 1150°C .

Распределение MnO в оливинах подобно кальцию также имеет двойственный характер (рис. 5.3). В одном случае рост FeO сопровождается увеличением MnO, а в другом при содержаниях FeO около 40—45 % происходит перелом графика и при дальнейшем увеличении FeO количество MnO падает до нуля. В оливинах из пород расслоенной серии и пегматитов происходит сопряженный рост FeO и MnO. Количество MnO в оливинах этого ряда пород достигает 1,04—1,06 мас. % при FeO около 58 %.

В рудах $\alpha\text{-Fe}$ MnO в оливинах ведет себя по-разному. Отдельные анализы располагаются вдоль нормального кристаллизационного тренда — направления сопряженного роста MnO и FeO. В оливине из стекловатой глобулы ГК-8 установлено максимальное для минералов из траппов содержание $\text{MnO}=1,21$ мас. % при $\text{Fe}=58,61$ мас. %. В оливине из глобулы ГК-23 также отмечается высокое содержание $\text{MnO}=1,07$ мас. % при $\text{FeO}=43,73$ мас. %. В основной массе оливинов рудовосного горизонта происходит уменьшение количества MnO от 0,54 мас. % практически до нуля при увеличении FeO от 40 до 71 мас. %, т. е. крайними членами этого ряда, как и в случае с CaO, являются стерильные фаялиты. Интересно отметить группу анализов оливинов из интерстиционных стекол, занявших промежуточное положение между двумя трендами. В составе этих оливинов определено MnO 0,6—0,8 мас. % при величине FeO 61—63 %.

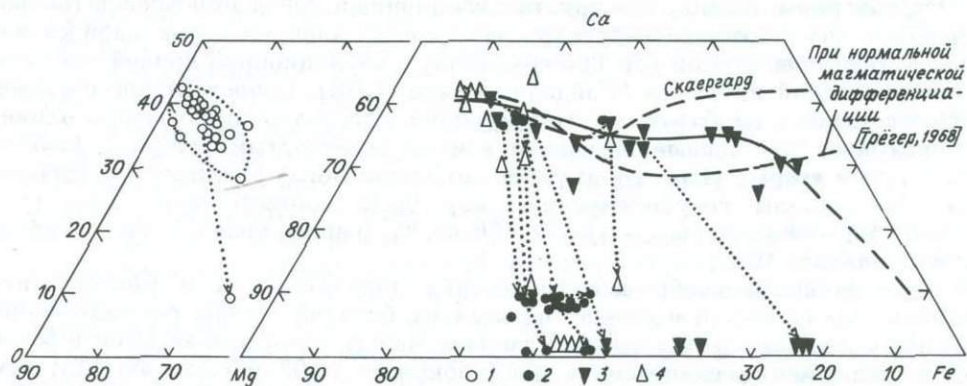
5.2. ПИРОКСЕНЫ

В породах расслоенной серии Хунгтукунской и Маймечинской интрузий выделяется два морфологических типа пироксенов, один из которых образует крупные пойкилокристы, изобилующие вростками плагиоклаза, или фенокристы с редкими включениями алюмосиликата только в краевых частях кристаллов, а другой тип встречается в виде мелких, угловатых зерен в базисе породы. Количество пироксена в породах варьирует от 10—15 до 45—55 %, изредка до 80—90 % — в меланократовых пегматоидах. По номенклатуре А. Польде-

ваарта и Х. Хесса, среди пироксенов слабодифференцированных интрузий выделяются нормальные авгиты, ферроавгиты, субкальциевые авгиты, пижонит-авгиты и пижониты. В разрезе интрузии состав пироксена зависит от последовательности закристаллизации пород силла, идущей от контактов к центру. Накопление летучих в верхних эндоконтактовых частях массива осложняет процесс кристаллизации пироксенов в этом горизонте и расширяет поле составов минерала. В приподошвенных частях слабодифференцированных интрузий влияние флюидной фазы выражается менее ярко, чем в полнодифференцированных, что подтверждается отсутствием здесь четких горизонтов такситовых габбро-долеритов. Все разнообразие составов пироксенов можно проследить по разрезу интрузии от пикрит-троктолитовых габбро-долеритов до безоливиновых и габбро-пегматитов. В этом ряду железистость клинопироксенов изменяется от 10,5 до 50,9 Fs компонента, причем железистость центральных частей зональных кристаллов растёт от $Fs_{10,5}$ до $Fs_{44,1}$, а краевых частей — от Fs_{20} до $Fs_{50,9}$. Наиболее железистые пироксены находятся в пегматоидных шлирах, где состав минерала изменяется от Fs_{22-44} в центре кристаллов до Fs_{36-51} на его периферии. В процессе кристаллизации состав пироксенов обедняется Ca, Mg, Al, Cr и обогащается Si, Fe, Ti [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. На диаграмме-трапеции (рис. 5.4) точки анализов пироксенов расслоенной серии образуют слабовытянутый овал, ориентировка которого говорит о сравнительной стабильности Mg, росте Fe и падении Ca в процессе кристаллизации.

Пироксены афанитов наблюдаются в виде мелких гранул и коротких призмочек, которые одиночными зёрнами и гранобластовыми скоплениями располагаются в стекле и кристаллах плагиоклаза. Количество пироксена в породах варьирует, но обычно не снижается ниже 35—45 %, нередко образуя приближающиеся к мономинеральным тонкозернистые сотовые агрегаты. Одним из сопутствующих пироксену главных минералов является плагиоклаз, с которым он встречается в широких количественных соотношениях. Форма выделений пироксенов в виде глобулитов и гранул свидетельствует об обилии центров кристаллизации при формировании их из переохлажденного бедного летучими расплава.

Пироксены имеют устойчивый состав пижонитов — $Wo_{6-10}En_{50-60}Fs_{34-43}$ (см. Приложение I, табл. 9), которые на диаграмме-трапеции Хесса образуют компактную группу точек, слабо вытянутую вдоль стороны Mg—Fe. Микрозон-



Р и с. 5.4. Диаграмма Ca—Mg—Fe для пироксенов слабодифференцированных трапповых интрузий.

1 — пироксены расслоенной серии пород Хунгтукунской интрузии [Рябов и др., 1985]; 2—4 — пироксены верхних эндоконтактовых зон интрузий, в том числе: 2 — из афанитов, 3 — диабаз-пегматитов, 4 — безоливиновых и оливинсодержащих габбро-диабазов. Вдоль горизонтальной оси показан состав породообразующих оливинов. Пунктиром соединены сосуществующие минералы.

довые анализы показывают, что содержания главных минералообразующих окислов в пижонитах изменяются следующим образом (мас. %): SiO_2 50,09—52,53; TiO_2 0,40—1,05; Al_2O_3 0,43—1,30; FeO 21,14—26,35; MnO 0,46—0,56; MgO 16,23—21,87; CaO 2,97—4,92; Na_2O 0,01—0,19.

Среди пироксенов в афанитах изредка встречаются небольшие пойкилокристы авгита с вросками гранул пижонита. В составе авгитов установлено (мас. %): SiO_2 51,01—52,47; TiO_2 1,19—1,61; Al_2O_3 1,29—1,74; FeO 11,34—12,24; MnO 0,29—0,34; MgO 14,71—16,25; CaO 17,73—18,27; Na_2O 0,17—0,19. В пересчете на миналы авгиты имеют $\text{Wo}_{36-37}\text{En}_{43-46}\text{Fs}_{18-20}$. Повышение кальциевости авгита и уменьшение его железистости по сравнению с пижонитом, по-видимому, можно рассматривать как следствие относительного увеличения химического потенциала CaO в расплаве в результате выравнивания параметров магматической системы. В ряду фемических минералов афанитов железистость падает от фенокристов оливина Fa_{47-58} (ранняя фаза) к пижонитам Fs_{35-43} базиса породы и авгитам Fs_{18-20} из каем обрастания пижонита.

Пироксены диабаз-пегматитов образуют крупные скелетные кристаллы, дающие сростания с оливином и плагиоклазом, а также мелкие призмочки и игольчатые кристаллиты (см. Приложение II, табл. II). По сравнению с афанитами кристаллизация диабаз-пегматитов происходила в термостатированных условиях при повышенном давлении летучих. Об этом свидетельствуют небольшое число центров кристаллизации, довольно крупные размеры плавающих в стекле кристаллов и нередкие находки апатита.

Состав крупных фенокристов пироксена отвечает $\text{Wo}_{33-36}\text{En}_{27-30}\text{Fs}_{37-39}$ ($f=55-59$ ат. %), мелкие призмочки — $\text{Wo}_{31-36}\text{En}_{8-17}\text{Fs}_{47-61}$ ($f=73-84$ ат. %), а игольчатые кристаллиты — $\text{Wo}_{30-35}\text{En}_{11-14}\text{Fs}_{51-59}$ ($f=78-85$ ат. %). Эволюция состава пироксенов наглядно показана на тройной диаграмме-трапедии (см. рис. 5.4). Помимо данных табл. 9 (см. Приложение I) сюда нанесены анализы ранее опубликованных [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985] пироксенов габбро-пегматитов. Из диаграммы можно видеть, что в процессе кристаллизации авгиты габбро-долеритов расслоенной серии сменяются пижонит-авгитами, ферроавгитами и феррогеденбергитами диабаз-пегматитов. Связывающая точки анализов пегматитов вариационная линия показывает, что при некотором снижении кальциевости пироксенов в ходе кристаллизации минерала происходит резкое уменьшение магнезиальности и увеличение железистости практически от Fs_{10} до Fs_{61} . На диаграмме видно, что кристаллизационный тренд пироксенов габбро-долеритов — пегматитов располагается между направлением нормальной магматической дифференциации [по Трёгеру, 1968] и вариационной кривой пироксенов скаергардской интрузии [Уэйджер, Браун, 1970]. Сопоставление составов сосуществующих в диабаз-пегматитах крупных кристаллов пироксена и оливинов показывает, что первые оказываются менее железистыми (Fs_{37-39} , $f=55-59$ ат. %), чем вторые (Fa_{76-78}). В ранее опубликованных анализах для габбро-пегматитов составы сосуществующих пар были соответственно Fs_{16} ($f=26,1$ ат. %) — Fa_{60} и Fs_{13-23} ($f=22-36$ ат. %, центр—край) — Fa_{50} [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985].

В безоливиновом габбро-диабазе анализ пойкилокриста и мелких кристалликов, находящихся в стекле, показал их близкий состав, соответственно $\text{Wo}_{39}\text{En}_{42}\text{Fs}_{19}$ и $\text{Wo}_{38-40}\text{En}_{43-44}\text{Fs}_{18}$. Различие между ними заключается в более высоком содержании глинозема в пойкилокристе (3,02 мас. %, ан. 32), чем в мелких зернах из стекла (1,02—1,05 мас. %, ан. 33, 34). Количество SiO_2 , наоборот, в первом ниже, чем во втором: соответственно 48,02 и 50,01—51,50 мас. %. По TiO_2 , MnO и Na_2O различия между пироксенами не превышают десятых долей процента.

В оливинсодержащих габбро-диабазе пироксены обычно образуют пойкилокристы или фенокристы и мелкие угловатые зерна в основной массе породы.

В обогащенных стеклом диабазах выделяются четыре морфологических типа минерала: 1) пойкилокристы, 2) мелкие кристаллики, 3) кристаллиты, располагающиеся в стекле, 4) неправильной формы выделения, которые находятся в эвтектоидных сростаниях с ульвошпинелью (см. Приложение II, табл. III) и заполняют интерстиции породообразующих минералов. Состав этих разновидностей показан на диаграмме-трапеции. Проследим особенности его изменения.

По содержанию CaO среди пироксенов выделяются высоко-, умеренно- и низкокальциевые разновидности. Высококальциевые — авгиты (ан. 36, 46) — встречаются только в пойкилокристах, умереннокальциевые — субкальциевые авгиты, пижонит-авгиты (ан. 35, 43) — можно наблюдать в каймах пойкилокристов и в виде мелких самостоятельных кристалликов в стекле, а пижониты образуют гранулоподобные кристаллиты (ан. 42, 45), эвтектику с ульвошпинелью (ан. 37—40) или просто зерна в мезостазиесе (ан. 41).

В процессе кристаллизации расплава эволюция авгитов и пижонит-авгитов шла по пути дифференциации Скаергарда [Уэйджер, Браун, 1970] или нормальной магматической дифференциации [по Трёгеру, 1968] с изменением состава минерала по всем компонентам $Wo_{40 \rightarrow 38 \rightarrow 34}En_{46 \rightarrow 41 \rightarrow 32}Fs_{15 \rightarrow 20 \rightarrow 34}$ (ан. 35, 36, 43, 46), но дальше Fs_{34} в этом типе пород кристаллизационный тренд не фиксируется. Это направление кристаллизации продолжают пижонит-авгиты, ферроавгиты и феррогеденбергиты диабаз-пегматитов.

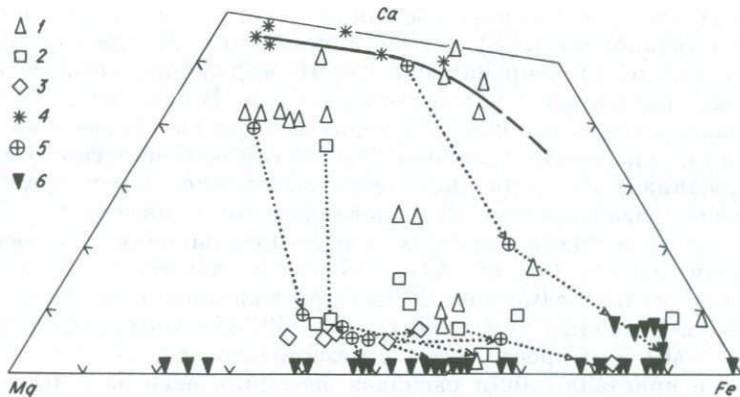
Состав пижонитов, находящихся в стеклах из диабазов, заметно варьирует главным образом по соотношению Mg и Fe: $Wo_{8-12}En_{42-54}Fs_{37-46}$ ($f=41-52$ ат. %), а минерал из эвтектоидных сростаний с ульвошпинелью имеет более устойчивый состав $Wo_{7-9}En_{50-54}Fs_{38-41}$. На диаграмме-трапеции точки анализов пижонитов из габбро-диабазов дополняют шлейф пироксенов из афанитов, показывая полное с ними сходство.

Необычный состав имеет пойкилокрист пироксена (ан. 55) из экзоконтакта желвака α -Fe. Это титанистый ($TiO_2=2,0$ мас. %) авгит с повышенной кальциевостью — $Wo_{44}En_{38}Fs_{18}$ ($f=32$ ат. %).

Среди пироксенов из оливинсодержащих габбро-долеритов интересно отметить два анализа (№ 35 и 52), один из которых представляет часть пойкилокриста, изобилующего вростками плагиоклаза, а другой — ядро зонального кристалла с пижонитовой каймой. Особенность этих пироксенов заключается в том, что, имея промежуточный состав между авгитами и пижонитами $Wo_{30-31}En_{46-49}Fs_{21-24}$, они намечают существование, с одной стороны, Ca-тренда, а с другой — индивидуального для субкальциевых авгитов железистого тренда, который дополняется точкой анализа Хунг-356 [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985] из габбро-пегматита. На этом вопросе мы еще остановимся после характеристики составов всех пироксенов.

Пироксены раскристаллизованных ликвационных стекол имеют разнообразные скелетные формы выделения. В отличие от гранул пироксена из породообразующих стекол они имеют вытянутые формы игольчатых и ельчатых, пластинчатых и паркетовидных агрегатов.

Составы пироксенов из глобул стекла с кристаллическими фазами (ГК) достаточно разнообразны. Содержание SiO_2 в пироксенах колеблется от 41, 48 до 52,69 мас. %. Низкие значения кремнезема в минералах обычно компенсируются повышенной глиноземистостью. Количество Al_2O_3 варьирует от 0,36 до 15,01 мас. %. Судя по высокому содержанию Al_2O_3 (в пределах 9,51—15,01 мас. %, ан. 56, 67, 68), можно было предполагать их фассаитовый характер, однако количество CaO оказывается сравнительно низким для этого типа пироксенов. Содержание FeO в минералах изменяется от 7,06 до 39,27 мас. %. Маложелезистые пироксены обычно бывают лучше раскристаллизованы и имеют наиболее высокие количества MgO (13,82—16,36 мас. %, ан. 62—66) и CaO (18,99—20,13 мас. %). В короткопризматических и игольчатых кристаллитах MgO



Р и с. 5.5. Диаграмма Ca—Mg—Fe для пироксенов и оливинов ликвационных стекол и руд самородного железа.

1 — стекла ГК; 2 — стекла ИС; 3 — включения в рудном матриксе; 4 — околорудные образования; 5 — губчатые руды; 6 — оливины стекол и руд. Пунктиром соединены сосуществующие фазы.

варьирует от 3,29 до 12,1 мас. %, CaO от 3,58 до 20,86 мас. %, Na₂O в пироксенах обычно ниже 0,5 мас. %, в двух поднимается до 0,63 (ан. 56) и 0,97 (ан. 67), а в одном до 2,24 (ан. 72). В глобуле ГК-14 был встречен случай, когда обе расслоившиеся с четким мениском жидкости L_{Si} и L_{Fe} раскристаллизовались. Первая образовала метакристал калишштата, а вторая — сферокристалл пироксена. Оба минерала изобиловали мельчайшими включениями стекла и рудной фазы. В анализе этого метакристалла пироксена (ан. 60), несмотря на все предосторожности, по-видимому, не исключается возможность захвата включений стекла, которое могло дать повышенные содержания Na₂O 2,84 мас. % и K₂O 2,50 мас. %.

В глобулах ГК обнаружены высокотитанистые разности пироксенов с TiO₂ более 1,0 мас. %, а в семи анализах — 1,9—3,7 мас. %. В связи с этим следует напомнить, что подавляющее большинство клинопироксенов из траппов имеет TiO₂ < 1,0 мас. %, а повышение титанистости минерала сопряжено с увеличением щелочности пород [Рябов, 1978]. Другое необычное свойство — высокая марганцовистость пироксенов в некоторых глобулах стекла. Содержание MnO достигает (мас. %): 2,09 (ан. 56), 2,26 (ан. 59), 2,86 (ан. 57), 4,25 (ан. 61). Еще одной особенностью пироксенов является находки высокофосфористых разностей. Количество P₂O₅ в ан. 57 составляет 2,95 мас. %, в ан. 56 — 6,69 мас. %, в пересчете на формульные количества соответственно 0,099 и 0,208. Сходные высокофосфористые пироксены, а также и оливины были описаны в виде силикатных включений в самородном железе о. Диско, Гренландия [Goodrich, 1984]. Содержание P₂O₅ в минералах там достигало 2,7 мас. %. Проведенные исследования позволили автору прийти к выводу о том, что атомы фосфора в структурах оливина и пироксена замещают кремний. Внедрение фосфора в структуру силикатов С. Гудрич объясняет высоким содержанием P₂O₅ в расплаве, быстрой кристаллизацией минералов, низкой фугитивностью кислорода и дефицитом кремния. Описанные нами находки высокофосфористых пироксенов в траппах у нас в стране можно считать первыми.

Своеобразный состав имеет пироксен ан. 74, наиболее железистый среди всех изученных нами минералов. Микросондом в нем определено (мас. %): SiO₂ 47,40; TiO₂ 0,25; Al₂O₃ 1,44; FeO 39,27; MgO 0,10; CaO 2,89. Пересчет на минерал показал: Wo_{0,8}En_{0,5}Fs₉₁. Это также очень редко встречающийся в природе состав.

Пироксены из стекол ГК распределились в разных частях диаграммы Ca—Mg—Fe (рис. 5.5). Группа высококальциевых пироксенов имеет состав,

близкий к авгитам расслоенной серии; несколько точек расположились в полях салита, ферросалита и ферроавгита. Бедные Са пироксены имеют составы $Wo_{8-11}En_{33-36}Fs_{54-56}$ и располагаются в области более железистых составов по сравнению с пижонитами из породообразующих стекол. Два анализа пироксена при содержании CaO 10,74—11,04 мас. % отвечают составу пижонит-авгитов ($Wo_{25}En_{32-34}Fs_{41-43}$, $f=54-57$ ат. %), а один имеет аномальный состав $Wo_{16}En_{20}Fs_{64}$, попадая на классификационной диаграмме Хесса в область неопределенности.

Пироксены из интерстиционных стекол во вкрапленных рудах самородного железа представлены переменной железистостью и пижонитами — $Wo_{6-15}En_{26-53}Fs_{39-65}$ (ан. 76, 77, 80, 82—85), феррогиперстенами — $Wo_{2-3}En_{6-15}Fs_{63-65}$ (ан. 78, 79), один анализ имеет состав авгита $Wo_{37}En_{38}Fs_{25}$ (ан. 81) и один — клиноферросилита $Wo_9En_5Fs_{86}$ (ан. 75).

В пижонитах колебания минералообразующих окислов происходят в следующих пределах (мас. %): SiO_2 47,96—51,52; TiO_2 0,63—0,86; Al_2O_3 0,67—1,29; FeO 23,46—37,2; MnO 0,31—0,63; MgO 8,72—19,19; CaO 3,0—7,19; Na_2O 0,03—0,3. Для клиноферросилита отмечаются повышенные содержания Al_2O_3 4,38 и K_2O 1,29 мас. %. Отличительной особенностью феррогиперстенов является высокое содержание FeO (34,7—36,27) и низкое — CaO (0,94—1,45 мас. %), по остальным компонентам их количества перекрываются с пижонитами. Авгит из стекол ГК по содержаниям окислов близок минералам расслоенной серии пород.

Следующую большую группу анализов пироксена образуют минералы, которые проявляются в рудной матрице α -Fe в виде одиночных кристаллов, мономинеральных скоплений зерен и небольших изолированных сростков с другими минералами. Это — обычно раскристаллизованные включения в α -Fe, хотя изредка на границах кристаллов можно наблюдать пленки стекла. По особенностям проявления и химическому составу пироксены этой группы имеют большое сходство с описанными выше минералами из интерстиционных стекол.

Все пироксены этой выборки представляют низкокальциевые разности, основные различия между которыми связаны с вариациями Fe, Mg и отчасти Ca. По возрастанию железистости их можно выстроить в ряд: $Wo_{6-7}En_{48-58}Fs_{35-46}$ (ан. 86, 87, 89—91, 93), $Wo_6En_{30}Fs_{65}$ (ан. 92) и $Wo_2En_{16}Fs_{84}$ (ан. 88), где видно, что повышение Fs сопряжено с понижением En. Сходную тенденцию можно проследить в отдельно взятых зональных кристаллах пижонита или пижонита с каймами обрастания феррогиперстеном (см. рис. 5.5). В минералах близкой железистости содержания окислов испытывают незначительные колебания. Так, в группе пироксенов с Fs_{35-46} количество минералообразующих окислов изменяется следующим образом (мас. %): SiO_2 50,10—52,21; TiO_2 0,58—0,75; Al_2O_3 0,24—0,82; FeO 22,19—29,19; MnO 0,36—0,49; MgO 11,96—20,95; CaO 2,78—3,34; в клиноферросилите CaO падает до 0,49 мас. %, но здесь примечательна повышенная глиноземистость минерала — Al_2O_3 3,20 мас. %.

Интересны два пироксена из обр. X-120, который был сложен губчатой вюститовой рудой с грубой эмульсией α -Fe, а силикатная часть руды полностью состояла из субкальциевого высокожелезистого оливина. Вблизи контакта с вмещающим габбро-долеритом в оливине сначала появились угловатые включения ферросалита $Wo_{50}En_{20}Fs_{30}$ (ан. 94), затем резко исчез оливин, а его место в сростании с рудой занял другой пироксен — $Wo_{21}En_{21}Fs_{58}$ (ан. 95), который, кроме того, сформировал сплошную кайму вокруг желвака оливин-вюститовой руды. При одинаковом количестве $CaO=22,2$ мас. % в пироксенах в первом определены более высокие содержания (мас. %) SiO_2 48,97 и MnO 6,57, против соответственно 45,04 и 3,96, а во втором — повышенные концентрации TiO_2 1,84; Al_2O_3 6,44; FeO 19,47, которые в первом анализе имели значения 0,81;

ции [по Трёгеру, 1968]. Пироксенам, располагающимся вдоль тренда I, сопутствуют пижониты и оливины более высокой железистости.

Тренд II вытягивается вдоль стороны Mg—Fe, показывая широкие вариации железистого компонента (от 30 до 80 %) в составе малокальциевых пироксенов. Слева направо вдоль вариационной линии происходит смена точек пижонитов из афанитов пироксенами из богатовкрапленных рудоносных пород. Сосуществующие с пижонитами авгиты имеют меньшую железистость, оливины — сходную с ними или более высокую, а ортопироксены — всегда бывают более железистыми, нежели пижониты. Среди самих пижонитов малокальциевые разновидности обрастают более железистыми или в одной породе наблюдаются различные генерации минерала. Вариационная линия пижонитов прерывается при значении железистого минала 64 %. Вместо них на продолжении линии находятся точки субкальциевых оливинов и клиноферросилита. Небезынтересно отметить, что расположение точек пижонитов на рис. 5.5 показывает некоторый рост Ca с повышением железистости минерала.

Тренд III демонстрирует эволюцию высококальциевых пироксенов от диопсида через салит, ферросалит к ферроавгит-феррогеденбергиту. Пироксены такого состава в трапах встречаются в такситах Талнахской и Пясинско-Вологочанской интрузий. Спецификой кварцсодержащих габбро-долеритов верхней и нижней эндоконтактных зон расслоенных интрузий являются высококальциевые пироксены, которые в виде продуктов распада твердого раствора содержат субкальциевый авгит и ферроавгит [Сульфидные... руды... 1981]. Тесная связь высококальциевых пироксенов тренда III с пироксенами нормальной кальциевости тренда I подтверждается проявлениями проанализированных сосуществующих пироксеновых пар: салит — авгит [Сульфидные... руды... 1981] и ферросалит — ферроавгит (см. рис. 5.5).

Тренд IV располагается на продолжении поля авгитов расслоенной серии пород интрузии и по мере роста железистости переходит от авгитов в ферроавгиты и субкальциевые ферроавгиты. Особенностью пироксенов этого направления дифференциации является их умеренная кальциевость, промежуточная между составами минералов, составляющих высококальциевые (I и III) и низкокальциевый (II) направления кристаллизации.

Тренд V представляет собой прерывистую вариационную линию ортопироксенов в области высокожелезистых составов, а диапазоне 63—82 % Fs компонента.

Таким образом, у пироксенов выявлено несколько тесно связанных между собой кристаллизационных трендов. Вариационные линии I и II являются главными направлениями кристаллизации пироксенов базитовых интрузий, а III—V — второстепенными, которые, по-видимому, отражают эволюцию стабилизирующих систему буферных фаз, выравнивающих химические потенциалы кремнезема, извести и железа. Сходный с этим механизм предполагается для объяснения кристаллизации ортопироксена в габбро-долеритах норильских интрузий [Степанов, 1977].

Следует отметить, что имеющиеся в литературе анализы пироксенов из руд α -Fe о. Диска [Bird et al., 1981] на диаграмме-трапеции дают большой разброс, но в целом распределяются по выявленным нами кристаллизационным трендам.

5.3. ПЛАГИОКЛАЗ И КАЛИШПАТ

В габбро-долеритах основной расслоенной серии пород Хунгтукунской, Маймечинской и Хининдинской интрузий плагиоклазы наблюдаются в виде порфиновых (или гломеропорфиновых) выделений и лейстовидных кристаллов,

которые пойкилитически вырастают в пироксен или образуют с последними и оливином субофитовые сростания в мезостазице. Состав порфировых выделений по разрезам различных интрузий имеет устойчивый состав Ap_{87-80} . Минерал зональный и в краевых частях его основность сходна с составом мелкопризматического и лейстовидного плагиоклаза Ap_{72-62} . Отклонения от указанных составов встречаются, но сравнительно редки. В целом для пород интрузий состав плагиоклаза варьирует от Ap_{94-96} до Ap_{44-48} , первые встречаются в богатых оливином габбро-долеритах, а последние — в кварц- и гранофирсодержащих разностях пород.

В верхних эндоконтактных зонах интрузий состав плагиоклаза изучался в афанитах, диабаз-пегматитах и габбро-диабазе с глобулярными и интерстиционными стеклами. Были проведены определения состава плагиоклаза в частично раскристаллизованных глобулах ГЖ, в интерстиционных стеклах ИС и в проявлениях минерала в виде одиночных кристаллов и сростков с другими кристаллическими фазами. Результаты анализов плагиоклазов помещены в табл. 10 Приложения I.

Как было показано при петрографическом описании афанитов, формы проявления в них плагиоклаза довольно разнообразны. Охарактеризуем их химический состав. В породах изредка встречаются порфировые призматические кристаллы битовнита Ap_{82-84} (ан. 3—5), которые находятся в виде одиночных фенокристов, гломероскоплений или глазковых выделений сростков с пироксеном и оливином. Другой тип фенокристаллов плагиоклаза имеет отчетливое скелетное строение с обильными червеобразными выделениями стекла, в котором видны многочисленные рудные (?) шарики. Фенокристы имеют таблитчатый или короткопризматический габитус (см. Приложение II, табл. II) и по составу отвечают лабрадору Ap_{59-66} (ан. 6, 11). В шлифах можно проследить всю последовательность формирования этих крупных кристаллов по мере слипания мелких зернышек плагиоклаза с квадратным сечением сначала в мозаично гаснущие агрегаты, а затем — после перекристаллизации — в монолитно гаснущие таблицы. Проанализированное мельчайшее зернышко из основной массы афанита оказалось лабрадором Ap_{67} (ан. 12). Изредка среди микрогранобластового пироксен-плагиоклазового агрегата отмечаются лейсты Ap_{51} (ан. 7).

Своеобразную форму выделения имеет плагиоклаз, который находится в ветвистых прожилках или цементирующих гранобластовые пироксен-плагиоклазовые «сгустки». В прожилках минерал имеет ксеноморфные ограничения, в нем отсутствуют двойники, а состав варьирует от Ap_{66-70} (ан. 1, 2, 13) до Ap_{54} (ан. 14). Помимо раскристаллизованных прожилков в той же ситуации в афанитах встречаются прозрачные изотропные плагиоклаз-нормативные стекла, которые рассчитываются на Ap_{54-64} (ан. 8, 10). В связи с этим следует напомнить, что в габбро-долеритах Хунгтукуна локально отчетливо проявляется полосчатость, обусловленная маломощными (не более 5—10 мм) субпараллельными прожилками гранобластового агрегата несдвойникованных зерен (обр. X-66) плагиоклаза, природа которых оставалась непонятной [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985].

В диабаз-пегматитах в буром стекле плавают крупные призматические кристаллы андезина Ap_{44-46} (ан. 15, 16) с характерными для скелетных образований игольчатыми вилкообразными окончаниями граней (табл. II), состав которых раскисляется до Ap_{34} (ан. 17).

В безоливиновом габбро-диабазе плагиоклаз отмечался в виде призматических хадакристов, вырастающих в ойкокристы пироксена, и мелких гранул в стекле. Анализ этих двух разновидностей показал, что первые представлены лабрадором Ap_{61} (ан. 18), а вторые — олигоклазом Ap_{25} (ан. 19).

В пойкилоофитовом оливинсодержащем габбро-диабазе состав хадакристов плагиоклаза оказался несколько более основным — Ap_{66} (ан. 20). Интерстиции

в этой породе были сложены стеклом или заполнены ульвошпинель-плаггиоклазовым (или пижонитовым) эвтектоидным сростанием (табл. III). Анализ плаггиоклазовой матрицы, в которой находились вроски ульвошпинели, показал, что она представлена лабрадором An_{51} (ан. 21).

В частично раскристаллизованных стеклах, сохранивших глобулярную форму (ГК-16, 16-2) или даже ликвационные L_{Fe} и L_{Si} стекла, состав полевых шпатов заметно варьирует. В стеклах с эмульсионно-жидкостным рисунком раскристаллизовался анортит An_{92} (ан. 27). Значительная закристаллизованность глобулы ГК-16 привела к преобразованию L_{Fe} шариков в пойкилокристы пироксена со множеством различных включений и выделению призматических кристаллов плаггиоклаза, которые как хадакристы располагались внутри ойокристов пироксена и в виде щетки нарастали на границе раздела L_{Fe} шариков и L_{Si} матрицы. В одном из вытянутых кристаллов этой щетки был определен состав по удлинению от центра к периферии. Он изменялся от битовнита An_{72} до лабрадора An_{59} (ан. 22—25). В другой глобуле в стекле находились субидiomорфные кристаллы пироксена и калишпата Ort_{70} (ан. 26).

В интерстиционных стеклах встречаются плаггиоклазы и калишпаты в виде призматических, часто скелетных кристаллов и изометричных ромбовидных и квадратных срезов. Мелкие кристаллики калишпата в стекле имеют состав Ort_{80-81} (ан. 35, 36), а в раскристаллизованном расплавленном включении — Ort_{89-90} (ан. 42, 45, 46).

Интересная особенность выявилась при изучении крупных призматических кристаллов плаггиоклаза, находящихся на границе со стеклом. Состав ядер таких кристаллов отвечал An_{66-68} (ан. 33, 30), а периферических зон — An_{72-76} (ан. 29, 31, 34), т. е. имела место обратная зональность, свидетельствующая о повышении химического потенциала кальция в ходе кристаллизации минерала. Точечные определения в разных кристаллах плаггиоклаза дали составы An_{78} (ан. 28) и An_{69-70} (ан. 32, 37). Примечательно, что кристаллы в стекле часто бывают несдвойникованы.

Во включениях в α -Fe горы Озерной якутские геологи описали плаггиоклаз с прямой зональностью $An_{92 \rightarrow 48}$ (центр — край) (ан. 38, 39), который ассоциировал с высококремнистым стеклом ($SiO_2 = 77,6 - 90,5$ мас. %) [Самородное металлообразование. . ., 1985]. Внутри кристалла анортита здесь было обнаружено включение ликвационного L_{Fe} стекла, содержащего (мас. %) SiO_2 41,6; FeO 33,4; P_2O_5 7,7, которое дает основание совершенно однозначно судить о кристаллизации этого An_{92} здесь, в камере интрузии. При сопоставлении минералогии раскристаллизованных включений из центральных и периферических частей желвака α -Fe в этой же работе указывается, что состав плаггиоклаза в первом случае был определен как An_{45-38} , а во втором — An_{56-41} .

Интересную генетическую информацию дало определение состава скелетного кристалла плаггиоклаза, который находился с одной стороны в интерстиционном стекле, а другая его часть вросла в α -Fe в виде игловидного вислоподобного окончания. Состав ядра кристалла был An_{68} , а игл — An_{75} (ан. 47, 48). Здесь, как мы видим, происходят свободный рост кристалла в рудной жидкости и повышение его основности в ходе процесса. Сходная зональность была описана выше.

Определение состава ядра одиночных кристаллов плаггиоклаза, располагающихся в рудной матрице α -Fe без связи со стеклом, показало, что они представлены лабрадором An_{66-69} (ан. 49—51).

Приведенные анализы плаггиоклазов верхних эндоконтактных зон слабодифференцированных интрузий показывают широкие вариации состава минерала от анортита до олигоклаза. Плаггиоклазы диабаз-пегматитов являются крайними членами ряда минералов — продуктов нормальной кристаллизационной дифференциации. Этот ряд образуют габбро-долериты расслоенной серии и

породы пегматоидов, состав плагиоклаза в этой последовательности изменяется от An_{96} до An_{25} . Плагиоклаз афанитов имеет лабрадорный состав An_{70-54} подобно минералу из основной массы пород интрузии. В стеклах и рудах α -Fe плагиоклазы также главным образом лабрадорного состава, изменяющегося с повышением основности или, наоборот, с раскислением в зависимости от условий формирования. Обнаружение в глобулах стекла кристаллов анортита и подмеченная обратная зональность плагиоклазов (тенденция роста основности) имеют петрогенетическое значение, поскольку свидетельствуют о кристаллизации минералов анортит-битовнитового состава в гипабиссальных магматических камерах на заключительных этапах магматического процесса после ликвидационного расслоения жидкостей. Этот факт позволяет допускать возможность формирования высокоосновных плагиоклазов в гипабиссальных интрузивных камерах, а не рассматривать их как протокристаллы.

5.4 ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ

ШПИНЕЛИДЫ

В габбро-долеритах верхних эндоконтактных зон слабодифференцированных интрузий минералы группы шпинели обычно наблюдаются в виде субидiomорфных и скелетных кристаллов и червеобразных эвтектоидных выделений в пироксенах и плагиоклазах (см. Приложение II, табл. II, III). В габбро-диабазе размер зерен составляет доли миллиметра, а в пегматоидах обычно более 1 мм (до 2—7 мм). Скелетный характер кристаллов проявляется в дендритовидных формах минерала в стекле и в ельчатых и решетчатых образованиях его в раскристаллизованной матрице. Изометричные субидiomорфные кристаллы часто имеют участки с овальными заливоподобными формами границ. Контуры других зерен — овально-округлые, без острых углов — напоминают каплевидные выделения. За монолитными футлярами шпинелида в ядрах субидiomорфных кристаллов часто находится тончайший силикатно-окисно-рудный эвтектоидный агрегат, сходный с приведенным на табл. III по рисунку, но значительно более мелкозернистый, вплоть до субмикроскопического. Размер lamелл ей настолько мал, что даже при большем увеличении в обычном микроскопе они невидимы, преобладающая по объему окисно-рудная матрица оказывается

Т а б л и ц а 5.1. Состав шпинелидов из пород и руд верхних эндоконтактных зон слабодифференцированных интрузий

Компонент	X-7/55		X-7/58		X-7/64			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	3,17	0,13	0,19	1,41	0,21	0,83	0,79	0,79
TiO ₂	26,79	27,17	10,01	9,03	19,26	19,43	22,03	24,86
Al ₂ O ₃	2,13	1,86	2,26	0,86	2,36	2,43	2,85	2,17
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	64,34	66,34	78,22	77,41	72,49	70,21	67,48	64,29
MnO	1,44	1,29	1,11	0,40	0,53	0,81	0,47	0,50
MgO	0,29	0,03	0,50	1,01	0,87	0,82	1,70	1,71
CaO	0,07	0,03	0,14	0,72	0,07	0,16	0,18	0,18
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	98,23	96,85	92,43	90,84	95,79	94,69	95,51	94,50
f, ат. %	99,2	99,9	98,9	97,7	98,0	98,0	95,7	95,5

причиной того, что в целом это образование диагностируется как магнетит, а рентгеноспектральный микроанализатор с площадью пучка электронов около 2—5 мкм выжигает целый участок эвтектоидного срастания. Соотношения между рудной и силикатной фазами довольно изменчивы. Косвенно об этом можно судить по широким вариациям SiO_2 (1,48—52,83 мас. %), CaO (до 14,77 %), Na_2O (до 4,77 %), K_2O (до 7,53 %) и P_2O_5 (до 1,3 %), которые говорят о том, что в одном случае преобладала рудная часть, а в другом — силикатная. Последняя, возможно, была представлена стеклом, которое из-за его аморфности могло быть пропущено при рентгенометрических исследованиях. В ряде работ, связанных с электронно-микроскопическим изучением магнетитов [Степина, 1985; и др.], показано, что присутствие в анализах оксидов Si, Ca, Na, K обусловлено механическими примесями или ламеллами структур распада, поскольку в решетке магнетита нет места этим компонентам. Наличие кремния в магнетите и ильмените некоторые геологи [Newberry et al., 1982] объясняют результатом распада твердого раствора и рассчитывают содержание Si на количество Fe_2SiO_4 . Наряду с этим они же отмечают в магнетите очень мелкие силикатные включения и необычной формы домены неопределенной природы. Все сказанное справедливо и для так называемых черных стекол, которые в виде непрозрачных обособлений с отражательной способностью магнетита находились в породообразующих кремнекислых стеклах. Анализы показали широкий диапазон составов черных стекол прежде всего по количеству FeO и SiO. В связи с этим в табл. 5.1 шпинелидов помещены анализы минералов, содержание SiO_2 в которых не превышало 3,17 мас. %, а количество других чуждых шпинелидам компонентов составляло доли процента.

По химическому составу шпинелиды, встречающиеся в верхних эндоконтактных зонах слабодифференцированных интрузий, представляют собой минералы двух серий: магнетита и шпинели. Первые образуют широко распространенные в траппах фазы переменной титанистости — титаномагнетиты, которые были изучены в габбро-диабаззах и диабаз-пегматитах. Вторые сравнительно редки и проявляются в рудах α -Fe и связанных с ними пикритах, такситах и шпинель-мелилитовых породах.

Содержание TiO_2 в шпинелидах магнетитовой серии варьирует от 9,03 до 27,17 мас. %, что в пересчете на минералы составляет 26,6 — 77,1 % TiFe_2O_4 . Наибольшее количество ульвошпинелевого компонента (74—77 %) находится

ванных интрузий, мас. %

X-7/64				ИС-2	ИС-5	ИС-12	X-120В
9	10	11	12	13	14	15	16
0,16	0,13	0,52	0,46	0,12	0,22	0,11	0,11
19,71	19,90	20,30	20,51	0,25	0,56	0,17	1,84
2,68	2,53	2,36	2,49	58,70	58,91	57,48	49,29
—	—	—	—	—	—	0,02	0,13
70,63	72,59	69,06	68,81	40,71	41,27	37,87	48,03
0,38	0,38	—	—	0,14	0,18	0,22	0,05
2,63	1,57	1,47	1,72	0,77	0,56	0,58	1,89
0,14	0,02	0,05	0,04	0,00	0,05	0,00	0,02
—	—	0,04	0,04	0,02	0,01	0,10	0,00
—	—	—	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
—	BaO=0,04	BaO=0,04	BaO=0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
—	—	0,21	0,08	0,01	0,05	—	—
96,33	97,16	94,05	94,18	100,73	101,83	96,55	101,38
93,8	96,3	99,9	99,9	96,7	97,6	97,3	96,2

Компонент	X-120В		X-124					
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	0,07	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	1,91	0,21	0,38	—	0,20	0,00	0,26	0,18
Al ₂ O ₃	47,65	53,30	53,35	52,85	54,23	0,00	0,17	0,41
Cr ₂ O ₃	0,11	—	—	—	0,14	0,18	—	—
FeO	48,49	45,53	47,70	45,37	46,94	93,23	92,50	90,41
MnO	0,06	0,00	0,00	0,00	—	0,00	0,11	0,07
MgO	1,70	0,76	0,31	0,68	0,37	0,00	0,00	0,00
CaO	0,04	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,00	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,00	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,00	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,03	99,80	95,71	98,90	101,88	93,41	93,04	91,07
f, ат. %	92,9	87,5	98,7	97,4	98,4	100,0	100,0	100,0

Примечание. Диабаз-пегматит: 1, 2 — субидiomорфные скелетные кристаллы в стекле. Безоливиновый габбро-долерит: 3 — идиоморфный кристалл в интерстиционном стекле; 4 — то же, в глобуле стекла. Оливинсодержащий габбро-долерит: 5 — скелетный кристалл в глобуле стекла; 6 — идиоморфный кристалл среди силикатов; 7 — эвтектоидное сращение с пироксеном; 8 — то же, с плагиоклазом; 9, 10 — то же, с пироксеном; 11 — идиоморфный кристалл; 12 — центр кристалла. Интерстиционные стекла: 13—15 — кристаллы вишнево-красной прозрачной шпинели. Вкрапленные руды с раскристаллизованными силикатами: 16, 17 — идиоморфные

в магнетитах диабаз-пегматитов, меньшее (27—35 %) — в безоливиновых габбро-диабазов. В идиоморфных кристаллах и в червеобразных эвтектоидных выделениях шпинелидов среди силикатов из оливинсодержащих габбро-диабазов содержание TiFe₂O₄ составляет 54,4—70,9 %. Количество Al₂O₃ в шпинелидах варьирует от 0,86 до 2,85 мас. %, что соответствует 2—7 % глиноземистых компонентов. Содержание MnO изменяется от 0,38 до 1,44 мас. %, в пересчете на марганцевый минерал это составляет 1—4 %. Магнезиальность шпинелидов возрастает от минералов из диабаз-пегматитов (MgO=0,03—0,29 мас. %) к безоливиновым (0,5—1,01) и оливинсодержащим (0,82—2,63) габбро-диабазам. В первых двух типах пород рассчитывается только шпинелевый минерал — 0,2—3,3 %, а в последнем из-за дефицита глинозема в отдельных анализах имеет место как шпинелевый минерал (до 6,3 %), так и магнезиоферрит (до 6,5 %). Общее количество магниевых компонентов порою достигает 9,4 % (ан. 7).

Своеобразные по окраске красно-фиолетовые прозрачные минералы серии шпинели наблюдаются в виде мелких зерен в интерстиционных и глобулярных стеклах ИС и ГК, рассеянной вкрапленности в оруденелых и околорудных пикритах и такситах (табл. II) и, наконец, образуют одиночные кристаллы в рудной матрице. В составе шпинелидов находится 78—96 % герцинитового компонента. Наиболее высокожелезистые разновидности шпинелидов (96 % FeAl₂O₄) приближающиеся к стехиометрии герцинита, находятся в стеклах ИС. Содержание железистого компонента (FeAl₂O₄) в минерале падает при переходе от оруденелых габбро-долеритов (88—91 %) к сплошным рудам (78—79 %).

В небольших количествах в герцинитах находятся (мас. %): MgO 0,37—1,89; TiO₂ 0,2—1,91 и MnO 0,0—0,22. Наиболее высокие концентрации MgAl₂O₄ и TiFe₂O₄ (соответственно 6—8 и 4 %) рассчитываются в шпинелидах, которые располагаются в вюститовом матрице (ан. 16, 17). В минералах, находящихся в руде и в сращениях с силикатами, появляется магнетитовый минерал в количестве до 7—10 %.

X-124	X-197/1		X-197/2A		X-197/2B	X-197/3	
25	26	27	28	29	30	31	32
—	—	—	—	—	—	—	—
0,00	0,72	0,35	0,87	0,67	0,73	1,47	27,05
0,00	63,67	63,41	64,72	64,15	60,70	56,66	4,16
—	0,00	—	0,00	0,00	—	2,0	0,00
91,60	15,86	12,20	20,26	17,70	21,63	26,97	56,67
0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00
0,00	19,05	16,36	15,00	18,02	14,93	11,77	3,31
—	0,2	—	0,00	0,06	—	0,08	0,00
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
91,6	99,50	92,40	100,85	100,60	98,07	98,95	91,19
100,0	31,9	29,5	43,1	35,5	40,4	56,3	80,4

кристаллы в вюстите; 18—21 — центральные части идиоморфных кристаллов в губчатой руде α -Fe; 22—25 — краевые зоны этих кристаллов, там же. Шпинель-мелилитовый шпир: 26, 27 — мелкие серо-сиреневые кристаллы в мелилите; 28, 29 — крупные густо-фиолетовые кристаллы в фассаитах; 30 — крупный идиоморфный фиолетовый кристалл на границе пироксенитовой и мелилитовой зон; 31 — шарик в оливине; 32 — октаэдрический кристалл в оливине.

Герцинит обрастает каймами α -Fe и когенита, которые при окислении переходят в магнетит и углеродистое вещество. В кристаллах герцинита иногда сохраняются шарики и слепые прожилки α -Fe [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985], которые свидетельствуют о том, что кристаллизация герцинита предшествовала и сопутствовала рудообразованию.

Особенностью серо-лиловых и вишневых шпинелидов из ассоциации с мелилитом, фассаитом и оливином является их магнезиальный состав (Там же). При переходе из шпир в реакционные каймы и далее в габбро-долериты содержание $MgAl_2O_4$ в минерале падает от 70—72 до 58—68 %. Во включениях в оливине из ближнего экзоконтакта шпинель-мелилитового шпир находится шпинелид переменного состава $MgAl_2O_4$ 48 % и $FeAl_2O_4$ 43 %, в нем возрастает количество $TiFe_2O_4$ до 3 % и $FeCr_2O_4$ до 2 % (ан. 31). Здесь же в оливинах присутствует ульвошпинель (ан. 32) с содержанием $TiFe_2O_4$ 81 % и $MgAl_2O_4$ 9,5 %. По-видимому, эта проба имеет наиболее высокое содержание $TiFe_2O_4$ среди известных шпинелидов из траппов Сибирской платформы.

При изучении скоплений самородного железа Овифака (Гренландия) и Бюля (ФРГ) были обнаружены идиоморфные кристаллы ульвошпинели в парагенезисе с α -Fe, троилитом, когенитом, ильменитом, оливином, плагиоклазом и силикатным стеклом с рудными шариками α -Fe и FeS [Medenbach, El Goresy, 1982]. В составе ульвошпинели установлено до 4,7 мас. % MnO, а в сосуществующих оливинах 12—15 мол. % Mn_2SiO_4 .

ИЛЬМЕНИТ

В габбро-долеритах верхних эндоконтактных зон слабодифференцированных интрузий ильменит образует пластинчатые кристаллы. Такую же форму минерал имеет в случае нахождения в стеклах и в рудном матриксе. В афанитах мельчайшие пластинки ильменита просвечивают красно-бурым цветом. В глобулах стекла можно видеть, что ильменит кристаллизуется совместно с апатитом

Таблица 5.2. Состав ильменитов из пород и руд трапсовых интрузий, мас. %

Компонент	Кр-1/1	Кр-1/2	Кр-1/3	Кр-2/1	Кр-2/2	Кр-3/1	Кр-3/2	Кр-7	Кр-16/1	Кр-16/2	Кр-16/3	11427
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	—	0,11	0,14	0,11	0,10	0,48	0,07	0,27	0,05	0,04	0,09	—
TiO ₂	48,09	50,37	50,64	53,83	51,88	54,07	54,92	52,45	54,41	55,21	54,20	52,83
Al ₂ O ₃	—	0,21	0,19	0,12	0,12	0,16	0,11	0,11	0,06	0,09	0,08	0,00
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	48,97	44,28	44,08	42,40	41,92	41,81	42,65	42,31	41,98	40,72	42,67	44,65
MnO	0,44	0,41	0,42	0,42	0,44	0,50	0,52	0,51	0,44	0,51	0,39	0,24
MgO	3,40	3,61	3,39	3,05	2,57	3,37	2,82	2,22	3,07	4,21	2,80	2,35
CaO	—	0,24	0,32	0,19	0,07	0,28	0,10	0,11	0,07	0,02	0,09	—
Na ₂ O	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03	0,03	0,00	0,03	—
K ₂ O	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,04	99,28	99,18	100,12	97,10	100,69	101,23	98,01	100,11	100,80	100,35	100,07

Примечание. Анализы 13, 14 и 18—20 заимствованы из коллективной монографии «Самородное металлообразование...» [1985].

Афаниты: 1—3 — округлые выделения в стекле; 4, 5 — призматические кристаллы в стекле; 6—8 — скелетные кристаллы в стекле. Габбро-долерит оливинсодержащий; 9—12 — призматические кристаллы. Руды

одним из первых. Его вытянутые кристаллики часто располагаются в стекле вдоль контакта глобулы, повторяя его контур. Ильменит часто встречается в виде самостоятельных скелетных пластинчатых кристаллов в матрице α -Fe, а в сидеронитовых рудах нередко скопления минерала на границе руды с силикатами. В качестве включений в ильмените отмечаются α -Fe, сульфиды и апатит.

Особенность состава ильменитов заключается в минимальном количестве и даже в отсутствии в большинстве анализов Fe³⁺. В минерале из различных образований определены переменные содержания Mg, Mn и V, которые изоморфно замещают Fe²⁺ (табл. 5.2). Количество TiO₂ в ильменитах варьирует от 47,38 до 55,21 мас. %. Концентрация MgO в минерале изменяется в зависимости от условий нахождения: наиболее высокие значения MgO определены в габбро-долеритах (2,35—4,21 мас. %) и в афанитах (2,22—3,61 мас. %). Величина окисла снижается в минерале, находящемся в стеклах от 0,24—1,32 мас. %. Кристаллы ильменита, располагающиеся в матрице α -Fe, имеют устойчивые значения MgO (0,5—0,62 мас. %).

Содержания MnO в ильменитах из афанитов и габбро-долеритов близки: соответственно 0,41—0,51 и 0,24—0,51 мас. %. В минерале из стекол отмечаются вариации окисла от 0,42 до 0,9 мас. %. Минимальная марганцовистость определена в ильменитах из включений в самородном железе: MnO=0,04—0,18 мас. %. Наряду с этим здесь выявлены повышенные концентрации ванадия (V₂O₅=3,01—3,05 мас. %).

Для сравнения интересно отметить, что ильмениты из руд самородного железа о. Диска (Овифаг) также имеют необычный состав (мас. %): TiO₂ 52,16; Cr₂O₃ 0,22; FeO 46,9; Fe₂O₃ 1,2; сумма 100,48 [Bird et al., 1981]. Как отмечают авторы, ильмениты земных базальтов обычно содержат около 4—10 % Fe₂O₃, а низкие количества окиси железа известны только в ильменитах лунных пород и включениях в алмазе.

АПАТИТ

Минерал наблюдается в виде редких мелких идиоморфных и скелетных кристаллов в стеклах диабаз-пегматитов. В частично раскристаллизованных глобу-

ГК-20	ГК-21	ГК-40	ИС-4	ИС-13	ИС-15	ИС-15	ИС-16	СК-5	Х-67		Х-124		
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
—	—	0,23	0,13	0,11	0,13	0,06	—	0,03	0,11	0,09	—	—	—
53,17	52,57	50,86	50,01	52,78	52,36	53,26	53,32	53,27	52,97	53,30	53,30	47,92	47,38
0,06	—	0,16	0,13	0,12	0,16	0,14	0,11	0,11	0,05	0,05	0,05	0,10	0,08
—	—	0,04	—	0,08	—	—	—	0,06	0,00	0,06	—	—	—
45,26	43,43	44,69	46,46	46,92	45,23	43,92	44,62	45,89	43,85	43,34	45,66	47,87	47,54
0,61	0,72	0,90	0,36	0,46	0,42	0,42	0,46	0,47	0,04	0,05	0,18	0,17	0,17
0,94	1,07	0,95	0,50	0,24	0,82	1,32	0,48	1,21	0,54	0,62	0,54	0,50	0,50
0,22	—	0,14	0,06	0,07	0,56	—	—	0,02	0,03	0,03	—	—	—
—	—	0,04	0,04	0,01	—	—	—	0,00	3,01	3,05	—	—	—
—	—	0,11	0,07	0,08	—	—	—	0,00	0,01	0,04	—	—	—
—	—	0,06	0,00	0,01	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—
100,36	97,79	98,18	97,76	100,88	99,68	99,12	99,99	101,07	100,61	100,63	99,73	96,56	95,67

самородного железа; 13, 14 — идиоморфный кристалл в стекле; 15—19 — игольчатые и пластинчатые кристаллы в стекле; 20 — кристалл в раскристаллизованном включении в α -Fe; 21 — идиоморфный призматический кристалл в α -Fe; 22, 23 — призматические кристаллы в фаялит-вюститовой матрице; 24 — кристалл в губчатой руде α -Fe; 25, 26 — центр и край призматического кристалла в матрице α -Fe.

лярных и интерстиционных стеклах кристаллы апатита имеют веретенообразные срезы и форму правильных шестиугольников. Количество минерала в стеклах широко варьирует от одиночных кристаллов до богатых (около 15 %) скоплений (табл. VI). Последние отмечаются в L_{Fe} стеклах, а в L_{Si} ликватах апатит не встречается вообще. Находки высоких концентраций апатита в L_{Fe} стеклах вполне сопоставляются с количеством нормативного апатита (до 29 мас. % в ГС-11), рассчитанного в ликвационных стеклах, не имеющих кристаллических фаз. В кристаллах апатита нередко наблюдаются включения шариков α -Fe и троилита. Иногда каплевидные включения в апатите бывают расслоены на пирротин + самородную медь, с одной стороны, и вюстит — с другой. В габбро-долеритах с каплевидной рудой α -Fe кристаллы апатита часто бывают приурочены к периферии рудных вкрапленников. В глобулах стекла апатит нередко бывает единственной кристаллической фазой, причем это могут быть множество тонких кристаллитов либо одиночные крупные идиоморфные кристаллы, занимающие большой объем вакуоли. В рудном матриксе апатит образует идиоморфные кристаллы различной величины.

Микронзондовый анализ апатитов показал, что содержание CaO в них варьирует от 51,21 до 54,92 мас. % (табл. 5.3). Дефицит катионов в минерале восполняется изоморфными примесями (мас. %): FeO 0,56—2,96; MnO 0,0—0,63; Na₂O 0,0—0,13; Al₂O₃ 0,0—0,17; SiO₂ 0,0—1,03; K₂O 0,0—0,09.

Исходя из стехиометрии фтор- и хлорапатитов, количество первого в минерале может достигать 3,8, а второго — 6,8 %. В имеющихся в нашем распоряжении анализах определения в группе добавочных анионов произведены только для F, содержание которого наиболее высоко в апатите из диабаз-пегматитов — 2,17 мас. %, а в ликвационных стеклах — непостоянно и колеблется в интервале 0,88—1,88 мас. %.

ТРИДИМИТ

Минерал отмечался только в интерстиционных стеклах в сидеронитовых до сплошных рудах самородного железа. Форма его проявлений обычно иголь-

Т а б л и ц а 5.3. Состав апатитов из пород и руд верхних эндогенных зон слабодифференцированных трапшевых интрузий, мас. %

Компонент	X-7/55	ГР-5	ГР-6	ГР-10	ИС-5/1	ИС-15	ИС-16	ИС-31	X-123	X-67/12	ГР-35А	ГР-40	ГР-48
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
CaO	54,22	54,59	54,92	53,18	52,68	54,24	51,21	53,79	52,11	51,02	58,20	57,37	55,42
P ₂ O ₅	36,49	39,91	39,63	40,59	39,43	44,52	42,95	40,31	—	—	41,58	41,18	38,18
F	2,17	1,88	0,88	—	1,88	—	—	—	—	—	Cl=0,09	Cl=0,34	Cl=0,12
SiO ₂	0,39	0,25	1,03	0,30	0,20	0,38	0,00	0,46	0,15	0,50	0,45	0,47	0,37
TiO ₂	0,12	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,03	0,01	0,17	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,04	0,08	0,06
FeO	0,81	0,61	1,30	0,96	2,96	0,60	1,46	0,56	1,04	0,40	0,45	0,96	1,63
MnO	0,09	0,63	0,50	0,11	0,27	0,00	0,13	0,03	0,04	0,04	—	—	—
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,09	0,37
Na ₂ O	0,06	0,03	0,13	0,04	0,14	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,05	0,09
K ₂ O	0,02	0,01	0,09	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,06
Сумма:	94,40	97,95	98,69	95,24	97,62	99,74	95,75	95,21	—	—	100,99	100,59	96,30

Пр и м е ч а н и я. 1 — шестигранный срез в стекле диабаз-пегматита; 2, 3 — то же, в глобуле стекла с обильными выделениями кристаллитов; 4 — то же, в глобуле гомогенного красного стекла; 5 — игольчатый кристалл из стекла; 6, 7 — включения в α-Fe [Самородное металлообразование... 1985]; 8 — одиночный кристалл в вязистой матрице; 9 — изометричный кристалл из многофазного рудного включения в ассоциации самородная Si+вюстит; 10 — идиоморфный кристалл в слоистом каплевидном кристалле; 11 — крупный одиночный кристалл в стекле; 12 — игольчатый кристалл в стекле; 13 — войлок идиоморфных кристаллов.

чатая с отношением размера сторон 1 : 20, 1 : 30. Реже встречаются призматические головки кристаллов, нарощие на стенке стекловатых вакуолей (см. табл. 2.1). Тридимит в проходящем свете бесцветный с золотисто-желтым дисперсионным эффектом, с небольшим углом оптических осей, положительный.

Большой интерес для минералогов представляют находки тридимита в виде мирмекитовых эвтектоидных вростков в матрице оливина Fa₈₁. Обнаружение такого сростания — исключительная редкость из-за известного антагонизма оливина и кварца. Судя по экспериментальным данным Н. Боуэна и И. Шерера, в системе FeO—SiO₂ фаялит образует эвтектику с тридимитом при 1178 °С. Следует отметить, что помимо тесных сростаний ассоциация оливина с кварцем отмечается в габбро-долеритах и габбро-пегматитах Маймечинской и Хунгтунской, Средне-Дудинской, Восточно-Норильской и других интрузий.

В микрозондовых анализах тридимита (табл. 5.4) содержание SiO₂ варьирует от 90,1 до 99,03 мас. %. Принимая во внимание игольчатый характер кристаллитов, в отдельных анализах не исключают возможность захвата при зондировании части матрицы.

МЕЛИЛИТ

Находка мелилита в составе округлого шпиря в крупном желваке самородного железа (см. рис. 1.4) была описана ранее [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985].

Шпировидное обособление представляло собой гранобластовый агрегат мелилита с мел-

Т а б л и ц а 5.4. Состав тридимита из руд самородного железа, мас. %

Компонент	ИС-5	ИС-9		ИС-12	ИС-13	ИС-30	ИС-31
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	98,71	96,82	95,33	99,03	96,15	90,44	91,10
TiO ₂	0,24	0,14	0,12	0,03	0,12	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	0,56	0,63	0,54	0,22	0,71	0,85	0,74
FeO	0,73	0,39	1,88	0,39	0,34	3,84	3,38
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
MgO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,12	0,00
CaO	0,05	0,81	0,64	0,02	0,97	2,15	1,64
Na ₂ O	1,51	0,17	0,14	0,01	0,15	0,15	0,14
K ₂ O	0,02	0,10	0,08	0,01	0,12	0,06	0,08
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
Cr ₂ O ₃	—	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
С у м м а	101,86	99,09	98,76	99,74	98,59	97,85	97,27

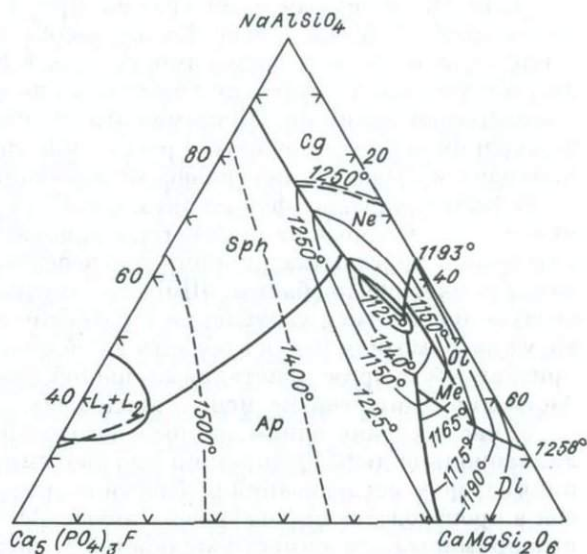
Примечание. 1—3 — мелкие игольчатые кристаллы в стекле; 4 — головка призматического кристалла (см. табл. 2.1); 5 — призматический кристалл; 6 — мirmekитовые вrostки из эвтектичного срастания с оливином; 7 — призматический кристалл в стекле.

кими вrostками гранул оливина и серо-лиловой шпинели. Встречающийся в породе титанистый фассаит давал ксеноморфные пленочные выделения, переходящие в метакристы со множеством включений мелилита. В составе мелилита рассчитывалось 80—85 % окерманитового компонента, 7—11 геленитового и 7—8 % натрового мелилита.

В последнее время среди вкрапленной руды самородного железа в оливин-содержащем габбро-долерите было обнаружено другое проявление мелилита (табл. II). Оно представляло собой маленькую округлую вакуоль размером 2,5 мм с нарастающими на стенки субидиоморфными кристаллами мелилита, которые располагаются среди бурого измененного стекла и лучистого хлоритоподобного минерала, возможно, раскристаллизованного палагонита. Вокруг вакуоли участками отмечается тангенциальное расположение лейст плагиоклаза. Эта находка подтверждает возможность формирования мелилита в результате дифференциации базальтового расплава в специфических условиях.

Некоторое представление об особенностях кристаллизации мелилита можно получить из диаграммы (рис. 5.7), которая показывает возможность образования минерала совместно с пироксеном, оливином апатитом и нефелином (в различных сочетаниях) в интервале температур 1170—1125 °С.

Р и с. 5.7. Часть диаграммы состояния системы нефелин — фторапатит — диопсид (мас. %) [Когарко и др., 1977].



ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ
В ИСКУССТВЕННЫХ И ПРИРОДНЫХ СИСТЕМАХ6.1. КРАТКИЙ ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В ОБЛАСТИ НЕСМЕСИМОСТИ ЖИДКОСТЕЙ

История развития представлений о ликвации как механизме образования различных по составу пород и руд берет свое начало с Ж. Дюроше, в дальнейшем оформляется в концепцию и получает развитие и обоснование в работах К. Розенбуша, Ф. Циркеля, В. Бреггера, Ю. Иддингса, Ю. Фогта и ряда других геологов [Левинсон-Лессинг, 1935]. Ликвационная дифференциация как возможный природный процесс в то время была только моделью, построенной на основании главным образом полевых и петрографических наблюдений. Близким аналогом ликвационных рудных месторождений считалась известная из металлургии несмесимость силикатных расплавов с сульфидами железа и других тяжелых металлов. Наряду с этим ни стекольная практика, ни опыты с металлургическими шлаками не подтверждали возможности силикатно-силикатного расслоения жидкостей [Гинзберг, 1951].

Еще в 1927 г. в институте Карнеги Ю. В. Грейг провел эксперименты по изучению явления несмесимости в силикатных расплавах. В двухкомпонентных системах $\text{SiO}_2\text{—FeO}$, $\text{SiO}_2\text{—MgO}$, $\text{SiO}_2\text{—CaO}$, $\text{SiO}_2\text{—BaO}$ он обнаруживает существование несмесимости, а в системах $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ устанавливает полную смесимость без какого-либо разделения в жидкой фазе. В более сложных трехкомпонентных системах оказалось, что добавление к испытываемым несмесимость в бинарной системе жидкостям третьего компонента даже в небольших количествах приводит к исчезновению расслоения и система гомогенизируется. Результаты экспериментов Ю. В. Грейг нанес на тройную диаграмму, в вершинах которой находятся: в одной — SiO_2 , в другой — окислы RO , дающие с кремнеземом несмешивающиеся жидкости, в третьей — окислы $\text{R}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$, которые полностью смешиваются с кремнеземом. Сюда же он помещает составы главных типов магматических пород по Дэли. Получившаяся диаграмма приводится в работах [Гинзберг, 1951; Заварицкий, Соболев, 1961]. Из нее видно, что точки анализов пород располагаются вдали от поля несмесимости, т. е. в природных магматических породах отсутствуют такие сочетания химических компонентов, которые были бы сходны с экспериментальными. Принимая это во внимание, а также то, что полученные в экспериментах температуры расслоения лежали около 1700°C , Ю. В. Грейг приходит к выводу о нереальности ликвации в природных условиях.

В 1928 г. выходит фундаментальный труд Н. Боуэна «Эволюция изверженных пород», который на многие годы приковал к себе внимание геологов. С позиций теории кристаллизационной дифференциации находили объяснение многие петрологические проблемы. Широкое внедрение теории Н. Боуэна в магматическую петрологию, углубление и развитие отдельных ее положений на долгое время затормозили поиск в области ликвационной концепции. Наряду с широким признанием теории кристаллизационной дифференциации исследования в области ликвации, тем не менее, продолжаются.

У нас в стране одним из последовательных сторонников и пропагандистов ликвационной дифференциации был академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Он был инициатором исследований в области петрорургии, послуживших научной основой в производстве пироксенового литья. Всем известны отмеченные им природные примеры несмесимости жидкостей — полосчатые габро Урала и вариолиты

Ялгубы в Карелии и Мугоджар на Южном Урале [Левинсон-Лессинг, 1933]. Вариолиты имеют характерный текстурный рисунок и контрастный состав матрицы и вариолей соответственно (мас. %): SiO_2 38,9; 60,5; CaO 14,5; 7,3; Na_2O 0,15; 3,9. Однако присутствие в вариолях кристаллических образований дало основание Д. С. Белянкину и В. С. Соболеву усомниться в ликвационном генезисе этих пород [Заварицкий, Соболев, 1961; Зайченко, Фаворская, 1963]. Они считают, что подобные сферические агрегаты могли возникнуть в результате особого течения процесса кристаллизации либо конкреционного стяжения по типу спилоситов. Только недавно [Пугин, Хитаров, 1984а, б] ликвационная природа вариолитов была подтверждена экспериментально установлением для матрицы пород и вариолей ликвидуса при одинаковой температуре 1075—1100 °С.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг указывал, что смешивающиеся друг с другом жидкости могут проявлять несмесимость при добавлении третьего компонента. В связи с этим возникла проблема поисков этого третьего компонента — агента ликвации, которая не теряет актуальности до настоящего времени [Бондарь, 1965; Варшал, 1981]. Подтверждением правильности представлений Ф. Ю. Левинсона-Лессинга явились эксперименты, проведенные в 1933 г. Д. П. Григорьевым и его сотрудниками.

Советский ученый Д. П. Григорьев был первым, кто экспериментально доказал возможность ликвации расплавов, по составу приближающихся к изверженным породам [Григорьев, Искуль, 1937]. При введении в шихту CaF_2 он осуществил расслаивание расплава, близкого щелочному магниезальному базальту, на жидкости, по составу приближающиеся к сиениту, миссуриту и перидотиту, т. е. получил ассоциацию пород, типичную для расслоенных щелочных массивов типа Инагли. Результаты экспериментов Д. П. Григорьев нанес на используемую Ю. В. Грейгом тройную диаграмму $\text{SiO}_2\text{—RO—}(\text{R}_2\text{O}+\text{Al}_2\text{O}_3)$ и тем самым показал, что полученные в эксперименте составы стекол лежат в области главных типов изверженных пород по Дэли. В отличие от расслоения в сухих системах при 1700 °С ликвация в опытах со фтором происходила при 1200 °С, т. е. при реальных условиях магматического процесса. Однако взятое им в эксперименте высокое количество фтора — 3—5 % — послужило причиной скептического отношения некоторых геологов к возможностям существования процесса в природе. В. С. Соболев [Заварицкий, Соболев, 1961, с. 207] писал: «Само собой разумеется, что такого высокого содержания фтора нигде и никогда не может быть в природных магмах».

Вслед за Д. П. Григорьевым О. Н. Дмитриевский обнаруживает ликвацию в системах с участием бора, в которых кремнезем с окисью бора давал полную смесимость, а при добавлении CaO или ZnO распадался на две жидкости [Гинаберг, 1951]. Опыты В. А. Алексева показывают, что смешивающиеся в любых пропорциях уксусная кислота и хлороформ при добавлении воды расслаиваются на два несмешивающихся слоя: сверху — обогащенный уксусной кислотой и водой, внизу — богатый хлороформом.

В 1951 г. Э. Рёддер (Роддер) [1954, 1983] устанавливает область стабильной низкотемпературной (около 1100 °С) несмесимости безводных расплавов в системе $\text{K}_2\text{O—FeO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ и дает ей теоретическое обоснование. В дальнейшем эта система всесторонне изучается, усложняется состав и расширяются физические параметры. Исследования показывают, что между образовавшимися в результате ликвации сосуществующими жидкостями химические компоненты распределяются вполне определенным образом. Так что в целом расщепление имеет мафически-сиалический характер. В мафических жидкостях концентрируются железо, магний, марганец, кальций, титан, фосфор, хром и т. п., а в сиалических — кремний, алюминий, щелочи. Позднее экспериментальные исследования позволили наметить главные закономерности распределения некоторых

химических элементов между ликватами [Watson, 1976; и др.]. В эмульсии двух несмешивающихся жидкостей распределение химических компонентов происходит так, что в одной фазе концентрируются окислы, повышающие поверхностное натяжение, а в другой — наоборот, понижающие величину этого параметра [Анфилов и др., 1981]. По мнению этих авторов, присутствие в расплаве помимо OH^- -формы значительного количества молекулярной H_2O также должно приводить к снижению поверхностного натяжения этой фазы.

После обнаружения Э. Рёддером (Роддер) [1954] стабильной несмесимости расплавов при геологически вполне реальных составах и температурах одним из основных аргументов противников ликвации становится отсутствие убедительных природных доказательств этого явления. В. С. Соболев писал, что «несмотря на многолетние и тщательные поиски, нигде не удалось найти шариков одного стекла в другом» [Заварицкий, Соболев, 1961, с. 209]. Действительно, подавляющее большинство природных образований, для объяснения генезиса которых привлекался механизм несмесимых расплавов, представляло собой кристаллические или в значительной мере закристаллизованные породы, не исключающие возможности различных толкований их природы. Тем не менее это обстоятельство не останавливало геологов, и они продолжали использовать этот механизм дифференциации в магматической геологии и проводить экспериментальные поиски в области ликвации.

На диаграмме лейцит — фаялит — SiO_2 выявленная Э. Рёддером область несмесимости образует вытянутое поле, которое, оказываясь как бы подвешенным, не примыкает к областям расслоения в бинарных системах. Проведенные исследования системы расширили это поле ликвации и объединили его с областью несмесимости в разрезе $\text{FeO} - \text{SiO}_2$ [Visser, K. van Groos, 1979]. Повышение давления до 15 кбар, по данным Я. Накамуры, приводит к уменьшению вплоть до исчезновения области низкотемпературной ликвации, а увеличение фугитивности кислорода, по материалам Х. Наслунда, способствует расширению этой области и даже появлению таковой в системе, где вместо К находится Na (цит. по [Рёддер, 1983]).

Изучение низкотемпературной области несмесимости в системе $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ позволило установить возможность существования ассоциации $L_{\text{Fe}} + L_{\text{Si}} + \text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2$ (тридимит) в весьма узком температурном интервале около 1163°C [Freestone, Powell, 1983].

В конце 50-х годов А. И. Цветков, Я. И. Ольшанский, А. С. Котлова, З. П. Ершова проводят экспериментальные исследования расслоения расплавов в системах $\text{MeF}_2 + \text{MeO} - \text{SiO}_2$, $\text{MeF} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ и $\text{MeCl}(\text{MeCl}_2) - \text{B}_2\text{O}_3$ и др. Помимо других выводов изучение позволило установить, что область расслоения в жидкой фазе уменьшается при увеличении отношения величины радиуса катиона к его валентности. Позднее, при выяснении причин ликвации в простых силикатных системах, отмечалось, что величина области расслоения определяется прежде всего силой поля катиона-модификатора [Галахов, Варшал, 1969].

Бурный подъем исследовательских работ в области стеклообразного состояния, в том числе изучение ликвационных явлений, приурочен к началу 60-х годов. Это было вызвано открытием пирокерамов (ситаллов) и совершенствованием методов исследования, в первую очередь рентгеновских и электронной микроскопии. Как известно, ситаллообразование связано с кристаллизацией стекол, в результате которой образуется агрегат мельчайших зерен, однородных по размеру и равномерно распределенных по всему объему отливки. Установлено, что одним из условий получения равномерной тонкой кристаллизации стекол должна быть предварительная субмикрوليкувация расплава [Галахов, 1963; Филиппович, 1963].

Быстрое развитие исследований по стеклам обусловило резко возросшее число публикаций в этой области. В мировой литературе ежегодно стали появ-

ляться сотни работ, полностью или частично посвященных ликвационным явлениям в стеклах [Андреев и др., 1974]. Выяснилось, что из всех структурных преобразований, происходящих в стеклах, наиболее сильное влияние на их свойства помимо кристаллизации оказывают ликвационные явления. И. А. Бондарь и Н. А. Торопов [1963] отмечают, что «если раньше существование ликвационных областей считалось исключительным явлением, то в настоящее время в ряде работ показано, что образование микронеоднородностей — характерная черта большинства искусственных и природных силикатных расплавов». Проводимые исследования позволили внести коррективы в ранее существовавшие представления о строении стекла, его составе, свойствах, и процессах, происходящих в них при кристаллизации и в предкристаллизационный период.

Представления о микронеоднородном строении расплавов развиваются в работах Е. А. Порай-Кошица, Ф. Я. Галахова, Н. С. Андреева, В. Н. Филипповича и др., которые рассматривают микрогетерогенность как результат микрорасплавления жидкости в соответствии с диаграммами состояния и квазивзвтектическим строением бинарных и многокомпонентных систем. Теоретические основы ликвации освещаются в ряде работ различных исследователей, в том числе Н. С. Андреева и др. [1974], некоторые их положения мы прокомментируем.

При высоких температурах в расплавах тенденция к беспорядку делает невозможным создание энергетически выгодных структурных элементов, что позволяет расплаву оставаться гомогенным. При изменении физико-химических условий, в частности при падении температуры, возникает ситуация, при которой статистически беспорядочное размещение структурных элементов в расплаве (стекле) становится энергетически невыгодным и стремление системы к стабильному состоянию приводит к необходимости перестройки структуры и состава жидкости, т. е. к химической дифференциации. В результате этого происходит упорядоченное перераспределение с концентрированием определенных компонентов, или, как этот процесс назвал В. Н. Филиппович [1963], предкристаллизационная ликвация.

В эвтектических системах при высоких температурах устанавливается существование упорядоченных микрообластей, близких по составу и строению к фазам, образующим данные эвтектики в твердом состоянии [Залкин, 1984]. По данным цитируемого автора, устойчивая микронеоднородность расплавов возникает и сохраняется во многих системах при весьма значительных перегревах над ликвидусом. В экспериментах по закаливанию перегретых расплавов даже при скоростях охлаждения 10^6 — 10^7 град/с не удается подавить двухфазную структуру сплавов.

Исследования показали, что расщепление расплава на две несмешивающиеся жидкости может происходить как выше температуры ликвидуса (стабильная ликвация), так и ниже этой температуры в подликвидусной и подсолидусной областях (метастабильная ликвация). На рис. 6.1 показаны схематические диаграммы состояния двухкомпонентных лквирующих систем. При рассмотрении бинальной кривой в случае стабильной ликвации (см. рис. 6.1,а) следует, что расплав состава C_x выше критической температуры T_x является гомогенным и лишь при снижении температуры ниже T_x жидкость разделяется на две фазы. При температуре T_1 составы сосуществующих жидкостей будут соответственно C'_1 и C''_1 , при T_2 — C'_2 и C''_2 , при T_3 — C'_3 и C''_3 , так что с понижением температуры возрастает разница в составах сосуществующих жидкостей. Этим положением, по-видимому, могут объясняться широкие вариации сосуществующих природных ликвационных образований.

Купол ликвации обычно имеет асимметричное строение, и поэтому при понижении температуры точки составов жидкостей, располагающиеся на левом крутом крыле бинальной кривой — C'_1 , C'_2 , C'_3 , будут показывать слабое изме-

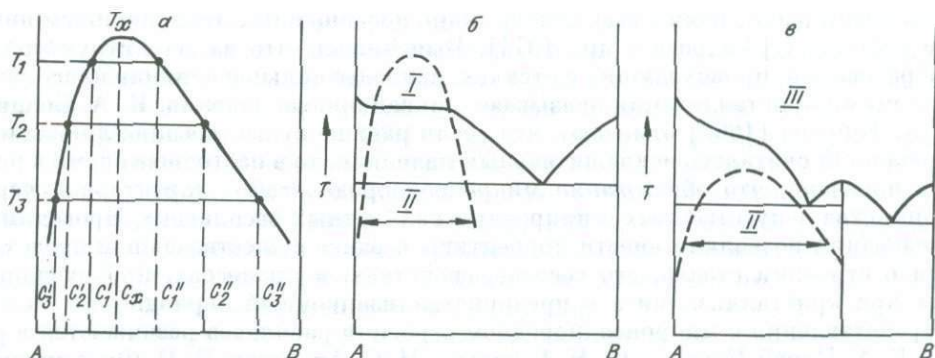


Рис. 6.1. Диаграммы состояния бинарных систем.

a — бинальная кривая ликвирующей системы, *б, в* — системы с возможным метастабильным расслаиванием при термообработке ниже линии солидуса: I — две стабильные жидкости, II — две метастабильные жидкости, III — жидкости особой структуры [Милюков, 1971].

нение состава по сравнению с точками C_1'' , C_2'' , C_3'' , которые находятся на пологом правом крыле кривой, где состав их изменяется сильнее. Пересыщение каким-либо компонентом одной из фаз приводит к вторичному расслаиванию. На приведенном рисунке склонными к вторичному расслаиванию являются фазы, обогащенные компонентом *B*. Подобные явления были продемонстрированы на примере натриево-силикатных, литиево-силикатных и других систем [Андреев и др., 1974]. Н. С. Андреев с соавторами отмечают, что с увеличением времени термообработки при более низкой температуре ликвационные капельки расплава второго порядка могут исчезать и переходить во вторую фазу того же состава, что и мелкие вторичные капельки. Кроме того, если расслоившееся при температуре T_1 стекло подвергнуть многоступенчатой термообработке, то при $T_2 < T_1$ могут происходить ликвационные явления второго порядка или вторичное расслаивание, а при $T_3 < T_2$ — расслаивание третьего порядка и т. д. (Там же). Отликировавших фаз в трехкомпонентных системах может быть не две, как обычно, а три, но в экспериментах по данным цитируемых авторов больше двух фаз обнаружено не было, хотя теоретически это вполне возможно. Заметим попутно, что сказанное выше отчетливо иллюстрируется приводимыми нами микрофотографиями и зарисовками ликвационных стекол.

Переохлажденные расплавы поведением не отличаются от находящихся выше температуры ликвидуса. Это относится и к ликвационному расщеплению. Различия их заключаются в том, что в надликвидусной области разделившиеся на ликваты жидкости могут существовать сколь угодно долго, а ниже температуры ликвидуса их сосуществование может быть только временным, метастабильным, а устойчивым будет частично или полностью кристаллическое состояние. На рис. 6.1, б, в схематически показано стабильное и метастабильное расслаивание. Анализируя подобные графики, Е. М. Милюков [1971] приходит к выводу о возможности осуществления метастабильной ликвации при медленном охлаждении расплава или в результате термообработки стеклообразных продуктов ниже линии ликвидуса, а возможно, и солидуса. По его мнению, граница метастабильной ликвации перекрывает поле составов горных пород. До тех пор, пока не началась кристаллизация, нет теоретических и экспериментальных оснований предполагать, что какие-то качественные особенности процесса будут зависеть от того, в какой области — стабильной или метастабильной — идет разделение [Мазурин, Роскова, 1974]. Склонность к расслаиванию имеют составы, располагающиеся не только внутри области стабильной ликвации, но и в прилегающей к ней зоне [Порай-Кошиц, 1965; и др.]. Прибавление к жидкости с метастабильной ликвацией (см. рис. 6.1, б, в) третьего компонента может

понизить температуру ликвидуса и вывести ее в состояние стабильной ликвации.

В. Н. Филиппович [1967] считает, что между микро- и макроликвацией нет никакого принципиального различия и первая является начальным этапом второй. Метастабильная несмесимость, предшествующая кристаллизации, аналогична обычной обратимой ликвации жидкостного типа. Метастабильная ликвация обладает спинодальным механизмом распада, который характеризуется незначительными колебаниями состава сосуществующих фаз [Мананков, Шарапов, 1985]. Как показали цитируемые авторы, предшествуя кристаллизации, метастабильная ликвация ускоряет гомогенное зародышеобразование и кристаллизацию и понижает температуру процесса.

Феноменологический анализ явлений несмесимости в бинарных силикатных системах показал, что область ликвации связана прямой корреляционной зависимостью с силой поля катиона [Варшал, 1981]. Добавленный к ликвидусной бинарной системе третий компонент распределяется между несмешивающимися фазами, причем слабый катион в ликвирующей системе с сильным катионом ослабляет ликвационные явления, сильный в системе со слабым катионом усиливает расщепление. Прибавление щелочного окисла в систему $\text{SiO}_2\text{—CaO}$ значительно снижает температуру ликвации. Исследование влияния Al_2O_3 в качестве добавочного компонента к бинарной системе показало сложный характер его действия: в зависимости от его концентрации и состава системы. Так что в одном случае он гомогенизирует систему, в другом — расширяет область ликвации и понижает температуру несмесимости [Варшал, 1981; Wood, Hess, 1980; Галахов и др., 1984].

Экспериментальные исследования Д. П. Григорьева [1935] дали толчок к выяснению роли «третьего компонента» в процессе ликвационного расщепления жидкостей [Фишер, 1954; Бондарь, Торопов, 1963; Варшал, 1981]. Постепенно выявился круг элементов, присутствие которых приводит систему в неустойчивое состояние и стимулирует ее расщепление. Среди таких компонентов — агентов ликвации — установлены летучие: F, Cl, S, B, H_2O , CO_2 , а также P, Ti и Cr. Кроме того, еще Ю. В. Грейгом было установлено, что железистые расплавы имеют большую склонность к расслаиванию в широком диапазоне содержания FeO от 3 до 44 %, причем эта тенденция усиливается с ростом количества окисла. Судя по экспериментальным данным, нестабильность силикатных расплавов при растворении в них летучих возрастает с увеличением основности расплава. Обедненные железом магнезиальные базальтовые расплавы (MgO более 14 мас. %) при температуре 1250—1300 °С и давлении 11—15 кбар при взаимодействии с водно-углекислым флюидом расслаиваются на высококремнистые и высокомагнезиальные [Жариков и др., 1986]. Расслаивание железистого расплава на основную и ультраосновную жидкости получено под давлением водорода в 750 атм [Маракушев и др., 1979]. Кроме того, предполагается, что при движении расплава к поверхности расщепление может быть стимулировано резким окислением летучих с преобладанием в его составе H_2O и CO_2 [Мананков, Шарапов, 1985].

Влияние летучих компонентов, в частности фтора, на ликвацию изучалось многими исследователями [Григорьев, 1935; Фишер, 1954; Бондарь, Торопов, 1963; и др.]. Эксперименты в системе силикат — фосфат — высшие окислы применительно к месторождениям типа Кируноваара позволили Р. Фишеру [1954] охватить область несмесимости и выявить круг условий, необходимых для расслоения жидкостей. Среди наиболее существенных факторов ликвации он выделяет следующие: 1) наличие легко летучих веществ, в особенности фтора; 2) присутствие в расплаве P_2O_5 ; 3) более значительное содержание щелочей, чем CaO ; 4) наличие окислов тяжелых металлов высших степеней окисления. Автор считает, что степень расслоения имеет прямую зависимость от содержания P_2O_5 в расплаве.

Исследования показали, что фториды значительно уменьшают вязкость расплава, понижают температуру кристаллизации расплава и как весьма эффективные катализаторы стимулируют ликвацию [Бондарь, Торопов, 1963]. Кроме того, фтор резко расширяет границы несмесимости, особенно в присутствии воды. Расслаивание гранитного расплава начинается уже при содержании 0,5 мас. % фтора [Анфилов, 1975].

Активное влияние бора на ликвацию силикатных расплавов, как уже отмечалось, экспериментально было установлено О. Н. Дмитриевским для систем, по составу приближающихся к изверженным горным породам [Гинзберг, 1951]. В дальнейшем ликвационные явления были изучены в различных борсодержащих двух- и трехкомпонентных системах [Мазурин, Роскова, 1974; Галахов, Вавилонова, 1985; и др.]. Бор, подобно фтору, относится к летучим, которые трудно отделяются от расплавов, особенно на заключительных стадиях магматических процессов. Наиболее ярко каталитическая роль бора и сопутствующих ему фтора и воды проявляется в кислых магматитах — игнимбригах и пегматитах, для объяснения генезиса которых привлекаются летучие [Маракушев и др., 1979; Глюк, Шмакин, 1986; и др.].

Большое влияние воды на появление несмешиваемости в жидкостях отмечается многими исследователями. Однако экспериментальных данных для магматических систем при высоких температурах и давлениях еще недостаточно [Варшал, 1981]. Немаловажное значение имеют эксперименты с участием H_2O и при сравнительно низких температурах, обозначая переход ликвационных явлений в системы рассолов и водных растворов. В качестве примера несмесимости часто используется система $SiO_2-Na_2O-H_2O$, в которой после закалки при различных температурах сверху сохранялась жидкость, а внизу получалось стекло [Гинзберг, 1951]. При 350° в составе первой определено (мас. %): SiO_2 12,1; Na_2O 4,5; H_2O 83,4; а второй — SiO_2 55,4; Na_2O 20,1; H_2O 24,5. Несмотря на недостаточно убедительную петрогенетическую роль экспериментов, эти данные, как нам представляется, могут иметь значение при выяснении генезиса заполнителей глобулярных обособлений или «ложных миндалин» в эффузивных траппах.

Роль фосфора как активного агента ликвации была неоднократно воспроизведена в экспериментах [Фишер, 1954; Скрипниченко, 1979; Visser, K. van Groos, 1979; Мостафа, 1986; и др.]. При экспериментальном моделировании расслоения в габбро-сиенитовом комплексе Сев. Тимана [Скрипниченко, 1979] плавилась смесь габбро и сиенита при $1200^\circ C$ при добавке 3 мас. % и более фосфорсодержащих соединений. При этом наблюдалось образование трахитового и базальтового стекол с флюидальной текстурой, в ходе продолжительной термообработки происходило расслаивание на трахитовое сверху тигля, базальтовое — внизу. При добавке к шихте 15 % $(K, Na)H_2PO_4$ произошло обособление черного магнитного стекла, которое осело на дно тигля. Заметим, что помимо силикатно-силикатного расслоения в этом эксперименте интересен и тот факт, что при избытке фосфора и высокой щелочности расплава отделяется рудная фаза.

Увеличение концентрации в расплаве TiO_2 приводит к расширению области сосуществования несмесимых жидкостей [Павлушкин, Ходаковская, 1971; Visser, K. van Groos, 1979; Галахов и др., 1984; и др.].

Как показали исследования, проведенные Ю. Шунзо, а в дальнейшем термодинамические расчеты А. Л. Павлова [1983], формирование магнетита в отличие от ильменита происходит при более высоком парциальном давлении кислорода, а повышение концентрации щелочей в силикатной составляющей магматического расплава приводит к очищению от титана рудной (ферритной) его части. Этим объясняется, по мнению цитируемого автора, связь бедных титаном магматических магнетитовых руд со щелочными породами повышенной титанистости.

Известно, что присутствие в силикатных расплавах повышенных содержаний хрома способствует его ликвационному расщеплению [Смирнов, 1969; Павлов и др., 1975; Лапин, Соловова, 1979]. Судя по экспериментальным данным М. Л. Кейта, отсутствующие в сухих окисно-силикатных системах области расслоения появляются в обогащенных флюидами расплавах при снижении температуры от 1500 до 1100—1000° С [Маракушев, 1980]. Исследования стекол пироксеновой системы показали [Бабушкин, Жунина, 1983], что степень микрогетерогенности растет с повышением содержания Cr_2O_3 до 2 мас. %, а введение в хромсодержащее стекло хлора приводит к расслаиванию жидкости. Максимальный эффект ликвационного расслоения наблюдался при концентрациях Cl 0,5 и 0,65 мас. % при содержании Cr_2O_3 1,85 мас. %. Введение в систему $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ дополнительных компонентов FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и летучих при $P_{\text{O}_2}=10^{-2}-10^{-8}$ атм снижает температуру плавления примерно на 275° С.

Помимо указанных компонентов расщеплению расплава на несмешивающиеся жидкости способствуют повышенные концентрации в нем MgO и K_2O [Анфилогов и др., 1981].

6.2. ЯВЛЕНИЯ СИЛИКАТНО-СИЛИКАТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ В ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТАХ И НЕКОТОРЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЮ В РАСПЛАВНЫХ СИСТЕМАХ

Механизм ликвационной дифференциации силикатных расплавов часто привлекается геологами для объяснения происхождения специфических сочетаний сосуществующих магматических пород, расслоенных интрузий в целом или отдельных горизонтов в них, изменчивости состава лавовых излияний и т. д. Считается, что несмешивающиеся расплавы могут возникать на стадии, предшествующей их излиянию, при внедрении; ликвация может происходить по мере занятия расплавом магматической камеры перед началом его раскристаллизации или осуществляться на поздней стадии кристаллизации — в остаточных расплавах. Начиная с 70-х годов интерес геологов к механизму ликвационной дифференциации резко возрастает. Если в предшествующий период публикации по этому вопросу были сравнительно редки, то теперь явление несмесимости приобрело большую популярность, несмотря на одновременно возросшее число критических замечаний по поводу петрогенетической роли процесса. К настоящему времени в геологической литературе описано много геологических объектов, механизм образования которых объясняется с позиций жидкостной несмесимости. Многие из них достаточно аргументированы фактическим материалом с экспериментальным подтверждением реальности процесса. Химический состав приводимых в различных работах сосуществующих жидкостей охватывает практически весь спектр магматических пород — от ультраосновных до кислых и щелочных.

В кислых лавах Средней Азии, Кавказа, Кузнецкого Алатау, Алтая, Дальнего Востока геологами неоднократно отмечалось неоднородное строение потоков, обусловленное присутствием различных по величине шаров и ленточных образований [Петрографические критерии. . ., 1963; Царев, 1979; и др.]. Природа этих образований рассматривалась как результат жидкостной несмесимости. Достоверность установленного механизма в ряде случаев подтверждалась сохранением стекловатого состояния как шаров, так и цементирующей их массы. Слипание шаров приводило к образованию неправильной формы выделений и вытянутых лент, создающих слоистое строение пород.

Данные по химическому составу шаров (сфероидов) и цемента кислых лав, в том числе игнимбритов, имеются в работе [Царев, 1979]. Различия шаров и матрицы обычно незначительны и выражаются главным образом более кремнистым составом первых по сравнению со вторыми и разными соотношениями в них щелочей. Иногда отмечаются случаи, когда цемент имеет более кремнистый состав, чем шары. Колебания SiO_2 в шарах и цементе происходят в диапазоне 84—58 мас. %, менее кремнистые разности встречаются редко. Разница в содержаниях SiO_2 между сосуществующими ликватами достигает 9—13 %, часто снижается до 2—3 %, а иногда практически отсутствует, и тогда различия проявляются в количествах других компонентов, чаще всего щелочей. Сопоставление особенностей строения и состава шаровых и ленточных расслоенных лав и игнимбритов из различных регионов позволило Д. И. Цареву [1979] выявить их сходство между собой и установить большую роль летучих при их формировании.

При выяснении возможных причин ликвационного расщепления кислых лав обращается внимание на обогащенность расплава летучими компонентами (F , H_2O). Это подтверждается находками внутри стекловатых шаров полостей, заполненных пневматолито-гидротермальными образованиями (флюорит, халцедон и др.). Расположение шаров в стекловатом цементе исключает наложенный характер этой минерализации [Петрографические критерии. . . , 1963].

В связи с проблемой происхождения игнимбритов большой интерес у геологов вызвала статья А. Стейнера [1963], в которой неоднородное сложение пород автор объяснял явлением несмесимости жидкостей в отличие от бытующего представления о них как пирокластических образованиях. А. А. Маракушев и Е. Б. Яковлева [1975] считают игнимбриты лавами (флюидопорфирами), формирование которых связано с ликвацией богатого летучими расплава. Позднее в Армении была обнаружена и описана необычная разновидность неспекшихся игнимбритов [Карапетян, 1986].

Существование ликвационных явлений в кислых лавах было подтверждено находками стекла в стекле из липаритов [Митрейкина, 1969]. Изучение под растровым электронным микроскопом визуально однородных стекол из кислых вулканогенных пород, в том числе и игнимбритов, показало, что они являются гетерогенными и имеют характерные капельные, червеобразные и полосовидные ликвационные структуры и переменный состав фаз [Короновский и др., 1976].

Интересные эксперименты с непосредственным наблюдением ликвации были описаны В. В. Авдоиным и др. [1979] при изучении многофазных включений в кварце из вулканогенных и субвулканических пород Алтая и Армении. Азональное, частично раскристаллизованное включение было представлено прозрачным стеклом, кристаллом и газовым пузырьком. В процессе нагревания при 940 °С произошло расплавление стекла, начавшее корродировать кристалл. При 1000 °С кристалл превратился в шарик жидкости, которая не смешивалась с ранее расплавленным стеклом до 1360 °С, когда произошла полная гомогенизация включения с растворением газового пузырька. Подобный эксперимент был проделан Н. Ф. Красовым и продемонстрирован серией микрофотографий, показанных на VII Всесоюзном совещании по термобарогеохимии во Львове.

Отрицая петрогенетическую роль ликвации, Д. С. Коржинский [1962] считал, что образование неоднородных вулканических стекол обусловлено смешением различных струй флюидальной магмы, которые разрываются в процессе движения, а «между различными типами магматических пород наблюдаются постепенные переходы вместо резкого расщепления, создаваемого ликвацией». М. А. Фаворская [Петрографические критерии. . . , 1963], обсуждая эти аргументы, справедливо отмечает, что в первом случае он затрагивает вопрос

морфогенеза, т. е. механизма образования шаров или капель из слоя или струи, но никак не проблему возникновения самих несмешивающихся жидкостей. Как отмечает цитируемый автор, утверждение второго тезиса неверно по существу, поскольку существование контрастных ассоциаций неоднократно описывалось в литературе. В связи с этим следует отметить, что теоретические расчеты и эксперименты показали возможность многократного расслоения флюидных расплавов с образованием ритмической слоистости, сходной с ленточной и флюидально-полосчатой текстурой липаритов, трахитов и фонолитов [Римкевич, 1985].

В базальтоидах повышенной щелочности, в лампрофирах, щелочно-ультраосновных породах и пикритах часто наблюдаются своеобразные глобулярные текстуры, обусловленные нахождением глобул полевого шпата, кальция и (или) анальцима в меланократовой матрице. Происхождение этих своеобразных пород обычно связывается с ликвацией [Drever, 1960; Ferguson, Currie, 1971; Попов, 1972; Марковский, 1976]. Глобулярная, оцеллярная, сфероидальная и прочие текстуры описаны также в лавах щелочных базальтоидов и спилитов. Наиболее полная информация по этому вопросу имеется в обобщении В. С. Попова [1972]. К этому типу образований, по-видимому, следует отнести неоднократно описанную в литературе известную в Забайкалье Амурскую дайку [Бородаевская, 1956], сложенную глобулами калишпата, располагающимися в гибридном порфире.

Подобные образования — глобулярные авгититы — нами наблюдались в пластовых телах щелочно-ультраосновных пород в районе оз. Орочи на севере Сибирской платформы. Породы состояли из округлых глобул калишпата с пироксеном, находящихся в свежем авгитите. Вокруг глобул тангенциально к ее поверхности располагаются тонкопризматические кристаллы пироксена [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985; см. Приложение II, табл. VII, з].

А. Филпотс и С. Ходгсон [Philpotts, Hodgson, 1968] изучили сиенитовые сферические обособления — оцелли — в камптонитах и провели эксперименты по моделированию возможного механизма образования этого сочетания пород. Плавление породы промежуточного состава под давлением воды позволило при охлаждении расплава до 1000 °С получить жидкости, по составу сходные с оцеллами и вмещающей их породой. Изучение глобулярных трахимелано-базальтов Камчатки [Марковский, 1976] выявило близость состава глобул базальтам, а вмещающей их массы — авгититам-анкарарамитам. Принимая это во внимание, автор приходит к выводу, что широко известная в различных регионах мира ассоциация этих пород может возникать, подобно несмесимости в глобулярных трахимеланобазальтах, в результате ликвации магмы.

Теоретические и экспериментальные исследования в связи с генезисом щелочных базальтовых магм показали, что расплав оливинового толеита в узком диапазоне температур при давлении 5—14 атм испытывает ликвационное расщепление на кислую и щелочную жидкости [Хитаров и др., 1973].

На протяжении многих лет в литературе обсуждается проблема генезиса андезитов. На основании петрографического и экспериментального материала по расщепленным породам типа вариолитов показано соответствие составов вариолей и их матрицы главным типам пород андезитовых серий: базальт-андезитовой и ферробазальт-исландитовой. Проведенные обобщения позволили предположить ликвационную природу сиалических пород андезитовых серий [Маракушев, 1983, 1984]. Изучение особенностей распределения петрогенных окислов в вариолитах и в сосуществующих породах базальт-риолитовых серий дало основание рассматривать их образование как результат ликвационного расщепления примитивной магмы промежуточного андезитового состава на расплавы основного и кислого состава [Хитаров, Пугин, 1983]. Экспериментально

это расслоение было подтверждено при давлении 5 кбар в интервале температур 1100—1200 °С.

Эксперименты по плавлению и закаливанию смеси ахондритового состава показали, что независимо от давления (от 1 до 1000 бар) происходит образование двух стекол, одно из которых по составу отвечает гранодиориту, а другое — пироксениту [Massion, K. van Groos, 1973].

Широко распространены в различных регионах мира продукты кислотно-основного расслоения, получившие генетическое обоснование в работах различных исследователей [Маракушев и др., 1979; и др.] как результат несмесимости жидкостей.

В базальтах офиолитовой формации Абитибиде в Канаде описаны округлые каплевидные и вытянутой формы обособления, которые располагаются в матрице кислых железистых исландитов, дацитов и липаритов [Gelinas et al., 1976]. В результате геологических наблюдений и петрохимических исследований совместно залегающие основные (базальты, гавайиты) и кислые (Na-трахиты, Na-риолиты и пантеллериты) вулканические породы Пантеллерии Сицилии рассматриваются как ликвационные образования [Lucido, 1982]. Сходную природу имеют описанные в этом же регионе в районе Сан-Стефано [Lucido, 1983] сфероидальные обособления кислого состава, которые, в свою очередь, включают мелкие базитовые сферулы. Эти исследования позволили автору высказать предположение, что находящиеся в этом районе крупные массы кислых пород имеют тот же ликвационный механизм образования. В интрузивном массиве Никоя, Коста-Рика в результате ликвации произошло образование ферродолеритов ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 26—30 %) с изометричными включениями гранофира с геденбергитом [Турнопов, Azema, 1984].

Эффект несмесимости расплавов привлекается для объяснения происхождения больших масс контрастных по составу пород крупных расслоенных интрузивов. Существуют представления о ликвационной природе ассоциации красных гранитов и серых габбро массива Дюлут, микропегматитов и норитов Седбери [Гинзберг, 1951], а также кремнистых пород типа гранитов, гранодиоритов, гранофира из кровельных частей расслоенных интрузий Скаергард, Бушвельд, Кирыка-Таас на Таймыре и многих других. Лучшим свидетельством в пользу ликвационного происхождения ассоциации гранофир—феррогаббро являются эксперименты, проведенные применительно к верхним частям интрузии Скаергард [McBirney, Nakamura, 1974]. Эти исследователи из расплава, по составу соответствующего породам верхних горизонтов массива, получили две жидкости, которые сосуществовали при практически одинаковых температурах ликвидуса и имели контрастные — железистый и кремнистый — составы.

Известно, что одним из основных условий для возникновения ликвации считается обогащенность расплава летучими компонентами. Этот же критерий является главным при формировании пегматитов, которые в качестве продукта кристаллизации флюидонасыщенного расплава можно считать широко распространенным и наиболее ярким проявлением отщепления богатого летучими расплава от сухого. Основные пегматоиды в трапхах как продукт ликвационной дифференциации впервые были рассмотрены А. П. Лебедевым [1957]. Позднее была показана возможность происхождения пегматитовых расплавов путем отделения их от аляскитовых магм на поздних этапах развития магматических очагов [Маракушев и др., 1979]. Накопление R, B, CO₂ в остаточных расплавах гранитного состава при участии щелочных металлов в качестве флюсующих добавок приводит к ликвационному расщеплению жидкости и формированию пегматитов [Глюк, Шмакин, 1986].

Существование несмесимости между силикатными (особенно щелочными) и солевыми расплавами (хлоридными, фторидными, карбонатными, фосфатными) показано экспериментальными работами [Фишер, 1954; Уилли, 1969;

Делицын и др., 1986; и др.), а в последнее время убедительно доказано на природном материале по включениям в минералах. Сосуществующие карбонатный и силикатный расплавы были изучены во включениях в апатитах из ийолитов Восточной Африки [Rankin, Le Bas, 1974], фосфатный и карбонатный — в альвюкитах Кайзерштуль, ФРГ [Sommerauer, Katz-Lehnert, 1985], а силикатный и фторидный, регенерирующий в карбонатный, — в кальцит-флюоритовых сегрегациях из меланфелинитов Монголии [Наумов и др., 1986]. Проведенные этими авторами термобарогеохимические исследования показали, что силикатный расплав при температуре 1200—1090 °С сосуществовал с фторидным. Понижение температуры жидкости было сопряжено с увеличением содержания в ней карбонатной составляющей, вплоть до образования самостоятельного карбонатного расплава при 920—600 °С. Увеличение содержания воды в расплаве приводило к переходу их в низкотемпературные (530—360 °С) рассолы.

Мнения о возможной ликвационной природе карбонатной жидкости неоднократно высказывались в литературе применительно к излившимся (эффузивным) и внедрившимся (интрузивным) породам. Одним из подтверждений существования карбонатитовой магмы являются современные лавовые излияния вулкана Олдоньи-Ленгаи в Танзании, температура которых составляла около 500 °С [Даусон, 1969]. Другие примеры — эффузивные карбонатиты Низких Гималаев Непала постплейстоценового возраста [Талалов, 1976] и карбонатитовый вулкан Керимаси неогенового возраста в Сев. Танзании [Mariano, Roedder, 1983]. Ликвационным расщеплением карбонатитового и силикатного расплавов объясняются проявления глобул и шпиров кальцита в дифференцированном силле анальцимовых базальтоидов Казахстана [Капустин, 1985]. Подобную природу имеют обособления палагонита, анальцима, карбоната в щелочных базальтоидах Южной Монголии [Фрих-Хар, 1984], кальцит-полевошпатовые включения в лампрофирах различных регионов мира [Попов, 1972] и др.

Многими исследователями неоднократно подчеркивалось, что ликвационное силикатно-солевое расщепление флюидонасыщенных расплавов является эффективным механизмом селективного концентрирования рудогенных элементов [Маракушев и др., 1979; Жариков и др., 1986; и др.] и в этом плане давно нашло отражение в генезисе рудных месторождений.

6.3. РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ПРИМЕР РУДНО-СИЛИКАТНОЙ ЛИКВАЦИИ

Как известно, механизм ликвации давно привлекается геологами для объяснения генезиса рудных месторождений. Возможность существования в природе фазового разделения силикатных и рудных (сульфидных, ферритных и др.) жидкостей имеет больше сторонников среди геологов, чем силикатно-силикатная несмесимость. В качестве ликвационных месторождений обычно рассматриваются сульфидные медно-никелевые, хромитовые, титаномагнетитовые, магнетитовые, апатит-магнетитовые, апатитовые и др. [Фишер, 1954; Шнейдерхён, 1958; Смирнов, 1969; Павлов и др., 1975; и др.].

Как показали исследования Г. Куллера и Х. Йодера, широко распространенное в базальтовых расплавах разделение несмешивающихся сульфидной и силикатной жидкостей происходит до начала кристаллизации магмы, иногда предшествуя даже кристаллизации оливина. Незначительная растворимость серы в сухих базальтовых расплавах затрудняет объяснение образования крупных месторождений. В связи с этим применительно к норильским месторождениям рудно-силикатная ликвация подразделяется на абиссальную и

гипабиссальную [Годлевский, 1959]. Отликировавшая в глубинных условиях сульфидная жидкость вместе с силикатной выносилась в современную камеру, где процесс расслоения, по-видимому, продолжался. Один из основных петрографических критериев, определяющих руды как ликвационные, — каплевидная форма сульфидных вкрапленников в габбро-долеритах. Слияние капель способствовало формированию шпиров, а гравитационный эффект приводил к образованию придонных залежей сплошных сульфидов. По имеющимся экспериментальным данным, растворимость серы в сухих расплавах составляет 0,15—0,35 %, а во флюидонасыщенных значительно возрастает с повышением температуры, основности расплава и с увеличением в нем содержания FeO, P₂O₅ и B₂O₃ [Жариков и др., 1986]. Кристаллизация флюидонасыщенных систем в отличие от сухих происходит при более низких температурах. Предполагается, что кристаллизация сульфидных руд норильских месторождений осуществлялась ниже 600 °С [Годлевский, 1959]. Большая роль летучих при формировании пород и руд норильских интрузий и их экзоконтактового ореола отмечалась всеми исследователями этих объектов, в том числе В. В. Золотухиным и др. [1975]. Детальная характеристика сульфидных руд норильских месторождений и обоснование их ликвационного генезиса приводятся в работе [Сульфидные. . . руды. . . , 1981].

Представления о ликвационном генезисе титаномagnetитовых руд ранее высказывались Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и А. Н. Заварицким, позднее они получили дополнительную геологическую аргументацию [Шабалин, 1984; и др.], термодинамическое обоснование [Павлов, 1983] и экспериментальное подтверждение [Мананков, Шарапов, 1985; и др.]. Наиболее убедительным природным доказательством существования рудной магмы являются магнетитовые лавы Эль-Лако, Чили [Старостин, Кудрявцева, 1973; и др.], Юго-Западного Алтая, СССР [Кузбный, Пономарев, 1982] и магнетитовые туфы Гималаев, Индия [Bassi, Chopra, 1984]. Интересно отметить, что в трапхах Зайсанской складчатой области общее содержание FeO + Fe₂O₃ в рудном базальте массивного сложения может достигать 65,9 мас. %, а P₂O₅ в шлаковом рудном базальте — 7,36 мас. % при сумме окислов железа 48,2 мас. % [Кузбный, Пономарев, 1982]. Средний состав рудоносного базальта, по данным этих авторов (мас. %): SiO₂ 22,16; TiO₂ 1,09; Al₂O₃ 12,97; Fe₂O₃ 46,31; FeO 5,90; MnO 0,86; MgO 1,86; CaO 3,87; Na₂O 0,11; K₂O 0,90; H₂O 0,60; п. п. п. 0,20; P₂O₅ 3,12.

Примером рудно-силикатной ликвации в трапхах северо-запада Сибирской платформы можно считать гематит-магнетитовые проявления из туфолаваовой толщи Железной речки (басс. оз. Хантайского), обнаруженные в 1939—1941 гг. И. А. Коровяковым и А. И. Корешковым. Рудные линзы мощностью 0,3—1,5 м здесь располагаются среди мандельштейнов. Магнетитовая минерализация неравномерно распределяется в породе, так что наряду с участками, имеющими равномерную небогатую вкрапленность, можно встретить участки, совершенно лишенные рудной фазы, со сгустковыми скоплениями магнетита, вплоть до сливных руд. Примечательно также то, что с магнетитовыми лавами здесь ассоциируют потоки карбонатитов и кварцевые жилы.

Ведущая роль ликвации в формировании хромитового оруденения установлена на основании геолого-петрографических данных [Павлов и др., 1975; Маракушев, 1980]. Наиболее впечатляющими и показательными в генетическом отношении являются своеобразные нодулярные (овоидные) и орбикулярные (шаровые) руды, встречающиеся в различных месторождениях мира. Некоторые геологи рассматривают текстуру этих руд как жидкость в жидкости и находят большое их сходство с каплевидными сульфидными рудами (типа норильских), отождествляя их происхождение. В хромшпинелидах нодулярных руд обнаружен целый ряд летучих компонентов (CO₂, H₂, P, S, N, Ar) — возможных

агентов ликвации. Температура декрепитации газовой-жидких включений в нодулах достигала 700 °С [Павлов и др., 1975].

Большой интерес представляют расслоенные интрузии, в которых оказываются совмещенными различные типы рудной минерализации — сульфидной, оксидной, самородной и др., как это имеет место в Бушвелде, Стиллуотере, а на Сибирской платформе — в массивах Талнах, Норильск-1, Имангда и др. Считается, что каплевидная форма сульфидных вкрапленников и проявления безрудных силикатных глобул в богатых хромшпинелидами пикритах норильских интрузий указывают на ликвационную природу оруденения [Генкин и др., 1979; и др.]. По данным этих исследователей, образование сульфидных вкрапленников хромшпинелидами свидетельствует о более раннем отделении сульфидного расплава от обогащенной хромом жидкости.

Наряду с проблемой рудных магм на протяжении многих лет в геологической литературе обсуждаются возможности существования фосфатных, карбонатных, сульфатных и других жидкостей, с которыми, как предполагается, связано образование некоторых месторождений, например апатитовых типа Хибинских, апатит-магнетитовых типа Кируны и т. д. Представления о ликвационной природе месторождения Кирунаваара высказывались И. Фогтом и П. Гейером. Одним из геологических доказательств этому являются многочисленные богатые магнетитом миндалины, напоминающие каплевидные сульфидные руды, и порфирировая структура сиенитов, указывающая на скоротечную потерю расплавом летучих компонентов и быстрое его затвердевание. О высокой насыщенности рудной магмы летучими свидетельствуют значительные пневматолито-гидротермальные преобразования пород рамы [Смирнов, 1969]. Р. Фишер [1954] проводит серию экспериментов на выявление поведения окислов железа в присутствии апатита и силикатов применительно к месторождениям типа Кируны и подтверждает реальность ликвационного механизма их образования. В дальнейшем Р. Филпотс [Philpotts, 1967] провел эксперимент по плавлению смеси диорита, магнетита и апатита (до 30 %) и получил три несмешивающиеся жидкости: силикатную, окисно-фосфатную и обогащенную фосфором.

С позиций ликвационной концепции образование апатитовых месторождений происходит при расслоении ийолит-уртитовой апатитоносной магмы на уртиты, которые находятся в нижней части магматического тела, и апатитовые руды, располагающие вверху [Делицын, 1985]. В противовес ликвационного механизма дифференциации для Хибинских месторождений выдвигается модель кристаллизационной дифференциации [Когарко и др., 1977]. На основании изучения системы фторапатит — нефелин — диопсид цитируемые авторы приходят к выводу, что магмы с нормативным апатитом (без избытка фосфора, фтора и других летучих компонентов) ликвационных явлений не обнаруживают. В связи с этим представляют интерес найденные на Луне [Roedder, Weiblen, 1970], в земных вулканических породах [Philpotts, 1982] и в описанных здесь траппах ликвационные высококальциевые фосфористые стекла.

Глава 7

ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В ТРАППАХ

7.1. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ БАЗИТОВОГО РАСПЛАВА В ГИПАБИССАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КАМЕРАХ

Первые экспериментальные данные и теоретические разработки, посвященные дифференциации базальтовой магмы, принадлежат Н. Боуэну, который установил, что в процессе дифференциации базальтовой магмы абсолютное

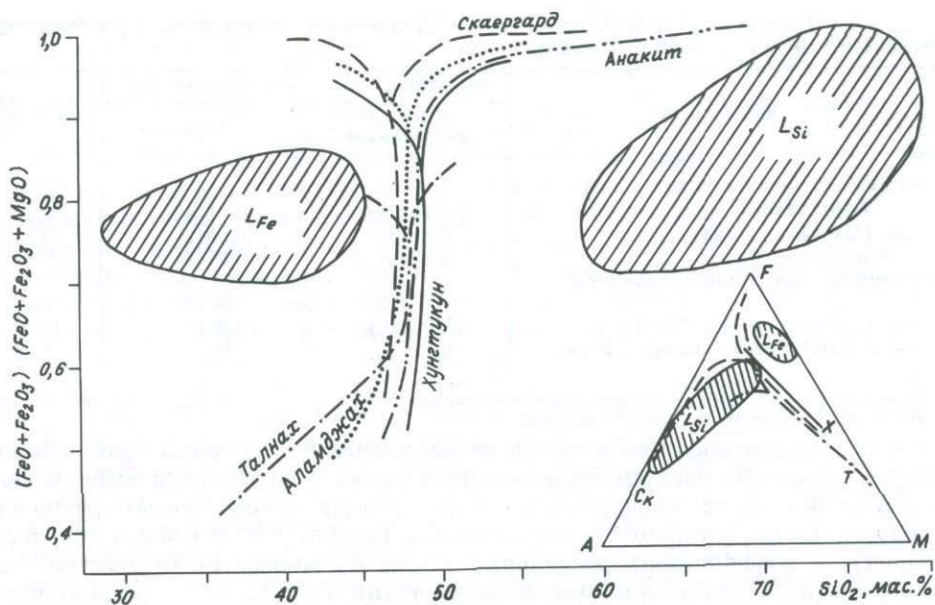
содержание железа в расплаве уменьшается, а отношение железа к магнию в ряду темноцветных минералов растет. К. Феннер выявил другой путь дифференциации, который ведет к абсолютному накоплению железа. Долгое время «путь Боуэна» и «путь Феннера» противопоставлялись друг другу, пока в работах Дж. Кеннеди не было указано на важную роль равновесия окислов железа и летучих компонентов (прежде всего воды). Выяснилось, что базальт с низким отношением FeO/Fe_2O_3 будет дифференцироваться по пути Боуэна с накоплением в остаточной жидкости кремнезема и щелочей, а с высоким значением FeO/Fe_2O_3 будет эволюционировать по пути Феннера с концентрацией железа в остаточной жидкости. В первом случае конечные продукты дифференциации по составу будут отвечать диориту — граниту, а во втором — феррогаббро. Согласно последующим работам А. Муана и Е. Ф. Осборна, большое влияние на выбор пути дифференциации оказывает то, что остается постоянным в ходе дифференциации — общий состав или парциальное давление кислорода. Результаты экспериментальных исследований и данные по природным базальтовым сериям Е. Ф. Осборн [Osborn, 1959] отобразил на диаграмме, которая связывает коэффициент фракционирования $K_{\phi} = (FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ и SiO_2 мас. % и которой геологи стали широко пользоваться для воссоздания путей дифференциации расплава.

Первые основополагающие исследования по траппам Сибирской платформы были опубликованы в 1936 г. В. С. Соболевым [1986], а в дальнейшем углублены и детализированы в многочисленных работах различных геологов, в том числе В. Л. Масайтиса [1958], М. Н. Годлевского [1959], В. В. Золотухина [1964], А. М. Виленского [1967] и др. Подавляющее большинство геологов разделяют мнение, что многообразие структурных и химических разновидностей траппов вызвано механизмом кристаллизационной дифференциации с гравитационным фракционированием.

Работами различных исследователей показано, что кристаллизация трапповых интрузий происходила по скаергардской схеме, которая характеризуется ростом железистости расплава в процессе дифференциации при незначительных вариациях содержания кремнезема. На заключительных этапах магматического процесса дифференциация при постоянном общем составе изменялась в сторону накопления железа в остаточной жидкости, а при постоянном парциальном давлении кислорода шла с накоплением кремнезема. Считается, что по феннеровскому пути дифференцировались многие интрузии, в том числе силлы ангарского и кузмовского комплексов, а в расслоенных интрузиях норильского типа ход дифференциации «скорее соответствует реакционному ряду Боуэна», но осложняется гравитационным фракционированием и действием летучих [Годлевский, 1967]. В кровле многих трапповых интрузий отмечаются крайние продукты дифференциации по феннеровскому и боуэновскому путям — соответственно в виде феррогаббро и гранофира. Для объяснения этого сочетания железистых и кремнекислых пород использовалась высказанная Е. Осборном мысль о том, что при изменении парциального давления кислорода расплав может изменить одно направление дифференциации на другое.

На ранее приводимых в геологической литературе диаграммах, связывающих $K_{\phi} - SiO_2$, пути дифференциации интрузий Скаергард, Аламджах, Анакит, Кирыка-Таас изображались воздымающейся вверх кривой, которая при высоких значениях K_{ϕ} поворачивала вправо и переходила в пологую ветвь с резко нарастающим содержанием SiO_2 [Золотухин, 1964]. На диаграммах АФМ направления кристаллизации этих интрузий также имели вид единой кривой, но уже изгибающейся в сторону накопления щелочей.

Принимая во внимание появившийся в последнее время богатый геологический материал по ликвационной дифференциации в кровле камер трапповых интрузий [Рябов, 1984; Рябов, Павлов, Лопатин, 1985; Рябов, Коненко, Красов,



Р и с. 7.1. Диаграммы железистость — SiO_2 и АФМ для пород и стекол некоторых траптовых интрузий Сибирской платформы.

1985], мы изменили традиционную рисовку путей дифференциации базитового расплава на этих диаграммах (рис. 7.1 и 3.4). Идущая в камерах траптовых интрузий кристаллизационная дифференциация на завершающих стадиях магматического процесса переходит в ликвационную дифференциацию, которая в различных массивах может осуществляться при различных значениях K_{ϕ} . На диаграмме $K_{\phi} - \text{SiO}_2$ переход кристаллизационной дифференциации в ликвационную отражается в расщеплении вариационной кривой в верхней части на два направления, одно из которых следует по пути накопления SiO_2 , а другое — уменьшения кремнезема и абсолютного увеличения содержания железа. На диаграмме АФМ кристаллизационный тренд также разделяется на две ветви, одна из которых ведет к накоплению щелочей, а другая — железа.

Дополнительным основанием для новой трактовки особенностей дифференциации расплава в магматической камере явились экспериментальные исследования А. Мак-Берни и Я. Накамуры [McBirney, Nakamura, 1974], которые применительно к Скаергарду показали возможность образования ассоциации феррогаббро и гранофира в результате ликвации. В траптовых интрузиях эта пара контрастных по составу пород не является большой редкостью, изучена в ряде интрузий и механизм ликвации с успехом может быть применен для объяснения особенностей их образования.

Допуская возможность ликвационного расщепления жидкостей, Н. Боуэн [Bowen, 1928] отмечал, что в таком случае в сосуществующих жидкостях температура ликвидуса и состав кристаллических фаз теоретически должны быть одинаковы. В связи с этим, Э. Реддер (Роддер) [1983] указал на то, что составы кристаллических фаз из различных ликватов практически не соответствуют друг другу из-за ряда кинетических явлений, связанных с особенностями неравновесной кристаллизации. Между тем экспериментально установленная устойчивость коэффициентов разделения химических элементов между мафическими и сиалическими несмесимыми жидкостями [Watson, 1976] позволяет использовать эту закономерность и вытекающие из нее следствия для

Таблица 7.1. Коэффициенты фракционирования и разделения по железистости в сосуществующих стеклах и породах трапловых интрузий

Объект исследования	Коэффициент фракционирования (K_{ϕ})		$K_{\text{д}} = \frac{K'_{\phi}}{K''_{\phi}}$
	L_{Fe} , феррогаббро, ферродиорит	L_{Si} , гранофир	
Ликвационные стекла			
Хунгтукуна	0,76 (36)	0,81 (49)	0,94
Аламджах [Масайтис, 1958]	0,81 (3)	0,95 (2)	0,85
Анакит [Ревердатто, 1963]	0,84 (1)	0,94 (2)	0,89
Кузьмовский тип интрузии [Структуры. . ., 1976]	0,83 (15)	0,93 (22)	0,89
Скаергард [Уэйджер, Браун, 1970]	0,93 (10)	0,96 (6)	0,97
Эксперимент [McBirney, Nakamura, 1974]	0,99	0,91	1,09

Примечание. В скобках указано количество использованных анализов. K'_{ϕ} — железистое стекло, феррогаббро, K''_{ϕ} — кремнистое стекло, гранофир.

выяснения и подтверждения возможной ликвационной природы сравниваемых пар сосуществующих раскристаллизованных пород. Теоретически мафическая и сиалическая жидкости, образующиеся в результате ликвационного расщепления, должны иметь одинаковую железистость ($f = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ или K_{ϕ} — для пород), а коэффициент разделения f или K_{ϕ} между ними должен быть равным единице. Практически диапазон значений K_{ϕ} у L_{Fe} и L_{Si} ликвационных стекол действительно сходен, и на диаграмме $K_{\phi} - \text{SiO}_2$ поля этих стекол по величине K_{ϕ} располагаются в одном интервале (см. также рис. 3.4). При рассмотрении частных анализов сосуществующих стекол оказывается, что K_{ϕ} и $K_{\text{д}}$ у них колеблются и железистость сиалического стекла выше, чем мафического. В раскристаллизованных сосуществующих феррогаббро и гранофирах рассчитываются довольно устойчивые значения K_{ϕ} и $K_{\text{д}}$ (табл. 7.1).

7.2. ФАКТОРЫ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Известно, что несмешиваемые жидкости возникают в тех случаях, когда в изменившихся физико-химических условиях первоначально однородная жидкость становится неустойчивой и, стремясь перейти в стабильное состояние, расслаивается на устойчивые в создавшейся обстановке фазы. Ликвационная ситуация в расплавах появляется по целому ряду причин, среди которых прежде всего повышение давления летучих или падение общего давления при подъеме магмы с глубины, понижение температуры изначально однородного расплава или изменение состава расплава в результате начавшейся кристаллизации. Чтобы получить представление о возможных причинах возникновения ликваии в трапловых интрузиях, рассмотрим некоторые предопределяющие ее петрологические аспекты.

Внедрившийся в современную (гипабиссальную) камеру магматический расплав на границе с вмещающими породами образует корочку закала. Сопутствующие магме флюиды и растворенные в ней летучие по мере закристаллизации расплава отделяются от него и в силу гравитационного эффекта стремятся в кровельные части силлов, где накапливаются и образуют флюидонасыщенные зоны. Мигрирующие вверх флюиды помимо каталитического участия в реакциях выполняют важную транспортную роль в перераспределении различных химических компонентов внутри магматического тела. В этом плане большое значение имеет возможность избирательного выщелачивания и переноса таких рудогенных компонентов, как Cu, Ni, Co, Cr, платиноиды и т. д. В частности, в качестве переносчиков платиновых металлов известен ряд элементоорганиче-

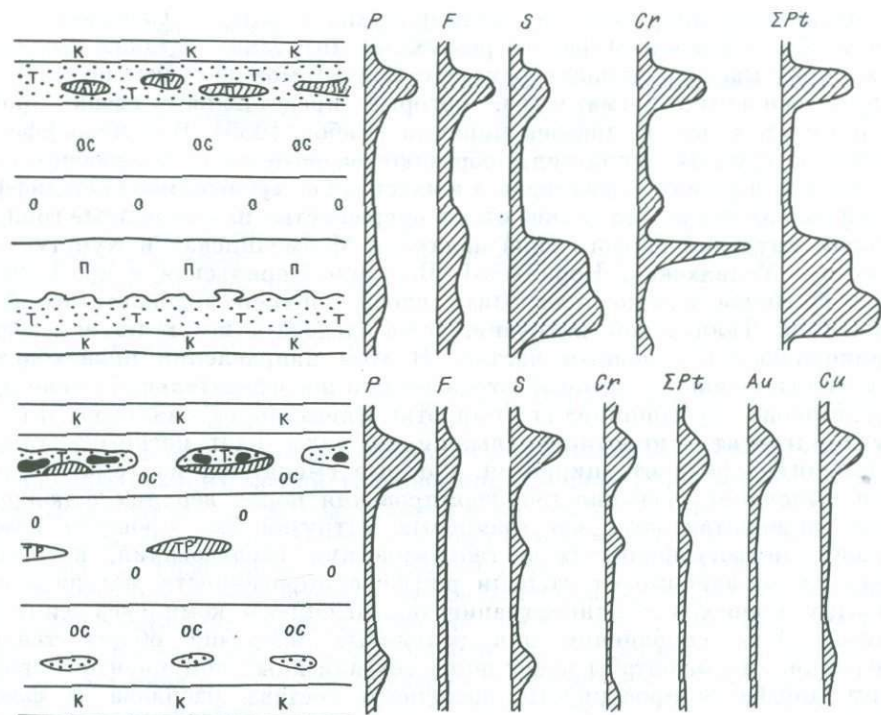
ских соединений, например тетраметилплатина $Pt(CH_3)_4$ [Слободской, 1981]. Состав и объем флюидной фазы в различных интрузиях, а также в отдельных частях одного массива сильно варьируют. Об этом можно судить по распространности основных пегматоидов, которые представляют собой продукты флюидно-магматической дифференциации [Рябов, 1986]. В слабодифференцированных интрузиях пегматоиды образуют разрозненные линзообразные или округлые тела различных размеров, а в массивах с глубоко зашедшей дифференциацией разрозненные тела сливаются в прерывистые или сплошные горизонты. Примером интрузий первого типа являются Маймечинская и Хунгтукунская, а второго — Талнахская, Норильск-1, Восточно-Норильская и др. Изменение состава флюидов можно проследить вдоль верхней эндоконтактной зоны протяженной Талнахской интрузии, если следовать вверх по ее восстанию от прикорневых к головным частям. В этом направлении происходит рост окисленности флюидов, который отражается в последовательной смене рудных парагенезисов: хромшинелид+пирротин+пентландит+халькопирит переходит в магнетит+пирротин+халькопирит, далее идет магнетит+халькопирит+галенит+сфалерит±пирротин, которые сменяются на гематит+пирит.

Для выяснения особенностей формирования пород верхних флюидонасыщенных эндоконтактных зон траптовых интрузий был проведен комплекс минералого-петрографических и геохимических исследований, которые показали, что независимо от степени дифференцированности массивов в этих горизонтах происходит концентрация определенного комплекса химических элементов. При сохранении для различных интрузий общих тенденций дифференциации масштабы накопления тех или иных компонентов зависят от степени дифференцированности, исходного состава расплава и флюидов, положения изученного разреза в протяженном теле магматической колонны (фронтальная, средняя или прикорневая части) и т. д. Не углубляясь в петрологию всего разнообразия траптовых интрузий, остановимся лишь на характеристике двух типов расслоенных массивов: полнодифференцированном (на примере Талнаха) и слабодифференцированном (на примере Хунгтукуна).

На рис. 7.2 приведены схематизированные вариационные диаграммы некоторых химических элементов в разрезе интрузий с различной дифференцированностью. Из графиков видно, что для талнахского типа разрезов существуют верхний и нижний максимумы накопления элементов, а для хунгтукунского — верхний и не для всех компонентов — нижний. Масштабы накопления элементов, как правило, на Талнахе выше, чем на Хунгтукуне, за исключением железа, а верхний максимум может быть больше нижнего.

Считается, что проявление нижнего максимума в дифференцированных интрузиях обусловлено кристаллизационной дифференциацией с гравитационным фракционированием ранних кристаллических фаз. Для Талнахской интрузии нижний концентрационный максимум по MgO связан с пикритовыми габбро-долеритами, а приуроченность к этому горизонту пород хромшинелидов и сульфидного оруденения обуславливает повышенные количества S , Cr , FeO , TiO_2 , цветных и благородных металлов. Некоторое накопление фосфора здесь связано с апатитом, а фтора — с биотитом, большая часть которого приходится на верхнюю часть пикритов и вышележащие биотит-оливиновые габбро-долериты. Повышенные концентрации бора связаны с плагиоклазом основных пегматоидов — такситов и лейкогаббро [Анастасенко, 1973].

В Хунгтукунской интрузии в приподошвенных частях отмечается незначительное увеличение содержания фосфора, бора и серы, связанных с локально встречающимися здесь такситами. В средней части разреза спорадически проявляются маломощные прослои и линзы пикрит-троктолитов и такситов с сульфидной минерализацией, которые дают максимум по железу, магнию, сере и рудогенным компонентам [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985].



Верхние концентрационные максимумы указанных на рис. 7.2 компонентов в норильских интрузиях отмечались в работах различных исследователей [Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Рябов, Якоби, 1981; Рябов, Цимбалит, Якоби, 1982; Рябов, 1984; и др.]. Эти экстремумы связаны с горизонтом пестрых по составу пород, обычно выделяемых в так называемые верхние такситы. Среди этих пород наблюдаются габбро-долериты с переменным количеством оливина от безоливиновых до пикритовых, даже оливиниты, и различные типы основных пегматоидов — равномерно-зернистые (лейкогаббро-троктолиты) и неравномерно-зернистые (такситы).

По химическому и минералогическому составам верхние пикриты и такситы идентичны приодошвенным разновидностям этих пород [Иванов и др., 1971; Рябов, 1984]. Верхние пикриты сложены субидiomорфными или изометричными округлыми зернами оливина Fe_{20-26} (25—60%), образующими сегрегационную или порфировую структуру, короткопризматическими кристаллами плагиоклаза битовнит-лабрадоритового состава, клинопироксеном (Fs_{10-16}) и хромшпинелидом. Сульфиды образуют каплевидную и интерстиционную халькопирит-пирротинию вкрапленность с пентландитом. Верхние такситовые габбро-долериты имеют характерные для атакситов пород норильских интрузий структурно-текстурный рисунок и вещественный состав. Оливин, как правило, образует гранулы, скопления гранул до крупных обособлений гранобластовых агрегатов и отдельные скелетные кристаллы лапчатой формы. Состав оливинов изменяется от Fe_9 до Fe_{32} , причем минимальную железистость имеют гранулы. Плагиоклаз встречается в виде мелких и средних призмочек и таблиц битовнит-лабрадоритового состава, а клинопироксен (Fs_{7-17}) — крупных пойкилокристаллов и скоплений гранобластовых агрегатов зерен. Особенностью верхних такситов в отличие от нижних является присутствие в них хромшпине-

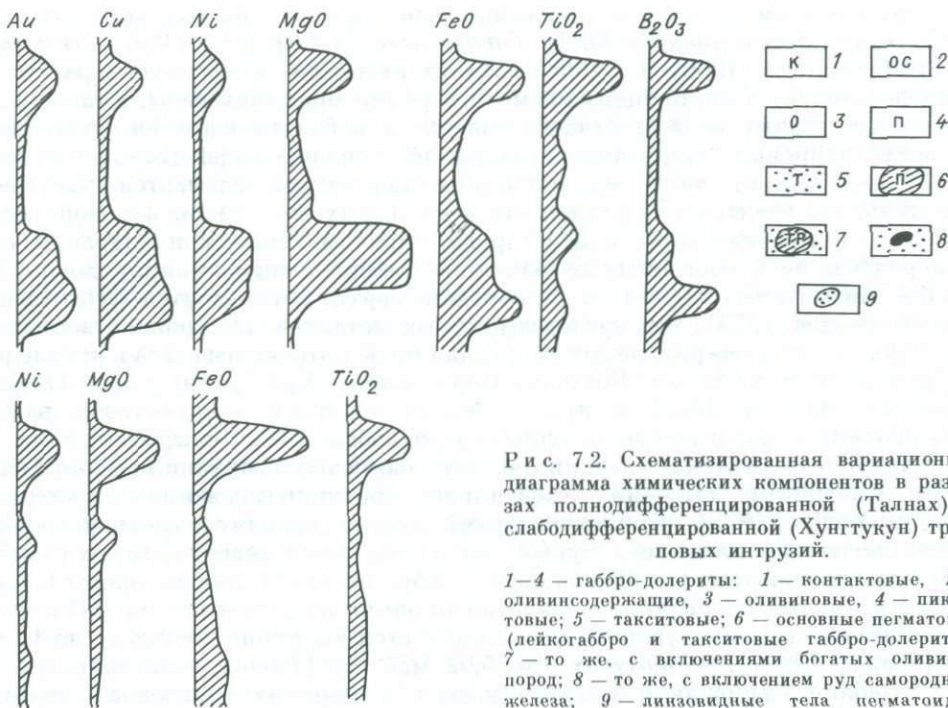


Рис. 7.2. Схематизированная вариационная диаграмма химических компонентов в разрезах полнодифференцированной (Талнах) и слабодифференцированной (Хунгтукун) трапповых интрузий.

1—4 — габбро-долериты: 1 — контактовые, 2 — оливинсодержащие, 3 — оливиновые, 4 — пикритовые; 5 — такситовые; 6 — основные пегматоиды (лейкогаббро и такситовые габбро-долериты); 7 — то же, с включениями богатых оливином пород; 8 — то же, с включением руд самородного железа; 9 — линзовидные тела пегматоидов. Вверху — Талнах, внизу — Хунгтукун.

лидов переменного состава [Рябов, 1984]. В нижних такситах они отсутствуют вообще. Количество хромшпинелидов широко варьирует от долей процента до 30—40 %, участками до 60 % и даже до сливных обособлений (табл. XII). Содержание окиси хрома достигает 10 мас. %. Формы проявления хромшпинелидов из кровли интрузии очень сходны с описанными в нижних пикритах [Генкин и др., 1979], однако встречаются они не только в одноименных породах, но также в бедных оливином и безоливиновых габбро-долеритах.

В породах верхних эндоконтактных зон хромшпинелиды образуют мелкую сыпь зерен в основной массе породы, которая встречается в зернах плагиоклаза, пироксена, биотита, амфибола. В оливине и раннем плагиоклазе включения хромита обычно отсутствуют. Свообразие хромитоносных пород заключается в проявлениях шарообразных или слегка уплощенных глобул, лишенных рудного компонента (табл. XII). Граница глобул всегда резкая, а состав изменяется в зависимости от вмещающей породы. В оруденелой матрице безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах можно встретить сфероиды с лучистым срастанием пироксена и плагиоклаза или однородный пироксеновый наполнитель, в пикритах — округлые включения плагиоклаза, биотита, светло-зеленого амфибола порознь или вместе, в лейкогаббро — шарики с бурым биотитом и т. д. Шарики часто бывают обрамлены каймой хромшпинелида или бесхромистой зеленой шпинели, и больше никаких окисно-рудных минералов ни в матрице, ни внутри шариков не наблюдается. Интересным типом пород являются рудные лейкогаббро, которые сложены плагиоклазом с богатой сыпью хромшпинелида, другие минералы составляют не более 7—10 % объема породы. Это своеобразные хромитовые плагиоклазиты (анортозиты).

Существование верхнего геохимического максимума концентрации сульфидов (серы), меди и никеля в трапповых интрузиях геологам известно давно.

Сведения об этом имеются уже в первых работах, посвященных месторождению Норильск-1, в том числе у М. Н. Годлевского [1959], Г. Б. Роговера [1959], М. Ф. Смирнова [1966] и в более поздних статьях и монографиях различных исследователей. К настоящему времени верхний максимум серы, а также часто связанных с нею меди и отчасти никеля и кобальта известен практически во всех трапповых интрузиях с различной степенью дифференцированности. Последняя влияет лишь на масштабы накопления элементов. Интересно отметить, что в интрузиях ангарского и аланджахского типов, а в Норильском районе — в массиве горы Зуб и других максимальные концентрации серы приурочены не к обогащенным оливином габбро-долеритам приподожвенных частей магматических тел, а к породам верхних горизонтов [Нестеренко, Альмухамедов, 1973]. Что касается цветных металлов, то основной концентрат меди — халькопирит, реже самородная медь, которая известна в кровле ряда интрузий, в том числе Восточно-Норильской, Хунгтукун, горы Озерной, Джалтул, Хининдинской и др., а никель связан с пентландитом распада в пирротине и магнетитовом оливином, а кобальт — с сульфидами.

Накопление титана в верхних частях трапповых интрузий связано с породами, имеющими высокий коэффициент фракционирования [Нестеренко, Альмухамедов, 1973]. Концентраторами титана являются главным образом титаномagnetит, ильменит, бурый пироксен, количество которых заметно возрастает в породах типа феррогаббро, габбро-пегматит, габбро-диорит по сравнению с габбро-долеритами, лежащими ниже по разрезу интрузии. В верхних зонах норильских интрузий TiO_2 накапливается в хромшпинелидах (до 12 мас. % [Рябов, 1984]), в биотитах (до 5,92 мас. % [Рябов, Золотухин, 1977]).

Высокие содержания окислов железа в верхних горизонтах интрузий обычно объясняются кристаллизацией расплава по феннеровскому пути дифференциации. В породах это проявляется повышением содержания окиснорудных и сульфидных минералов, порою вплоть до рудных концентраций. Высокие количества магнетита до образования рудных феррогаббро известны в интрузиях ангарского и кузьмовского комплексов [Годлевский, 1967; Соболев, 1986; Структуры. . ., 1976] и в Скаергарде [Уэйджер, Браун, 1970], повышенная концентрация сульфидов и хромшпинелидов — в интрузиях Талнах, Норильск-1, Восточно-Норильская, так что в породах верхних горизонтов ряда трапповых интрузий имеет место абсолютное накопление железа, сопровождающееся истощенными железом породами, крайними представителями которых являются гранофиры и лейкогаббро.

Повышенные содержания пятиоксида фосфора в верхней эндоконтактной зоне Талнахской интрузии вызваны увеличением количества апатита в этом горизонте пород. В отдельных случаях содержание минерала может достигать 3 % объема породы, а участками до 7—10 %. В ассоциации с апатитом находятся сульфиды, амфибол, кислый плагиоклаз, кальцит и палагонит. Кристаллы апатита, как правило, имеют короткопризматический облик и изобилуют включениями (табл. XII). Содержание P_2O_5 в таких породах составляет 2,3 мас. %. В габбро-диоритах и призматически-зернистых габбро-долеритах Талнаха величина окисла нередко превышает 1 мас. %. В интрузии Тулаек-Таас, считающейся ветвью Талнаха, P_2O_5 достигает 1,78 мас. %, в интрузиях Хуколдысэkit и горы Пикритовой — 1,4 мас. % и т. д. Повышена фосфористость обычно в пегматоидных разностях пород, располагающихся в прикровельных частях массивов. Наконец, необходимо упомянуть о самостоятельном типе высокофосфористых интрузий трахидолеритов, широко распространенных на северо-западе Сибирской платформы. Количество P_2O_5 в них довольно устойчиво: 1,5 мас. % при $TiO_2=3,4$ мас. % и $FeO+Fe_2O_3=15,3$ мас. % (см. табл. 1.1), т. е. в этом типе пород сочетаются повышенные содержания компонентов, благоприятствующих ликвации.

Носителями фтора и хлора в траппах служат апатит, биотит, амфибол, а в породах ближнего экзоконтакта интрузий — везувиан, апофиллит и флюорит [Рябов, Золотухин, 1977]. В соответствии с распределением этих минералов в разрезах интрузий находятся области накопления галогенов. В отдельных участках верхних эндоконтактовых зон количество биотита достигает 3—5%. Биотизация накладывается на метаморфизованные породы экзоконтакта, показывая тем самым, что галогены находились в магматическом расплаве и в дальнейшем были вынесены при изменении физико-химических параметров состояния флюидно-магматической системы и консолидации массива.

В связи с возможным участием в магматическом и постмагматическом процессах до сих пор остается до конца не выясненным вопрос об обнаруженных нами и в дальнейшем изученных геологами рудника «Комсомольского» мощных залежах хлористого натрия (галита) в экзоконтактах Талнахской интрузии [Рябов, Соколова, 1970]. Между тем изучение состава газово-жидких включений в силикатных и рудных минералах Талнаха показало, что главным анионом минералообразующих растворов является хлор [Аплонов, Москалюк, 1978].

Дифференциация расплава в магматической камере приводит к накоплению фтора и бериллия на уровне кларковых содержаний к завершающим стадиям магматического процесса, причем в сосуществующих феррогаббро-гранофировых ассоциациях F накапливается в железистых производных, а Be — в кремнекислых [Альмухамедов, Петров, 1978].

Концентрация бора в траппах, как правило, незначительна, среднее содержание, по данным указанных авторов, составляет $32 \cdot 10^{-4}$ %. Тем не менее участие бора в процессе дифференциации расплава подтверждается более высокими его содержаниями в пегматоидах по сравнению с породами расслоенной серии. Эта же закономерность установлена при сопоставлении бороносности плагиоклазов из различных разновидностей траппов [Анастасенко, 1973]. Накопление бора происходит в постмагматический этап, о чем можно судить по появлению самостоятельных минералов бора и обогащенных этим элементом силикатах. Среди них известны датолит, турмалин, везувиан [Рябов, Золотухин, 1977], которые встречаются во внешнем ореоле интрузий, в аполитивных метасоматитах и гидротермальных прожилках.

В слабодифференцированных интрузиях величины верхних концентрационных геохимических максимумов по ряду компонентов значительно ниже, чем в полнодифференцированных, но минералы-концентраторы тех или иных элементов здесь остаются в основном прежними. Особенности геохимии слабодифференцированных интрузий приводятся в работах [Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Архипова, 1975; Олейников, 1979]. Кроме того, некоторое представление о них можно получить из материалов по Хунгтукунской [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985] и Маймечинской интрузиям. Своеобразие этих интрузий заключается лишь в широком развитии восстановленных форм металлов (самородные, интерметаллиды, карбиды и т. д.) в отличие от окисно-рудных и меньшем — сульфидных, которые описаны в подавляющем большинстве других массивов.

Фосфор и фтор в этих массивах фиксируются в стеклах и апатите, сера — в сульфидах, хром и титан — в шпинелидах, ильмените и пироксенах, цветные и благородные металлы в самородной форме и в виде изоморфных примесей в железе, сульфидах, карбидах, оксидах [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985; Старицкий, 1965; Самородное металлообразование..., 1985]. Одной из причин, обусловившей преимущественно самородную форму проявления рудогенных металлов, по-видимому, является дефицит серы в составе флюидов, связанных с Хунгтукунской интрузией в отличие от Талнаха, и высоковосстановительный их характер в отличие от окислительного — в верхних зонах интрузий Кузьмовского комплекса.

Специально следует остановиться лишь на верхнем концентрационном

максимуме по MgO . Максимум с различной величиной накопления окисла установлен нами во многих трапповых интрузиях, а ранее отмечался А. П. Лебедевым [1955] для траппов Тунгусской синеклизы. Интерес к этому явлению вызван тем, что в верхней эндоконтактовой зоне слабодифференцированной Хунгтукунской интрузии обнаружены высокомагнезиальные породы, вплоть до пикритов ($MgO=21,03$ мас. %) в то время как ниже по разрезу наиболее основные породы имеют 9—12,5 мас. %, а максимальное содержание окисла — 13,93 мас. % — определено в маломощной линзе в центральной части массива [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985]. Пикриты в кровле слабодифференцированных интрузий представляют собой исключительное явление, чаще здесь и в других массивах наблюдаются троктолитовые или такситовые габбро-долериты, по магнезиальности сопоставимые с нижними дифференциатами. С позиций кристаллизационной дифференциации образование верхних пикритов, как и верхнего максимума по MgO , не находит удовлетворительного объяснения и требует иного подхода к решению этого вопроса. Это касается верхних пикритов и такситов как Хунгтукуна, так и Талнаха, которые по особенностям проявления и структурно-текстурным признакам имеют большое сходство.

Необходимо упомянуть о большом участии углерода в магматическом процессе. К сожалению, об этом мы можем судить только косвенно, по находкам углеродсодержащих фаз в магматических породах. Однако и в этом случае широкий диапазон PT -условий кристаллизации этих фаз исключает возможность однозначного толкования их природы. Исследования особенностей поведения несвязанного углерода в породах трапповой формации показали повсеместную углеродную зараженность пород независимо от мощности магматических тел, их морфологии, глубины залегания и удаления от контакта [Лебедев, 1957; Нестеренко, Альмухамедов, 1973]. Определения различных углеводородов, C , CO , CO_2 из включений в минералах неоднократно описывались в геологической литературе. В талнахских сульфидных рудах, по данным Г. И. Кавардина, Г. А. Митенкова, графит является одним из наиболее распространенных минералов, особенно в черных медистых рудах [Рябов, Золотухин, 1977]. Находки кристаллического графита описывались на контакте трапповых даек с туфогенными породами, в прикровельной части интрузии Норильск-I и Анакит. В Средне-Дудинской интрузии причудливо ветвящиеся прожилки графита секут кальцитовые линзы, расположенные среди гранофиоров кровли интрузии. О флюидно-магматической природе углеродсодержащих фаз в траппах, по-видимому, свидетельствуют также своеобразные долериты, основная масса которых сложена карбонатом [Нестеренко, Альмухамедов, 1973], часто встречающиеся в базальтах антракониты и, наконец, месторождения исландского шпата.

Экспериментальные исследования жидкостной дифференциации, проведенные Н. И. Безмеином [1984] применительно к расслоенным интрузиям норильского типа и Печенги, позволили установить, что ликвационное расщепление пикритового расплава на базитовую и гипербазитовую жидкости происходит при добавлении во флюидную фазу углеродсодержащих газов и сильных кислот HF и HCl .

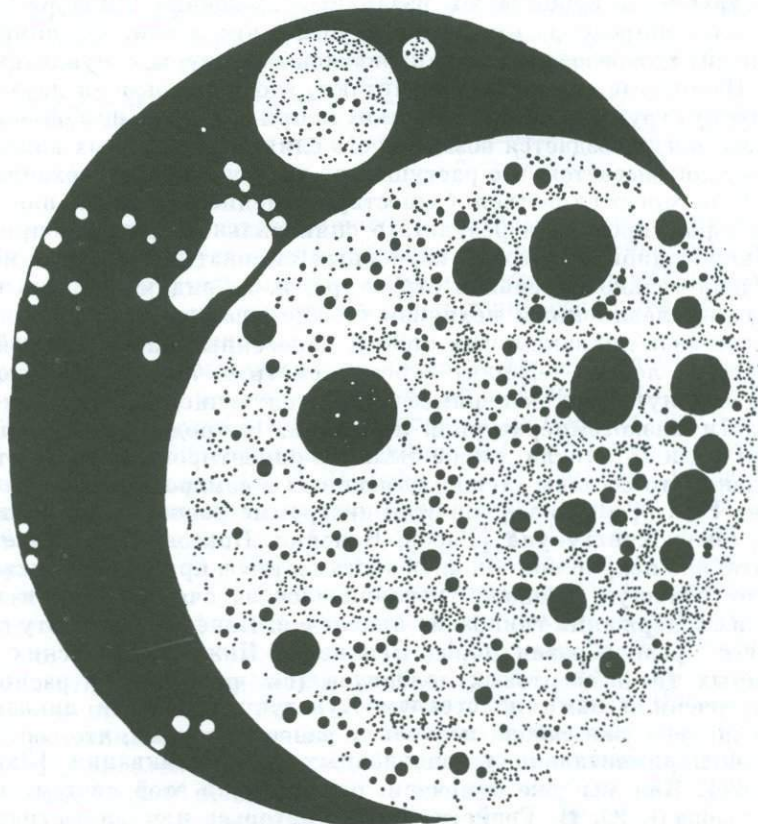
Изучение газовой фазы в габбро-долеритах, содержащих вкрапленность самородного железа, показало, что главными компонентами в них являются $CH_4 + H_2$ [Рябов, Павлов, Лопатин, 1985; Самородное металлообразование. . ., 1985], а примесь углерода в расплаве понижает температуру его кристаллизации [Рамдор, 1962].

Исследования, проведенные Г. Д. Холландом, показали, что понижение парциального давления кислорода, т. е. усиление восстановительных свойств флюидов, в базальтовых расплавах с $10^{-3}—10^{-5}$ до 10^{-10} кбар приводит к понижению температуры ликвидуса магмы и увеличению растворимости в ней флюидов [Маракушев и др., 1979].

7.3. ОСОБЕННОСТИ ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В СТЕКЛАХ И РАСКРИСТАЛЛИЗОВАННЫХ ПОРОДАХ

Как выяснилось из геохимических исследований, становление траптовых интрузий сопровождалось накоплением в их верхних эндоконтактных зонах целого комплекса летучих и рудогенных химических элементов, которые обусловили обособление флюидонасыщенного расплава и дальнейшее расщепление его на несмешивающиеся жидкости. Ведущую роль в этом процессе сыграли повышенные концентрации активных агентов ликвации, таких как P, F, S, B, Fe, Ti, Cr.

Судя по особенностям проявления ликвационных стекол, возникновение несмешиваемых жидкостей происходило по мере того, как создавалась благоприятная для расслоения ситуация, в частности когда в определенных *PT*-условиях в результате флюидного переноса достигалась необходимая критическая концентрация в расплаве химических компонентов — агентов ликвации. Начальный размер капель мельчайшей эмульсии одной жидкости в другой, по данным петрографических наблюдений, по-видимому, не превышал 1 мкм. Дальнейшая коалесценция тонкодисперсных выделений жидкости одного состава приводит к появлению мелких шариков, при слиянии которых образуются более крупные капли (рис. 7.3). Значительная разница между плотностями несмешивающихся



Р и с. 7.3. Зарисовка глобулы с ликвационными стеклами из включения в самородном железе Хунгтукуна. Светлое — силикатное стекло, черное — мафическое.

жидкостей усиливает гравитационный эффект разделения расплавов, в результате чего даже в одной глобуле можно увидеть участки, обогащенные одной из жидкостей. Увеличение размера капель снижает силу поверхностного натяжения и благоприятствует слиянию их в более крупные выделения расплюсченной линзовидной формы, которые в дальнейшем могли формировать слои.

Объем ликвидующих фаз зависит прежде всего от состава исходного расплава: в высококремнистом будет преобладать сиалический ликват, а в малокремнистом — мафический. В результате коалесценции и гравитационного фракционирования объем капель одной фазы в другой может широко варьировать, затушевывая их первоначальное соотношение. Это подтверждается различной насыщенностью L_{Si} матрицы шариками L_{Fe} стекла, которые хорошо видны на приводимых в Приложении II микрофотографиях и зарисовках табл. 2.1. Этим же эффектом, по-видимому, объясняется нахождение в одном случае шариков L_{Fe} стекла в матрице L_{Si} , а в другом, наоборот, в матрице L_{Fe} находятся шарики L_{Si} стекла.

Известно, что среди ликвационных стекол различаются два основных типа микроструктур: капельная, в которой одна фаза непрерывна, а другая замкнута, и двухкаркасная, где обе фазы непрерывны. В исследованных нами силикатных стеклах наблюдается только первый тип, а в рудных жидкостях α -Fe-вюститовых и раскристаллизованных губчатых вюстит-фаялитовых (табл. X, XI) можно встретить фрагменты второго типа. Относительно причин возникновения той или иной структуры существуют различные суждения [Мазурин, Роскова, 1974]. Наиболее широко распространено убеждение в том, что спинодальный распад приводит к образованию двухкаркасной структуры, а нуклеационный — капельной. Некоторые специалисты считают, что непрерывная двухкаркасная (типа губчатой) структура может возникнуть при значительном объеме нуклеирующей фазы, когда создается возможность слияния отдельных капель. В противовес этому доказываем, что растущие по диффузионному механизму капли (см. рис. 7.3) не могут сливаться. Существует мнение, что капельная структура может быть сформирована в результате спинодального распада при незначительном объеме одной из фаз. В изученных силикатных стеклах из траппов нами встречена только капельная структура, и, по-видимому, есть основание предполагать нуклеационный механизм ее образования.

Точки составов ликвационных стекол, нанесенные на псевдотройную диаграмму в системе лейцит—фаялит—кремнезем (рис. 7.4, а), образуют шлейф, согласный с вытянутостью экспериментально полученной Э. Реддером (Роддер) [1954] области низкотемпературной ликвации. Конноды, соединяющие сосуществующие L_{Fe} и L_{Si} стекла, также были бы ориентированы вдоль этого поля. Ранее показано, что составы стекол, описанных в самородном железе о. Дisko, Гренландия [Bird et al., 1981], на этой диаграмме располагаются вперемешку с точками стекол Хунгтукуна [Рябов, Коненко, Красов, 1985]. В отличие от экспериментально полученного поля область составов природных ликвационных стекол имеет большую площадь, увеличиваясь за счет смещения в сторону более высоких содержаний глинозема и щелочей. Нанесенные на эту диаграмму составы всего разнообразия пород Верхне- и Нижне-Талнахских интрузий и субщелочных титан-авгитовых долеритов (см. рис. 7.4, б) расположились во вновь очерченной нами по стеклам Хунгтукуна области ликвации. Этот момент сам по себе уже важен, поскольку ранее считалось, что составы пород далеки от экспериментально установленных полей ликвации [Заварицкий, Соболев, 1961]. Как мы уже отмечали, диаграмму в этой системе координат ранее использовали Ю. В. Грейг и Д. П. Григорьев для иллюстрации своих выводов.

Мафические и сиалические стекла, проанализированные в различных частях одной глобулы и в различных глобулах, имеют сравнительно устойчивый

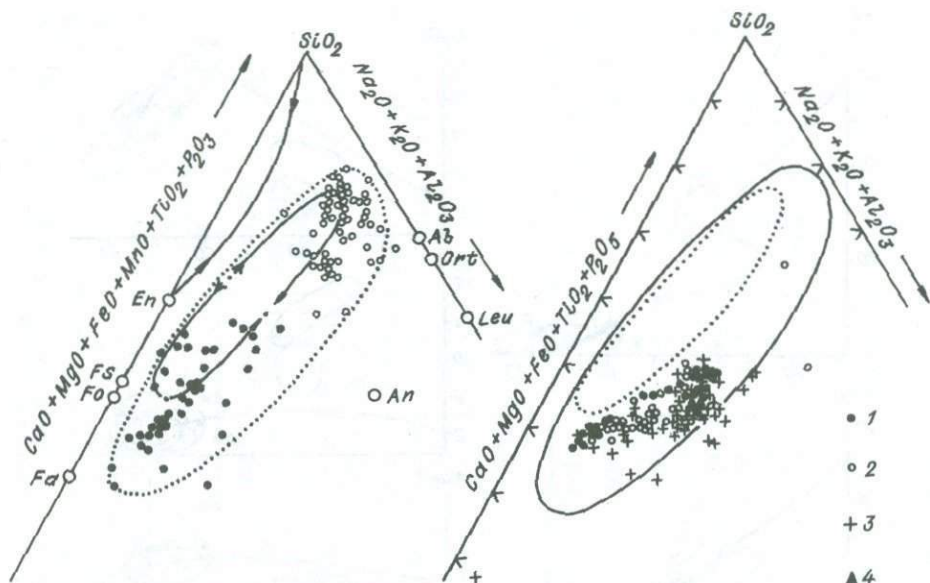


Рис. 7.4. Псевдотерная диаграмма для ликвационных стекол и пород траптовых интрузий. а — стекла в трапах: 1 — сиалические, 2 — мафические. Сплошной линией ограничены области стабильной ликвации по Грейгу, Реддеру и Уейблену; пунктиром ооконтурено поле распространения ликвационных стекол в трапах. б — на фоне области низкотемпературной ликвации (пунктирная линия) и поля составов ликвационных стекол из трапов показаны составы пород Верхне-Талнахской (1) и Нижне-Талнахской (2) интрузий, ВЗЭ этих массивов (3) и силлов титанавгитовых долеритов (4).

химический состав, а встречающиеся некоторые anomальные отклонения, вероятно, могут быть обусловлены субмикроскопической неоднородностью стекол. В связи с рудогенетическими вопросами и возможными масштабами накопления отдельных химических элементов в стеклах интересно отметить экстремальные содержания в них отдельных окислов.

Среди породообразующих стекол были встречены глобулярные рудно-силикатные обособления, в составе которых определено (мас. %): TiO_2 17,5—18,0; FeO 52—61. Х. Наслунд экспериментально установил, что в системе $FeO-Fe_2O_3-KAlSi_3O_8-SiO_2$ расплав при высоком P_{O_2} может содержать до 80 % окислов железа [Э. Реддер, 1983]. В мафических разностях ликвационных стекол из трапов максимальные содержания окислов достигают (мас. %): TiO_2 10,86; FeO 39,19; CaO 18,48; P_2O_5 12,5; MgO 9,3 и MnO 3,36. Существуют стекла, в которых сумма TiO_2 , FeO , CaO и P_2O_5 составляет 56,4 мас. % (ан. 33, см. Приложение I, табл. 4). Высокие концентрации Al_2O_3 встречаются в стеклах с кристаллическими фазами и без них. В стеклах ГС значение окисла достигает 18,16 мас. %, в ГК — 17,4, а в ИС — 18,88 мас. %. Наиболее кремнистыми являются стекла ГК, имеющие до 80,5 мас. % SiO_2 и ИС — до 99,33 мас. % окисла, т. е. практически до чистого кварцевого стекла. Накопление отдельных химических компонентов в несмешивающихся жидкостях происходит в результате последовательно протекающей при падении температуры многоступенчатой ликвации. Нам представляется, что обособление железорудной жидкости повлекло за собой формирование истощенного железом остаточного расплава с относительно резко возросшим содержанием остальных химических компонентов. Возникшее в этой остаточной жидкости пересыщение отдельными компонентами стало причиной и толчком для кристаллизации высокомагнезиальных и высококальциевых фаз, вплоть до формирования пород типа пикрит-

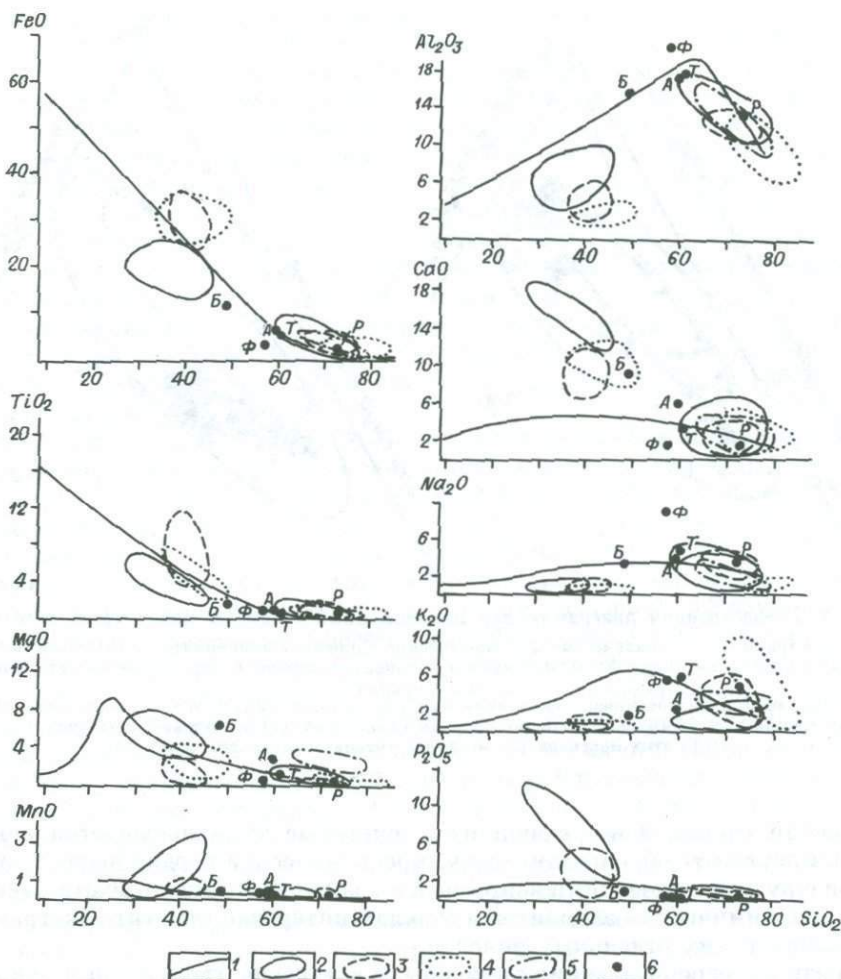


Рис. 7.5. Сводная окисловая диаграмма на основе кремнезема для некоторых природных стекол. 1 — породообразующие стекла траппов; 2 — ликвационные стекла в траппах; 3 — то же, в различных земных вулканогенных породах [Philpotts, 1982]; 4 — то же, в базальтах Луны [Roedder, Weiblen, 1970]; 5 — тектиты [Чао, 1966]; 6 — состав пород по Дэли: А — андезит, Б — базальт, Р — риолит, Т — трахит, Ф — фonoлит.

троктолитов, шпинель-меллилитовых и существенно плагиоклазовых лейкогаббро.

Для сопоставления химического состава ликвационных стекол из траппов с подобными образованиями из вулканогенных земных пород и базальтов Луны была построена окисловая диаграмма на базе SiO_2 (рис. 7.5); средние составы стекол сведены в табл. 7.2. Для сравнения на диаграмме нанесены точки средних составов типичных представителей пород по Дэли: базальта, фonoлита, андезита, трахита и риолита. Сплошной вариационной линией показано направление изменения состава породообразующих стекол, а ограниченные различными обозначениями овалы соответствуют ликвационным стеклам из различных пород. Поля, расположенные слева, на каждом графике отвечают мафическим стеклам, а справа — сиалическим. Исключением являются тектиты, которые, как известно, не имеют мафических антиподов. Поле тектитов нанесено на сводную диаграмму, чтобы показать их близость составам кремнекислых

Т а б л и ц а 7.2. Средний состав ликвационных стекол из пород различного состава, мас. %

Компонент	Траппы		Толитовые базальты [Philpotts, 1982]		Андезиты [Бабанский и др., 1985]		Андезито- дациты [Красов, Клок- кьятти, 1979]		Щелочные базальты [Philpotts, 1982]		Базальты Луны [Roedder, Weiblen, 1971]		Тек- титы [Чао, 1966]
	L_{Si}	L_{Fe}	L_{Si}	L_{Fe}	L_{Si}	L_{Fe}	L_{Si}	L_{Fe}	L_{Si}	L_{Fe}	L_{Si}	L_{Fe}	L_{Si}
	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x} (δ)	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x} (σ)	\bar{x} (σ)	\bar{x} (σ)	\bar{x} (σ)	\bar{x}
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>n</i>	49	36	16	15	2	2	11	12	5	4	33	6	—
SiO ₂	71,68(5,6)	41,66(6,4)	73,30(1,7)	41,5(2,6)	74,6	41,38	68,42	48,47	65,4(3,8)	37,1(2,9)	75,4(2,9)	44,1(5,4)	73,87
TiO ₂	0,62(0,4)	2,94(1,7)	0,80(0,3)	5,8(1,6)	0,73	9,09	1,55	4,33	1,0(0,2)	8,2(3,4)	0,52(0,1)	4,0(2,4)	0,76
Al ₂ O ₃	13,69(2,4)	8,24(2,4)	12,1(0,9)	3,7(1,2)	12,48	3,84	8,10	2,85	13,9(1,6)	5,1(1,1)	11,5(1,6)	3,0(0,7)	12,69
FeO	3,59(2,4)	17,92(3,2)	3,2(1,4)	31,0(4,0)	1,75	27,08	7,26	21,45	4,0(1,2)	28,9(2,1)	2,5(1,1)	30,6(3,3)	4,36
MnO	0,14(0,1)	1,31(0,9)	0,0(0,0)	0,5(0,1)	0,01	0,56	0,06	0,60	0,0(0,0)	0,5(0,2)	—	—	0,10
MgO	0,86(0,9)	5,80(1,8)	0,0(0,0)	0,9(0,8)	0,26	7,52	1,92	6,60	0,5(0,6)	1,9(0,4)	0,26(0,2)	2,1(1,1)	2,18
CaO	3,24(2,0)	13,34(2,7)	1,8(0,9)	9,4(1,1)	1,40	9,28	2,84	9,68	2,3(1,2)	8,7(2,3)	1,8(0,9)	10,7(1,6)	2,23
Na ₂ O	1,52(1,3)	0,79(0,6)	3,1(0,9)	0,8(0,5)	0,30	0,39	2,33	1,90	4,0(0,9)	1,1(0,5)	0,37(0,3)	0,13(0,1)	1,38
K ₂ O	1,83(1,8)	0,51(0,7)	3,3(1,6)	0,7(0,5)	3,50	0,43	2,84	0,93	4,9(2,2)	1,6(1,0)	6,5(2,4)	0,26(0,1)	2,28
P ₂ O ₅	0,39(0,6)	6,77(2,8)	0,07(0,12)	3,5(1,2)	—	—	—	—	0,5(0,4)	3,4(3,1)	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,00	0,04	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	97,56	99,28	97,67	97,8	95,03	99,57	95,32	96,81	96,5	96,5	98,85(2,3)	94,89(4,1)	99,84
FeO/(FeO+MgO)	0,81	0,76	—	0,97	0,87	0,78	0,79	0,76	0,89	0,94	0,91	0,94	0,67
	<i>Нормативный состав по CIPW, мас. %</i>												
Ap	0,88	15,69	0,16	8,11	—	—	—	—	1,16	7,88	—	—	—
Il	1,18	5,58	1,52	11,02	1,39	17,26	2,94	8,22	1,90	15,57	0,99	7,60	1,42
Ort	10,81	3,01	19,50	4,14	20,68	2,54	16,78	5,50	28,96	9,46	38,41	1,54	13,47
Ab	12,86	6,68	26,23	6,77	2,54	3,30	19,72	9,48	33,85	9,31	3,13	1,10	11,68
An	13,59	17,43	8,47	4,44	6,95	7,46	3,25	—	5,50	4,25	8,93	6,83	11,06
C	4,23	—	0,32	—	5,65	—	—	—	—	—	0,58	—	3,90
Ns	—	—	—	—	—	—	—	1,54	—	—	—	—	—
Di	—	3,83	—	17,11	—	32,62	9,21	4,68	2,29	14,64	—	40,60	—
Hu	8,08	42,99	4,56	41,48	2,67	31,70	10,98	29,16	5,75	28,50	4,38	33,52	12,38
Ol	—	—	—	—	—	4,69	—	—	—	6,90	—	—	—
Q	45,90	4,08	36,90	4,75	55,15	—	32,43	2,24	17,10	—	42,43	3,70	45,92
№ Pl	50	71	23	38	72	68	13	0	13	30	73	85	47

дериватов ликвационных стекол и возможность их земного происхождения. Здесь же отчетливо видно, что поля составов сиалических стекол из различных вмещающих пород перекрываются и тем самым показывают их большое сходство между собой. Некоторое исключение представляют повышенная магнезиальность тектитов (MgO 2,18 мас. %) и более высокие калиевость и кремнекислотность стекол Луны по сравнению со всеми другими.

Мафические стекла из сравниваемых групп пород имеют сходные тенденции изменения химического состава, которые проявляются по перекрытию полей. Наряду с этим для некоторых компонентов отмечаются довольно значительные различия, что можно видеть по разобщению полей составов стекол. Это наиболее отчетливо проявляется для FeO , количество которого в L_{Fe} стеклах из траппов заметно ниже, чем в одноименных ликватах из других пород. Сходная тенденция имеет место у TiO_2 . Содержания CaO , P_2O_5 , MnO и Al_2O_3 , наоборот, оказываются наиболее высокими в мафических стеклах из траппов.

При сравнении числового материала по средним составам мафических стекол обращает на себя внимание, как правило, более высокое содержание FeO (21,45—31,0 мас. %) и TiO_2 (4,0—9,09 мас. %) во всех типах пород по сравнению с траппами, где количества этих окислов соответственно составляют 17,92 и 2,94 мас. %. В L_{Fe} стеклах из траппов, наоборот, имеют место более высокие содержания MnO (1,31 мас. %), CaO (13,34 мас. %), P_2O_5 (6,77 мас. %), чем в одноименных ликватах из вулканогенных пород, у которых величины окислов изменяются соответственно в диапазонах 0,5—0,6; 8,7—10,7; 3,4—3,5 мас. %.

Составы сиалических производных ликвационных стекол при большом общем сходстве имеют существенные различия по щелочным окислам. Средние содержания Na_2O в стеклах по убыванию выстраиваются в ряд (мас. %): 4,0—3,1—2,33—1,52—1,38—0,37*. Этому порядку значений соответствуют вмещающие эти стекла породы: щелочные базальты—толеиты—андезито-дациты—траппы—тектиты—базальты Луны. Ранжировка кремнекислых стекол по количеству K_2O имеет вид (мас. %): 6,5—4,9—3,5—3,3—2,84—2,28—1,83. Сиалические ликвационные стекла с этими содержаниями K_2O находятся соответственно в ряду пород: базальты Луны—щелочные базальты—андезиты—толеиты—андезито-дациты—тектиты—траппы. Как можно заметить, между содержаниями щелочей в L_{Si} стеклах и вмещающих их пород намечается определенная зависимость.

Коэффициенты разделения петрогенных окислов между мафическими и сиалическими стеклами из сравниваемых групп пород имеют единую закономерность (табл. 7.3) и полное соответствие с известными экспериментальными данными [Watson, 1976; и др.]. У всех пород отношение кремнезема, глинозема и щелочей между мафическими и сиалическими стеклами меньше единицы, а для других окислов $K_d > 1$. Исключение составляет K_d для Na_2O стекол из андезитов, на возможной причине которого мы уже останавливались.

Как уже отмечалось, теоретически общая железистость ($f = FeO / (FeO + MgO)$) в сосуществующих несмешиваемых жидкостях должна быть одинакова, а коэффициент разделения между ними по этому показателю равен единице. Чтобы проследить зависимость между коэффициентами f в сосуществующих L_{Fe} и L_{Si} стеклах, была построена диаграмма (рис. 7.6). На нее нанесены результаты частных анализов сосуществующих стекол ГС и ГК (см. Приложение I, табл. 4, 5) и средние составы по данным табл. 7.2. В стеклах из траппов значения

* Содержание Na_2O в андезитах [Бабанский и др., 1985], по-видимому, недоопределено, отсюда при различных расчетах и на графиках с участием щелочей их поведение порою необычно и поэтому в ряде случаев мы их исключили из рассмотрения. В статье цитируемых авторов имеется только два определения Na_2O : 0,14 и 0,47 мас. %, в то время как в стеклах из аналогичных пород [Philpotts, 1982] определено 2,1 мас. % окисла.

Таблица 7.3. Коэффициенты разделения петрогенных окислов (K_D) между ликвационными стеклами из пород различного состава (L_{Fe}/L_{Si})

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	f
Траппы	0,58	4,74	0,60	4,99	9,36	6,74	4,12	0,52	0,28	17,36	0,94
Толейтовые базальты	0,57	7,25	0,31	9,69	—	—	5,22	0,26	0,21	50,00	0,97
Андезиты	0,55	12,45	0,31	15,47	56,00	28,92	6,63	1,30	0,12	—	0,90
Андезито-дациты	0,71	2,79	0,35	2,95	10,00	3,44	3,41	0,82	0,33	—	0,96
Щелочные базальты	0,57	8,20	0,37	7,23	—	3,80	3,78	0,28	0,33	6,80	1,06
Базальты Луны	0,59	7,69	0,26	12,24	—	8,08	5,94	0,35	0,04	—	1,03

Примечание. Расчет произведен по данным табл. 7.2. $f = FeO / (FeO + MgO)$.

f изменяются от 0,7 до 1,0, а K_D между L_{Fe} и L_{Si} варьирует от 0,8 до 1,2 с наибольшей частотой в пределах 0,9—1,0. Появление одиночных кристаллитов в ликвационных стеклах не оказывает ощутимого влияния на состав стекол, в то время как значительная их раскристаллизация приводит к понижению величины K_D . Об этом можно судить по расположению сосуществующих L_{Fe} и L_{Si} стекол в глобулах с кристаллитами (ГК), помещенных на рисунке. Два нижних треугольника с низким K_D отвечают составам стекол, обогащенных кристаллитами.

В шлейф точек стекол из траппов ложатся средние составы стекол из андезитов и андезито-дацитов. Точки из щелочных и толейтовых базальтов Земли и Луны показывают высокие значения f и K_D , близкий к единице. Вариационная линия ликвационных стекол из траппов полого наклоняется к горизонтальной оси с устойчивым отклонением тренда в сторону понижения K_D . Это говорит о том, что в сосуществующих ликватах железистость сиалических стекол выше, чем мафических. Подобная ситуация характерна и для сосуществующих пар пород феррогаббро — гранофир из различных интрузий (см. табл. 7.1). Устойчивое отклонение K_D от единицы, вероятно, вызвано различной активностью окислов железа в жидкостях с высоким (L_{Fe}) и низким (L_{Si}) его содержанием. Можно заметить, что различие между стеклами и породами по f (K_{Φ}) заключается и в более низких абсолютных значениях этого показателя у первых по сравнению со вторыми. В сосуществующих стеклах L_{Fe} и L_{Si} значения этого коэффициента 0,76 и 0,81, а у сосуществующих пород из различных массивов значения K_{Φ} меняются, составляя для феррогаббро интервал 0,81—0,93, а для гранофиров — 0,93—0,96. Эту закономерность можно проследить также на диаграмме K_{Φ} — SiO_2 (см. рис. 7.1), где видно, что поля ликвационных стекол Хунгтукуна по величине K_{Φ} находятся

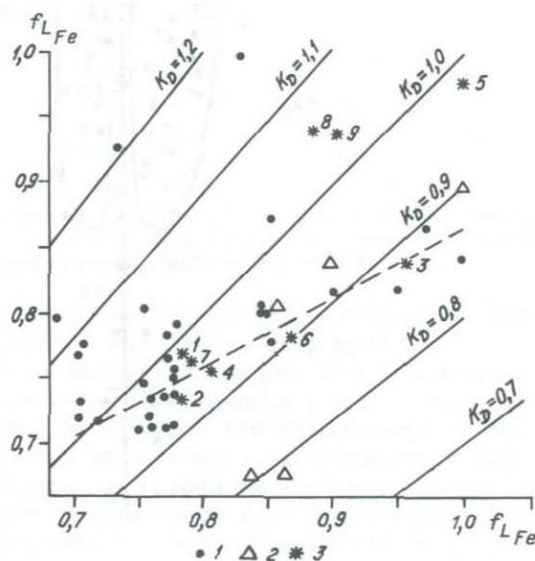
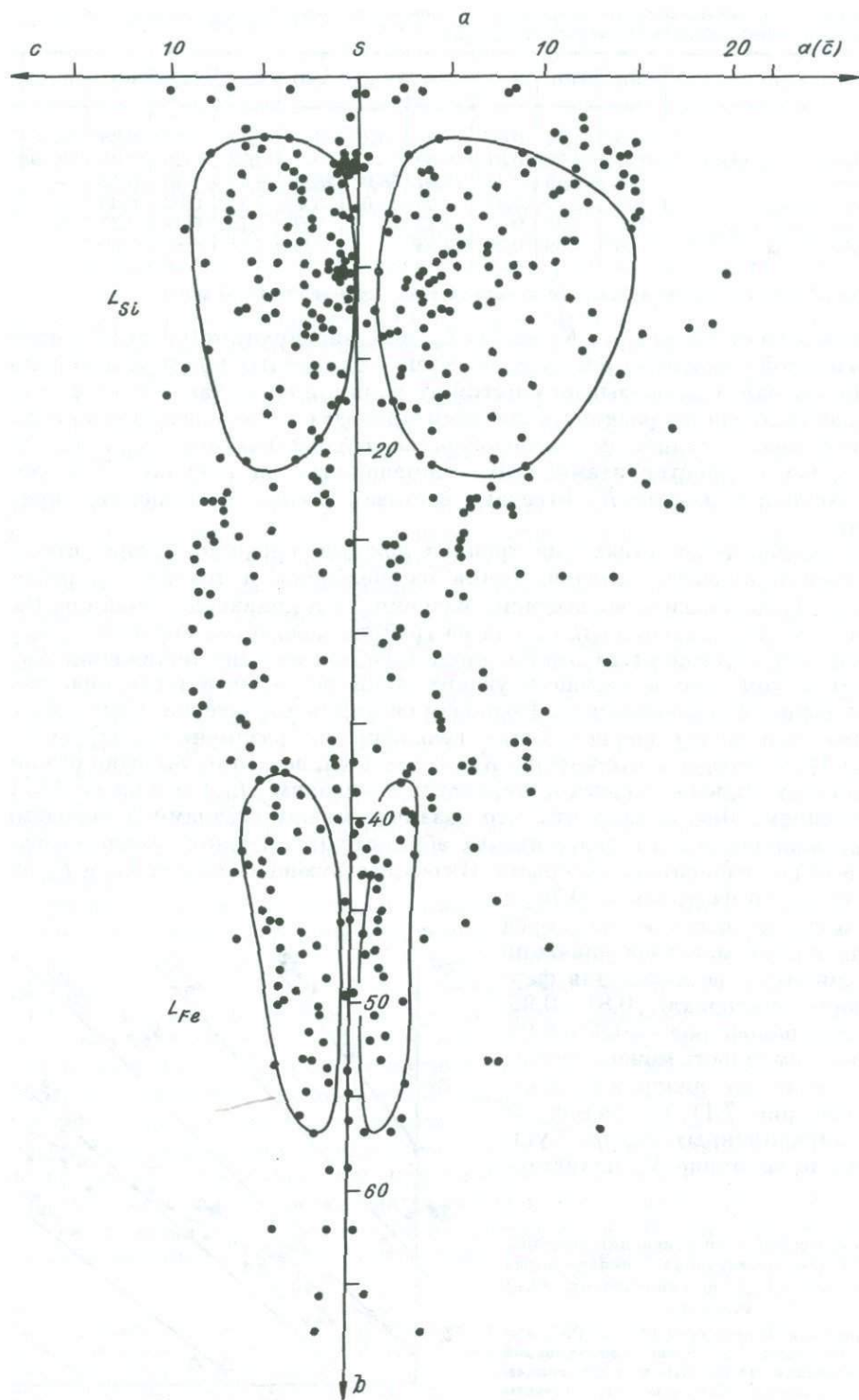


Рис. 7.6. Особенности изменения железистости в сосуществующих ликвационных мафических (L_{Fe}) и сиалических (L_{Si}) стеклах.

1, 2 — стекла в траппах (1 — ГС, 2 — ГК); 3 — стекла из пород различной формационной принадлежности (табл. 7.1 и 7.2): траппы (1—4), толейтовые базальты (5), андезиты (6), андезито-дациты (7), щелочные базальты (8), базальты Луны (9).



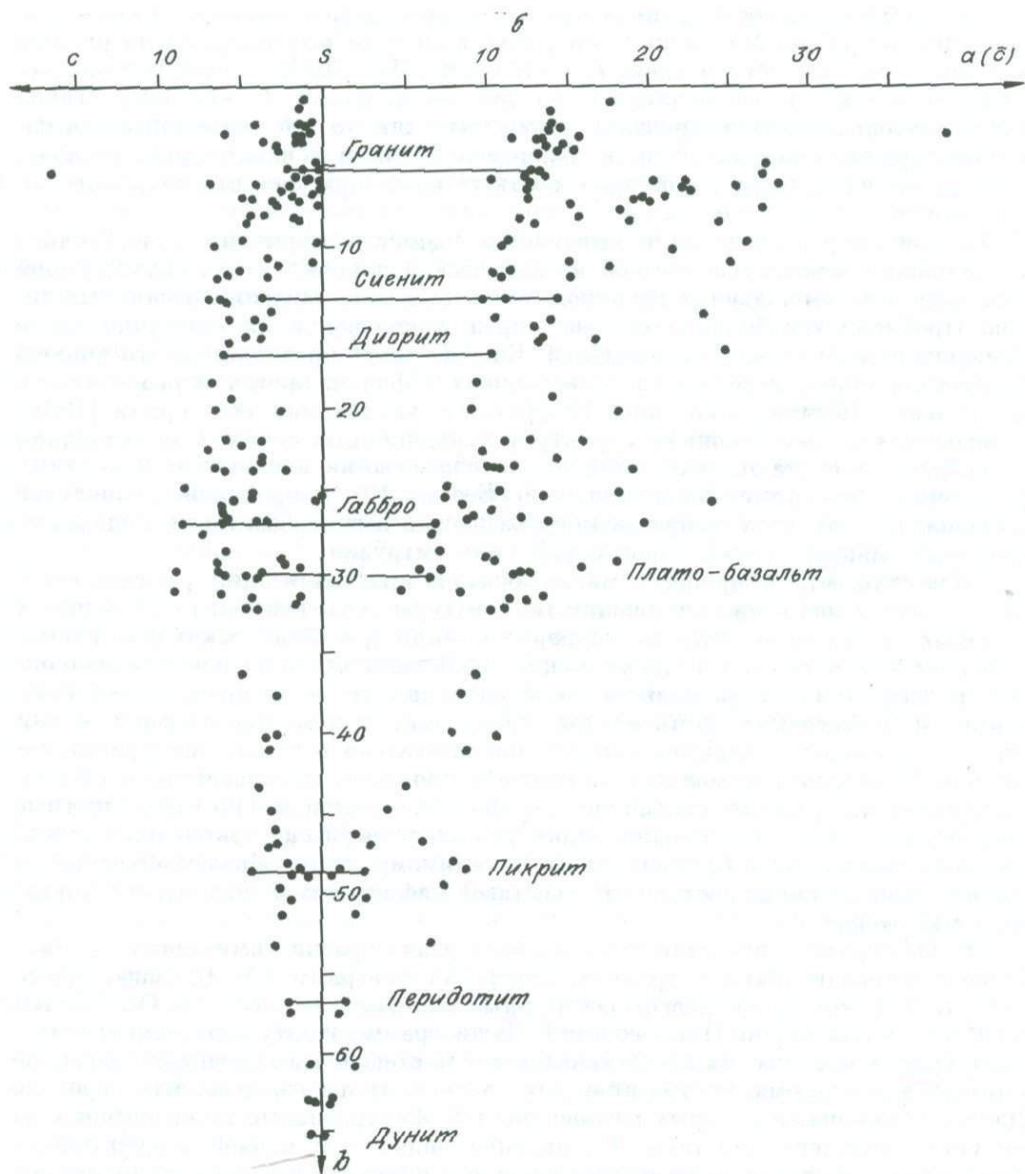


Рис. 7.7. Диаграмма А. Н. Заварицкого для стекол из траппов (а) и главных типов изверженных пород по Дэли (б). Ограничены поля распространения ликвационных стекол. Горизонтальными линиями соединены фигуративные точки основных типов магматических пород.

ниже вариационных линий, которые после разветвления образуют феррогаббровый и гранофировый тренды у Аламджаха, Анакита и Скаергарда.

При изучении материалов по стеклам возникают два интересных и важных в генетическом плане вопроса. Сопоставление ликвационных стекол из пород различной формационной принадлежности показало, что химические составы их сиалических производных практически идентичны, а мафических — тоже близки между собой, за исключением L_{Fe} стекол из траппов, которые отличаются от других прежде всего более низким содержанием FeO. Если учесть, что в сравниваемой группе ликвационных стекол богатые рудные скопления из-

вестны только в связи с трапповыми, то можно сделать вывод о двухэтапной ликвации расплава. Магматический расплав сначала расслаивался на рудную и силикатную жидкости по схеме $L_{исх} \rightarrow L' + (Me, MeS, MeO)$, а затем истощенная железом жидкость расщеплялась на две силикатные: $L' \rightarrow L_{Fe} + L_{Si}$. Такая последовательность формирования несмешиваемых жидкостей подтверждается находками рудных шариков как в мафических, так и в сиалических стеклах, а также определенным устойчивым соответствием железистости сосуществующих стекол.

Второй вопрос сводится к выяснению возможной причины сравнительно устойчивых составов мафической и сиалической жидкостей как внутри одной разновидности вмещающих их пород, так и при сопоставлении различных типов. Проблема устойчивых составов пород, расплавов и их сочетаний давно привлекала внимание исследователей. Еще Ю. Фогт предполагал, что широко распространенные ассоциации изверженных пород являются определенными эвтектиками [Левинсон-Лессинг, 1935]. В. Н. Анфилов с соавторами [1981] отождествляют эмульсионную структуру ликвационных стекол с эвтектоидной структурой и считают, что механизм ее образования аналогичен механизму расслоения. Экспериментально получено [Безмен, 1984] эмульсионно-капельное расщепление расплава с образованием базитовой и гипербазитовой жидкостей, подобных главным типам пород норильских интрузий.

Известно, что в процессе магматической кристаллизации расплав стремится к эвтектике и при понижении температуры последовательно избавляется от избыточных компонентов путем формирования кристаллических фаз. По материалам изученных нами стекол можно предполагать, что в случае ликвационной дифференциации расплав также эволюционирует к эвтектике, а освобождение от избыточных компонентов происходит путем многофазной и/или многоступенчатой ликвации, которая дополнительно осложняется кристаллизацией. В результате эволюционирующего процесса последовательно отделяются различные рудные (сульфидные, оксидные, карбидные и пр.) и силикатные жидкости, и на заключительном этапе возникает эмульсия (эвтектика) устойчивых по составу L_{Fe} и L_{Si} жидкостей. По-видимому, таким образом объясняется сравнительная стабильность внутри составов мафических и сиалических ликвационных стекол.

Чтобы получить представление обо всем разнообразии химических составов стекол, встречающихся в траппах, построена диаграмма А. Н. Заварицкого (рис. 7.7), на которую нанесены все частные анализы стекол ПС, ГС, ОС, ГК, ИС и СВ по данным таблиц Приложения I. На диаграмме околонулены поля сиалических (L_{Si}) и мафических (L_{Fe}) ликвационных стекол. Для сравнения здесь же помещена диаграмма, построенная для главных типов изверженных пород по Дэли с указанием некоторых разновидностей, фигуративные точки которых на рисунке соединены линиями. Из рисунка видно, что шлейф фигуративных точек анализов стекол вытягивается вдоль оси практически в том же диапазоне, что и главные типы пород. В отличие от последних в координатах Sab точки стекол оказываются несколько прижаты к оси Sb . Однако если на диаграмму А. Н. Заварицкого нанести редко встречающиеся типы пород, которые приведены у него в работе, а также в руководстве по петрохимическим пересчетам С. Д. Четверикова, то пустующее (см. рис. 7.7, б) пространство между осью Sb и шлейфом точек заполнится целиком. Приводимая диаграмма для стекол является яркой иллюстрацией того, какое разнообразие химических составов расплавов может возникать в результате их дифференциации и дает информацию о возможных дочерних расплавах базальтовой магмы.

Скептицизм в отношении петрогенетической роли ликвации у ряда геологов сохраняется до настоящего времени. Существующие возражения против ликвации неоднократно отмечались в геологической литературе [Попов, 1982; и др.]. Мы не будем останавливаться на обсуждении всей критики в адрес ликвации, а лишь отметим, что многие замечания на определенных этапах были справедливы (см. главу 6) и учитывались при отработке основ ликвационной концепции. Исторически сложилось так, что, пережив период отрицания, концепция получила бурное развитие и, постепенно утверждаясь, снимала возражения своих противников. В частности, после обнаружения Э. Рёддером и П. Уэйбленом ликвационных стекол на Луне В. С. Соболев писал, что «для земных пород, несмотря на настойчивые поиски, до сих пор не удалось найти прямого доказательства существования в равновесии двух несмешивающихся силикатных расплавов. Возможно, что такая область ликвации в земных магмах и не достигается, так как благодаря более высокому потенциалу кислорода здесь не образуются расплавы, столь богатые одновременно и калием и железом» [Магматогенная кристаллизация. . . , 1975, с. 210]. Теперь этот вопрос можно считать решенным, поскольку подобные лунным стекла обнаружены в различных земных породах. Мы надеемся, что наша работа по стеклам также сможет рассеять некоторое предубеждение против ликвации и привлечь внимание геологов к поискам ее геологических признаков и отработке критериев проявления процесса в раскристаллизованных породах. Некоторые исследования в этом направлении уже сделаны [Currie, 1972; Анфилов, 1975; Мананков, Шарапов, 1985; и др.].

Основную сложность в выявлении ликвации в геологических объектах представляет кристаллическое состояние пород, которое в большинстве случаев стирает следы ранее происходившего процесса и в связи с этим пропадает однозначность толкования их генезиса. В результате телескопирования поздние процессы настолько сильно затушевывают главный породивший их механизм, что следы его не сохраняются, и геологи видят только низкотемпературные последствия ликвации и на них, порою добросовестно заблуждаясь, основывают свои генетические представления. А. Н. Заварицкий указывал, что «трудно ожидать ясных признаков ликвации, и отсутствие таких признаков не может быть основанием для отрицания ее возможностей» (цит. по [Наторхин и др., 1977]). Судя по интенсивному развитию теоретических основ ликвационной концепции, особенно в последние 10—15 лет, есть надежда, что в скором времени будет отработана система критериев распознавания продуктов ликвации в кристаллических породах.

Ликвационные представления на протяжении многих лет развиваются главным образом для сульфидных медно-никелевых руд норильских месторождений [Годлевский, 1959; Сульфидные. . . руды. . . , 1981]. Предположения о возможной силикатно-силикатной несмесимости в стратифицированных интрузиях высказывались некоторыми геологами [Наторхин и др., 1977], но в литературе они чаще имели декларативный характер. В последнее время ликвационный механизм расщепления базальтового расплава привлекается для объяснения скачкообразного перехода по структуре и составу между пойкилоофитовыми и офитовыми габбро-долеритами в трапповых силлах Ангаро-Илимского района [Феногенов, Емельяненко, 1986]. Предполагается, что сходный механизм имел место при образовании глобулярных (горошчатых) щелочных базальтоидов из диатрем юга Сибирской платформы, с которыми часто связаны железорудные месторождения [Амиржанов, Воронцов, 1982].

Несмотря на сравнительно хорошую изученность траппов, особенно северо-запада Сибирской платформы, ряд важных петрологических проблем до сих пор окончательно не решен и продолжает обсуждаться в геологической литературе. Для норильских интрузий, в частности, остаются до конца не выясненными причины, обусловившие расслоенное строение массивов, механизм формирования отдельных типов пород, генезис руд и т.д. Эти вопросы по традиции решаются с позиций кристаллизационной дифференциации, хотя геологические данные порою плохо встраиваются в рамки этого механизма и вполне удовлетворительно могут объясняться ликвационной дифференциацией. Нам представляется, что у магмы, сформировавшей траппы и связанные с нею руды, были все предпосылки, необходимые для расщепления на несмешивающиеся жидкости: повышенная железистость и магнезиальность расплава, целый спектр агентов ликвации, повышенная флюидонасыщенность, переохлаждение при внедрении и излиянии и т. п. Кроме того, при изучении траппов мы часто сталкиваемся с характерными для продуктов ликвации петрологическими признаками; резкие контакты и контрастный состав пород, глобулярные, эмульсионные (каплевидные, губчатые) и горошчатые формы проявления сосуществующих фаз и целый ряд других признаков. Сейчас мы кратко остановимся на некоторых хорошо известных геологических данных, которые, по-видимому, можно рассматривать как примеры ликвации в траппах.

Стратифицированное строение норильских интрузий принято считать результатом кристаллизационной дифференциации с гравитационным фракционированием ранних минеральных фаз. Наряду с этим многими геологами акцентировалось внимание на резких контактах между отдельными типами пород, особенно отчетливо проявившееся на границе оливиновых и пикритовых габбро-долеритов. Имея в виду базит-гипербазитовую расслоенность, М. Н. Годлевский указывает на двойственный характер норильских интрузий, которые, с одной стороны, имеют черты, сходные с обычными траппами, а с другой — близки к ультраосновным породам, в частности по хромистости. Изучая особенности состава пород и минералов расслоенной серии дифференцированных интрузий, В. К. Степанов [1975] выделяет два самостоятельных кристаллизационных тренда: базитовый и гипербазитовый. Петрографические и петрохимические наблюдения показывают, что переход между оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами осуществляется в интервале первых десятков сантиметров, порою через переслаивание пород в зоне перехода, причем граница пород обычно обозначается по резкому повышению содержания оливина и MgO в породах, количеству сульфидов и серы, хромшпинелидов и хрома [Рябов, Якоби, 1981]. Статистический анализ поведения MgO в норильских интрузиях указывает на бимодальное распределение окисла, которое свидетельствует о существовании двух химически дискретных классов пород: базитового и гипербазитового состава.

Резкие переходы между пикритовыми и бедными оливином габбро-долеритами отмечаются не только в норильских интрузиях, но и там, где высокомагнезиальные породы представляют собой маломощные горизонты или спорадически встречающиеся линзочки и, наоборот, мощные горизонты, как в моронговских интрузиях. Кроме того, состав контактовых фаций норильских интрузий (см. табл. 1.1) говорит о том, что при такой низкой магнезиальности ($MgO = 7,92$ мас. %) образование горизонта пикритовых габбро-долеритов в процессе кристаллизационной дифференциации маловероятно. По-видимому, для образования богатых оливином пород в этом случае содержание MgO в исходном расплаве должно быть 10—12 мас. % [Золотухин и др., 1984].

Принимая во внимание резкие контакты между дифференциатами, некоторые геологи давно предполагали двухфазное внедрение расплава, по составу отвечающее базитовой и гипербазитовой порциям [Смирнов, 1966; Иванов и др.,

1971], или даже многофазное становление массивов при инъецировании струй расплава, соответствующих каждому типу пород [Роговер, 1959]. Механизм обособления различных расплавов в цитируемых работах детально не рассматривается. Судя по всему, обособление жидкостей различного состава можно объяснить ликвационным расслоением и внедрением уже гетерогенного расплава. Возможность базит-гипербазитового расслоения, как уже отмечалось, подтверждается экспериментально [Безмен, 1984].

Находки верхних пикритовых габбро-долеритов и обогащенных хромшпинелидами пород из близкоровельных частей различных траптовых интрузий несколько затрудняют объяснение генезиса с позиций кристаллизационной дифференциации [Иванов и др., 1971; Рябов, 1984]. Образование верхних пикритов и обогащенных оливином оруденелых пород Хунгтукуна нами предполагалось как следствие флюидно-магматической дифференциации. Если этот механизм в принципе возможен и достаточно убедительно обоснован, то привлечение его к объяснению сходных пород в других интрузиях может привести к интересным и генетически важным выводам. Флюидно-магматическая дифференциация способствовала обособлению рудной фазы, относительно повышая тем самым в расплаве содержание Mg, Ca, Al, Si и обуславливая кристаллизацию оливина и плагиоклаза. В зависимости от состава флюидов рудная фаза могла быть представлена сульфидами, как на Талнахе, оксидами, как в интрузиях Кузьмовского комплекса, или самородными металлами, как в Хунгтукуне, а кристаллизация силикатной жидкости приводила к образованию пикритов, троктолитов и лейкогаббро. По минералого-петрографическому и химическому составу верхние пикриты сходны с одноименными породами приподошвенных частей интрузий. Это позволяет предполагать близость механизма их образования, т. е. богатые оливином и/или плагиоклазом породы связаны с рудами, а не руды с пикритами, такситами и лейкогаббро. Следовательно, **безрудных пикритов норильского типа** в принципе не должно быть, так как своеобразие их состава вытекает из взаимосвязанности их минерального парагенезиса: сульфиды + магнезиальный оливин + основной плагиоклаз + маложелезистые пироксены ± шпинелиды, где на состав силикатов влияет присутствие рудного компонента. Термодинамические расчеты применительно к породам Талнаха [Рябов, Павлов, 1984] показали возможность формирования шпинель-форстеритового парагенезиса минералов с маложелезистым пироксеном и основным плагиоклазом в результате взаимодействия флюидов с расплавом. Источенный железом высокомагнезиальный парагенезис минералов возникает вследствие предпочтительного вхождения железа в окисно-рудную фазу (ферритизация) или сульфидную (сульфидизация) фазу, нежели в силикатную.

Не менее остро стоит проблема генезиса основных пегматоидов в траптовых интрузиях. Впервые об их формировании в результате несмешиваемости силикатных жидкостей и отделения флюидонасыщенного расплава от сухого сказал А. П. Лебедев [1957]. Многообразие форм проявления лейкократового габбро и такситовых габбро-долеритов в норильских интрузиях стало причиной различных, нередко противоположных суждений об условиях их образования. Существующие представления о генезисе пегматоидов и особенностях их нахождения в интрузиях наиболее полно рассмотрены в работах [Иванов и др., 1971; Золотухин и др., 1975; Тарасов, 1976].

Сравнительно широко распространены пегматоиды типа лейкогаббро и такситов. Первые проявляются в виде мелких глазков, глобул, булкообразных шпиров размером в первые десятки сантиметров, а также в виде более крупных изометричных и линзообразных тел, жил, секущих различные габбро-долериты, и силлоподобных образований значительной мощности и протяженности. Такситы приурочены к верхней и нижней эндоконтактовым зонам интрузий, они также секут породы расслоенной серии, образуют постепенные переходы с лей-

Таблица 7.4. Химический состав сосуществующих пар магматических пород, мас. %

Компонент	1		2		3		4		5		6		7
	X-197-1	X-197-9	227a	483a	P-1	P-2	624-1058	624-1061	Mг-17	Mг-8	1441-1287,5	1441-1280,5	1615-1555
SiO ₂	35,20	49,30	43,30	70,20	47,41	71,60	54,30	76,68	42,50	51,34	39,32	42,13	34,10
TiO ₂	0,56	1,28	2,08	0,51	4,03	0,37	1,89	2,50	0,57	1,14	0,52	0,42	1,05
Al ₂ O ₃	9,50	15,10	10,80	12,42	10,02	11,10	23,70	10,73	6,55	14,18	7,25	19,59	16,50
Fe ₂ O ₃	1,28	He обн.	5,36	4,59	6,49	2,83	2,60	0,17	3,01	2,54	6,10	3,03	10,77
FeO	7,03	10,48	18,68	2,89	13,92	2,21	5,28	2,23	9,97	4,44	11,14	4,85	6,24
MnO	0,10	0,20	0,34	0,05	0,35	0,05	0,02	0,01	0,20	0,10	0,21	0,10	0,13
MgO	17,19	7,62	6,70	0,54	3,61	0,52	1,07	0,48	26,76	7,89	24,53	6,09	11,46
CaO	24,11	11,04	6,55	0,90	7,56	1,15	1,35	0,54	4,77	9,78	4,35	15,12	5,58
Na ₂ O	0,60	2,75	2,47	5,41	2,83	1,89	1,80	5,42	0,83	2,78	0,59	0,89	1,42
K ₂ O	0,25	1,25	0,81	1,24	1,08	7,15	2,50	0,19	0,27	1,96	0,68	1,13	0,40
P ₂ O ₅	0,34	0,11	0,18	0,07	—	0,02	0,31	0,14	0,04	0,09	0,05	0,05	0,16
Cr ₂ O ₃	0,01	0,05	—	—	—	—	—	—	0,34	0,00	1,21	0,05	7,51

Окончание табл. 7.4.

Компонент	7	8		9		10		11		12		13	
	1615-1554,5	XP-11	Xp-7	593-802,7	593-803,9	585-828	585-828,5	806-610,5-2	806-610,5-1	ПД-67	Д-110-2Б	X-120	X-27/13,5
SiO ₂	47,40	44,76	56,84	47,74	52,34	36,87	46,94	34,20	39,00	48,2	57,2	37,9	53,9
TiO ₂	0,60	1,32	0,20	0,95	0,95	0,35	1,05	0,45	1,40	1,88	0,80	0,52	1,63
Al ₂ O ₃	21,60	7,50	25,71	15,62	22,59	6,60	17,28	7,13	9,48	14,2	13,10	5,1	13,6
Fe ₂ O ₃	1,42	4,00	0,87	2,89	2,53	7,03	4,25	6,42	1,60	3,29	0,79	0,00	0,70
FeO	3,40	10,01	0,57	1,83	6,79	10,85	6,96	6,84	8,14	10,27	5,50	28,87	11,06
MnO	0,09	0,22	0,04	0,25	2,60	0,28	0,03	0,15	0,11	0,23	0,11	0,34	0,19
MgO	6,22	21,77	0,42	8,22	2,55	26,13	4,71	27,30	13,48	6,67	3,51	21,03	5,13
CaO	9,84	4,63	8,69	11,71	0,90	5,18	10,81	6,09	19,45	4,45	12,71	4,45	8,07
Na ₂ O	2,40	0,83	4,30	2,00	2,05	0,47	3,38	0,12	0,24	2,55	2,00	0,74	2,00
K ₂ O	2,00	0,27	1,23	0,70	4,21	0,18	0,66	0,10	0,10	0,58	2,51	0,29	0,57
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,06	0,13	0,22	0,07	0,27	0,17	0,18	0,20	0,23	0,05	0,17
Cr ₂ O ₃	0,03	0,11	0,005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17

Примечание. 1 — шпинель-мелилитовая порода — такситовый габбро-долерит (г-д), Хунгтукунская интрузия; 2 — феррогаббро — гранофир, Аламджаская интрузия [Масайтис, 1958]; 3 — феррогаббро — гранофир, Анакитская интрузия [Ревердатто, 1963]; 4 — оруденелый и безрудный вариолиты из подошвы Талнахской интрузии; 5 — диоритовый и базальтовый г-д, интрузия руч. Магнитного; 6 — пикритовый г-д и лейкогаббро, ВЗЗ Талнахской интрузии; 7 — хромитит — лейкогаббро, там же; 8 — лабрадорит — пикритовый базальт, руч. Хребтовой; 9—11 — меланократовые и лейкократовые части магматической псевдобрекчия Талнахской интрузии, в том числе: 9 — пикросенит — такситовый г-д, 10, 11 — пикритовый г-д — лейкогаббро; 12 — оливинсодержащий г-д — гранофир, Средне-Дудинская интрузия; 13 — пикритовый г-д — диабаз-пегматит, Хунгтукунская интрузия.

когаббро, «такситизируют» пикриты и дают резкие контакты с бедными оливковым габбро-долеритами. Особенностью пегматоидов являются обогащенность плагиоклазом и резкие контакты с обычными габбро-долеритами, а для такситов, кроме того, характерна повышенная рудонасыщенность.

Относительно условий образования пегматоидов мнения геологов расходятся. Одни считают лейкогаббро более ранними образованиями по сравнению с породами расслоенной серии [Лихачев, 1965; Олейников, 1979], другие видят сходство лейкогаббро и такситов и рассматривают их как более поздние образования [Роговер, 1959; Золотухин, 1964], третьи среди пегматоидов различают более ранние и сопутствующие становлению интрузии [Годлевский, 1959]. Этими точками зрения не ограничиваются приведенные в литературе взгляды геологов на природу этих пород. Единственно, в чем мнения геологов единодушно сходятся, так это в большой роли летучих при формировании пегматоидов. Учитывая это обстоятельство, а также особенности проявления и состав последних, можно с уверенностью рассматривать их в качестве продуктов флюидно-магматической дифференциации. С этих позиций находят объяснение все кажущиеся противоречия в геологических наблюдениях. Обособление обогащенного летучими расплава от сухого происходило по типу газовых пузырей с образованием глобулярных форм, при слиянии которых формировались более крупные тела, линзы и целые горизонты пегматоидов. Сохраняющий продолжительное время жидкостное состояние флюидонасыщенный расплав в процессе консолидации массива, будучи подвижным, мог отжиматься, вступая в интрузивные взаимоотношения с вмещающими, в значительной мере закристаллизованными породами. Как и в стеклах, на границе двух жидкостей не исключается диффузионное перераспределение компонентов, в результате чего переходы между ними могут быть несколько размытыми (такситизация).

Чтобы получить представление об особенностях химического состава некоторых сосуществующих контрастных ассоциаций пород, пары частных анализов (табл. 7.4) были нанесены на диаграммы (рис. 7.8) в тех же координатах, что и для стекол.

Возможным примером несмешиваемости, по-видимому, можно считать шпинель-мелилитовые шилы (пара № 1) в такситовом габбро-долерите Хунтукуна. Специфика расслоения в этом случае заключается в обогащенности одного из ликватов кальцием в отличие от более обычного обогащения железом.

Наиболее убедительным примером несмешиваемости силикатных жидкостей является сравнительно часто встречающаяся в траппах ассоциация феррогаббро — гранофир. Она изучена в Аламджахской [Масайтис, 1958], Анакитской [Ревердатто, 1963] и Средне-Дудинской интрузиях (табл. XII). Как уже отмечалось, эксперименты, проведенные А. Мак-Берни и Я. Накамурой для выяснения механизма образования подобной ассоциации пород из кровли Скаергарда, подтвердили возможность формирования этой

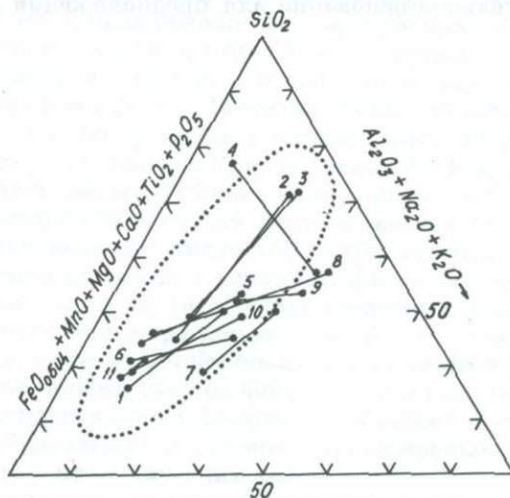


Рис. 7.8. Псевдотройная диаграмма для некоторых сосуществующих контрастных пород среди траппов. Пунктиром показано поле составов ликвационных стекол из траппов. Коннодами соединены сосуществующие породы; номера соответствуют табл. 7.4.

пары пород в результате ликвации. Составы пород в различных массивах несколько варьируют, и поэтому мы взяли по одной паре пород (пары 2, 3, 12) из трех объектов. В связи с гранофирами интересно отметить то, что проявления их в мезостазисе траппов и в виде самостоятельных тел дают основание положительно решить вопрос о возможности отделения расплавов, по составу отвечающих интерстициальному.

В подошве Талнахской интрузии, на границе со сплошными рудами, обнаружены своеобразные вариолиты (табл. XII). Матрицей является обогащенный сульфидами гранофир, а вариоли сложены пироксен-плагиоклазовыми сферолитами размером 2—3 мм. К сожалению, отдельно матрицу и вариоли проанализировать не удалось, и поэтому для сопоставления взяты оруденелый вариолит и рядом расположенная гранофирная порода (пара № 4).

Резкие переходы между богатыми оливином и бедными оливином — безоливиновыми габбро-долеритами отмечаются как в рудоносных, так и в безрудных интрузиях. Для иллюстрации последнего случая взята пара пород (№ 5), располагающихся на расстоянии около 30 см одна от другой в интрузии руч. Магнитного. Сочетания некоторых контрастных пород Талнаха показаны пятью парами (№ 6, 7, 9—11). Первые две характеризуют ассоциации лейкогаббро с пикритом и хромитоносным оливиновым габбро-долеритом из верхней эндоконтактной зоны интрузии. Три другие взяты из нижней эндоконтактной зоны интрузии и отражают составы меланократовых и лейкократовых составных частей такситовых пород.

В эту же выборку включена пара (№ 8) метадиорит—пикритовый базальт из дифференцированного потока базальтов туфолавовой толщи Норильского района. Метадиориты обычно сложены сравнительно крупными кристаллами плагиоклаза, пироксена и титаномагнетита, располагающимися в палагонитовой массе с кальцитовыми обособлениями. Количественные соотношения фаз в породах меняются, так что для сопоставления с пикритовым базальтом мы выбрали крайнюю разновидность метадиорита — существенно плагиоклазовую породу (лабрадорит) из района руч. Хребтового, юг плато Хараелах.

На псевдотройной диаграмме (см. рис. 7.8) показана область составов ликвационных стекол (пунктир) и нанесены точки сосуществующих пород, соединенные линиями с указанием номеров из табл. 7.4. Конноды ориентируются вдоль или под небольшим углом к вытянутости поля ликвации. Исключение составляет пара № 4, аномальный состав которой нами оговаривался. Расположение точек анализов внутри поля низкотемпературной ликвации дает дополнительное основание для предположения об их ликвационной природе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты, полученные при проведении исследований стекол, рудных фаз, а также вмещающих их пород и интрузий в сочетании с богатым опытом, накопленным при изучении траппов, позволяют сделать некоторые выводы по особенностям возникновения и проявления ликвационной дифференциации в траппах.

Изучение стекол из эффузивных и интрузивных траппов позволило установить существование в них силикатно-силикатной и рудно-силикатной ликвации. Несмешивающиеся жидкости проявляются в виде субмикроскопической эмульсии и различных по размеру шариков стекла одного состава в матрице стекла другого состава. Находки шариков окисно-рудной фазы, самородного железа и сульфидов в стенках различного состава свидетельствуют о том, что рудно-силикатное расщепление расплава предшествовало силикатно-силикатному расслоению. Петрографические наблюдения позволили установить, что крупные капли силикатного стекла образуются за счет слияния тонкодисперсной эмульсии. Этот факт опровергает представления некоторых геологов об образовании шариков одного стекла в другом механизмом смешения расплавов и делением жидкостных струй.

Возникшие в результате ликвации базальтового расплава жидкости имеют контрастные сиалический и мафический составы. Сиалические стекла обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , а мафические — FeO , CaO , MgO , MnO , TiO_2 , F и P_2O_5 . Судя по составу ликвационных стекол, главными агентами ликвации были P_2O_5 , TiO_2 , F , которые стимулировали расслоение базальтового расплава повышенной железистости. Положительное влияние на процесс ликвации оказывали CH_4 , H_2CO , о присутствии которых в расплаве свидетельствуют находки графита и карбидов, а также определения газовой составляющей в оруденелых породах.

Раскристаллизация ликвационных жидкостей приводит к увеличению щелочности и кремнекислотности остаточного расплава. Первыми кристаллизуются мафические жидкости, а в дальнейшем — сиалические. По мере раскристаллизации расплава эмульсионный рисунок в стеклах стирается. Основными кристаллическими фазами в стеклах являются пироксены и полевые шпаты, реже встречаются оливин, ильменит, апатит и герцинит. Изучение состава минералов позволило определить их особенности в ликвационных образованиях, впервые для траппов Сибирской платформы выявить наиболее полный кристаллизационный тренд для пироксенов и установить ряд минералов с аномальным составом.

Согласно теоретическим представлениям и нашим данным, возникновение в магматических расплавах несмешивающихся жидкостей может происходить в глубинных очагах, по мере движения расплава в верхние горизонты земной коры и в современных магматических камерах (в лавовых покровах, потоках и в гипабиссальных интрузивах различной морфологии — в силлах, дайках, хонолитах). Геологически это подтверждается устойчивыми ассоциациями различных по составу эффузивов, ликвационными (эмульсионными, глобулярными, горшчатymi и шлировидными) текстурами пород, резкими контактами и контрастным составом ассоциирующих образований и, наконец, закономерным размещением продуктов ликвации внутри магматических тел.

Температурный режим образования несмешивающихся жидкостей ориенти-

ровочно определяется на основании экспериментальных данных и прямых наблюдений температуры гомогенизации включений в минералах, эвтектидных сростаний кристаллических фаз, которые являются температурными реперами. Выяснилось, что ликвационное расщепление силикатных жидкостей в траппах может происходить в широком диапазоне температур, который охватывает практически весь магматический этап, начиная с температуры внедрения базальтового расплава (около 1200—1250 °С) и кончая температурой консолидации массива (около 900—850 °С).

Несмешиваемые жидкости могут возникать в изначально гомогенном расплаве выше температуры ликвидуса либо после одного или нескольких этапов кристаллизации. Базальтовые расплавы, имеющие повышенную железистость, склонны к ликвационному расщеплению. Расслоение проявляется как в сухих, так и обогащенных летучими расплавах. В зависимости от состава расплава и флюидов при снижении температуры происходит силикатно-силикатная, окислительно-силикатная и силикатно-солевая ликвация с постепенно возрастающей ролью воды. Эти типы расслоения наблюдаются в виде сосуществующих мафических и сиалических стекол, рудных шариков в стекле и карбонатных шариков в стекле и палагоните.

Началом ликвационного расслаивания расплава является момент, когда в силу изменившихся физико-химических условий система становится неустойчивой и стремление к стабилизации приводит к обособлению несмешивающихся жидкостей. Ликвационная ситуация возникает в результате действия целого ряда факторов, которые обусловлены изменением *PT*-параметров состояния внедряющегося расплава и сопровождающих его флюидов. Падение температуры расплава сопряжено с уменьшением растворимости летучих, их диссоциацией, повышением окислительного потенциала и т. д. От объема и состава флюидов зависят масштабы ликвационной дифференциации, интенсивность прохождения процесса, а переносимые флюидами компоненты определяют состав образующихся фаз. Толчок к расщеплению расплава дает насыщение его флюидами, которое может возникнуть в широком диапазоне температур. Повышение флюидного давления происходит в результате подтока летучих из глубинных частей магматической колонны и их накопления при отделении от кристаллизующегося расплава.

Основными агентами ликвации, которые стимулировали расщепление траппового расплава на несмешивающиеся жидкости среди летучих, были F, Cl, S, N, CH₄, H₂, CO, CO₂, H₂O. В различных магматических образованиях соотношения этих компонентов заметно варьируют. Для интрузий, содержащих руды самородного железа (Хунгтукун, Хининда, Маймеча, гора Озерная, Джалтул), ведущую роль играли восстановительные флюиды — CH₄, H₂, CO, для норильских — HF, H₂, H₂S и углеродсодержащие газы, для эффузивных траппов преобладали окисленные флюиды — CO₂, H₂O. Помимо летучих большое влияние на расщепление расплава оказывали повышенные концентрации P, Ti, Cr и B, особенно в сравнительно бедных летучими компонентами жидкостях. Последние два элемента характерны для норильских интрузий, а первые в перемешанных количествах проявляются во всех разновидностях пород трапповой формации. Многокомпонентный состав флюидов в сочетании со спецификой состава природных расплавов является причиной многофазного и, по-видимому, многоступенчатого характера ликвации. Изменение *PT*-условий состояния магматической системы приводит к последовательному обособлению различных по составу силикатных и рудных жидкостей.

Различные температуры кристаллизации сухих и флюидонасыщенных расплавов обуславливают резкие интрузивные, но не закаленные контакты сосуществующих жидкостей. В связи с этим сохранившие жидкостное состояние флюидонасыщенные и легкоплавкие расплавы в случае деформаций, возникаю-

щих при консолидации массива, могут вызывать секущие, интрузивные взаимоотношения с вмещающей породой. Примерами этому могут служить линзовидные и булкообразные тела лейкогаббро в габбро-долеритах, жилы гранофиров и основных пегматоидов, рудные жилы (магнетитовые, сульфидные, самородного железа), секущие породы интрузий. В эффузивных трапах подобную форму проявления имеют газовые пузыри — обогащенные летучими участки базальтов.

Отделившиеся от магматического расплава после консолидации массива флюиды продолжали играть важную каталитическую и транспортную роль, но уже в составе метасоматизирующих и гидротермальных растворов. Их участие проявилось в интенсивном преобразовании как вмещающих интрузию пород, так и габбро-долеритов самого массива. Под действием метасоматизирующих растворов происходили переотложение рудного вещества и перераспределение рудогенных компонентов. Интенсивные постмагматические преобразования пород и руд являются одной из главных причин того, что признаки породившего их механизма ликвации оказываются полностью стертymi, затушеванными или, в лучшем случае, сохраняются в текстурном рисунке руд и пород. Можно с уверенностью утверждать, что чем богаче флюидами расплав, тем интенсивнее в нем происходит ликвационная дифференциация и тем сильнее осуществляется метасоматическое преобразование пород и руд, изменяющее состав и облик продуктов ликвации. Отсюда следует, что чем крупнее месторождение, тем сильнее переработка рудовмещающих пород и самих руд.

Наиболее убедительными доказательствами петрогенетической роли ликвационной дифференциации в трапах можно считать ассоциацию феррогаббро—гранофир, известную в ряде интрузий Сибирской платформы. Проведенные исследования верхних эндоконтактных зон трапových интрузий позволили сделать вывод о том, что ведущим механизмом их формирования была флюидно-магматическая дифференциация, в результате которой происходило образование основных пегматоидов, вторичных пикритовых габбро-долеритов и рудной минерализации. Обнаружение высокомагнезиальных габбро-долеритов в прикровельных горизонтах норильских интрузий и тем более в близких к среднему трапу обычных силлах имеет важное петрогенетическое значение, поскольку свидетельствует о возможности образования богатых оливином пород без привлечения механизма кристаллизационной дифференциации с гравитационным фракционированием магнезиального расплава.

Рудогенерирующая роль ликвации совершенно очевидна в рудах самородного железа. Рудно-силикатная ликвация в них прослеживается в виде мельчайших шариков самородного железа и цирротина в стекле, слияния их в более крупные каплевидные выделения, губчатые образования и сливные руды с реликтами стекол. Объем рудной фазы варьирует в широких пределах: от субмикроскопических выделений, мелких самородков до крупных рудных желваков весом в сотни и даже тысячи килограммов. Эти объекты являются классическим примером ликвационных месторождений, в которых оказались зафиксированными все этапы формирования рудных скоплений. По аналогии с рудами самородного железа можно с уверенностью предполагать сходный механизм образования сульфидного и платино-хромитового оруденения верхних зон норильских интрузий.

Есть основания предполагать, что ликвация является широко распространенным механизмом дифференциации расплава в предкристаллизационный период. Последующая кристаллизационная дифференциация затушевывает или полностью стирает следы предшествующего процесса, и поэтому отчетливые признаки ликвации обычно отсутствуют. Закончить работу мы хотим словами Э. Рёддера [1983, с. 60]: «Если бы Боуэн в 1928 году имел весь накопленный к настоящему времени объем данных, он написал бы совсем другую главу о ликвации».

ПРИЛОЖЕНИЕ I

РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПОРОД И РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНЫХ АНАЛИЗОВ СТЕКОЛ И МИНЕРАЛОВ

Анализы выполнены в химической и рентгеноспектральной лабораториях ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Н. С. Стулий и оператор О. С. Хмельникова. Рентгеноспектральные определения производились на микрозонде «Камебакс-микро».

Т а б л и ц а 1. Результаты химических анализов пород Маймечинской интрузии, мас. %

Компонент	X-7/52,8	X-7/57,5	X-7/58	X-7/67	X-7/70	X-7/85	X-7/100	X-7/115
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,10	47,80	49,16	47,91	48,88	48,80	47,84	45,72
TiO ₂	1,08	1,11	1,06	1,07	1,09	1,16	1,17	0,89
Al ₂ O ₃	15,63	14,32	14,32	15,55	15,86	16,17	16,28	13,36
Fe ₂ O ₃	4,23	6,14	6,27	2,74	3,65	3,68	2,96	1,73
FeO	6,92	6,61	5,74	9,72	8,69	8,77	8,17	10,54
MnO	0,19	0,18	0,16	0,19	0,18	0,18	0,17	0,19
MgO	7,34	7,22	7,29	7,38	7,45	6,79	9,01	14,95
CaO	9,65	10,17	9,24	10,52	10,84	10,67	10,65	8,19
Na ₂ O	2,27	2,01	2,01	2,22	1,95	2,27	2,07	1,63
K ₂ O	0,53	1,12	2,37	0,53	0,25	0,41	0,45	0,39
P ₂ O ₅	0,16	0,155	0,14	0,16	0,137	0,15	0,18	0,16
S _{вал}	0,008	0,268	0,096	0,048	0,032	0,056	0,048	0,036
П. п. п.	1,77	2,66	1,91	1,14	1,44	1,24	1,20	1,50
С у м м а . . .	98,88	99,77	99,98	99,18	100,45	100,35	100,20	99,29

Окончание табл. 1

Компонент	X-4/8	X-4/9	X-4/12	X-4/14, 2	X-4/16	X-4/17, 5	X-4/18, 5	X-4/19	X-4/20
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	48,12	47,65	46,25	46,25	50,70	48,18	49,45	47,34	47,11
TiO ₂	1,25	1,31	0,82	0,82	1,56	1,72	1,96	1,56	0,98
Al ₂ O ₃	14,61	14,45	15,81	15,15	12,53	13,63	12,89	13,99	15,68
Fe ₂ O ₃	3,02	2,95	4,46	3,17	2,36	2,69	3,95	3,42	1,61
FeO	8,98	9,05	6,25	7,72	9,98	9,91	9,33	8,62	9,26
MnO	0,16	0,17	0,12	0,13	0,18	0,17	0,19	0,19	0,14
MgO	7,50	7,65	9,94	10,10	6,38	4,89	4,75	6,35	10,40
CaO	10,86	10,00	9,15	8,73	8,26	8,52	8,30	9,26	10,00
Na ₂ O	1,96	2,00	1,71	1,56	3,60	3,00	3,33	2,95	1,78
K ₂ O	0,54	0,57	0,54	0,47	0,93	1,11	1,56	0,83	0,52
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,15	0,12	0,20	0,18	0,24	0,18	0,13
S _{вал}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
П. п. п.	2,35	2,12	3,83	3,89	2,48	4,50	3,69	3,80	2,09
С у м м а . . .	99,51	98,08	99,03	98,11	99,16	98,55	99,54	98,49	99,70

Примечание. 1 — остеклованный туф; 2—6 — оливинсодержащие габбро-долериты (г-д); 7 — оливиновый г-д; 8 — троктолитовый г-д; 9 — оливиновый г-д; 10—13 — оливинсодержащий г-д; 14, 15 — лейкогаббро; 16 — оливиновый г-д; 17—20 — оливинсодержащий г-д; 21, 22 — оливиновый диабаз с палагонитом;

X-7/130	X-7/145	X-7/160	X-7/173,5	X-7/177	X-6/33	X-6/42	Кур-16	X-7/64	X-4/7
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
46,75	47,61	48,87	47,86	48,68	50,39	48,28	45,60	48,61	47,03
0,95	1,33	1,41	1,45	1,51	1,30	2,53	0,85	1,29	1,22
14,41	15,15	14,82	15,06	14,78	14,18	11,80	15,52	14,84	14,06
2,30	3,42	3,65	4,04	3,71	3,76	6,85	2,57	2,86	1,29
10,06	8,93	8,67	8,53	8,62	9,34	12,61	10,02	8,90	10,05
0,19	0,16	0,16	0,17	0,14	0,18	0,26	0,15	0,17	0,19
12,04	8,50	7,77	7,47	7,67	4,99	4,71	9,23	7,00	9,94
9,32	10,15	9,68	10,65	10,38	10,61	8,04	11,18	11,65	10,11
1,64	2,03	2,18	2,23	2,23	2,71	2,65	1,74	2,25	1,78
0,37	0,39	0,53	0,43	0,43	0,82	0,77	0,41	0,57	0,44
0,14	0,16	0,18	0,16	0,18	0,196	0,247	0,13	0,16	0,17
0,048	0,028	0,136	0,084	0,072	0,08	0,104	0,336	0,00	0,00
1,61	1,64	1,60	1,35	1,16	1,04	1,39	2,46	1,43	3,81
99,83	99,50	99,66	99,48	99,56	99,60	100,24	100,20	99,79	100,09

X-4/22	X-4/26, 5	X-4/27, 5	X-4/34	X-4/37	X-4/41	X-4/42a	X-4/42б	X-4/42в	X-4/44
28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
44,51	46,60	51,94	46,11	46,47	47,80	50,85	49,92	53,04	54,36
0,60	0,73	1,19	0,73	0,70	1,10	3,05	1,83	1,25	1,13
15,76	16,97	14,90	16,94	16,79	14,90	11,92	13,60	13,90	14,96
1,60	2,32	0,54	2,32	2,14	2,84	2,29	3,22	2,56	0,44
8,19	7,90	10,41	7,90	7,75	8,83	10,99	8,98	8,76	9,77
0,14	0,13	0,17	0,13	0,14	0,16	0,22	0,16	0,18	0,15
12,70	8,87	6,87	8,61	7,84	8,10	4,08	5,28	6,26	6,38
8,52	10,11	8,93	10,11	10,45	10,70	6,96	8,59	9,20	8,26
1,42	1,78	2,50	1,78	2,00	1,78	3,33	3,00	2,75	2,25
0,36	0,47	1,07	0,47	0,37	0,59	2,38	1,70	1,26	1,44
0,06	0,10	0,16	0,10	0,10	0,15	0,33	0,29	0,15	0,16
0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,09	0,00	0,31	0,14
5,16	2,09	0,92	3,80	4,09	2,44	2,72	2,59	1,13	1,08
99,02	98,07	99,60	99,00	99,00	99,39	99,21	99,16	100,75	100,52

23—26 — палагонитовый долерит; 27, 28 — троктолитовый диабаз; 29, 30 — диабаз-пегматит; 31 — оливинсодержащий диабаз; 32 — диабаз-пегматит; 33 — пироксенофировый г-д; 34, 35 — диабаз-пегматит; 36, 37 — афаниты.

Т а б л и ц а 2. Результаты химических анализов пород верхних эндоконтактных зон слабодифференцированных интрузий, мас. %

Компонент	X-27-13, 5	X-27-66, 5	X-27-66, 7	X-27-67, 4Т	X-27-67, 4СВ	X-25-58	X-25-60	X-25-61, 1	X-25-62	X-114-4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53,9	49,2	49,2	45,7	34,5	48,48	48,30	53,1	53,7	45,1
TiO ₂	1,63	1,20	1,60	1,18	0,58	2,44	2,34	2,16	2,23	2,40
Al ₂ O ₃	13,6	8,7	9,4	12,3	6,6	11,48	12,27	11,48	11,24	10,3
Fe ₂ O ₃	0,70	He обн.	0,31	1,23	3,65	6,02	5,53	8,31	9,50	4,45
FeO	11,06	8,19	10,70	8,26	3,01	9,96	10,55	8,20	8,59	11,92
MnO	0,19	0,19	0,21	0,20	0,26	0,17	0,13	0,13	0,14	0,20
MgO	5,13	11,14	9,16	8,75	3,07	5,18	4,86	2,59	2,43	7,41
CaO	8,07	18,01	14,58	18,16	37,48	9,86	10,75	6,72	6,57	14,13
Na ₂ O	2,00	1,39	1,83	1,30	0,23	2,76	2,56	2,48	2,38	1,60
K ₂ O	0,57	0,36	0,86	0,25	0,1	1,6	1,10	1,50	1,7	0,62
П. п. п.	2,01	2,30	2,56	3,01	8,57	1,96	1,53	1,78	1,85	2,17
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,15	0,19	0,05	0,42	0,27	0,49	0,57	0,11
С у м м а . .	99,03	100,81	100,56	100,53	98,10	100,33	100,19	98,94	100,90	100,41
S _{вал}	0,62	0,39	0,15	0,38	1,61	0,01	Сл.	0,01	0,00	He обн.
Cr ₂ O ₃	0,011	0,224	0,204	0,124	0,031	—	—	—	—	0,002
Cu	0,002	—	0,009	0,046	—	0,01	0,03	0,01	0,01	—
Ni	0,001	—	0,009	0,008	—	0,01	0,01	Сл.	Сл.	—

О к о н ч а н и е т а б л . 2

Компонент	X-2/62	X-2/63	X-7/55	Кр-17/2	Кр-18а	Кр-1	Кр-2	Кр-3	Кр-4
	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	53,35	54,71	54,50	54,51	54,00	50,38	54,57	55,11	53,79
TiO ₂	1,16	1,12	1,94	1,16	1,16	1,10	1,07	1,05	1,08
Al ₂ O ₃	14,64	14,35	11,81	15,42	15,22	15,72	15,01	14,99	14,83
Fe ₂ O ₃	0,00	0,34	3,93	0,00	0,00	1,21	1,49	1,17	1,01
FeO	10,34	9,19	10,64	9,80	10,34	9,93	9,07	9,05	9,90
MnO	0,15	0,14	0,22	0,15	0,15	0,19	0,16	0,14	0,17
MgO	6,15	5,91	0,87	6,27	6,15	7,15	5,89	5,69	5,88
CaO	8,89	8,39	7,58	8,59	8,93	10,61	8,72	8,31	8,98
Na ₂ O	2,50	2,50	2,75	2,25	2,20	2,26	2,22	2,44	2,32
K ₂ O	1,24	1,35	1,64	0,91	0,89	0,53	0,67	0,63	0,63
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,55	0,13	0,12	0,16	0,17	0,15	0,16
H ₂ O ⁻	0,24	0,42	1,07	0,25	0,21	—	—	—	—
П. п. п.	1,94	1,09	3,11	1,43	1,34	1,12	1,14	1,08	1,10
С у м м а . .	100,73	99,64	100,61	100,87	100,80	100,75	101,70	107,92	99,85
S _{общ}	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,08	0,044

П р и м е ч а н и е. Хунгтукунская интрузия. 1 — диабаз-пегматит; 2, 3 — габбро-пегматит; 4—5 — диабаз-11—17 — оливиновые габбро-долериты из ближнего экзоконтакта желваков самородного железа; 18 — пикрито-Маймечинская интрузия. 19—22 — диабаз-пегматиты; 23, 24 — афаниты; 25 — диабаз-пегматиты. Афаниты и светло-серый; 30—32 — темно-серые с тонкой рудной вкрапленностью α-Fe (№ 32 в 15 см от центра шара); из этого же горизонта без признаков шаровой отдельности; 36 — темно-серая оруденелая порода здесь же рядом с пироксеном с волластонитом; 38—40 — темно-серые стекловатые.

X-1	X-56-1	X-56-2	X-121	X-58	X-62	X-119	X-120	X-6-36, 8	X-6-47, 6	Ma-1	Ma-2
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
41,60	47,45	47,46	44,79	41,93	44,67	46,1	37,9	49,84	49,88	48,74	48,66
1,04	1,00	0,80	0,86	0,60	1,10	0,79	0,52	1,57	1,16	1,38	1,04
12,15	15,06	17,92	15,28	12,96	15,77	14,8	5,1	11,96	14,84	15,62	14,46
6,41	2,14	2,71	1,42	2,78	2,03	0,40	Не обн.	3,61	2,56	3,61	3,27
18,90	10,58	7,91	14,00	13,85	9,96	14,79	28,87	14,69	9,13	8,11	5,66
0,18	0,17	0,13	0,12	0,14	0,14	0,20	0,34	0,3	0,22	0,22	0,21
9,00	9,50	8,59	11,49	14,65	9,88	10,98	21,03	5,19	7,08	7,50	7,91
6,33	9,22	11,20	8,06	8,51	11,20	8,85	4,45	7,21	11,10	10,99	13,53
1,00	1,84	1,83	1,08	1,08	1,67	1,35	0,74	2,68	2,37	2,20	2,30
0,47	0,32	0,37	0,24	0,19	0,53	0,34	0,29	1,10	0,59	0,50	0,45
2,75	1,69	1,54	1,55	2,17	1,24	1,12	1,96	1,20	0,81	0,81	2,88
0,09	0,11	0,15	0,09	0,09	0,16	0,07	0,05	0,27	0,13	0,16	0,09
99,92	98,08	100,61	99,98	98,95	98,35	99,79	101,25	99,62	99,87	99,84	100,46
0,98	—	—	0,00	1,22	0,08	Сл.	0,1	0,008	0,053	0,033	0,051
0,02	0,03	0,03	—	—	—	0,019	0,045	—	—	—	—
0,13	0,013	0,012	0,01	0,34	0,05	0,136	—	—	—	—	—
0,17	0,016	0,021	0,02	0,15	0,04	0,036	—	—	—	—	—

Kp-7	Kp-20	Kp-21	Kp-22	Kp-23	Kp-8	Kp-10	Kp-25	Kp-27
32	33	34	35	36	37	38	39	40
54,91	53,39	53,77	54,53	53,94	43,28	50,62	47,85	49,00
1,03	1,16	1,16	1,07	1,12	0,75	0,58	1,12	1,12
15,03	15,32	14,99	14,79	15,00	10,05	16,62	13,73	15,69
1,09	0,40	0,20	0,38	3,63	3,44	1,50	0,42	1,07
9,13	9,62	9,69	8,83	6,82	2,62	7,64	8,62	7,00
0,16	0,16	0,15	0,14	0,14	0,32	0,19	0,18	0,14
5,98	6,51	6,03	5,79	6,03	1,66	8,45	6,27	6,27
8,17	8,76	8,76	8,76	8,93	33,91	9,55	15,75	13,41
2,33	2,25	2,25	2,00	2,00	0,38	2,54	1,78	2,70
0,77	0,85	0,89	1,16	0,76	0,04	0,43	0,57	0,98
0,15	0,13	0,12	0,14	0,13	0,25	0,08	0,16	0,13
—	0,47	0,19	0,34	0,35	—	—	0,34	0,31
1,26	1,40	1,60	1,17	1,01	2,20	2,10	2,60	1,46
100,01	100,42	99,80	99,10	99,86	98,90	100,32	99,37	99,28
0,068	Сл.	Сл.	0,00	0,14	0,476	0,008	0,00	0,09

пегматит; 6, 7 — феррогаббро; 8, 9 — диабаз-пегматит с гранофиром и магнетитом; 10 — габбро с магнетитом; вый габбро-долерит, откуда же.
с шаровой отделенностью из обнажений по руч. Куранах; 26, 27 — светло-серые безрудные; 28, 29 — серый 33 — внешняя оболочка шара диаметром 1,3 м; 34 — центральная часть шара диаметром 1 м; 35 — серая порода из внешней части шара диаметром 3 м. Гомеогенные включения (шлиры) в габбро-долеритах: 37 — существенно

Таблица 3. Состав породообразующих стекол и рудно-силикатных обособлений (ПС), мас. %

Компонент	7-55					7-58				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	72,47	73,39	66,20	68,90	70,33	64,07	63,01	62,47	61,16	62,64
TiO ₂	0,77	0,89	1,23	0,83	0,87	0,90	0,77	1,03	0,46	1,02
Al ₂ O ₃	16,24	14,99	12,78	14,92	15,23	20,46	16,54	19,47	20,65	19,11
FeO	4,88	3,90	5,66	5,17	4,98	2,06	1,83	3,51	1,58	3,63
MnO	0,11	0,05	0,13	0,09	0,09	0,03	0,07	0,06	0,02	0,06
MgO	0,05	0,04	0,62	0,04	0,13	0,56	0,53	0,63	0,30	0,95
CaO	2,65	2,10	6,27	2,10	2,42	1,49	1,82	1,49	1,11	1,57
Na ₂ O	2,18	1,25	1,60	1,94	3,14	1,57	2,25	3,89	2,35	2,20
K ₂ O	0,34	0,59	0,35	0,66	0,38	1,22	2,07	2,43	4,27	1,29
P ₂ O ₅	0,39	0,24	0,25	0,26	0,22	0,24	0,26	0,22	0,19	0,23
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,01	0,08	0,06	0,06	0,01	0,02	0,02	0,08	0,04	0,00
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма...	100,09	97,52	95,15	94,97	97,80	92,62	89,17	95,28	92,13	92,70

Продолжение табл. 3

Компонент	7-64									
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	49,27	18,25	42,76	52,83	21,84	21,66	47,04	49,58	31,63	30,25
TiO ₂	3,95	10,54	4,50	1,70	7,04	7,55	2,20	2,60	9,18	10,59
Al ₂ O ₃	12,56	5,46	12,05	16,06	7,78	7,64	16,27	14,06	19,05	11,15
FeO	17,54	52,88	21,91	8,19	41,73	40,95	12,79	11,96	30,17	36,86
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	1,21	1,80	2,91	1,94	3,05	2,77	1,89	3,24	1,03	5,36
CaO	2,38	4,94	5,48	2,33	1,99	2,90	4,13	5,07	5,98	4,98
Na ₂ O	3,79	0,05	2,45	3,94	1,60	1,00	3,32	2,60	4,20	2,73
K ₂ O	4,00	0,03	5,38	6,38	2,31	2,87	5,58	6,42	0,27	0,20
P ₂ O ₅	0,86	0,00	0,89	0,27	0,26	1,30	1,46	0,45	0,12	0,09
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,00	0,06	0,09	0,06	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08
BaO	0,05	—	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01
Сумма...	95,61	94,01	98,43	93,73	87,65	88,73	94,72	96,00	101,61	102,30

Окончание табл. 3

Компонент	Кр-2					Кр-3/1				
	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	70,95	74,97	76,72	77,00	74,61	75,75	76,19	78,09	77,30	75,33
TiO ₂	0,87	0,84	0,94	0,75	1,00	0,98	1,07	0,66	0,81	1,05
Al ₂ O ₃	10,24	11,43	10,90	10,91	11,09	11,11	10,95	11,28	10,81	10,64
FeO	1,32	1,12	0,74	0,68	0,81	0,86	0,77	0,57	0,66	0,74
MnO	0,06	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00
MgO	0,03	0,07	0,06	0,02	0,05	0,03	0,08	0,02	0,09	0,08
CaO	1,64	0,39	0,38	0,34	0,35	2,50	0,41	0,30	0,53	2,32
Na ₂ O	0,53	0,99	0,31	0,35	0,80	0,75	0,81	1,30	0,42	0,73
K ₂ O	—	0,90	1,97	1,39	2,38	1,29	1,79	1,37	1,24	1,66
P ₂ O ₅	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—	0,06
Cl	—	—	0,13	0,13	0,15	0,14	0,15	0,11	0,12	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма...	85,64	90,82	92,15	91,58	91,25	93,44	92,26	93,72	91,99	92,61

Примечание. Диабаз-пегматит: 1—5 — стекла из основной массы диабаз-пегматита с кристаллитами Безоливиновый габбро-долерит: 6—8 — глобулы стекла с одиночными гранулами пироксена и скелетными рудными обособлениями.

Оливиноносный габбро-долерит: 12—15 — глобулы стекла с одиночными гранулами пироксена и обособлениями черного стекла; 17 — эллипсоидное выделение черного стекла с обрамлением из мелких черных стекол в прозрачном стекле; 22 — крестообразный скелетный кристалл; 23—36 — черные стекла в чехлах

Афанит микропорфиновый: 37—52 — светло-бурое стекло из основной массы породы; 53—56 — бесцветное кристаллитами; 57—63 — светло-бурое стекло с бурыми шестигранными пластинками и иголочками ильменита

7-64											
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
60,72	46,35	55,77	60,69	59,97	59,67	25,69	27,46	47,34	49,79	45,30	
0,75	4,05	0,94	0,41	0,43	0,68	11,18	7,99	3,54	0,82	3,78	
18,62	14,65	16,10	16,72	17,01	16,25	6,16	10,15	12,62	5,63	14,61	
3,96	21,39	4,78	5,83	6,73	7,34	43,14	42,10	17,54	8,38	19,70	
0,07	—	—	0,05	0,02	0,08	—	—	—	—	—	
1,74	1,03	1,78	0,83	4,29	3,71	9,44	1,57	3,56	10,62	1,48	
1,50	1,49	3,06	1,28	2,00	1,66	2,85	3,11	4,61	14,77	1,86	
3,04	3,43	3,98	1,24	3,52	1,50	1,31	2,27	2,76	1,04	2,26	
3,02	6,44	6,88	0,98	1,16	1,10	0,11	3,56	5,32	2,54	7,53	
0,39	0,29	0,29	0,20	0,10	0,13	0,21	1,26	0,27	0,40	0,61	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,05	0,07	0,00	0,01	0,12	0,03	0,06	0,023	0,00	0,06	0,00	
—	—	—	—	—	—	0,01	0,06	0,05	0,01	0,03	
93,86	99,19	93,58	88,24	95,35	92,15	100,16	99,55	97,61	94,06	97,16	

Кр-2											
32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	
32,49	23,61	22,77	7,72	1,48	74,15	72,96	72,15	73,10	73,19	73,31	
8,87	12,72	17,51	17,82	18,99	0,84	0,93	1,08	0,99	0,93	0,90	
13,54	1,93	2,27	6,56	1,21	11,74	11,70	9,61	11,96	11,95	11,32	
31,61	47,08	51,75	60,94	47,50	1,06	1,06	1,82	1,32	1,73	1,44	
—	—	0,62	—	—	0,01	0,00	0,06	0,01	0,01	0,01	
4,54	9,38	5,64	0,94	0,67	0,04	0,03	0,67	0,02	0,04	0,03	
7,40	4,75	0,78	1,25	0,74	0,67	0,60	1,87	1,17	0,86	0,45	
2,88	0,14	—	1,55	4,77	1,05	0,44	0,43	0,46	0,94	0,50	
0,21	0,01	—	0,08	0,13	1,23	2,46	2,07	2,30	2,27	1,63	
0,05	0,12	—	0,05	0,03	—	—	—	—	—	0,03	
—	—	—	—	—	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	—	
0,17	0,02	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	
0,02	0,05	—	0,01	0,05	—	—	—	—	—	—	
101,78	99,81	101,34	97,07	75,57	90,79	90,20	89,78	91,34	91,93	89,62	

Кр-3/2				Кр-4		Кр-7				
53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
66,44	67,22	68,20	65,05	73,41	78,11	72,22	71,52	70,37	73,97	80,86
0,93	1,04	0,71	0,77	0,86	0,33	0,60	2,53	5,06	0,47	0,29
9,74	10,67	20,11	5,17	10,60	12,02	11,57	10,81	11,60	10,80	11,21
0,86	0,34	0,38	12,81	0,80	0,68	1,77	4,04	5,63	1,11	0,35
0,03	0,00	0,04	0,26	0,02	0,00	0,02	0,05	0,03	0,03	0,02
0,12	0,00	0,16	4,22	0,05	0,01	0,09	0,34	0,23	0,02	0,02
0,23	8,23	8,04	2,11	0,43	3,01	0,65	1,17	0,54	0,85	3,06
0,41	0,40	2,77	0,93	0,91	3,50	0,96	1,04	0,72	0,53	1,98
0,93	1,49	1,10	1,10	3,17	0,67	3,25	—	—	—	—
0,00	0,07	0,19	0,00	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,13	0,00	0,14	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
79,69	89,46	101,70	98,42	90,38	98,33	91,27	91,50	94,17	87,78	97,79

пироксена.

кристаллами ульвошинели; 9—11 — интерстиционное стекло с гранулами клинопироксена и карлевидными рудными обособлениями; 16 — интерстиционное светло-бурое стекло с гранулами пироксена, плагиоклаза шариков такого же стекла; 18 — пальцеобразное обособление черного стекла; 19—21 — округлые обособления эвгедральных и субгедральных кристаллов «магнетита».

прозрачное стекло с субмикроскопическими игольчатыми (апатит?) и шаровидными (пироксен?) прозрачными (?) и шариками самородного железа.

Таблица 4. Состав стекол из глобул с явлениями несовместности (ГС) и однофазных глобул (ОС), мас. %

Компонент	ГС-1			ГС-2		ГС-3				ГС-4	ГС-5			ГС-6
	М	Г	Г	М	К	М	К	Г	Г	К	М	К	М	М
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	72,01	38,50	37,58	63,20	35,46	75,29	44,66	44,57	43,17	74,69	74,31	74,22	74,47	72,49
TiO ₂	0,73	2,93	2,88	0,52	3,39	0,56	2,24	2,09	2,14	0,46	0,57	0,54	0,59	0,52
Al ₂ O ₃	13,47	7,94	7,67	14,46	7,52	13,99	9,34	9,65	8,33	13,86	14,03	13,94	14,01	13,32
FeO	3,94	18,12	18,37	9,85	25,23	3,29	18,38	17,06	19,96	2,86	3,23	3,12	3,24	3,18
MnO	0,33	1,60	1,64	0,21	0,68	0,50	3,14	2,88	3,36	0,29	0,26	0,22	0,25	0,35
MgO	1,65	6,64	7,16	1,06	5,72	0,59	4,45	4,29	5,03	1,02	1,10	1,10	0,93	1,02
CaO	1,92	13,99	13,92	4,10	15,50	3,95	11,71	12,45	11,62	1,21	1,89	5,69	1,75	2,18
Na ₂ O	0,39	0,33	0,38	1,32	1,11	2,40	0,86	0,69	0,83	0,39	0,16	0,71	0,24	0,74
K ₂ O	2,23	0,24	0,21	0,22	0,10	1,64	0,30	0,36	0,38	1,82	1,47	0,35	1,48	1,45
P ₂ O ₅	0,36	8,08	7,95	0,24	8,79	0,57	5,17	5,07	4,97	0,33	0,36	0,31	0,28	0,21
F	0,00	0,33	0,27	0,02	0,09	0,06	0,60	0,33	0,30	0,05	0,04	0,02	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,03	98,70	98,03	95,20	103,59	102,84	100,85	99,44	100,09	96,98	97,42	100,22	97,24	95,46

Продолжение табл. 4

Компонент	ГС-10		ГС-11			ГС-12				ГС-13		ГС-14		
	К	М	М	Г	К	М	Г	Г	К	М	М	Г	Г	
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	
SiO ₂	35,34	71,32	71,58	36,26	27,84	77,10	40,09	39,30	40,49	73,82	37,36	73,79	54,74	
TiO ₂	3,16	0,95	1,11	6,28	5,69	0,44	2,47	2,37	2,32	0,69	4,20	1,16	3,04	
Al ₂ O ₃	6,32	13,50	13,99	8,93	6,75	14,34	8,46	9,79	8,23	14,89	12,29	14,84	10,85	
FeO	19,55	2,19	3,41	16,42	19,71	1,05	15,19	12,92	16,60	3,73	15,77	2,20	15,54	
MnO	1,30	0,07	0,10	0,49	0,37	0,14	1,83	1,68	1,85	0,12	—	—	—	
MgO	7,89	0,85	1,00	6,47	6,08	0,31	6,14	4,62	6,64	0,66	5,64	0,37	4,45	
CaO	15,43	6,18	0,78	14,42	18,48	4,39	16,12	16,04	16,07	1,29	7,71	5,62	5,12	
Na ₂ O	0,28	1,07	0,79	0,41	0,58	2,38	0,49	1,07	0,62	0,53	1,33	0,53	1,06	
K ₂ O	0,13	0,12	2,25	0,22	0,04	0,61	0,17	0,20	0,20	0,88	0,84	0,31	2,38	
P ₂ O ₅	9,57	0,38	0,40	8,98	12,50	0,28	7,91	9,13	8,33	0,11	3,20	0,00	2,60	
F	0,20	0,00	0,01	0,44	0,43	0,07	0,37	0,32	0,20	0,02	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99,17	96,63	95,42	99,32	98,47	101,11	99,24	97,44	99,55	97,04	88,34	98,82	99,79	

Продолжение табл. 4

Компонент	ГС-21		ГС-22			ГС-23				ГС-24		
	М	Г	В	С	Н	В	Г	С	Н	Н	В	К
	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67
SiO ₂	66,77	30,28	75,74	76,76	44,04	76,07	44,22	74,80	49,50	60,93	49,84	37,37
TiO ₂	1,10	4,22	0,35	0,34	1,74	0,45	2,15	0,44	2,60	1,32	1,08	10,86
Al ₂ O ₃	14,41	3,75	13,82	12,84	8,97	14,21	8,99	12,90	9,44	15,52	17,75	8,23
FeO	6,52	19,46	2,03	0,51	16,65	0,96	16,76	1,10	14,22	7,85	7,60	20,67
MnO	0,41	1,00	0,06	0,06	2,26	0,08	2,10	0,09	1,61	—	—	—
MgO	1,82	6,97	0,03	0,00	3,18	0,05	3,77	0,03	2,25	2,07	1,85	5,30
CaO	2,06	16,49	1,18	5,56	14,68	0,66	13,43	5,93	11,76	3,55	3,27	9,76
Na ₂ O	0,82	0,99	2,20	1,01	1,52	1,69	0,94	1,08	0,35	3,02	2,35	1,26
K ₂ O	1,64	0,22	3,07	0,08	0,61	2,27	0,32	0,04	0,89	1,50	2,92	3,02
P ₂ O ₅	0,91	12,47	0,38	0,44	6,19	0,35	5,05	0,50	5,12	0,00	0,58	9,26
F	—	—	0,05	0,05	0,23	0,02	0,22	0,03	0,31	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	96,48	95,88	98,91	97,65	101,07	96,81	97,95	96,94	98,05	95,76	87,24	99,73

ГС-6		ГС-7			ГС-8		ГС-9				ГС-10		
Г	М	К	Г	Г	М	Г	М	К	Г	Г	М	Г	Г
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
55,34	74,46	36,45	40,28	39,40	70,21	38,54	37,34	37,53	74,35	72,91	74,73	52,89	37,86
1,92	0,55	2,96	3,23	3,28	0,74	3,16	2,61	2,50	0,47	0,50	0,79	2,71	3,25
10,92	13,34	6,91	7,50	7,20	13,53	8,04	5,80	5,08	12,81	12,74	12,73	9,05	6,78
12,97	3,13	20,98	17,97	17,99	4,55	17,52	20,25	26,22	2,63	2,94	3,41	14,42	19,07
1,44	0,23	1,05	1,30	1,36	0,30	1,24	0,70	0,64	0,09	0,09	0,22	1,00	1,27
3,77	0,89	6,72	6,00	7,22	1,51	7,17	6,88	6,94	0,74	0,96	1,08	5,26	7,43
9,11	2,07	14,66	15,22	15,01	2,70	14,79	16,43	14,99	2,02	2,45	4,74	12,34	14,71
0,49	0,40	0,59	0,42	0,42	0,41	0,43	0,64	0,69	0,19	0,13	0,81	0,56	0,41
1,00	2,31	0,05	0,24	0,21	2,00	0,26	0,10	0,06	0,96	0,82	1,00	0,47	0,18
3,78	0,20	9,29	7,50	7,05	0,73	7,48	10,12	8,55	0,16	0,20	0,69	6,20	7,84
0,14	0,02	0,29	0,24	0,17	0,00	0,17	0,05	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,21
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,28	97,60	99,95	99,90	99,31	96,68	98,80	100,92	103,23	94,45	93,74	100,22	104,92	99,01

ГС-14		ГС-15		ГС-16		ГС-17			ГС-18		ГС-19		ГС-20	
Г	Г	Г	Г	М	М	М	М	Г	М	М	М	Г	Г	
42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	
68,40	67,26	64,98	46,15	65,31	66,07	66,21	54,26	37,64	58,38	39,68	39,38	76,10	74,93	
1,10	1,17	1,54	0,00	0,68	0,79	0,76	1,09	0,09	0,75	2,25	2,30	0,27	0,32	
14,96	13,92	15,65	3,20	14,08	14,72	14,86	15,52	18,16	14,59	4,20	4,10	10,68	10,03	
2,69	9,27	8,57	38,56	4,29	6,42	8,61	9,99	39,19	4,82	22,17	22,47	1,72	2,06	
—	—	—	—	0,10	0,18	0,12	0,18	0,15	0,10	0,61	0,63	0,02	0,04	
0,40	3,87	1,73	0,21	1,52	2,02	2,33	3,58	2,22	1,84	9,30	9,22	0,52	0,59	
6,25	2,90	3,98	1,48	5,99	4,94	5,32	8,68	1,99	6,30	13,52	13,69	0,72	1,03	
6,91	0,71	1,46	0,15	4,16	3,41	3,87	3,89	0,17	4,25	0,58	0,50	0,82	3,23	
0,00	1,99	1,07	0,00	0,84	0,54	0,70	0,32	0,26	0,84	0,08	0,06	1,33	1,46	
0,00	0,00	1,60	2,12	—	—	—	2,26	—	—	6,58	6,81	0,05	0,10	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02	0,01	0,02	
100,71	101,09	100,58	91,87	96,97	99,09	102,78	99,77	100,87	91,97	98,99	99,18	92,24	93,81	

ГС-27				ГС-28		ОС-1	ОС-2	ОС-3	ОС-4	ОС-5	ОС-6
Г	Г	М	М	Г	М	М	М	М	М	М	М
68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
35,84	37,65	59,00	63,46	37,92	61,38	46,90	50,12	49,30	63,19	53,11	53,24
7,49	8,22	1,49	1,15	8,23	1,32	1,84	1,52	1,32	0,94	1,50	1,50
7,75	8,11	14,00	14,97	8,36	14,17	9,53	12,87	13,34	14,98	15,46	15,57
23,40	24,08	5,11	3,60	22,50	5,82	15,15	12,32	16,68	3,45	8,84	8,73
0,43	0,48	0,12	0,08	0,40	0,12	0,65	0,38	0,28	0,64	0,14	0,15
6,40	5,61	2,14	0,37	5,07	1,53	5,67	5,40	4,92	1,00	7,16	7,00
9,69	9,76	5,54	1,79	9,98	4,03	9,47	9,75	10,85	6,70	9,90	9,96
1,75	0,54	0,59	2,32	1,28	1,65	0,56	2,05	3,34	2,43	2,14	2,16
0,35	0,17	2,75	3,10	0,35	2,47	1,64	0,35	0,87	3,25	0,68	0,72
6,46	5,38	0,82	0,75	5,07	0,89	5,24	5,62	—	—	0,16	0,15
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,56	100,00	91,56	91,59	99,16	99,38	99,65	100,38	100,90	96,58	99,09	99,18

Продолжение табл. 4

Компонент	ГС-50						ГС-51			ГС-52	
	Г	Г	Г	М	М	М	М	М	Г	М	
	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	
SiO ₂	34,94	35,81	35,81	73,95	74,01	72,36	36,73	39,14	53,20	70,00	
TiO ₂	3,42	3,59	3,02	0,88	0,71	0,74	1,99	2,24	0,72	0,78	
Al ₂ O ₃	7,40	7,01	7,23	14,25	14,33	13,97	8,66	10,01	15,49	13,39	
FeO	17,12	25,75	25,67	5,53	4,40	4,58	18,20	16,03	13,92	2,00	
MgO	7,06	9,98	8,19	0,86	0,80	1,34	11,01	8,02	4,28	2,18	
CaO	19,41	12,05	15,01	1,24	0,99	1,59	13,58	15,02	5,47	4,51	
Na ₂ O	0,32	0,37	0,36	0,47	0,35	0,49	0,67	1,41	1,46	1,66	
K ₂ O	0,18	0,19	0,14	2,16	2,12	2,17	0,16	0,07	0,12	0,13	
P ₂ O ₅	11,21	10,30	9,58	0,39	0,46	0,37	11,05	10,54	1,15	0,37	
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
Сумма	101,06	105,05	105,05	99,73	98,17	97,61	102,05	102,48	95,82	95,02	

Продолжение табл. 4

Компонент	ГС-56									
	М	М	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110
SiO ₂	75,24	74,00	41,62	40,01	41,51	40,09	40,74	45,08	40,88	41,48
TiO ₂	0,55	0,53	3,66	3,64	3,70	3,54	3,52	3,83	3,40	3,46
Al ₂ O ₃	12,95	12,68	8,04	7,87	8,35	7,98	8,09	9,07	8,39	8,02
FeO	1,48	1,62	21,88	20,73	21,91	18,69	18,77	19,57	17,07	19,43
MgO	1,03	1,61	8,40	8,30	8,24	8,77	8,25	7,58	7,42	8,96
CaO	4,10	4,82	14,45	14,74	13,85	14,76	14,43	14,87	14,44	14,70
Na ₂ O	0,69	0,83	0,38	0,50	0,46	0,46	0,48	0,45	0,43	0,46
K ₂ O	0,79	0,64	0,19	0,18	0,18	0,25	0,20	0,37	0,20	0,22
P ₂ O ₅	0,19	0,22	5,79	6,39	5,44	6,10	6,11	5,71	5,59	5,47
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Сумма...	97,02	96,95	104,41	102,36	103,65	100,64	100,59	106,55	97,83	102,20

Продолжение табл. 4

Компонент	ГС-58				ГС-59		ГС-60	ГС-61		ГС-62
	Г	М	М	М	Г	М	М	Г	М	Г
	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131
SiO ₂	41,50	69,08	71,11	71,39	40,83	68,59	75,04	42,34	71,88	43,90
TiO ₂	3,66	0,72	0,82	0,71	5,27	1,80	0,69	3,44	0,67	2,92
Al ₂ O ₃	8,78	14,05	14,25	14,42	9,64	15,50	12,36	8,94	12,89	9,11
FeO	20,11	2,01	2,43	2,90	14,66	3,91	1,56	16,03	2,21	13,77
MgO	9,01	1,89	1,36	1,38	6,54	1,58	1,03	6,91	1,52	6,45
CaO	13,64	6,73	4,18	2,53	12,94	4,94	3,32	14,97	5,74	13,92
Na ₂ O	0,53	0,97	2,01	0,57	0,72	2,78	1,18	0,38	1,22	0,66
K ₂ O	0,16	0,37	0,37	2,11	0,88	0,24	0,92	0,23	0,35	0,26
P ₂ O ₅	5,92	0,50	0,43	0,45	5,29	0,56	0,20	5,32	0,27	5,83
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Сумма...	103,31	96,32	96,66	96,46	96,80	99,90	96,30	98,56	96,75	96,83

Примечание. М — матрица, Г — глобула, заключенная в М, К — кайма или серповидное выделение стекла, обрамляющее Г на границе с α-Fe (пояснения см. в тексте). Анализы ГС-27, 28 опубликованы в работах [Самородное металлообразование... 1985; Панков, Левашов, 1985], ОС-5, 6 — [Pedersen, 1979].

FC-52				FC-53			FC-54			FC-55	FC-56
M	Г	Г	Г	Г	Г	M	Г	M	M	M	
90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	
69,29	33,39	33,26	36,29	34,77	36,16	70,61	47,20	67,37	65,85	65,43	
0,87	2,87	4,05	4,28	2,25	2,15	0,77	2,60	0,98	0,62	1,65	
13,53	6,36	5,45	7,48	8,40	9,45	16,59	11,30	14,90	12,89	12,19	
2,25	25,54	30,27	22,63	20,08	14,15	0,65	14,54	3,48	6,66	6,59	
2,15	8,93	10,13	7,28	14,56	8,00	0,23	6,92	2,20	3,07	2,60	
2,06	15,47	9,76	15,30	11,81	18,22	5,28	12,37	4,87	5,48	5,91	
0,48	0,36	0,76	0,41	0,42	0,62	2,87	1,63	2,50	1,17	0,64	
2,40	0,03	0,03	0,38	0,20	0,44	1,42	0,60	1,32	4,03	1,11	
0,32	11,33	9,10	9,31	11,13	11,42	1,46	6,35	0,85	1,48	1,67	
0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	
93,35	104,28	102,81	103,42	103,62	100,61	99,88	103,82	98,47	101,26	97,79	

FC-56						FC-57				FC-58
Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	M	M	M	Г
111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121
41,34	41,90	43,89	42,06	44,66	38,02	44,83	67,68	69,06	64,16	44,51
3,44	3,47	3,50	3,76	3,65	3,57	2,94	1,19	0,79	0,99	3,36
7,86	8,27	10,36	7,88	9,04	7,32	8,92	13,54	13,66	11,01	10,49
19,53	21,17	18,25	20,47	18,18	21,17	20,47	8,39	10,57	6,69	14,80
9,10	8,88	5,88	9,49	7,18	9,92	7,12	1,38	2,42	4,57	6,95
14,65	14,37	11,70	14,85	14,96	16,03	15,46	9,25	3,08	5,10	14,45
0,49	0,48	0,56	0,48	0,64	0,57	0,36	0,96	0,31	0,38	0,38
0,17	0,21	0,51	0,15	0,16	0,10	0,27	0,06	1,55	1,10	0,35
5,37	5,59	4,38	5,38	6,01	7,46	4,47	1,18	0,61	0,41	4,99
0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
101,95	104,34	99,04	104,52	104,48	104,16	104,85	103,73	102,05	94,39	100,29

FC-62	FC-63		FC-64		FC-65		FC-67		OC-8
M	Г	M	M	M	M	M	Г	M	M
132	133	134	135	136	137	138	139	140	141
71,91	53,08	73,22	70,52	72,32	65,35	70,26	45,91	52,73	62,10
0,74	2,23	0,76	0,53	0,48	0,66	0,66	0,00	1,33	0,63
12,71	11,14	13,33	12,79	13,34	13,47	14,33	4,41	14,78	15,25
1,96	10,39	0,64	2,61	1,83	3,41	0,61	53,11	12,93	7,27
1,32	3,92	0,12	1,75	1,50	4,69	1,96	0,39	2,82	2,19
3,39	10,63	3,48	5,95	6,02	4,49	6,64	4,31	7,22	3,83
2,46	1,36	2,91	0,99	0,93	0,23	0,98	0,06	1,20	3,16
1,35	0,39	1,09	0,05	0,06	1,25	0,07	0,03	0,56	0,82
0,33	3,41	0,41	0,56	0,38	0,68	0,80	0,00	1,54	0,69
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
96,17	96,57	96,06	95,75	96,86	94,23	96,31	108,22	95,10	95,94

Таблица 5. Состав стекол из глобул, содержащих кристаллические фазы (ГК), мас. %

Компонент	ГК-1					ГК-2			ГК-3	ГК-4	ГК-5	ГК-6	ГК-7
	М	М	М	Г	Г	М	Г	М	М	М	И	И	М
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	80,54	76,64	76,31	45,02	49,71	73,53	44,52	67,81	56,52	73,13	55,66	75,19	47,08
TiO ₂	0,39	0,35	0,58	2,29	2,52	0,32	2,10	0,31	1,99	0,48	0,65	0,31	1,45
Al ₂ O ₃	12,66	12,10	13,55	8,73	9,45	16,01	4,74	15,13	9,77	12,33	15,21	16,30	13,20
FeO	0,68	0,93	1,26	15,37	14,65	2,76	21,06	4,06	19,15	3,31	20,04	1,21	17,21
MnO	0,09	0,13	0,16	2,03	1,82	0,08	2,86	0,35	0,73	0,01	2,63	0,06	0,19
MgO	0,06	0,15	0,14	3,77	2,86	0,53	10,17	0,83	3,60	0,01	2,28	0,07	5,71
CaO	3,01	5,52	6,40	14,93	12,70	2,40	11,04	3,52	6,50	0,80	6,97	3,28	10,10
Na ₂ O	0,94	1,02	0,83	0,30	0,28	1,84	0,30	0,95	1,06	1,79	0,95	1,62	2,02
K ₂ O	1,31	0,05	0,05	0,41	0,63	2,35	0,01	1,90	0,07	5,47	0,05	1,45	1,74
P ₂ O ₅	0,35	0,38	0,38	5,77	5,89	0,26	2,95	0,86	1,89	0,12	0,16	0,25	—
F	0,05	0,00	0,01	0,34	0,26	0,04	0,08	0,07	0,16	0,08	0,00	0,00	—
Сумма	100,08	97,27	99,67	98,96	100,77	100,13	99,83	95,79	101,45	97,50	104,60	99,74	98,68

Продолжение табл. 5

Компонент	ГК-8		ГК-9	ГК-10	ГК-11	ГК-12	ГК-13	ГК-14	ГК-15	ГК-17	
	М	СВ	И	М	М	М	М	Г	И	И	И
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	70,82	66,26	71,45	78,42	66,35	87,46	71,58	24,54	51,12	57,44	59,65
TiO ₂	0,36	0,60	0,22	0,47	0,25	0,19	0,20	0,06	0,31	1,35	1,04
Al ₂ O ₃	14,05	17,40	12,62	11,67	16,89	0,93	11,53	17,44	14,81	11,94	12,05
FeO	1,46	2,23	2,91	1,51	0,97	5,37	6,84	42,78	16,48	12,17	11,46
MnO	0,09	0,04	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,09	1,67	0,17	0,10
MgO	0,21	0,17	0,00	0,02	0,20	0,02	0,00	0,46	1,03	0,88	0,53
CaO	1,26	5,79	0,56	0,40	3,95	0,13	1,02	1,24	5,07	6,15	5,95
Na ₂ O	1,54	1,98	1,04	1,09	2,59	0,16	1,75	0,20	3,60	0,48	1,43
K ₂ O	4,95	5,01	7,61	7,13	3,12	0,16	5,09	0,16	2,12	2,34	5,98
P ₂ O ₅	0,15	1,02	0,02	0,06	3,55	0,02	0,09	—	0,21	—	—
F	—	—	—	—	—	—	0,00	—	0,05	—	—
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	—	—	—	—	—
Сумма	94,91	100,52	96,45	100,77	97,92	94,46	98,21	86,97	96,47	92,92	98,21

Продолжение табл. 5

Компонент	ГК-17		ГК-18					ГК-19			ГК-21
	И	И	И	И	И	И	И	И	М	Г	И
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	61,63	63,07	64,15	65,35	66,83	64,77	58,76	66,38	75,78	38,17	58,19
TiO ₂	1,09	0,64	0,71	0,62	0,73	0,72	1,00	0,73	0,39	2,16	0,43
Al ₂ O ₃	13,21	14,92	14,88	15,06	15,93	14,76	12,84	16,53	9,68	3,49	17,08
FeO	8,42	4,91	4,48	5,25	2,94	4,71	9,92	2,14	2,20	22,14	3,61
MnO	0,13	0,10	—	0,16	0,09	0,07	0,11	0,11	—	0,46	—
MgO	0,50	0,14	—	0,09	—	0,09	0,71	—	0,34	10,87	—
CaO	3,20	2,97	2,83	3,00	1,81	2,92	4,15	2,33	0,50	12,01	4,10
Na ₂ O	1,85	2,14	2,23	1,80	1,23	2,07	1,84	3,03	0,54	0,18	4,64

Продолжение табл. 5

Компонент	ГК-17		ГК-18						ГК-19		ГК-21
	И	И	И	И	И	И	И	И	М	Г	И
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
K ₂ O	4,81	6,52	6,64	6,70	4,39	6,55	5,57	2,86	4,73	0,29	2,54
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,20	0,15	9,82	0,32
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	94,84	95,41	95,92	98,03	93,95	96,66	94,90	94,91	94,31	99,59	90,91

Продолжение табл. 5

Компонент	ГК-21		ГК-22			ГК-23		ГК-24					
	И	И	И	И	И	Г	Г	Г	Г	Г	Г		
	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46		
SiO ₂	64,98	63,23	66,38	61,86	66,17	78,40	69,70	41,67	48,53	33,20	32,50		
TiO ₂	0,31	0,67	0,73	0,44	0,37	0,80	0,90	3,24	1,29	—	—		
Al ₂ O ₃	17,41	16,28	16,53	17,02	15,85	10,30	13,10	8,98	15,36	5,70	5,50		
FeO	0,66	2,93	2,14	2,64	2,27	1,20	4,20	25,52	16,35	47,90	51,00		
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
MgO	—	—	—	—	—	—	0,50	4,91	5,15	—	0,10		
CaO	4,19	2,81	2,33	4,22	4,16	0,40	2,20	7,78	8,43	1,70	1,90		
Na ₂ O	4,28	3,76	3,63	4,28	4,34	0,70	0,80	1,22	1,97	—	—		
K ₂ O	3,88	2,73	2,86	1,70	1,60	6,40	3,90	1,02	0,42	0,10	0,10		
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Сумма	95,93	92,65	94,91	92,16	95,13	98,20	98,10	97,99	97,75	88,60	91,10		

Продолжение табл. 5

Компонент	ГК-35	ГК-36	ГК-37	ГК-38	ГК-39	ГК-40	ГК-41			ГК-42	ГК-43	ГК-44	ГК-45	ГК-46	ГК-47
	И	М	И	М	М	М	М	М	М	М	И	И	И	М	И
	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61
SiO ₂	67,93	73,43	69,52	64,81	70,53	75,66	73,57	65,36	74,99	78,37	77,28	64,32	64,97	77,85	78,53
TiO ₂	0,30	0,16	0,25	0,07	0,57	0,12	0,41	0,49	0,39	0,38	0,64	0,21	0,00	0,25	0,13
Al ₂ O ₃	15,75	13,53	14,17	17,78	14,35	17,85	12,97	10,45	12,93	11,36	12,65	11,38	19,12	12,92	13,42
FeO	0,91	1,70	2,13	3,63	0,74	0,18	0,61	0,71	0,55	0,73	0,24	0,74	0,51	0,52	0,30
MgO	0,11	0,03	0,11	0,01	0,05	0,04	0,02	0,06	0,03	0,02	0,01	0,05	0,01	0,01	0,00
CaO	0,95	3,56	0,17	0,18	0,65	7,24	0,24	0,27	0,21	0,34	0,29	9,56	0,73	0,32	0,85
Na ₂ O	0,77	2,12	0,41	2,70	0,37	1,60	0,41	0,42	0,52	0,86	1,49	0,46	2,74	1,56	1,93
K ₂ O	1,55	2,23	1,44	11,07	1,21	0,07	1,23	1,31	1,31	6,71	7,35	1,98	11,33	7,56	5,85
P ₂ O ₅	1,36	0,02	0,39	0,58	0,27	0,14	0,07	0,11	0,10	0,09	0,13	7,82	0,25	0,10	0,08
Cl	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,13	0,10	0,15	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Сумма	89,63	96,78	88,80	100,82	88,74	102,89	89,66	79,29	91,18	98,86	100,07	96,58	99,66	101,10	101,09

Продолжение табл. 5

Компонент	ГК-48	ГК-49	ГК-50	ГК-51	ГК-52	ГК-53	ГК-54	ГК-55	
	И	И	М	М	Г	Г	М	И	И
	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO ₂	77,93	74,63	68,38	65,20	46,01	48,03	78,28	72,44	71,01
TiO ₂	0,28	0,47	0,07	0,29	0,92	0,15	0,38	0,42	0,17
Al ₂ O ₃	12,22	12,90	17,17	14,55	14,10	25,32	12,37	16,07	15,68
FeO	0,45	3,24	0,74	0,74	15,83	0,64	0,73	1,01	0,40
MgO	0,01	0,04	0,00	0,09	6,58	0,56	0,02	0,10	0,05
CaO	0,19	0,91	0,20	3,79	12,53	16,85	0,49	0,67	7,08
Na ₂ O	1,09	0,42	1,74	0,69	1,44	2,25	1,05	0,83	1,20
K ₂ O	8,02	3,19	11,43	1,79	0,80	0,48	7,92	3,08	0,06
P ₂ O ₅	0,03	0,12	0,25	2,97	4,25	3,65	0,05	0,20	0,26
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Сумма	100,22	96,92	99,98	90,11	102,47	97,93	101,30	94,82	95,91

Окончание табл. 5

Компонент	ГК-55	ГК-56	ГК-57	ГК-57	ГК-58	ГК-58	ГК-59	ГК-60
	И	И	М	М	М	М	М	М
	71	72	73	74	75	76	77	78
SiO ₂	75,74	46,93	80,25	81,81	67,71	72,82	52,23	65,83
TiO ₂	0,44	0,36	0,50	0,09	0,38	0,14	0,09	0,31
Al ₂ O ₃	15,43	17,42	11,68	11,40	17,12	16,10	20,37	14,49
FeO	0,888	11,69	0,46	0,38	1,28	0,15	4,43	1,04
MgO	0,11	6,35	0,01	0,02	0,32	0,01	2,15	0,18
CaO	0,50	12,61	0,80	0,85	0,71	7,83	9,85	7,74
Na ₂ O	0,97	1,19	0,67	0,90	0,59	0,80	2,73	2,88
K ₂ O	2,64	0,05	7,58	4,67	1,75	0,06	0,83	1,01
P ₂ O ₅	0,30	0,39	0,05	0,25	0,27	0,10	0,39	2,61
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,28	0,00
Сумма...	97,01	96,99	102,00	100,38	90,37	98,01	93,35	96,01

Примечание. М — матрица, Г — глобула, заключенная в М; И — интерстиционное стекло между кристаллитами. Анализы ГК-17 — ГК-23 опубликованы в работе [Самородное металлообразование... 1985]; ГК-24 — [Bird et al., 1981].

Таблица 6. Состав интерстиционных стекол (ИС) в рудах самородного железа, мас. %

Компонент	ИС-1		ИС-2	ИС-3	ИС-4	ИС-5	ИС-6	ИС-7	ИС-8	ИС-9	ИС-10
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	64,84	71,08	76,42	65,28	53,41	99,33	49,70	73,83	70,75	67,57	72,54
TiO ₂	0,68	0,39	0,44	0,66	0,17	0,03	1,13	0,37	0,31	0,22	0,28
Al ₂ O ₃	11,64	11,00	13,88	13,14	18,88	0,53	11,94	12,43	12,58	12,20	12,72
FeO	10,17	7,55	1,41	4,50	12,23	0,50	11,43	3,82	3,00	7,41	3,27
MnO	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
MgO	0,24	0,05	0,11	0,12	0,27	0,02	0,00	0,24	0,00	0,00	0,03
CaO	6,11	1,22	2,78	1,12	6,60	0,02	1,15	0,60	1,32	0,89	0,61
Na ₂ O	1,96	0,79	1,44	1,39	3,12	0,02	1,51	1,96	1,20	0,99	1,06
K ₂ O	0,12	3,45	4,04	5,57	0,16	0,04	6,53	7,33	8,47	8,78	8,29
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,43	0,12	0,03	0,00	—	—	0,06	0,02	0,06
Доп. опр.	F=0,02	F=0,02	F=0,11	F=0,01	F=0,00	—	—	—	—	—	—
Сумма...	95,90	95,67	101,06	91,92	94,90	100,51	83,39	100,58	97,69	98,11	98,87

Продолжение табл. 6

Компонент	ИС-11			ИС-12	ИС-13	ИС-15					ИС-18
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	67,16	33,98	44,12	60,79	69,67	81,89	90,46	86,03	77,61	82,19	72,80
TiO ₂	0,35	0,03	0,04	0,19	0,05	0,09	0,41	—	—	—	1,96
Al ₂ O ₃	12,24	0,83	0,64	13,66	14,27	3,50	2,69	0,75	3,33	4,09	12,06
FeO	7,27	52,35	40,33	9,77	2,43	0,40	0,59	5,16	7,38	1,15	2,36
MnO	—	0,00	0,02	0,04	0,00	—	—	—	—	—	—
MgO	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00	—	—	—	—	—	—
CaO	0,88	2,46	4,04	4,03	0,89	0,59	0,59	0,39	0,64	5,34	0,68
Na ₂ O	1,13	0,00	0,02	1,60	0,99	1,32	0,38	—	0,21	0,15	1,43
K ₂ O	8,55	0,07	0,07	10,71	8,26	2,25	2,08	0,24	3,87	3,35	2,72
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,03	0,00	0,09	0,36	2,74	—	—	—	—
Доп. опр.	Cr ₂ O ₃ =0,02	—	—	Cr ₂ O ₃ =0,02	Cr ₂ O ₃ =0,03	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,67	89,80	89,35	100,83	96,69	90,40	99,64	92,57	93,04	96,27	94,01

Окончание табл. 6

Компонент	ИС-50	ИС-51	ИС-52	ИС-53	ИС-54	ИС-55		ИС-56	ИС-57	ИС-58	ИС-59	ИС-60	ИС-61
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	76,52	80,15	68,74	67,48	76,62	73,59	72,59	76,58	78,18	73,28	74,73	59,05	73,91
TiO ₂	0,37	0,33	0,22	0,65	0,25	0,33	0,29	0,29	0,32	0,26	0,10	0,17	0,36
Al ₂ O ₃	13,45	13,12	12,47	11,98	11,78	15,38	16,53	12,25	12,50	13,85	8,62	19,92	15,52
FeO	0,45	0,29	7,85	9,92	1,44	0,40	0,39	0,37	0,21	4,10	0,76	6,95	0,58
MgO	0,01	0,02	0,12	0,04	0,04	0,04	0,11	0,00	0,00	0,02	0,05	1,90	0,04
CaO	0,51	0,82	0,79	0,46	0,66	1,39	2,79	0,24	0,26	0,25	3,09	7,48	1,70
Na ₂ O	1,71	2,03	1,09	1,48	1,56	3,62	3,11	1,80	1,57	1,11	2,20	2,21	4,35
K ₂ O	7,08	5,28	6,59	6,52	6,16	2,49	1,49	7,28	6,93	9,34	0,18	2,34	3,18
P ₂ O ₅	0,12	0,09	0,09	0,07	0,08	0,36	2,11	0,09	0,05	0,06	0,06	0,42	0,32
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Сумма	100,23	102,12	97,97	98,61	98,59	97,61	99,41	98,92	100,02	102,26	89,79	100,46	99,97

Примечание. Анализы ИС-15 опубликованы [Самородное металлообразование... 1985].

Таблица 7. Состав стекол из включений в породообразующих минералах (СВ), мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,66	30,37	41,34	44,99	51,50	66,26	44,86	67,08	55,60	55,32	68,06	43,12	72,94	44,30	66,51
TiO ₂	0,54	11,19	1,52	0,26	0,37	0,60	2,55	0,70	2,37	6,05	0,24	4,18	0,08	2,48	0,59
Al ₂ O ₃	4,61	5,50	5,01	5,89	5,37	17,40	8,57	12,74	15,32	16,44	15,51	15,19	17,67	8,27	18,65
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	26,61	44,09	30,79	29,63	29,18	2,23	10,75	2,14	7,99	7,48	2,73	11,01	0,98	13,04	2,38
MnO	0,37	0,70	0,27	0,24	0,30	0,04	0,15	—	0,14	0,12	—	—	—	0,19	—
MgO	4,10	1,95	2,73	3,76	3,03	0,17	10,33	1,48	7,34	3,65	0,56	12,17	0,80	10,15	0,51
CaO	9,36	3,80	5,54	3,08	6,05	5,79	16,55	5,93	8,39	6,83	5,24	12,25	1,19	16,44	7,15
Na ₂ O	0,10	0,05	0,03	0,03	0,11	1,98	0,86	4,72	2,68	2,70	2,08	2,86	2,73	0,40	0,53
K ₂ O	0,06	0,01	0,06	0,05	0,05	5,01	1,27	0,49	0,33	0,75	0,67	0,43	0,07	0,13	0,23
P ₂ O ₅	0,08	0,53	0,36	0,02	0,09	1,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,02	0,08	0,06	0,00	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	94,51	98,27	87,54	87,95	96,10	100,50	95,89	95,28	100,16	99,34	95,09	101,21	96,46	95,40	95,55
Состав минерала-хозяйина	Ca _{33,3}	Mg _{29,9}	Fe _{36,8}	(f=55,22)			Fa ₇₈	Fa ₂₉		Fa ₃₀	Fa ₃₀	Fa ₃₁	Fa ₃₁		Fa ₃₂

Продолжение табл. 7

Компонент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	45,26	66,19	44,32	42,28	43,18	43,60	43,92	44,11	49,75	61,98	51,09	55,19	55,14	77,61	50,04
TiO ₂	1,12	—	4,80	6,97	6,16	6,31	6,39	6,17	5,47	0,00	0,05	3,67	3,63	0,04	2,07
Al ₂ O ₃	13,20	15,07	7,43	8,92	8,74	8,94	8,94	8,33	15,51	16,32	2,54	12,54	12,22	16,80	16,36
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11,68	5,19	6,36	9,80	12,47	12,22	12,11	12,11	3,70	1,18	11,04	13,89	14,21	0,78	10,90
MnO	—	—	—	0,18	0,15	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	0,21
MgO	12,46	2,28	11,92	7,92	6,96	6,96	6,23	5,79	4,65	0,15	14,73	5,03	4,98	0,05	3,89
CaO	9,98	0,25	21,38	15,76	13,31	13,28	13,40	13,77	12,24	2,87	9,59	3,63	3,71	0,74	9,98
Na ₂ O	2,77	—	3,00	2,86	3,21	3,16	3,14	2,90	1,90	3,29	4,36	2,56	2,30	0,05	2,87
K ₂ O	0,43	1,34	1,80	2,75	1,80	1,87	1,91	1,75	2,13	3,17	0,22	1,24	1,25	1,42	0,75
P ₂ O ₅	—	—	—	1,16	0,96	0,90	0,91	—	—	—	—	—	—	—	0,25
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	96,90	90,32	101,92	98,80	96,93	97,42	96,95	94,93	95,35	88,96	93,62	97,75	94,44	97,49	97,32
Состав минерала-хозяйина	Fa ₃₃		Fa ₁₀	Fa ₁₅		Fa ₈₋₁₂			Fa ₄₀	Fa ₃₅₋₅₀	Fa ₂₅₋₃₀		Fa ₂₅	An ₆₀₋₇₅	

Продолжение табл. 7

Компонент	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	49,90	57,04	59,71	56,90	54,48	50,09	51,19	33,08	42,86	75,29	40,95	73,92	41,80	38,01	76,02
TiO ₂	2,08	2,08	2,63	2,09	2,25	0,49	0,60	9,50	0,62	0,78	6,85	0,64	11,33	2,28	0,38
Al ₂ O ₃	16,19	17,51	16,35	17,15	17,56	18,51	19,73	1,56	9,39	9,96	3,49	15,00	4,18	3,11	9,56
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,03	0,00	0,04	—	—
FeO	11,01	6,18	1,98	6,12	7,04	14,93	1,08	36,70	24,17	2,38	25,49	1,12	28,66	22,31	1,94
MnO	0,01	—	0,11	0,09	0,01	0,20	0,04	1,64	0,24	0,00	0,51	0,02	0,61	0,44	—
MgO	3,92	1,80	1,98	1,64	2,13	6,46	0,04	4,60	13,22	0,47	11,26	0,05	3,78	10,57	0,30
CaO	10,06	6,30	5,40	2,54	6,00	7,98	1,45	9,34	2,56	0,81	8,99	2,00	9,58	12,04	0,34
Na ₂ O	3,21	1,93	1,88	2,54	2,79	2,50	3,22	—	—	0,14	0,70	0,47	0,08	0,40	0,51
K ₂ O	0,72	3,05	3,72	4,10	3,80	0,14	0,28	—	—	2,20	0,26	4,79	0,60	0,27	5,46
P ₂ O ₅	0,25	0,20	0,43	0,21	0,28	—	—	2,76	0,04	—	—	—	—	10,30	0,13
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,35	96,09	94,19	93,38	96,34	101,30	77,63	99,18	93,10	92,03	98,50	98,01	100,62	99,73	94,64
Состав минерала-хозяйина	An ₆₀₋₇₅		An ₇₀₋₈₀	An ₇₅		An ₈₄		—	—	An ₅₂		—	—	An ₉₀₋₉₂	

Примечание. Анализы 7—17 опубликованы в работе [Панков, 1983]; 18—35 — [Золотухин и др., 1985]; 38, 39 — [Тихоненков и др., 1985]; 40—43 — [Бабанский и др., 1985]; 44, 45 — [Панков, Левашов, 1985].

1—5 — стекла в клинопироксене из диабаз-пегматита, Маймечинская интрузия; 6 — стекло в ассоциации с самородной медью из включения в оливине, расположенного в глобуле стекла ГК-8, Хунгтукуская интрузия (см. табл. 2.1); 7, 8 — расслоенное включение стекла из оливина в габбро-долерите, Усть-Ханьинская интрузия; 9—11 — однородные стекла из оливинов габбро-долеритов, там же; 12—17 — расслоенные светло-серые и темно-серые стекла из включений в оливинах габбро-долеритов, там же; 18 — непрозрачное раскристаллизованное стекло в оливине дайкового меймечита, Гулинский плутон; 19 — стекло в ассоциации с рудной фазой, пикрит, Маймеча; 20—23 — прозрачное стекло с рудной фазой в оливине лавового меймечита, Гулинский плутон; 24 — частично раскристаллизованное стекло с рудной фазой в оливине (асс. плагиоклаз Ap_{65}) из габбро-долерита, р. Хурингда; 25, 26 — прозрачное стекло с рудной фазой в оливине пикритоподобного габбро-долерита, р. Фатьяниха; 27, 28 — раскристаллизованное стекло в оливине из габбро-долерита, р. Вороговка; 29 — прозрачное стекло с силикатной кристаллической фазой в оливине из пикритового габбро-долерита, гора Путанная; 30, 31 — частично раскристаллизованное стекло в плагиоклазе (асс. оливин Fa_{35-50}) из пикритоподобного габбро-долерита, р. Фатьяниха; 32, 33 — раскристаллизованное стекло в плагиоклазе (асс. оливин Fa_{25-34}) из пикритового габбро-долерита, р. Сухая Бахта; 34, 35 — раскристаллизованное стекло в плагиоклазе из габбро-долерита, р. Фатьяниха; 36, 37 — червеобразные выделения стекла (матрица) с субмикроскопическими черными шариками из скелетных порфиридных выделений плагиоклаза афанитов Маймечинской интрузии; 38, 39 — глобула и матрица стекла из мезостазиса базальта плато Путорана, Сибирская платформа; 40, 41 — матрица и глобула из включения в порфиром выделении плагиоклаза, асс. пироксен $Ca_3Mg_{76}Fe_{21}$, из андезита, Бол. Кавказ; 42, 43 — матрица и глобула из мезостазиса, там же; 44, 45 — включение в плагиоклазе, заключенном в самородном железе Хининдинской интрузии.

Таблица 8. Состав оливинов из стекол, пород и руд верхних эндоконтактных зон слабодифференцированных трапных интрузий, мас. %

Компонент	КР-2		КР-3		Х-7/55				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	35,01	34,41	35,66	36,96	31,31	31,25	31,24	31,01	31,94
TiO ₂	0,05	0,07	0,08	0,06	0,08	0,07	0,08	0,11	0,08
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02
FeO	40,02	39,33	35,70	33,90	57,60	57,67	57,51	57,91	57,51
MnO	0,56	0,59	0,51	0,49	1,05	1,04	1,04	1,06	1,05
MgO	25,05	25,25	28,39	30,00	10,19	10,13	10,13	9,40	10,13
CaO	0,16	0,15	0,19	0,19	0,49	0,51	0,50	0,52	0,50
Na ₂ O	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	—	0,02	0,04	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	—	—	0,01	—	—	—	0,00
P ₂ O ₅	0,05	0,08	—	—	0,07	0,07	0,12	0,07	0,12
С у м а . . .	100,92	99,94	100,77	100,66	100,85	100,78	100,66	100,15	101,37

Пересчет на минералы

Fe ₂ SiO ₄	47,0	46,2	41,1	38,6	74,3	74,5	74,4	75,8	74,4
Mg ₂ SiO ₄	52,2	52,9	58,1	60,6	23,4	23,3	23,3	21,9	55,3
Mn ₂ SiO ₄	0,6	0,7	0,5	0,5	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
Ca ₂ SiO ₄	0,2	0,2	0,3	0,3	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9

Продолжение табл. 8

Компонент	КР-16			11427	151266	ГК-8	ГК-11	ГК-16/2	ГК-23
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	35,62	35,11	36,15	34,43	34,62	32,07	33,33	32,38	34,06
TiO ₂	0,05	0,06	0,07	—	—	0,09	0,07	0,13	—
Al ₂ O ₃	0,01	0,602	0,02	—	—	0,03	0,04	0,27	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,00	0,00	0,02	0,02	—	—
FeO	37,68	38,62	36,53	39,98	39,83	58,61	52,97	45,53	43,73
MnO	0,52	0,50	0,52	0,64	0,77	1,21	0,55	0,43	1,07
MgO	26,77	26,06	27,01	23,02	23,33	9,43	14,85	19,14	20,43
CaO	0,22	0,20	0,23	0,05	0,14	0,13	0,12	0,62	0,31
Na ₂ O	—	—	—	NiO=0,03	0,00	0,02	0,03	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,08	0,06	0,02	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	100,87	100,56	100,53	98,15	98,68	101,68	102,04	98,61	99,60

Пересчет на миналы

Fe ₂ SiO ₄	43,8	45,0	42,8	48,9	48,4	76,2	66,1	56,3	53,7
Mg ₂ SiO ₄	55,3	54,1	56,4	50,2	50,5	21,8	33,0	42,2	44,5
Mn ₂ SiO ₄	0,6	0,6	0,5	0,8	0,9	1,7	0,7	0,5	1,4
Ca ₂ SiO ₄	0,3	0,3	0,3	0,1	0,2	0,3	0,2	1,0	0,4

Продолжение табл. 8

Компонент	ИС-2	ИС-2	ИС-31	ИС-32	ИС-33	ИС-34	ИС-35	ИС-36	ИС-37
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	32,96	32,26	31,54	31,43	31,77	31,69	31,01	31,78	31,67
TiO ₂	0,07	0,06	0,08	0,06	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09
Al ₂ O ₃	0,03	0,04	0,02	0,05	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	—	—	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04
FeO	55,36	56,54	61,07	62,58	61,06	61,83	61,70	60,91	60,93
MnO	0,40	0,40	0,75	0,75	0,75	0,75	0,76	0,68	0,72
MgO	13,76	12,12	8,08	6,76	8,24	7,61	7,44	8,01	8,40
CaO	0,08	0,07	0,09	0,06	0,07	0,09	0,10	0,06	0,07
Na ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,06	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,15	0,08	0,04	0,00	0,02	0,05	0,10	0,02
F	0,06	0,01	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	102,74	101,67	101,73	101,77	102,04	102,13	101,28	101,68	101,98

Пересчет на миналы

Fe ₂ SiO ₄	68,8	71,9	79,9	82,9	79,7	81,0	81,2	80,2	79,5
Mg ₂ SiO ₄	30,4	27,5	18,8	16,0	19,1	17,7	17,5	18,7	19,5
Mn ₂ SiO ₄	0,6	0,5	1,1	1,0	1,1	1,1	1,1	0,9	0,9
Ca ₂ SiO ₄	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1

Продолжение табл. 8

Компонент	ИС-38	СК-2/1	СК-2/2	СК-2/3	СК-2/4	СК-2/5	СК-2/6	СК-3	СК-3
	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	32,33	33,05	33,25	33,83	33,77	33,85	33,85	33,18	33,74
TiO ₂	0,06	0,11	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	—	—	—	—	0,00	0,01
FeO	53,41	48,82	50,45	49,84	49,93	50,41	50,05	50,43	49,65
MnO	0,48	0,41	0,44	0,40	0,38	0,39	0,39	0,38	0,40
MgO	14,14	17,50	16,73	18,05	18,42	18,28	18,30	16,61	17,36
CaO	0,10	0,07	0,11	0,09	0,08	0,07	0,09	0,06	0,11
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,01	0,01	0,02	0,04
F	—	—	—	0,04	0,08	0,10	0,02	—	—
Сумма...	100,60	100,04	101,08	102,38	102,82	103,20	102,79	100,83	101,39

Пересчет на миналы

Fe ₂ SiO ₄	67,4	60,6	62,4	60,3	59,9	60,3	60,1	62,6	61,1
Mg ₂ SiO ₄	31,8	38,7	36,9	39,0	39,4	39,1	39,2	36,8	38,2
Mn ₂ SiO ₄	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ca ₂ SiO ₄	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2

Продолжение табл. 8

Компонент	X-1		X-56			X-67	
	37	38	39	40	41	42	43
SiO ₂	35,10	33,64	34,91	36,22	31,75	30,36	30,16
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,08	0,01
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,07	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	—	—	—	0,00	0,01
FeO	40,27	44,56	39,47	40,17	53,22	70,41	69,81
MnO	0,54	0,50	—	—	—	0,50	0,05
MgO	24,18	19,74	25,18	25,58	13,87	0,00	0,03
CaO	0,17	0,05	—	—	0,16	0,00	0,02
Na ₂ O	0,00	0,00	—	—	—	0,01	NiO=0,05
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—
Сумма...	100,26	98,49	99,57	101,98	99,00	100,98	100,16

Пересчет на миналы

Fe ₂ SiO ₄	47,8	55,5	46,8	46,8	68,1	100	100
Mg ₂ SiO ₄	51,3	43,8	53,2	53,2	31,6	—	—
Mn ₂ SiO ₄	0,6	0,6	—	—	—	—	—
Ca ₂ SiO ₄	0,3	0,1	—	—	0,3	—	—

Продолжение табл. 8

Компонент	X-67			X-119Д		X-120/1		X-120/2	
	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	30,43	28,01	29,55	31,81	32,18	31,10	31,11	31,57	31,92
TiO ₂	0,03	0,04	0,05	0,08	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05
FeO	68,86	71,07	70,68	60,34	60,17	63,01	62,42	61,63	59,31
MnO	0,06	0,04	0,05	0,66	0,65	0,13	0,15	0,15	0,16
MgO	0,02	0,14	0,03	8,37	8,46	3,42	3,33	4,84	5,61
CaO	0,00	0,16	0,02	0,11	0,07	4,19	4,70	3,68	4,75
Na ₂ O	NiO=0,03	—	—	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	—	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
P ₂ O ₅	—	0,01	0,01	0,10	0,03	0,00	0,02	0,00	0,05
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	99,45	99,53	100,40	101,52	101,75	102,00	101,86	101,98	101,94
<i>Пересчет на миналы</i>									
Fe ₂ SiO ₄	100,0	99,3	100,3	79,4	79,2	84,5	83,7	82,0	78,5
Mg ₂ SiO ₄	—	0,4	—	19,6	19,9	8,1	8,0	11,5	13,2
Mn ₂ SiO ₄	—	—	—	0,8	0,8	0,2	0,2	0,2	0,2
Ca ₂ SiO ₄	—	0,3	—	0,2	0,1	7,2	8,1	6,3	8,1

Продолжение табл. 8

Компонент	X-120/3		X-124					
	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO ₂	30,96	31,21	27,81	25,61	36,06	36,33	30,17	31,49
TiO ₂	0,05	0,07	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,02	0,04	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—
FeO	64,85	62,51	67,42	68,87	43,57	40,71	62,98	64,17
MnO	0,17	0,17	—	—	—	—	0,33	—
MgO	3,69	4,05	5,18	5,04	22,68	24,92	5,46	5,12
CaO	2,21	3,73	—	—	—	—	0,39	—
Na ₂ O	0,00	0,00	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,00	0,01	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,00	0,03	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	101,97	101,84	100,41	99,52	102,34	101,97	99,33	100,78
<i>Пересчет на миналы</i>								
Fe ₂ SiO ₄	87,2	83,6	88,0	88,5	51,9	47,8	85,7	87,5
Mg ₂ SiO ₄	8,9	9,7	12,0	11,5	48,1	52,2	13,2	12,5
Mn ₂ SiO ₄	0,2	0,2	—	—	—	—	0,50	—
Ca ₂ SiO ₄	3,7	6,5	—	—	—	—	0,6	—

Окончание табл. 8

Компонент	X-124		X-197/1			X-197/2Б		X-197/4
	61	62	63	64	65	66	67	68
SiO ₂	32,20	31,98	37,88	37,84	38,63	36,56	36,40	34,94
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	60,69	63,53	22,13	23,61	19,59	33,61	34,37	41,72
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	7,64	5,15	38,48	35,89	41,23	29,10	28,79	23,35
CaO	—	—	0,94	—	1,83	0,31	0,28	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,54	100,66	99,44	97,34	101,28	99,58	99,84	100,04
<i>Пересчет на минералы</i>								
Fe ₂ SiO ₄	81,7	87,4	24,1	28,0	20,5	39,2	40,0	50,1
Mg ₂ SiO ₄	18,3	12,6	74,6	73,0	77,0	60,4	59,6	49,9
Mn ₂ SiO ₄	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca ₂ SiO ₄	—	—	1,3	—	2,5	0,4	0,4	—

Примечание. Анализ 18 заимствован из работы [Самородное металлообразование... 1985], остальные — материалы автора.

Афаниты: 1, 2 — микропорфировые выделения; 3, 4 — то же, с каймами обрастания клинопироксеном.

Диабаз-пегматиты: 5—9 — скелетные фенокриты.

Габбро-долерит оливинсодержащий: 10—12 — мелкие изометричные зерна. Долерит пойкилофитовый: 13—14 — мелкие изометричные зерна в основной массе породы (Хининдинская интрузия).

Глобулярные и интерстиционные стекла в рудах α-Fe: 15 — головка кристалла с включением стекла СВ-6 и самородной меди; 16 — скелетный кристалл; 17 — центральная часть идиоморфного кристалла, выросшая на стенку глобулы в окружении перистых кристаллитов пироксена (см. Приложение II, табл. VIII, б);

18—20 — кристаллы в стекле; 21 — эвтектоидное сращение оливина с клинопироксеном; 22, 23 — матрица с мирмекитовыми вростками биотита и тримимита; 24 — эвтектоидное сращение оливина с тримимитом;

25, 26 — скопление гранул, асс. лейсты плагиоклаза; 27, 28 — кристаллы в стекле.

Руды α-Fe и околорудные породы: 29, 30 — изометричные зерна из гранобластового агрегата оливина вблизи желвака α-Fe; 31—36 — то же, внутри крупных желваков; 37 — одиночный кристалл в рудной матрице; 38 — гранула в ближайшем экзоконтакте желвака α-Fe; 39, 40 — гранула и крупный кристалл из экзоконтакта желвака; 41 — кайма вокруг ортопироксена на границе с α-Fe; 42—46 — пластинчатые кристаллы в вюстите; 47, 48 — мелкие изометричные кристаллы; 49—53 — лапчатые кристаллы, составляющие силикатный базис вюститовой руды (см. Приложение II, табл. X, в); 54 — мелкий идиоморфный кристалл из включения в клинопироксене; 55, 56 — каймы оливина на границе авгита из габбро-долерита с рудной фазой желвака α-Fe; 57, 58 — изометричные зерна из габбро-долерита в 1 см от контакта с желваком α-Fe; 59, 60 — каймы на границе пироксена с рудной фазой внутри желвака; 61 — крупное лапчатое зерно; 62 — то же, с округлыми вростками ортопироксена.

Шпинель-мелилитовый шпир: 63—65 — мелкие округлые зерна в мелилите; 66, 67 — крупный кристалл из пироксеновой зоны, обрамляющей шпир; 68 — кристалл из габбро-долерита, вмещающего шпир.

Таблица 9. Состав пироксенов из пород верхних эддоконтактовых зон слабодифференцированных трапповых интрузий, мас. %

Компонент	Кр-1					Кр-2						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50,35	51,03	52,09	50,26	50,09	50,92	50,43	51,27	51,10	51,60	51,62	50,70
TiO ₂	0,47	0,50	0,50	0,45	0,52	0,45	0,43	0,52	0,40	0,47	0,73	1,61
Al ₂ O ₃	1,05	0,92	1,30	0,73	0,70	0,60	0,61	0,63	0,49	0,57	0,57	1,74
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	23,31	23,98	23,45	25,52	25,73	25,03	25,79	24,72	24,19	23,62	21,65	11,56
MnO	0,47	0,49	0,50	0,56	0,57	0,46	0,51	0,49	0,46	0,46	0,52	0,30
MgO	18,27	18,95	17,91	18,77	18,36	18,88	18,23	17,88	19,23	18,79	20,29	14,71
CaO	4,27	4,53	4,58	3,96	4,01	3,91	4,06	4,92	4,53	4,62	4,20	17,92
Na ₂ O	0,06	0,08	0,19	0,08	0,15	0,05	0,05	0,06	0,05	0,08	0,01	0,19
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,25	100,48	100,53	100,33	100,17	100,30	100,10	100,48	100,47	100,21	99,60	99,75

Пересчет на минералы

Ca	8,9	9,1	9,6	7,8	8,0	7,8	8,1	8,1	8,9	9,3	8,4	37,6
Mg	52,6	52,7	51,7	51,7	51,0	52,4	51,1	51,4	52,9	52,8	56,7	43,0
Fe + Mn	38,5	38,2	38,8	40,4	41,0	39,8	40,7	43,0	38,1	37,9	34,9	19,4
f, ат. %	41,7	41,5	42,3	43,3	44,0	42,7	43,9	43,6	41,4	41,3	37,5	30,8

Продолжение табл. 9

Компонент	X-7/55						X-7/58			X-7/64		
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	47,15	47,20	46,66	44,67	48,90	48,66	48,02	51,50	50,01	50,22	49,77	50,65
TiO ₂	1,48	1,94	1,60	2,33	2,39	0,54	0,92	0,51	0,57	0,64	0,64	0,62
Al ₂ O ₃	3,40	4,27	3,13	3,16	8,68	4,61	3,02	1,01	1,05	2,07	2,66	0,66
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	26,96	27,82	26,74	25,74	21,46	26,61	11,33	10,99	10,49	12,79	8,79	24,08
MnO	0,58	0,57	0,58	0,58	0,41	0,37	0,28	0,44	0,44	0,28	0,23	0,53
MgO	4,38	2,90	4,58	5,47	1,61	4,10	14,12	15,02	14,98	16,19	15,70	19,43
CaO	14,81	11,26	15,36	15,34	8,46	9,36	18,48	18,20	19,25	14,64	19,09	3,64
Na ₂ O	0,60	0,39	0,36	0,35	1,02	0,10	0,41	0,49	0,50	0,23	0,24	0,08
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,09	0,05	0,08	0,05	0,26	0,08	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01
F	0,01	0,01	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,37	96,41	99,01	97,69	92,94	94,50	96,58	98,17	97,29	97,06	97,13	99,72

Пересчет на минералы

Ca	34,9	30,2	35,7	35,4	30,5	25,9	39,2	38,0	39,6	30,0	39,9	7,3
Mg	14,4	10,8	14,8	17,4	8,0	15,8	41,6	43,5	42,9	49,0	45,5	54,2
Fe + Mn	50,7	59,1	49,5	47,2	61,4	58,3	19,2	18,5	17,5	20,9	14,6	38,5
f, ат. %	77,8	84,6	77,0	73,0	88,4	78,4	31,7	29,9	29,0	29,9	24,2	41,5

Продолжение табл. 9

	Кр-3				Кр-4		Кр-7				X-7/55		
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	52,10	52,04	51,97	52,28	51,10	51,01	51,99	52,53	51,36	52,47	49,46	49,57	48,85
TiO ₂	0,86	0,80	0,77	0,88	0,50	1,50	0,88	0,70	1,05	1,19	0,70	0,72	0,82
Al ₂ O ₃	0,66	0,59	0,43	0,62	0,55	1,39	0,72	0,64	0,81	1,28	1,04	1,00	1,22
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	22,28	22,05	23,19	21,53	26,35	12,24	21,14	21,87	25,89	11,34	22,80	21,92	21,47
MnO	0,54	0,53	0,56	0,53	0,53	0,34	0,47	0,48	0,55	0,29	0,57	0,54	0,52
MgO	20,11	20,24	19,55	21,87	17,71	15,20	20,61	19,98	16,23	16,25	9,39	8,87	9,99
CaO	4,05	4,03	3,56	2,97	3,76	18,27	4,59	4,60	4,68	17,73	15,44	16,66	15,52
Na ₂ O	0,06	0,11	0,05	0,07	0,09	0,17	0,07	0,03	0,08	0,07	0,22	0,20	0,20
K ₂ O	—	—	—	—	0,00	0,00	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—	0,00
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,66	100,39	100,09	100,06	100,64	100,16	100,27	100,85	100,67	100,73	99,62	99,50	98,57

Пересчет на минералы

Ca	8,1	8,1	7,2	6,0	7,6	37,1	9,1	9,2	9,6	36,2	33,1	35,8	33,7
Mg	56,2	56,5	60,0	50,0	43,1	57,2	55,8	47,2	46,2	28,0	28,0	26,5	29,9
Fe + Mn	35,7	35,4	38,7	34,0	42,5	19,9	33,6	35,0	43,2	17,6	38,9	37,6	36,8
f, ат. %	38,3	38,0	40,0	35,7	45,5	31,1	36,5	38,0	47,3	27,0	58,2	58,6	55,2

	X-7/64						Кр-10						
	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	49,42	49,49	49,20	50,36	48,05	47,11	50,76	48,39	45,48	52,76	52,79	52,74	51,68
TiO ₂	2,89	0,53	0,79	0,58	0,73	1,41	0,25	0,37	1,16	0,42	0,40	0,72	0,50
Al ₂ O ₃	0,74	0,71	0,70	0,74	0,93	2,07	0,62	0,56	1,83	1,77	1,82	1,70	2,43
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	24,54	24,27	23,23	23,08	27,60	20,05	23,57	22,56	11,95	7,08	7,11	8,10	7,35
MnO	0,54	0,53	0,54	0,54	0,63	0,50	0,55	0,53	—	0,21	0,20	0,22	0,20
MgO	16,74	18,36	18,36	18,13	14,38	10,80	18,31	18,11	13,50	17,51	17,26	16,41	17,20
CaO	3,90	4,19	4,19	5,14	5,31	15,93	3,90	5,76	17,60	20,18	20,21	20,16	20,00
Na ₂ O	0,09	0,15	0,12	0,09	0,08	0,29	0,10	0,08	0,53	0,23	0,20	0,19	0,11
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	1,37	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	0,00	0,01	0,00	0,012	—	—	—	—	—
Сумма	98,87	98,24	97,12	98,68	97,71	98,18	99,09	96,38	92,12	100,15	99,97	100,25	99,47

Пересчет на минералы

Ca	8,4	8,5	8,6	10,5	11,3	34,0	7,9	38,5	40,2	40,4	40,7	40,2	
Mg	49,8	52,0	53,0	51,8	42,2	32,0	54,3	51,5	41,2	48,5	48,1	46,2	48,0
Fe + Mn	41,8	39,4	38,4	37,8	46,5	34,0	37,8	36,8	20,3	11,3	11,5	13,1	11,3
f, ат. %	45,6	43,1	42,0	42,2	52,4	51,5	41,1	41,7	33,0	18,5	18,9	21,7	19,3

Продолжение табл. 9

Компо- нент	Кр-16			11427	151286	ГК-1	ГК-2	ГК-4	ГК-6	ГК-14	ГК-15	ГК-16
	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
SiO ₂	51,73	51,86	52,34	51,52	49,54	45,00	44,52	52,69	49,03	47,67	46,81	51,43
TiO ₂	1,69	1,57	0,94	0,53	2,00	1,90	2,10	0,42	0,82	2,46	1,01	1,11
Al ₂ O ₃	1,32	1,41	0,74	0,66	1,71	9,51	4,74	2,92	2,08	2,39	3,93	1,61
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05
FeO	11,98	14,55	20,76	9,48	11,08	17,09	21,06	32,57	29,89	22,33	31,26	10,91
MnO	0,30	0,33	0,49	—	—	2,09	2,86	0,40	2,26	0,40	4,25	0,26
MgO	14,95	15,92	19,12	17,43	12,92	3,65	10,17	10,04	11,87	10,70	6,22	14,23
CaO	18,59	14,88	6,48	18,61	20,54	14,31	11,04	0,77	4,50	10,74	7,12	19,33
Na ₂ O	0,22	0,27	0,11	—	—	0,63	0,30	0,06	0,07	2,84	0,20	0,26
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,15	0,01	0,63	0,03	2,50	0,10	0,01
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	6,09	2,95	0,04	0,00	—	0,13	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,78	100,80	100,99	98,23	97,97	101,95	99,75	100,94	100,55	100,69	101,07	99,20

Пересчет на минералы

Ca	38,0	30,7	11,3	37,1	43,6	41,7	25,3	1,8	9,7	24,9	16,3	40,5
Mg	42,2	45,5	54,6	48,2	38,1	14,7	32,0	35,6	35,9	34,2	19,9	41,5
Fe+Mn	19,6	23,8	34,1	14,7	18,3	43,6	42,7	63,7	54,5	40,9	63,8	17,9
f, ат. %	34,1	33,9	37,9	23,4	32,4	74,8	57,0	64,8	60,3	54,0	76,2	30,0

Окончание табл. 9

Компо- нент	ИС-15		ИС-16				ИС-30		ИС-31/32		ИС-39	СК-2	СК-3/1
	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	
SiO ₂	50,02	48,71	49,98	49,24	50,47	49,84	51,52	49,89	49,74	47,96	50,10	51,11	
TiO ₂	0,86	0,85	0,59	1,40	0,64	1,49	0,72	0,63	0,80	0,72	0,75	0,64	
Al ₂ O ₃	1,04	0,98	0,62	1,31	1,29	3,07	0,81	0,67	0,77	0,76	0,79	0,82	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,03	0,03	0,03	
FeO	27,13	29,18	36,27	34,70	23,46	14,52	26,04	31,75	34,67	37,20	29,19	24,93	
MnO	0,52	0,63	0,57	0,73	0,46	0,31	0,41	0,45	0,51	0,83	0,39	0,46	
MgO	12,92	13,63	10,21	10,79	18,11	12,78	19,19	13,68	11,69	8,72	15,50	18,29	
CaO	7,19	5,42	1,45	0,94	4,13	16,95	3,00	3,51	3,57	4,46	2,78	3,34	
Na ₂ O	0,18	0,14	—	—	0,23	0,30	0,05	0,03	0,04	0,03	0,01	0,04	
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,01	0,01	0,03	
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99,86	99,54	98,69	99,11	98,79	96,26	101,81	100,61	101,81	100,53	99,55	99,60	

Пересчет на минералы

Ca	15,4	11,4	3,3	2,2	8,6	36,6	6,0	7,3	9,6	5,8	6,9	6,9
Mg	38,5	40,0	32,0	34,4	52,5	38,4	53,0	39,8	34,5	26,3	45,5	52,4
Fe+Mn	46,1	48,6	64,7	63,4	38,9	25,0	40,9	52,9	58,2	64,8	48,7	40,6
f, ат. %	54,1	55,7	66,6	64,3	42,1	38,9	43,6	57,1	62,8	70,9	51,7	83,6

Примечание. Анализы 70—72, 76—81 заимствованы из работы [Самородное металлообразование..., 1985], остальные — материалы автора.

Афаниты: 1—11 — гранулы и мелкие призмочки в стекле; 12 — светло-бурый пойкилокрист афанита с включениями гранул пикнонита; 13—15 — гранулы; 16 — кайма вокруг оливины Fe₂S₂; 17 — гранулы в призмах плагиоклаза; 18 — пойкилокрист; 19, 20 — гранулы; 21 — гранула с бурными чернеобразными зтектоидными простками; 22 — неправильной формы пойкилокрист с включениями гранул пикнонита.

Диабаз-пегматит: 23—25 — крупные призматические фенокристы; 26, 27 — кристаллы; 28—30 — мелкие призматические кристаллы; 31 — включение в клинопироксене, ан. № 25.

Габбро-долерит безоливиновый: 32 — пойкилокрист; 33, 34 — мелкие идиоморфные кристаллы в стекле. Габбро-долерит оливиносодержащий: 35, 36 — пойкилокристы; 37—40 — ироксены матрицы с мirmekитовыми простками ульвоиницели; 41 — мелкое идиоморфное зерно; 42—46 — гранулы в стекле; 47—50 — пойкилокристы; 51 — мелкое клиновидное зерно между призмами плагиоклаза; 52, 53 — центр и край зонального кристалла; 54, 55 — пойкилокристы.

Включения частично раскристаллизованных стекол в рудах α-Fe: 56 — идиоморфный призматический кристалл на стенке глобулы стекла; 57 — изометрическое зерно; 58 — призматический кристалл; 59 —

ГК-16				ГК-16-1	ГК-16-2	ГК-19	ГК-20	ГК-21	ГК-22	ГК-24	ГК-25	ИС-4
63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
51,43	51,09	52,29	52,23	46,68	41,48	48,68	48,65	45,18	45,05	48,28	47,40	48,20
0,76	1,11	0,79	0,80	1,33	3,19	0,00	0,80	3,17	2,88	0,42	0,25	0,25
1,76	1,53	1,67	1,94	15,01	12,63	1,75	1,03	6,51	7,09	0,36	1,44	4,38
0,17	0,08	0,12	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
9,81	11,44	7,91	7,06	15,69	21,39	19,92	30,91	12,45	10,60	33,27	39,27	28,86
0,22	0,29	0,17	0,17	0,22	0,33	0,43	0,82	0,41	0,53	0,46	0,02	0,14
14,48	13,81	18,27	16,36	3,28	3,68	5,29	10,38	11,53	11,26	12,10	0,10	0,91
19,83	18,99	19,98	20,13	16,59	18,20	20,86	4,81	18,55	20,57	3,58	2,89	2,49
0,29	0,24	0,23	0,22	0,97	0,38	0,30	0,00	0,32	2,24	—	0,07	0,18
0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,09	0,02	—	—	0,00	—	0,11	1,29
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
98,77	98,59	99,43	99,08	99,84	101,36	97,25	97,40	98,12	100,22	98,47	91,55	87,72

Пересчет на минералы

41,7	40,3	41,0	41,6	52,0	46,3	48,0	10,9	41,6	50,7	7,7	8,6	9,2
42,3	40,7	46,3	47,0	12,9	12,4	16,5	32,9	35,9	32,2	36,3	0,5	4,6
16,0	19,0	12,7	11,4	35,1	41,3	35,6	56,2	22,7	17,1	56,0	90,9	86,2
27,5	31,8	21,5	19,5	72,8	76,6	67,8	62,5	37,7	34,9	60,7	90,5	95,8

СК-3/2	СК-7	СК-8	X-1		X-119Д	X-120		X-124			X-197/1	X-197/2	
88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101
48,26	52,21	51,35	51,73	49,21	51,46	48,97	45,04	52,63	51,20	51,03	42,00	47,44	44,22
0,57	0,65	0,74	0,67	0,56	0,58	0,81	1,84	0,62	0,76	0,73	5,61	1,86	3,80
3,20	0,69	0,68	0,24	0,19	0,64	3,15	6,44	1,28	0,67	0,60	10,77	8,32	10,32
0,03	0,03	—	—	—	0,03	0,43	0,06	—	—	—	—	—	—
35,13	22,19	24,60	27,19	35,70	28,32	17,02	19,47	8,46	22,12	24,84	3,91	4,91	3,62
0,37	0,43	0,43	0,49	0,48	0,47	0,06	0,04	0,27	0,49	0,55	—	—	—
11,96	20,95	18,62	17,07	9,20	16,52	6,57	3,96	16,17	18,85	17,28	11,78	12,61	12,94
0,49	3,10	2,92	2,97	2,45	2,87	22,24	22,23	19,30	4,53	4,03	24,59	24,38	24,54
0,04	0,04	—	0,00	0,00	0,04	0,31	0,37	0,22	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	—	—	—	0,01	0,02	0,00	—	—	—	—	—	—
0,00	0,01	—	—	—	0,00	0,00	0,04	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,06	100,31	99,34	100,36	97,80	100,95	99,58	99,49	98,96	98,76	99,06	98,66	99,51	99,44

Пересчет на минералы

1,5	6,1	6,1	6,2	5,7	5,9	49,8	20,8	39,9	9,5	8,5	55,8	53,3	54,0
16,1	58,5	53,9	49,5	29,7	47,6	20,4	21,0	46,5	54,6	50,7	37,2	38,3	39,7
82,4	35,4	40,0	44,3	64,6	46,5	29,7	58,2	13,6	35,9	40,8	7,0	8,4	6,3
83,6	37,7	42,6	47,2	68,5	49,4	59,3	73,5	22,7	39,7	44,6	15,7	18,0	13,6

игульчатый кристалл; 60 — сферолитовый метакрист, изобилующий мельчайшими включениями стекла; 61 — призматический кристалл; 62 — мелкое угловатое зерно в блансе глобулы; 63—66 — округлые пойкилокристы; 67 — дендритовидный кристалл; 68 — скелетный кристалл в стекле; 69 — голонка кристалла на стенке глобулы; 70—72 — включения в частично раскристаллизованных глобулах; 73 — мелкое изометрическое зерно; 74, 75 — бурый игульчатый кристалл; 76, 77 — призматические кристаллы; 78, 79 — то же, на центральной части самородка; 80, 81 — фенокристы; 82, 83 — центр и край зонального кристалла; 84 — червеобразное выделение из зтектоидного сростания с оливином; 85 — мелкое угловатое зерно.

Одиночные кристаллы и небольшие изолированные скопления зерен в матрице α-Fe: 86, 87 — центральная часть крупных кристаллов; 88 — край крупного кристалла; 89, 90 — субидоморфный призматический кристалл; 91, 92 — неправильной формы зерна пикнонита и феррогиперстена в губчатой руде; 93 — крупный кристалл из сростания с пльменитом и плагиоклазом; 94 — угловатые зерна в субальцевом оливице; 95 — крупный ланчатый кристалл в губчатой руде; 96 — пойкилокрист афанита в 1 см от контакта с желваком α-Fe; 97 — ланчатый пойкилокрист пикнонита с каймой оливины; 98 — оральное включение пикнонита с короной червеобразных выделений шпинеля (?) в ланчатом зерне оливины.

Шпинель-медальонный шпир: 99 — идиоморфное красно-фиолетовое зерно, цементующее кристаллы меллита; 100, 101 — центр и край зонального розового до красно-фиолетового кристалла.

Таблица 10. Состав полевых шпатов на пород и руд верхних эндоконтактовых зон трапповых интрузий, мас. %

Компонент	Кр-1				Кр-2				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,31	50,78	50,15	48,14	46,41	51,54	53,05	53,41	54,87
TiO ₂	0,07	0,06	0,03	0,04	0,03	0,12	0,10	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	29,82	29,98	29,78	31,29	31,05	29,63	27,61	27,82	27,57
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	0,94	0,75	0,53	0,71	0,56	0,44	0,44	0,37	0,42
MnO	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01
CaO	13,74	14,16	16,08	16,18	16,50	13,46	10,34	12,14	11,19
Na ₂ O	3,47	3,40	1,75	1,93	1,74	3,70	5,14	4,24	5,07
K ₂ O	—	—	—	—	0,15	0,27	0,40	0,38	0,50
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	0,00	0,00	0,01	—	—
Сумма	99,85	99,03	98,49	98,31	96,47	99,17	97,09	98,51	99,70

Пересчет на минералы

Ab	30,9	30,3	16,3	17,7	15,9	32,8	46,4	37,8	43,5
Ort	—	—	—	—	0,5	1,6	2,2	2,2	2,7
An	69,1	69,7	83,7	82,3	83,6	65,6	51,4	60,0	53,8

Продолжение табл. 10

Компонент	Кр-7				X-7/55			X-7/58	
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	51,20	53,34	51,63	51,64	57,80	56,80	56,11	59,65	50,84
TiO ₂	0,10	0,12	0,08	0,10	0,15	0,09	0,07	0,11	0,09
Al ₂ O ₃	28,85	28,79	29,34	28,67	26,42	27,67	27,15	25,32	30,65
Cr ₂ O ₃	0,42	0,52	0,37	0,48	0,43	0,55	0,55	0,96	0,88
FeO	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00
MgO	13,55	12,29	13,43	13,06	9,89	8,85	8,69	6,44	12,34
CaO	4,00	4,43	3,33	3,74	4,74	5,95	6,20	7,66	4,58
Na ₂ O	0,34	0,40	0,59	—	—	0,39	0,23	0,30	0,11
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,10	0,00	0,01	0,00
F	—	—	—	—	—	0,02	0,05	0,00	0,00
Сумма	98,37	99,90	98,77	97,69	99,47	100,49	99,07	100,49	99,51

Пересчет на минералы

Ab	34,4	38,5	29,6	34,1	46,2	52,2	54,5	64,8	38,6
Ort	1,5	2,1	3,3	—	—	2,2	1,1	1,6	0,6
An	64,0	59,4	67,1	65,9	53,8	45,6	44,4	33,6	60,8

Продолжение табл. 10

Компонент	X-7/58	X-7/64	X-7/64	ГК-16				ГК-6-2	ГК-19
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	59,09	48,53	52,42	48,97	51,56	51,57	52,82	66,50	43,86
TiO ₂	0,13	0,06	0,18	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	—
Al ₂ O ₃	26,08	31,38	29,16	30,09	28,65	28,90	27,88	18,43	35,27
FeO	0,77	0,79	1,29	0,34	0,43	0,41	0,37	0,00	0,58
MnO	0,1	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	—
MgO	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
CaO	5,35	13,48	9,98	14,93	13,16	13,02	12,35	0,645	18,36
Na ₂ O	8,61	3,91	5,56	3,11	3,97	4,08	4,55	2,99	0,86
K ₂ O	0,45	0,10	0,29	0,14	0,25	0,26	0,27	12,15	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,00	0,03	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,02	0,00	0,02	0,01	—	—
F	0,01	0,05	0,01	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,57	98,30	98,96	97,70	98,15	98,36	98,37	100,81	99,05

Пересчет на минералы

Ab	73,0	33,1	47,0	27,2	34,9	35,6	39,6	26,4	7,9
Ort	2,0	0,6	1,6	0,3	1,1	1,7	1,6	70,5	—
An	25,0	66,3	51,4	72,5	64,0	62,7	58,8	3,1	92,1

Продолжение табл. 10

Компонент	ИС-2	ИС-5	ИС-9			ИС-10		ИС-11	
	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	48,90	49,29	52,29	50,29	51,30	51,61	49,40	64,59	64,98
TiO ₂	0,06	0,05	0,11	0,06	0,08	0,07	0,08	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	31,55	32,22	29,56	30,86	30,05	29,84	31,50	18,81	18,42
FeO	0,67	0,38	0,52	0,51	1,34	0,51	0,45	0,26	0,63
MnO	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	15,30	15,19	12,93	14,08	13,02	13,29	14,67	0,36	0,21
Na ₂ O	2,17	2,73	3,41	2,93	3,05	3,20	2,37	1,75	1,66
K ₂ O	0,35	0,33	0,57	0,43	0,42	0,49	0,36	13,62	13,32
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,02	—	—	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	—	0,03	0,03	0,04	0,05	0,13	0,14
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,01	100,26	99,45	99,19	99,33	99,08	98,80	99,57	99,45

Пересчет на минералы

Ab	20,1	23,8	30,5	26,1	27,6	29,1	21,6	15,8	15,5
Ort	1,6	1,6	3,4	2,2	2,2	2,8	2,3	81,4	80,5
An	78,3	74,6	66,1	71,7	70,2	68,1	76,1	2,8	4,0

Продолжение табл. 10

Компонент	ИС-12			ИС-15			ИС-16			ИС-16-1		
	37	38	39	40	41	42	43	44	45			
SiO ₂	50,91	51,90	55,93	55,07	56,12	62,65	56,16	57,48	60,80			
TiO ₂	0,09	0,09	0,05	—	—	—	0,10	—	—			
Al ₂ O ₃	30,22	30,98	27,54	28,73	26,82	19,22	26,86	26,35	18,30			
FeO	0,40	0,39	0,40	0,54	0,59	0,58	0,54	0,88	3,18			
MnO	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—			
MgO	0,00	0,04	0,07	—	—	—	—	—	—			
CaO	13,61	13,16	9,92	11,32	8,43	0,40	9,09	7,32	0,20			
Na ₂ O	3,13	3,90	5,58	4,76	5,75	0,75	5,04	5,02	1,09			
K ₂ O	0,46	0,24	0,40	0,25	1,84	14,68	0,40	2,41	16,00			
Cr ₂ O ₃	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—			
P ₂ O ₅	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—			
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Сумма	98,91	99,77	99,89	100,67	99,35	98,28	98,19	99,46	99,57			
<i>Пересчет на миналы</i>												
Ab	28,2	7,9	49,3	42,4	50,1	7,0	53,0	47,4	9,5			
Ort	2,8	—	2,2	1,1	9,2	90,9	2,2	14,9	89,6			
An	69,0	92,1	48,5	56,5	40,7	2,1	44,7	38,1	1,0			

Продолжение табл. 10

Компонент	ИС-16-1			ИС-30		CR-2	CR-3	CR-4/1
	46	47	48	49	50	51		
SiO ₂	63,08	51,57	49,02	52,31	52,35	54,81		
TiO ₂	—	0,08	0,07	0,11	0,11	0,06		
Al ₂ O ₃	19,71	29,64	31,36	29,25	29,13	28,76		
FeO	0,86	0,49	1,34	0,32	0,32	2,10		
MnO	—	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03		
MgO	—	0,02	0,00	0,02	0,03	0,01		
CaO	0,22	13,57	14,92	12,78	12,54	12,92		
Na ₂ O	1,04	3,50	2,82	3,38	3,41	3,25		
K ₂ O	15,18	0,42	0,30	0,36	0,44	0,47		
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,01	—		
P ₂ O ₅	—	0,05	0,01	—	—	0,01		
F	—	—	—	—	—	—		
Сумма	100,09	99,39	99,90	98,56	98,33	99,45		
<i>Пересчет на миналы</i>								
Ab	9,49	30,3	23,7	31,3	31,7	28,3		
Ort	89,44	2,2	1,6	2,3	2,3	2,7		
An	1,06	67,5	74,7	66,4	66,0	69,0		

Компонент	ИС-54		ГК-42	ИС-60	ГК-43	ГК-43Б
	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	53,46	54,60	46,71	52,46	47,10	51,97
TiO ₂	0,06	0,03	0,03	0,09	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	29,28	28,32	31,89	29,45	29,56	29,29
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
FeO	0,25	0,32	0,35	0,17	0,22	0,24
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	0,10	0,03	0,06	0,09	0,07	0,10
CaO	12,66	11,13	16,64	13,10	14,75	12,89
Na ₂ O	3,27	4,93	1,91	3,27	2,86	3,85
K ₂ O	0,33	0,37	0,19	0,42	0,24	0,22
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,04	0,03	0,04	0,00
Cl	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма...	99,45	99,76	97,82	99,09	94,88	98,61
<i>Пересчет на минералы</i>						
Ab	30,5	42,8	16,3	29,9	25,5	9,5
Ort	2,1	2,1	1,0	2,1	0,94	1,4
An	67,4	54,6	82,7	68,0	73,6	89,2

Примечание. Анализы 22, 33—41 заимствованы из работы [Самородное металлообразование... 1985].

Афанит: 1, 2 — интерстиционное заполнение между гранул пироксена; 3, 4 — центр и край крупной призмы из микрогломеропорфирового скопления; 5 — центр микрофенокрита; 6 — скелетный таблитчатый микрофенокрит с червеобразными включениями стекла, имеющего эмульсионный рисунок («жидкость в жидкости»); 7 — лейста; 8—10 — интерстиционное стекло с включениями правильных тексагональных пластинок бурого вьелменита; 11 — матрица бурых червеобразных вростков стекла; 12 — мелкий кристалл с квадратным сечением; 13, 14 — интерстиционное прожилковидное выделение между гранулами пироксена.

Диабал-пегматит: 15, 16 — крупный призматический фенокрит; 17 — игловидный отросток от скелетного фенокрита здесь же.

Габбро-долерит: 18 — призматический кристалл из основной массы офит-пойкилофитового габбро-долерита; 19 — квадратный срез кристалла плагиоклаза из глобулы стекла; 20 — призматический кристалл из офит-пойкилофитового габбро-долерита; 21 — короткопризматический кристалл с включением шариков ульвошипели; 22—25 — центр и край мелкой зональной призмочки по удлинению; 26 — идиоморфный призматический кристаллик в стекле; 27 — кристалл с включением стекла СВ-59; 28 — призматический кристалл в стекле; 29 — периферическая зона призматического кристалла на границе со стеклом; 30, 31 — центр и край призмы на границе со стеклом; 32 — призматический кристалл; 33, 34 — центр и край крупной призмы на границе со стеклом; 35, 36 — мелкие идиоморфные короткие призмочки калишпата в стекле; 37 — ромбический срез несдвоенного плагиоклаза в стекле; 38, 39 — центр и край кристалла; 40—42 — кристаллы из включений в правой части желвака α-Fe; 43—46 — то же, из центральной части желвака; 47, 48 — ядро крупного призматического кристалла и игловидные усы-отростки на продолжении его граней, растущие в α-Fe; 49—51 — одиночные кристаллы и сростки силикатов в матрице α-Fe; 52, 53 — центр и край зонального кристалла, ассоциация с оливином; 54 — крупная одиночная призма в стекле; 55 — узкая призмочка, обрастающая клинопироксеном, ассоциация с оливином; 56 — мелкие призмочки в стекле; 57 — тонкоягодчатые кристаллиты из пидотацитового агрегата.

ПРИЛОЖЕНИЕ II

ФОТОТАБЛИЦЫ

Фотографии выполнены С. Г. Моторным в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

Т а б л и ц а I

a — палагонитовое габбро, в котором видны проявления палагонита (черное) в интерстициях и в виде глобул в ассоциации с халькопиритом и пирротинном. Обр. ПЕ-46/749,3, натур. вел.

b — базальт афировый с глобулами, сложенными палагонитом (черное) и кальцитом (белое). Туфоловая толща, надеждинская свита — T_1 , плато Хараелах. Натур. вел.

в — глобулы кальцита из гломеропорфирового базальта с микропиклофитовой основной массой. В периферических частях глобул находится палагонит, который через резкий контакт переходит в стекло (краевая часть, глобулы), оз. Хантайское. Шл. ХЖ-28, ув. 50, ник. +.

г — эмульсия стекла в стекле в мезостазисе толеитового базальта, оз. Боковое. Шл. БК-276, ув. 50, без ник.

д — эмульсия несмешивающихся жидкостей в мезостазисе микрогломеропорфирового базальта. На границе с плагиоклазом видны симплектитовые сростания магнетита с алюмосиликатом, оз. Хантайское. Шл. ХЖ-26/1, ув. 50, без ник.

Т а б л и ц а II

a — кристаллы мелилита в ассоциации с пирротинном и ильменитом среди лучистого и скрытокристаллического палагонита из глобулы, располагающейся в оливиновом габбро-долерите, Хунгтукунская интрузия. Шл. X-197к, ув. 40, ник. под углом.

b — пикритовый габбро-долерит из экзоконтакта желвака самородного железа, там же. Шл. X-120, ув. 50, ник. +.

в — такситовый габбро-долерит из сходной ситуации, там же. Шл. X-197ш, ув. 50, без ник.

г — диабаз-пегматит, видны скелетные кристаллы плагиоклаза, пироксена и титаномагнетита с вростками апатита (белые зерна), основная масса — стекло с кристаллитами пироксена, Маймечка. Шл. X-4/55, ув. 50, без ник.

д — скелетные кристаллы плагиоклаза с червеобразными реликтами стекла в афаните, там же. Шл. Кр-3, кв. 110, без ник.

e — глобулярное (справа) и интерстиционное (слева) стекло в безоливиновом габбро-диабазе. В стекле находятся мелкие призмочки и гранулы пижонита и кристаллики ульвошпинели (черное), в глобуле обособилась капля палагонита (светлое пятно), там же. Шл. X-4/58, ув. 80, без ник.

Т а б л и ц а III

a — участок пегматоидного габбро вблизи шпинель-мелилитового шпиря с проявлением пироксена в виде гранобластового агрегата в сростании с ксеноморфными зернами плагиоклаза и гранул внутри призматических кристаллов последнего, Хунгтукун. Шл. X-197Е, ув. 50, без ник.

b — пегматоидное прорастание пироксена плагиоклазом в габбро-пегматите, там же. Шл. X-197, ув. 50, ник. +.

в — структура распада пижонита в авгите, там же. Шл. X-124, ув. 70, ник. +.

г — скелетные кристаллы ульвошпинели (светлое) и пижонита в глобулярном стекле, Маймечка. Шл. X-7/64, ув. 70.

д — эвтектичное сростание ульвошпинели (белые вростки) с пижонитом (серая матрица), там же. Ув. 90.

Т а б л и ц а IV

a — включения глобул стекла в самородном железе (белое), Хунгтукун. Обр. X-321, ув. 3,5.

b-z — общий вид ликвационных стекол ГС из руд самородного железа Хунгтукунской интрузии. Ув. 50—60, в проходящем (*b*, *д*, *e*) и отраженном (*в*, *г*, *з*) свете (первые являются зеркальным отражением вторых). Фото *b* и *в* — глобула ГС-7, *ж* — ник. под углом.

Т а б л и ц а V

а, б, в — глобула мафического стекла (светло-серая матрица) с включением капель сиалического стекла (темно-серое), которые содержат мелкие до точечных шарики мафического стекла (белое). Здесь видны изменения формы капель и их деформация при соприкосновении и слиянии, Хунгтукун. Шл. X-119, ув. 50 и X-56/8, ув. 60, отраж. свет.

г, д — частично раскристаллизованная глобула стекла ГК. Сиалическое стекло (темно-серая матрица) имеет меньше кристаллитов, чем мафическое стекло, шарики которого практически полностью закристаллизовались в виде агрегатов скелетных кристаллов, там же. Шл. X-118Н, ув. 50, отраж. свет.

е — глобула стекла ГК-3 с кристаллитами и обособлением сульфидной жидкости в виде шариков, интерстиционной вкрапленности и сплошной каймы. Куранах. Шл. Кур-15, ув. 60, отраж. свет.

ж — глобула стекла ГК с кристаллитами и мелкими шариками α -Fe, обрамленная кружевной каймой эвтектоидного срастания троилита, α -Fe+фаялита, там же. Черное — газовые пузыри. Шл. Кур-15, ув. 60, отраж. свет.

Т а б л и ц а VI

Вид глобул стекла с кристаллическими фазами (ГК) из руд самородного железа Хунгтукуна. Отраж. свет.

а — на фоне сиалического стекла (темно-серое) видны отдельные иголки и шарообразные агрегаты скелетных кристаллов пироксена (светло-серое), являющиеся теньвым эквивалентом эмульсионной структуры. В глобулах *в, г* кристаллиты пироксена имеют изометричную или слабо-вытянутую форму. Рудные фазы (белое) здесь представлены шариками α -Fe и пластинчатыми кристаллами ильменита, которые находятся в сиалическом стекле (темно-серое).

б, д — эмульсионные структуры просвечивания. Шарик сиалических стекол (темно-серое) меньше раскристаллизован, чем мафическая матрица, которые, по сути, представляют уже войлок кристаллитов.

е — расслоенная глобула с кристаллом оливина. В сиалическом стекле (темно-серое) видны включения пироксена, а мафическое (светло-серое) закристаллизовалось в пироксен с включениями рудных фаз и стекла. Обр. X-87/1.

ж — участок глобулы с пегматоидным (эмульсионным) срастанием полевого шпата (темно-серое) и пироксена (светло-серое). Обр. X-87/1.

з, к — сильно раскристаллизованные глобулы с неровными границами. В глобуле ГК-32(*к*) видно, что в темно-сером стекле находятся кристаллы апатита (серые) и слабо различимые на фоне стекла кристаллиты пироксена. Внутри Ар и в стекле видны шарики α -Fe (белое), ульвошинель (белые треугольники) нарастает на Ар и находится в стекле.

и — кристаллиты пироксена (светло-серое) в кремнистом стекле (темно-серое), хорошо видны мелкие идиоморфные кристаллы оливина. Обр. X-87-2.

Т а б л и ц а VII

а — глобула частично закристаллизованного стекла. Матрица сиалического стекла (темно-серое) превратилась в существенно полевошпатовый агрегат с редкими включениями пироксена, стекла и самородных α -Fe и Cu, а мафическое стекло, сохраняя капельную форму, раскристаллизовалось в виде пироксена с вростками плагиоклаза и шариков кремнистого стекла, Хунгтукун. Шл. X-301, ув. 50, отраж. свет.

б — глобула с кристаллом оливина, располагающегося в агрегате спутанных кристаллитов пироксена. В оливине видны реликтовые шарики кремнекислого стекла, там же. Шл. X-301, ув. 50, без ник.

в — глобула, сложенная стеклом с войлоком кристаллитов пироксена. Черное — газовый пузырь, Куранах. Шл. Кур-15/2, ув. 60, отраж. свет.

г — глобула ГК с интересеральной структурой и одиночным скелетным кристаллом плагиоклаза.

Т а б л и ц а VIII

а — расположение шариков α -Fe вдоль грани роста в кристалле авгита. Центральная часть кристалла (справа внизу) имеет только силикатные включения, Хунгтукун. Шл. X-301, ув. 160, отраж. свет.

б — шарик стекла, прилиший к призме плагиоклаза. В стекле видны шарики α -Fe, иголки ильменита и кристаллиты пироксена, оливина и апатита, там же. Шл. X-56 (глобула ГК-8), ув. 60, отраж. свет.

в — мелкокапельная руда самородного железа, там же. Обр. X-160, ув. 3.
г — крупноккапельная руда α -Fe с элементами слияния мелких рудных шариков в капли, неправильной формы выделения в сплошную рудную массу, там же. Обр. X-304, натур. вел.

Т а б л и ц а IX

а — участок вкрапленной руды, показывающий приуроченность α -Fe к интерстициям породообразующих минералов с образованием ажурных рудно-силикатных сростаний, Хунгтукун. Шл. X-124, ув. 60, отраж. свет.

б — вкрапленная руда α -Fe, характерна приуроченность многочисленных включений пирротина (светло-серое) к центральным частям силикатных минералов и отсутствию сульфида в межзерновом пространстве, где рудная фаза представлена α -Fe вюститом и поздним магнетитом, там же. Шл. X-125, ув. 60, отраж. свет.

в, г — мениск расслоенного каплевидного рудного вкрапленника, там же. Шл. X-67/5, отраж. свет: *в* — щетка кристаллов фаялита, выросшая на границе раздела двух жидкостей, ув. 40; *г* — деталь щетки с двумя неправильной формы участками с эвтектоидным сростанием троилита с фаялитом, ув. 60.

Т а б л и ц а X

а — нижняя часть расслоенного вкрапленника (см. табл. IX, *в*) сложена эмульсионной (точечной, каплевидной, прожилковидной) вкрапленностью α -Fe с самородной медью в вюстите (темно-серое). В четырех вкрапленниках α -Fe присутствует самородная медь.

б — верхняя часть расслоенного вкрапленника (выше мениска) представлена графическим сростанием игольчатого фаялита и продуктами распада вюстита на α -Fe + магнетит. Ув. 60, отраж. свет.

в — каплевидные вкрапленники α -Fe (белое) среди продуктов распада вюстита, представленных тонкой сыпью и слепыми прожилками α -Fe с магнетитом (белесое поле). Примечательные дворники чистого окисно-рудного минерала вблизи выделений α -Fe. Черное — красно-фиолетовый герцинит, Хунгтукун. Шл. X-120а, ув. 80, отраж. свет.

Т а б л и ц а XI

а — эмульсия α -Fe (белое) в вюстите (серое и темно-серое), Хунгтукун. Шл. X-120/17, ув. 90, отраж. свет.

б — участок губчатого сростания субкальциевого фаялита с вюститом (черное), там же. Шл. X-120/15, ув. 40, ник. +.

в — структура распада когенита в α -Fe, там же. Шл. X-12Б, ув. 110, ник. +.

г — сульфидная капля, отделившаяся от окисно-рудной жидкости. Серое — вюстит с включениями α -Fe (белое). Светло-серое — пирротин с неправильной формы участками пирротин-фаялитовой эвтектики. Вдоль мениска отмечаются черные игольчатые кристаллы фаялита, там же. Шл. X-67/5, ув. 80, отраж. свет.

Т а б л и ц а XII

а-в — богатые хромшпинелидом породы верхних эндоконтактных зон норильских интрузий: *а* — троктолит с сыпью хромшпинелида, Восточно-Норильская интрузия. Шл. ПЕ-32/610, ув. 50, ник. +; *б* — глобулы плагиоклаза в полевошпат-хромшпинелидовой матрице, Талнах. Шл. 1672—1910, ув. 40, без ник.; *в* — биотит-полевошпатовые глобулы в существенно хромшпинелидовом матриксе.

г — оруденелая апатит-полевошпатовая порода из верхней эндоконтактной зоны. В апатите видны многочисленные газовой-жидкие включения, рудный представлен пирротинном, Талнах. Шл. 1778/1191,6, ув. 70, без ник.

д — лейкократовый гранофир на границе с микрогранобластовым пироксенитом (в правом верхнем углу) из верхней эндоконтактной зоны Средне-Дудинской интрузии. Шл. Д-110, ув. 40, ник. +.

е — рудный вариолит из нижнего экзоконтакта сплошной рудной залежи. Черное — сульфиды, шарики — пироксен-плагиоклазовые сферолиты, Талнах. Шл. 624-1051, ув. 2, без ник.

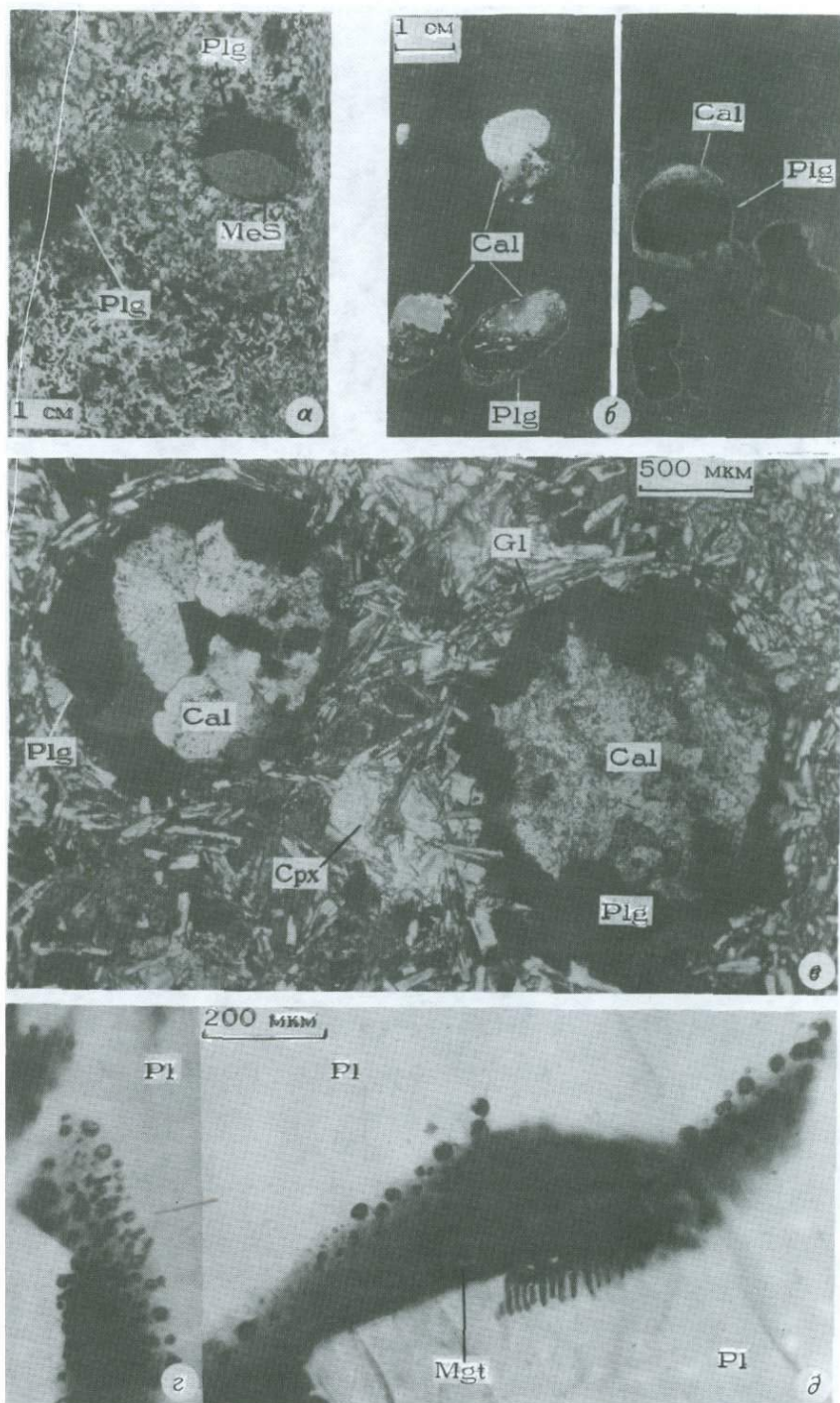
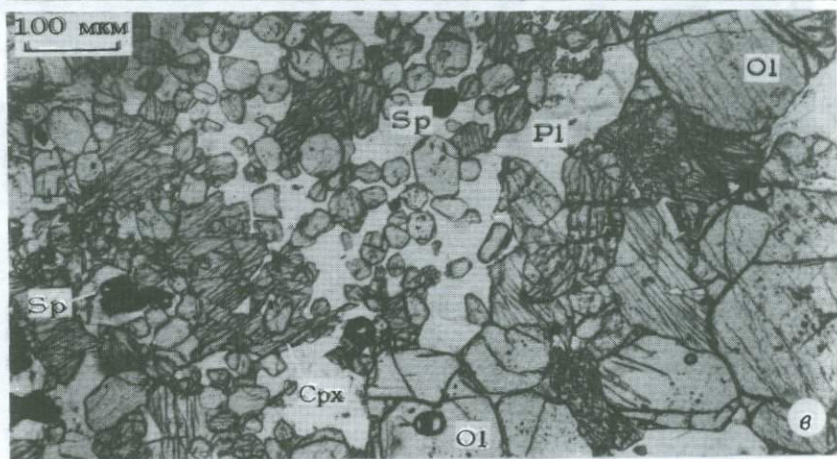
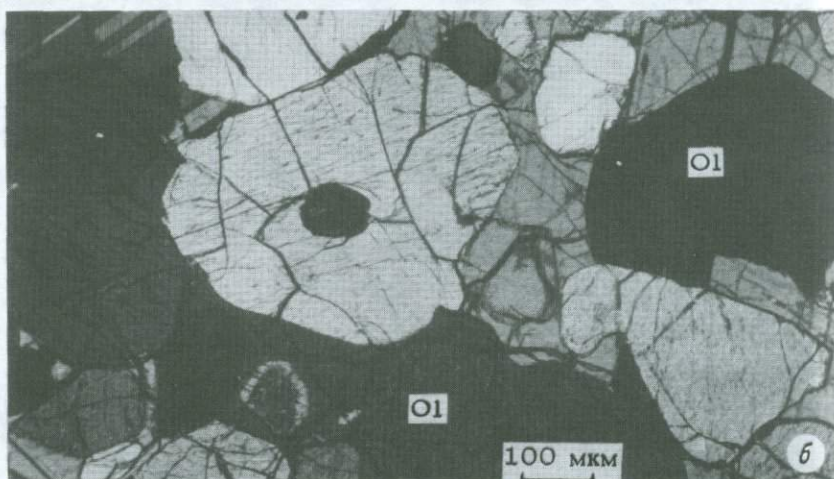
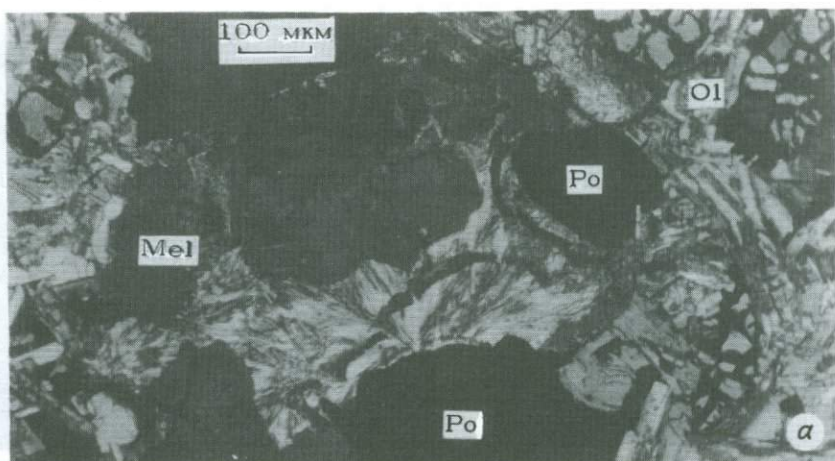


Таблица II



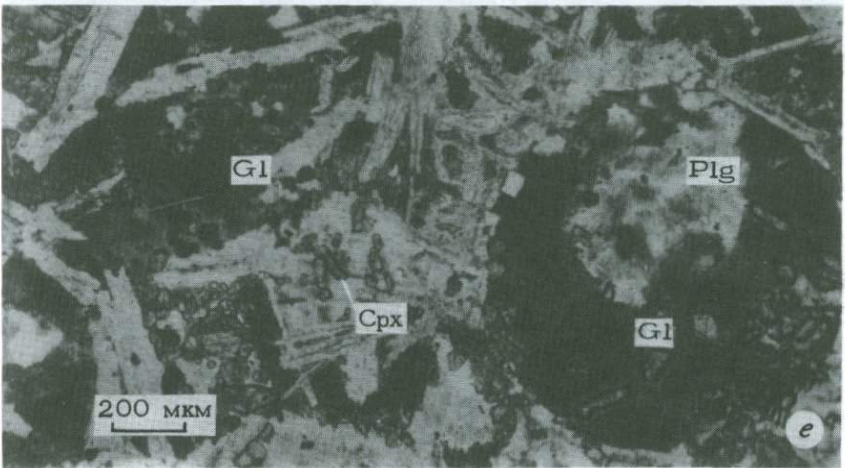
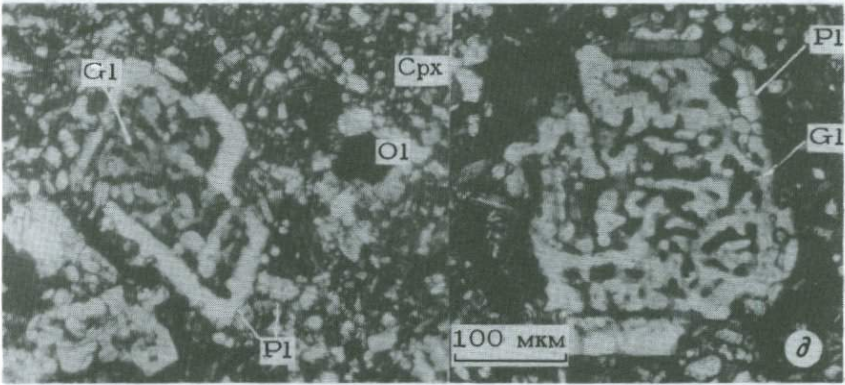
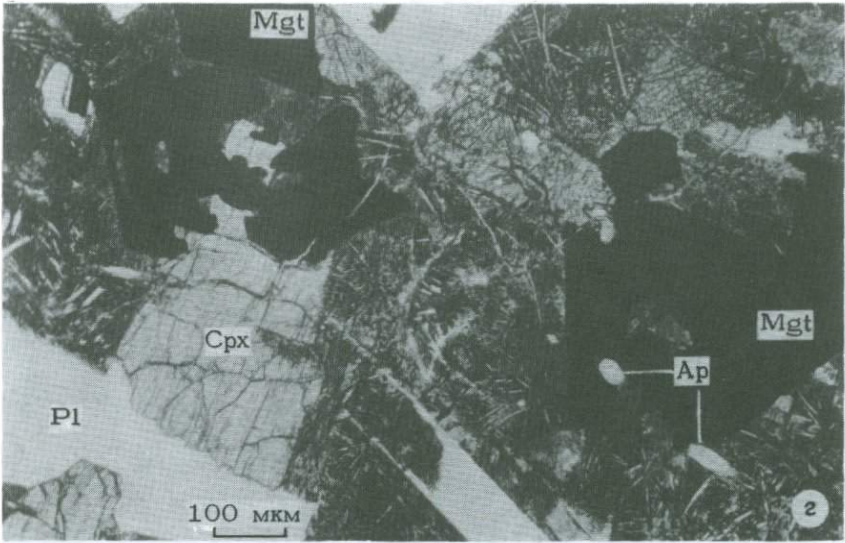


Таблица III

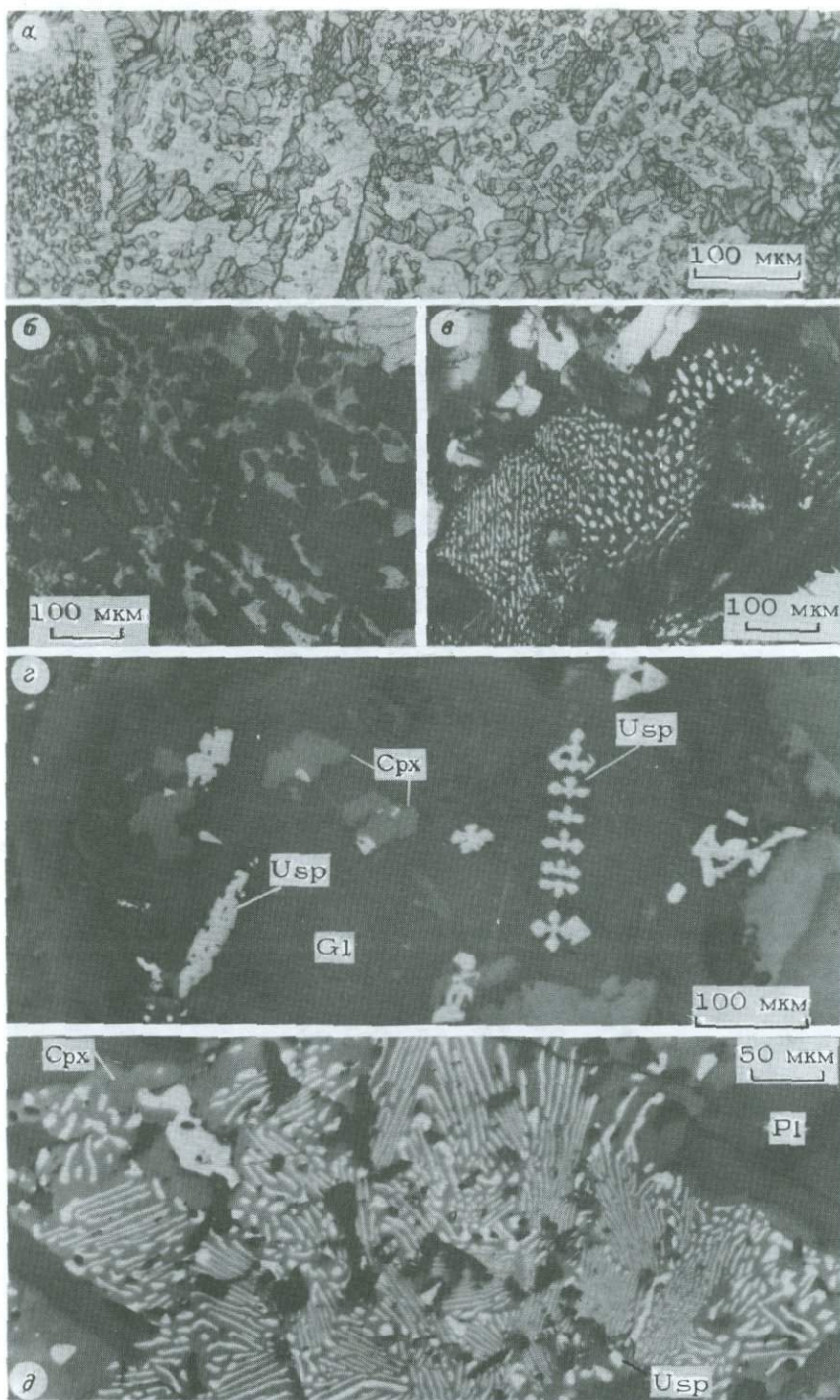
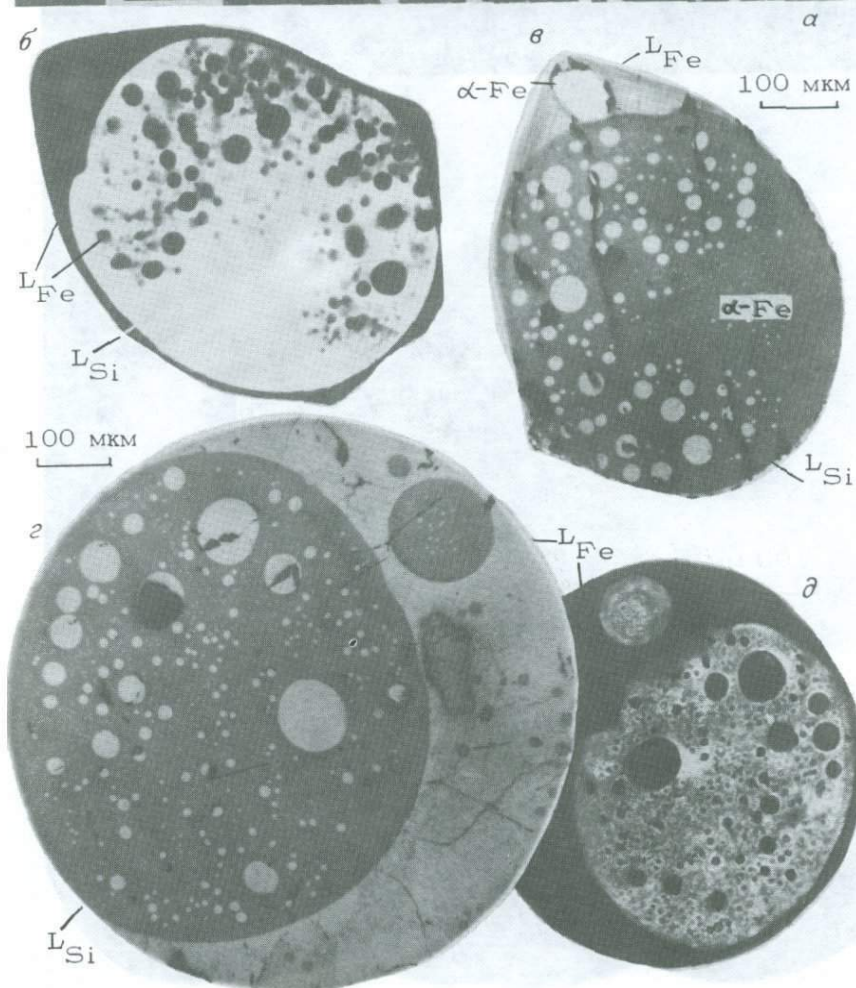
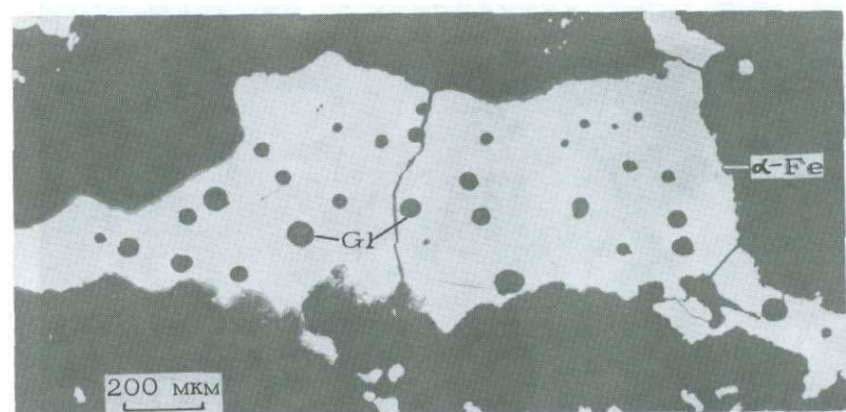
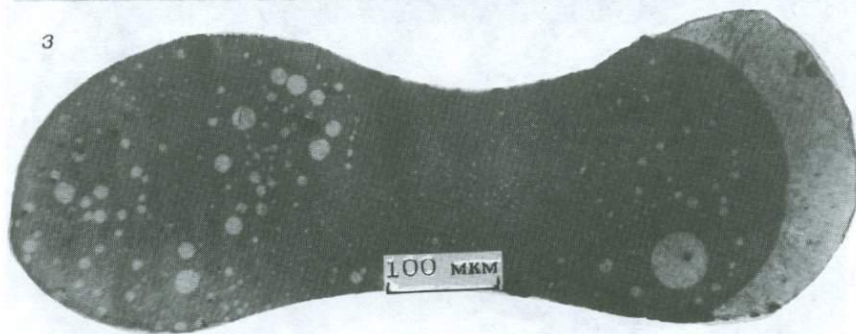
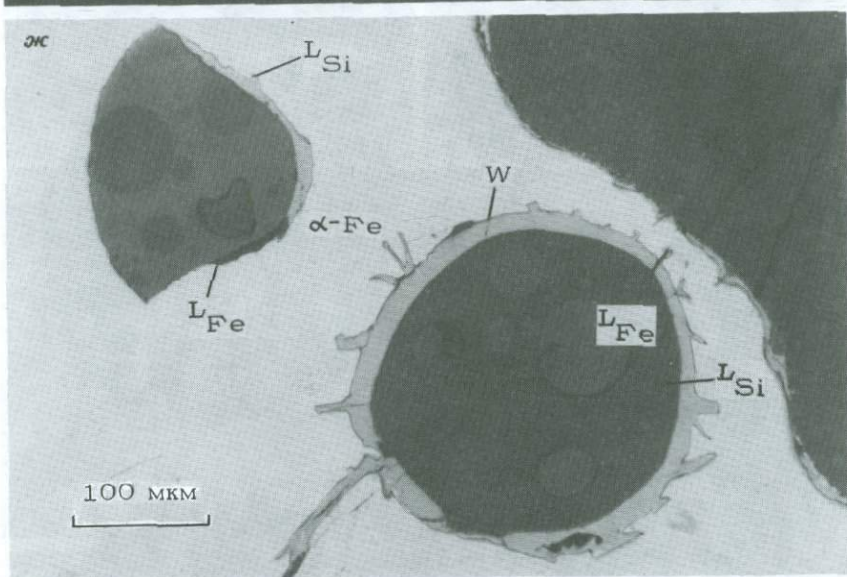
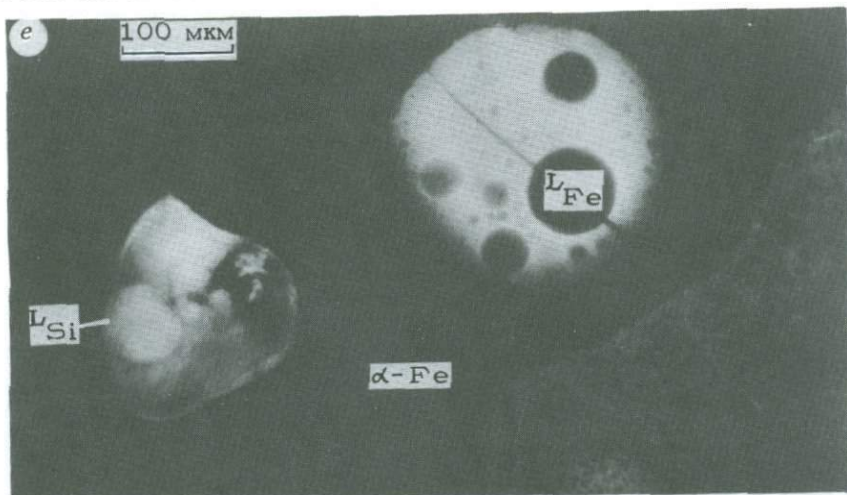
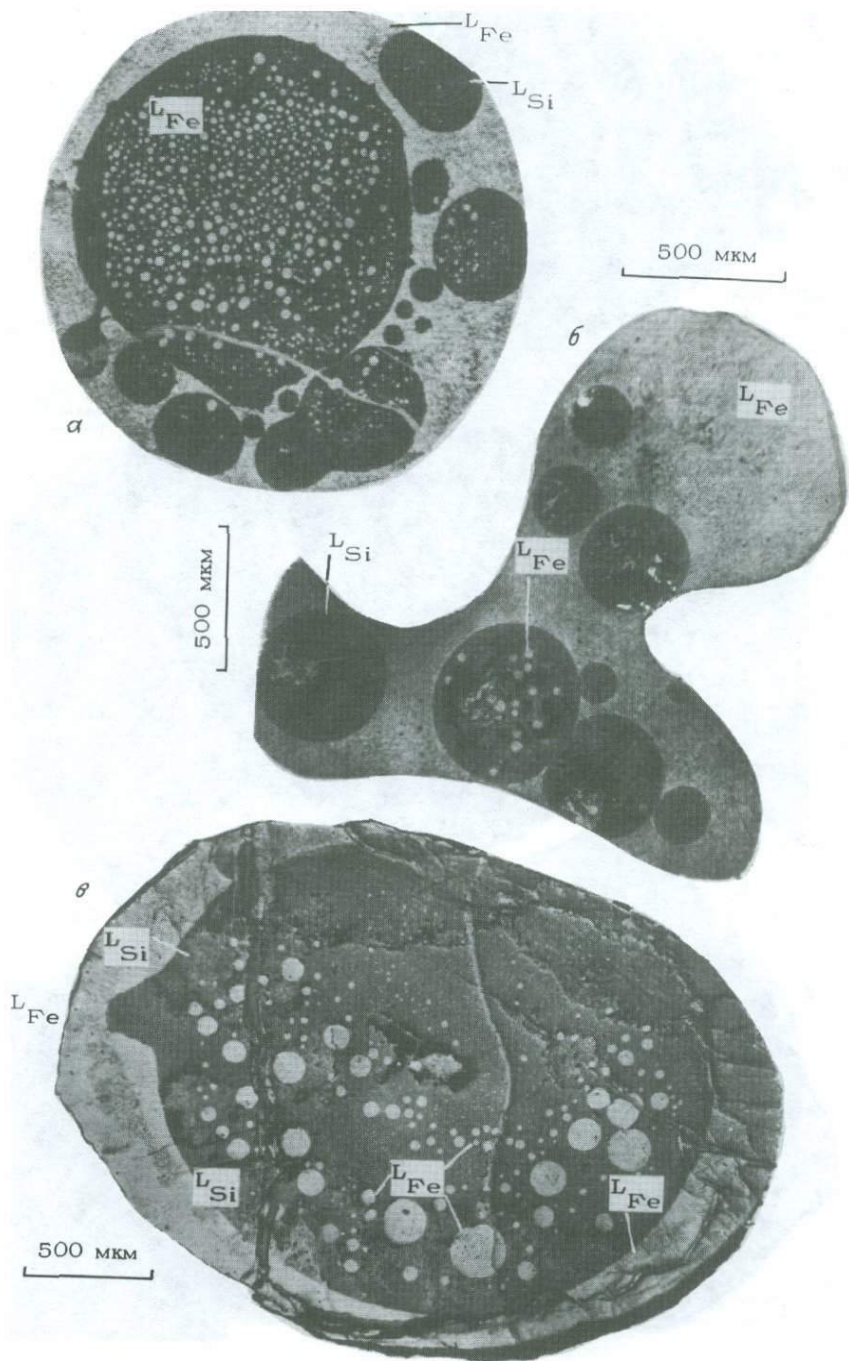


Таблица IV







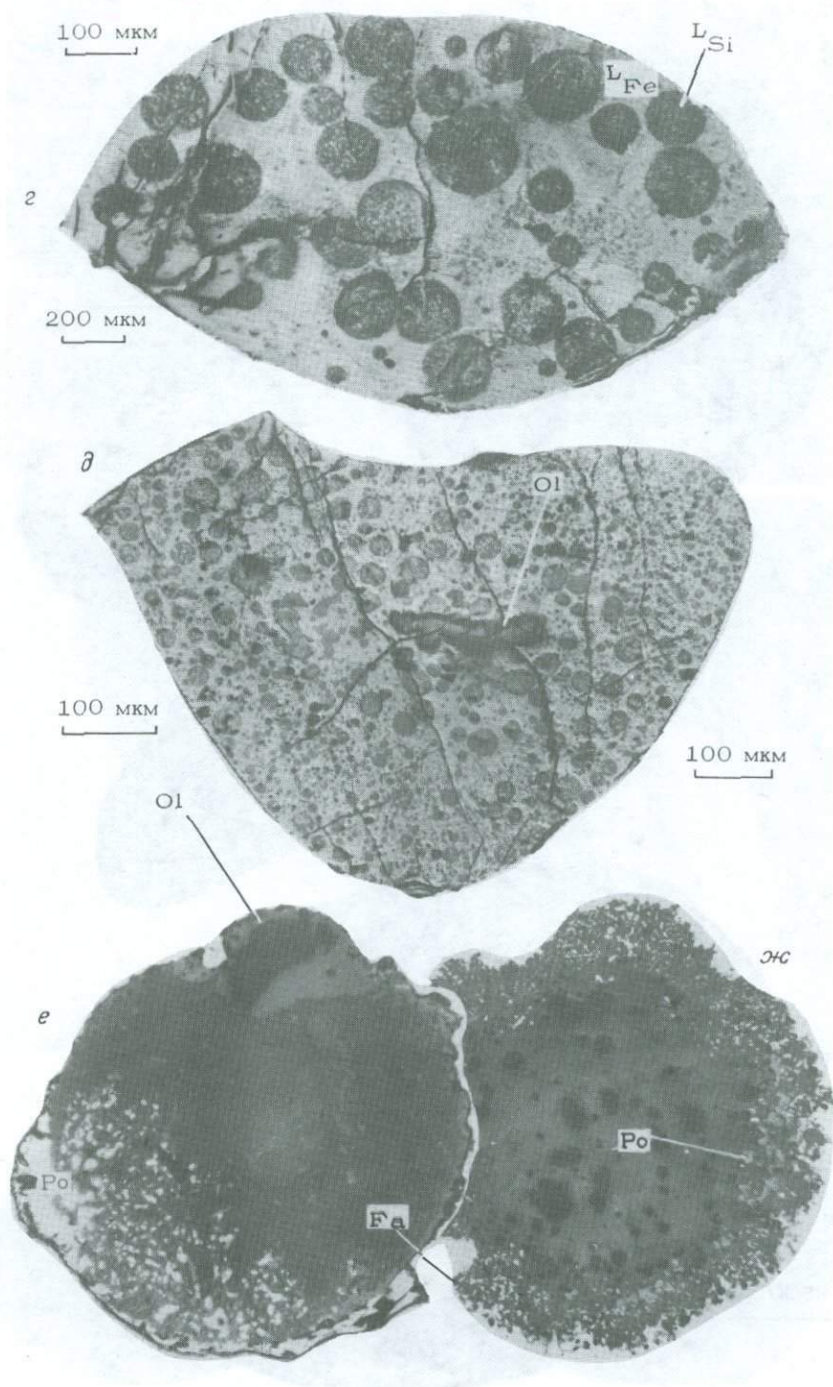
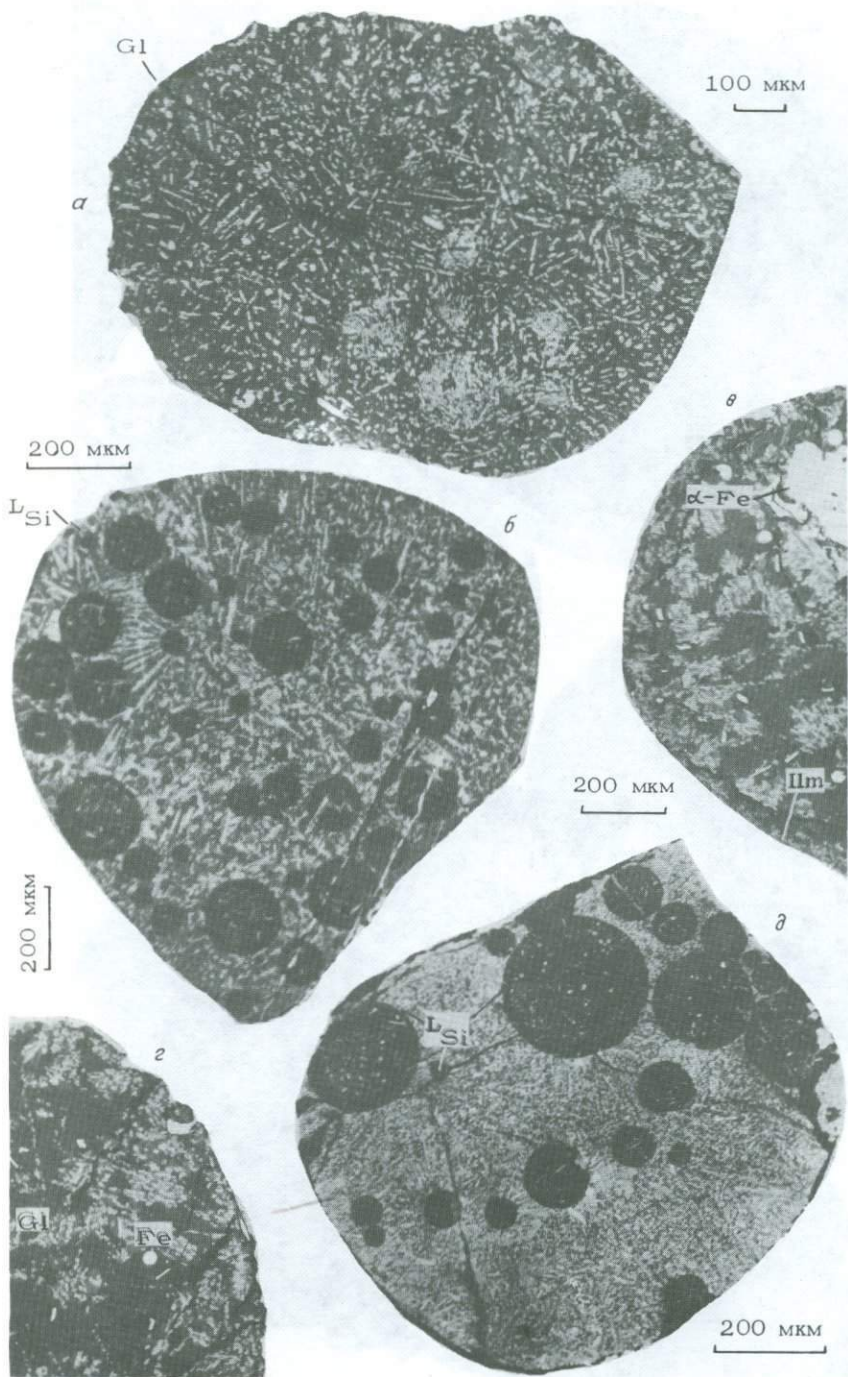
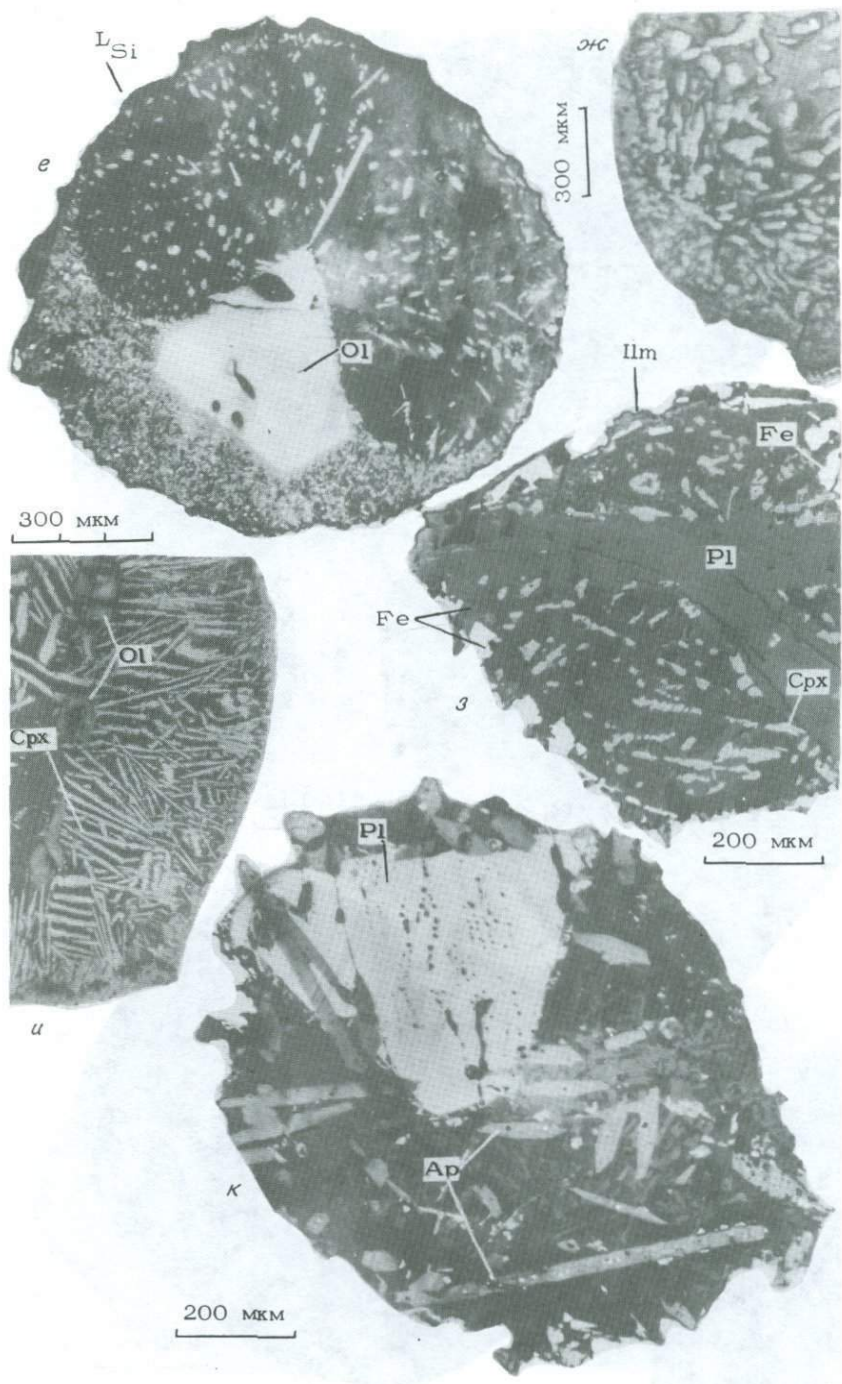


Таблица VI





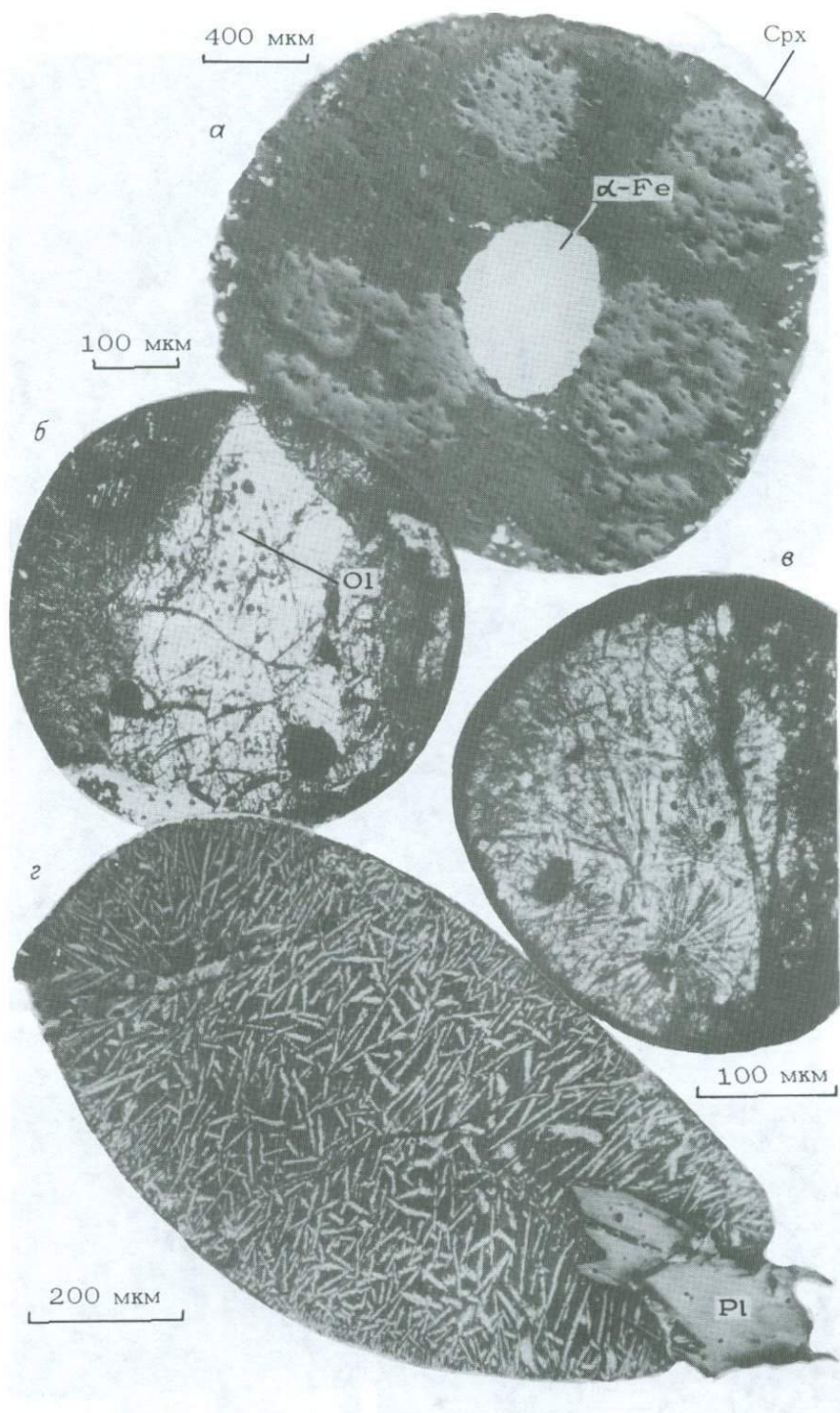
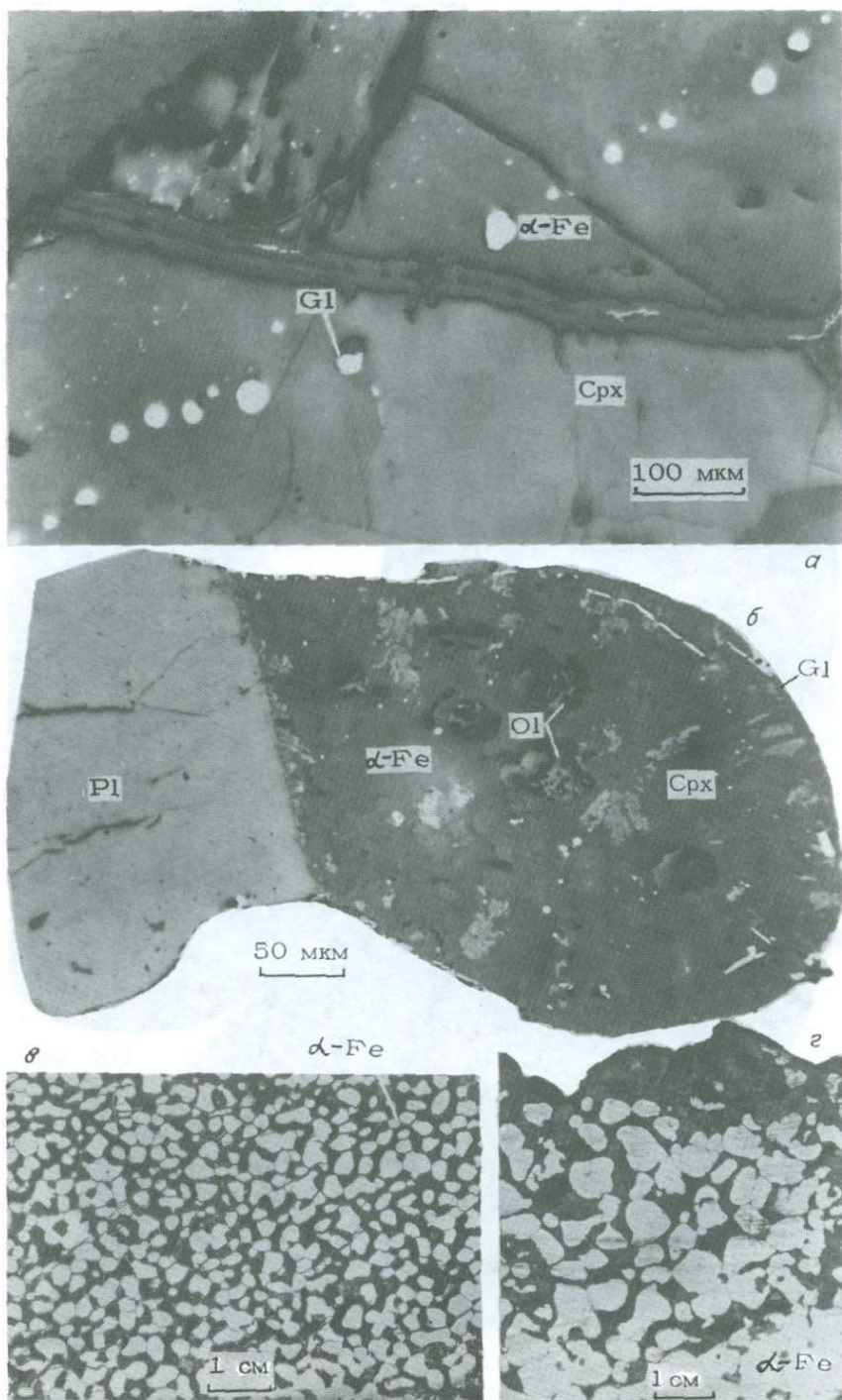
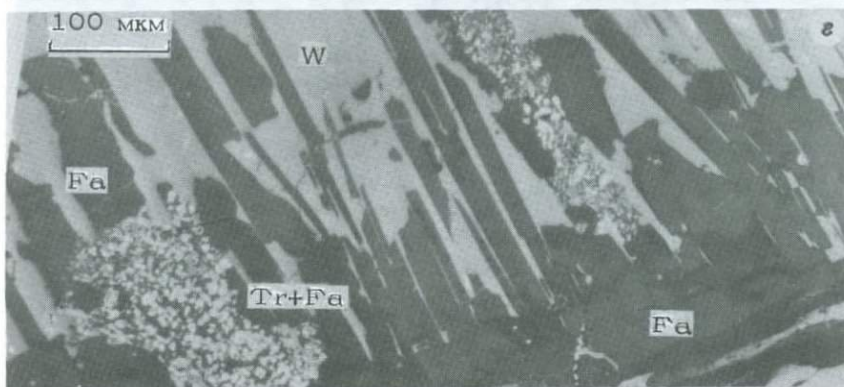
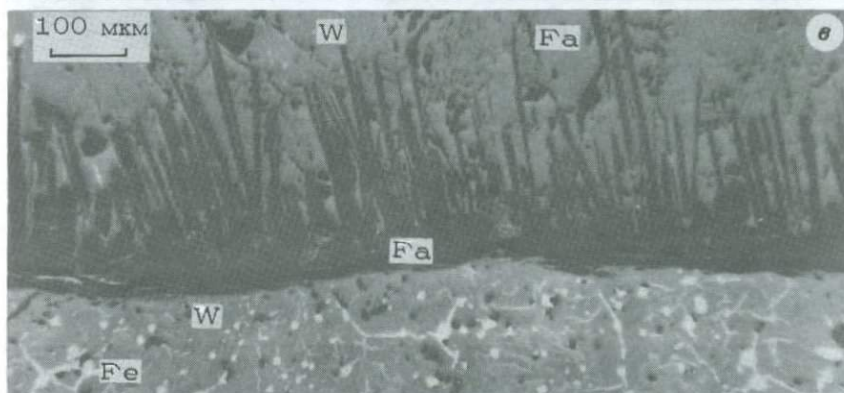
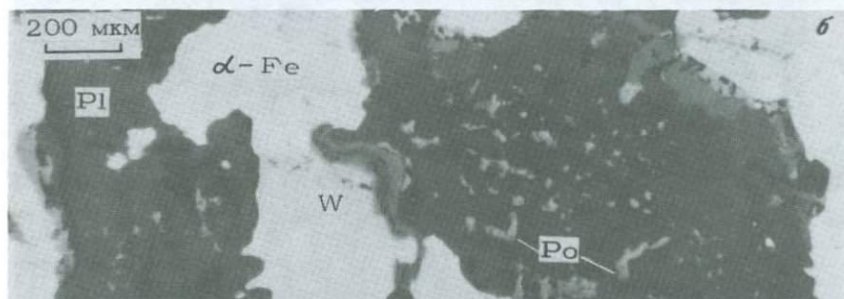


Таблица VIII





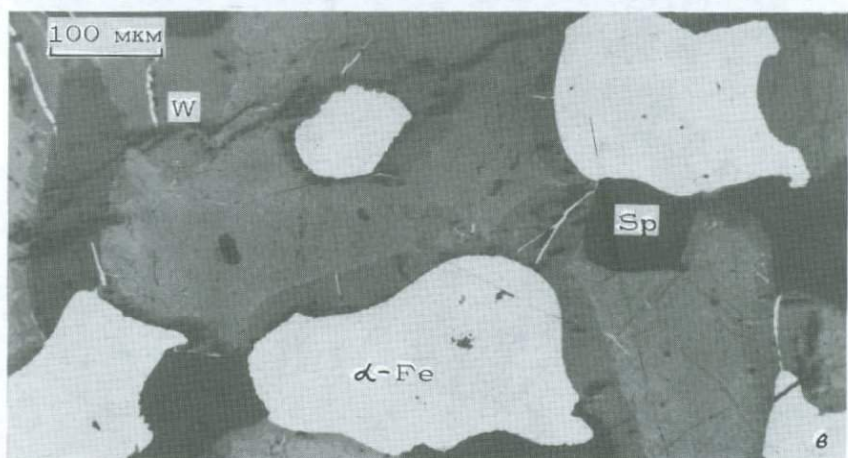
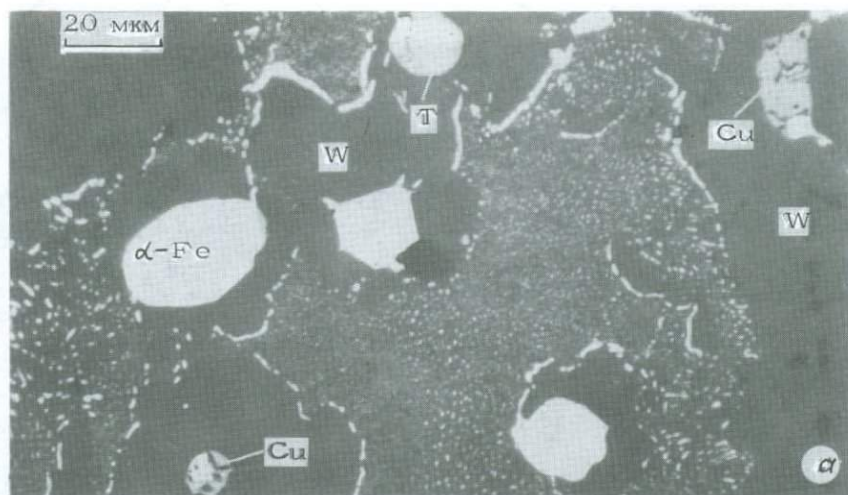


Таблица XI

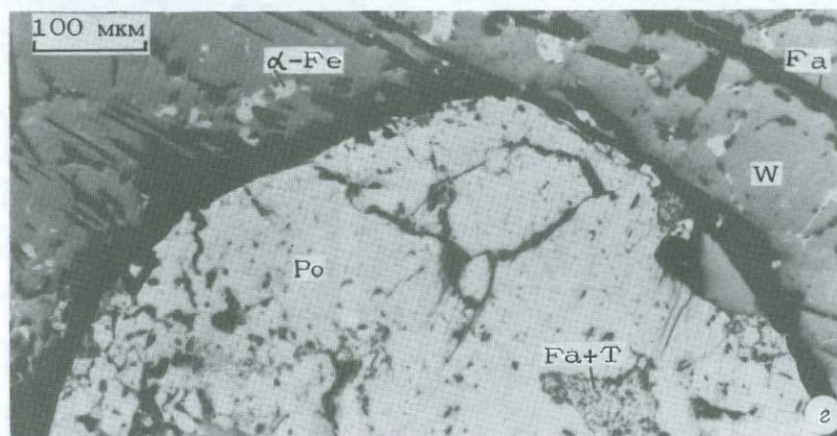
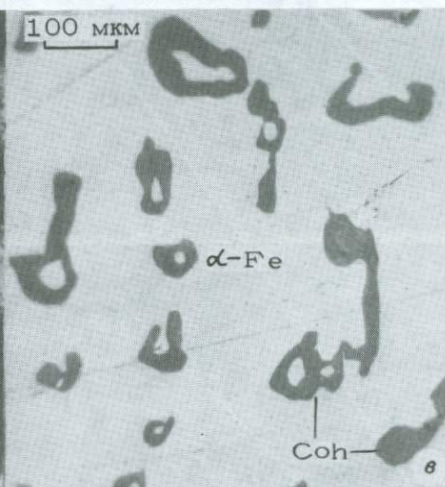
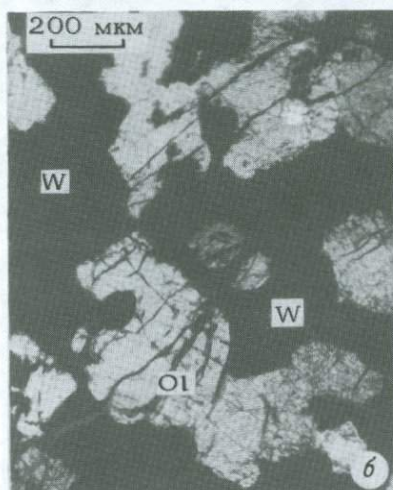
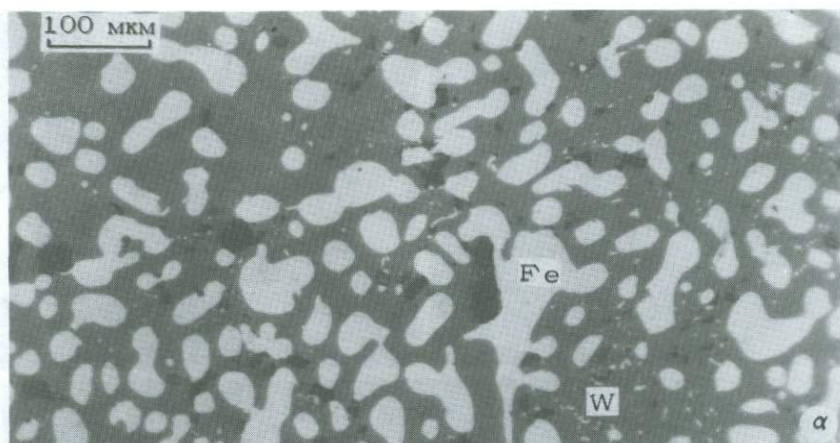
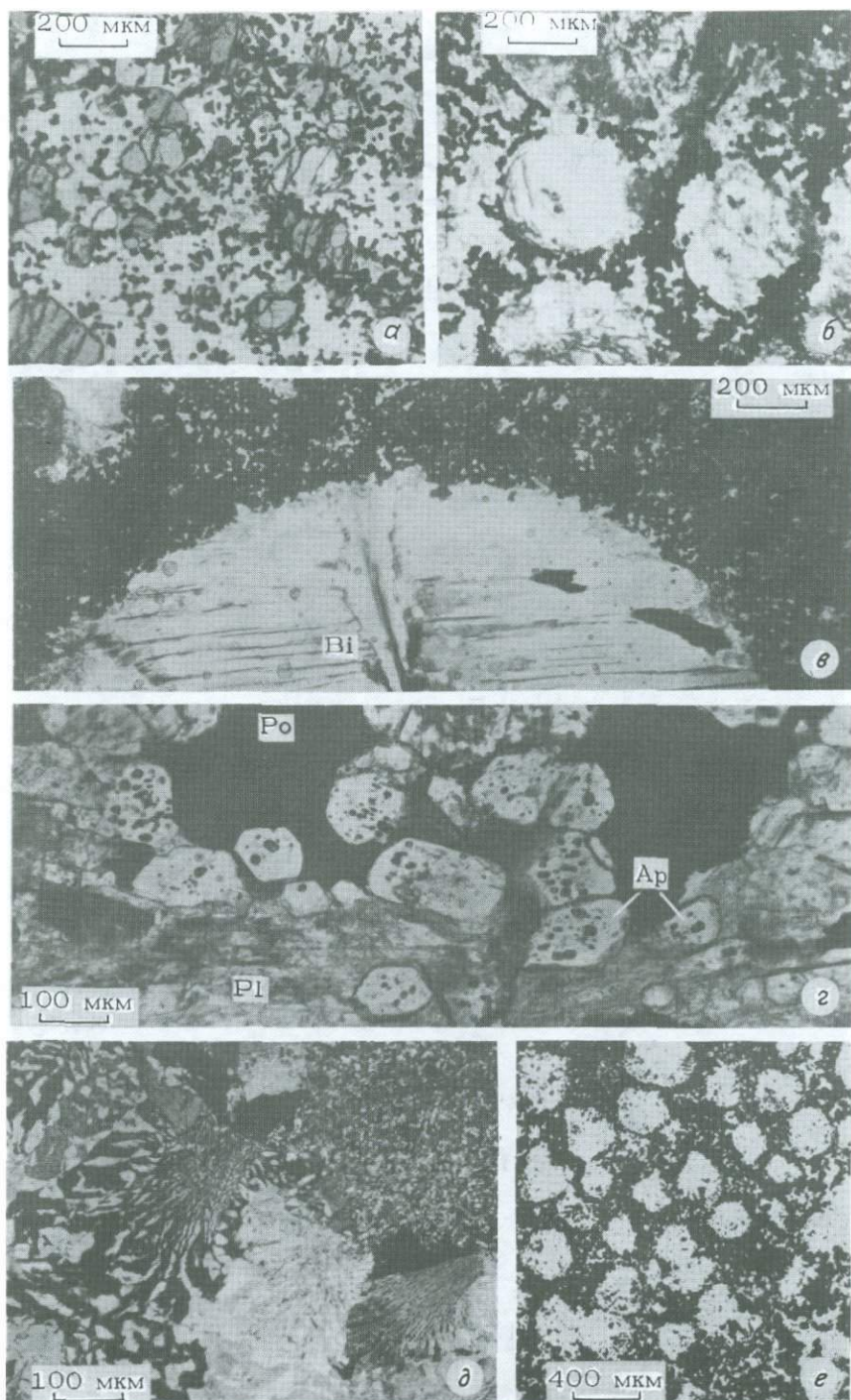


Таблица XII



- Авдонин В. В., Дороговин Б. А., Муродян К. М. Расплавные включения ликвационного типа в вулканогенных породах кислого состава // Докл. АН СССР. — 1979. — № 2. — С. 428—430.
- Альмухамедов А. И., Нестеренко Г. В. О двух максимумах содержания сульфидных минералов в дифференцированных траппах Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 1970. — № 7. — С. 75—82.
- Альмухамедов А. И., Петров Л. Л. Фтор, бор и бериллий в траппах Сибирской платформы // Геохимия. — 1987. — № 1. — С. 979—990.
- Амиржанов А. А., Воронцов А. Е. Петрохимические особенности процессов ликвации в щелочных базальтоидах из диатрем юга Сибирской платформы // Геохимия. — 1982. — № 10. — С. 1510—1516.
- Амиржанов А. А., Воронцов А. Е., Плахова Г. С. О природе глобулярных щелочных базальтоидов из диатрем юга Сибирской платформы // Докл. АН СССР. — 1982. — № 6. — С. 1472—1476.
- Анастасенко Г. Ф. Распределение бора в породах и минералах трапповой формации северо-запада Сибирской платформы // Геохимия. — 1973. — № 10. — С. 1481—1489.
- Андреев Н. С., Порай-Кошиц Е. А., Филиппович В. Н. Теоретические и экспериментальные основы метастабильной ликвации / Явления ликвации в стеклах. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1974. — С. 5—114.
- Анфилов В. Н. Природа и петрохимические критерии ликвации магматических расплавов // Геохимия. — 1975. — № 7. — С. 1035—1042.
- Анфилов В. Н., Дымкин А. М., Бобылев И. Б. Явления несмесимости в магматических расплавах // Исследование магматических расплавов. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. — С. 3—16.
- Аплонов В. С., Москалюк А. А. Эволюция химизма минералообразующих растворов, формировавших норильские медно-никелевые руды // Теория и практика термобарогеохимии. — М., 1978. — С. 119—122.
- Арутюнян Л. А. Геохимические закономерности поведения никеля в эндогенных системах: Автореф. дис. . . . докт. геол.-мин. наук / ГЕОХИ АН СССР. — М., 1986. — 51 с.
- Архипова А. И. Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1975. — 135 с.
- Архипова А. И., Наторхин И. А. Некоторые черты геохимии талнахских дифференцированных интрузий // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1972. — С. 101—122.
- Атлас пород и руд норильских медно-никелевых месторождений / Под ред. Урванцева Н. Н. — Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1971. — 560 с.
- Бабанский А. Д., Соловова И. П., Рябчиков И. Д. Микроликвационная гетерогенность в расплавных включениях и мезостазисе андезита // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. — Львов: АН УССР, 1985. — С. 123—124.
- Бабушкин О. С., Жунина Л. А. О ликвации в хром-хлорсодержащем стекле пироксеновой системы // Стекло, ситаллы и силикаты. — Минск, 1983. — № 12. — С. 26—27.
- Баженов И. К., Индукаев Ю. В., Яхно А. В. Самородное железо в габбро-долеритах р. Курейки (Красноярский край) // Зап. ВМО. — 1959. — Т. 88, № 2. — С. 180—184.
- Безмен Н. И. Экспериментальное изучение жидкостной дифференциации базит-гипербазитовых расплавов // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл. — М.: Наука, 1984. — Т. 4. — С. 264—265.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлуи Т. Н. Текстуры и структуры руд. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. — 435 с.
- Бондарь И. А. О влиянии третьего компонента на ликвацию в некоторых двойных силикатных системах // Структурные превращения в стеклах при повышенных температурах. — М.: Наука, 1965.
- Бондарь И. А., Торопов Н. А. Установление ликвации во фторсодержащих шлаковых и редкометалльных силикатных системах // Стеклообразное состояние. — Л.: Изд-во АН СССР. Ленингр. отд-ние, 1963. — Вып. 1. — С. 39—41.

- Бородаевская М. Б.** Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послелевхнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1956. — № 6. — С. 70—91.
- Булгакова Е. Н.** Температурные условия формирования норильских дифференцированных интрузий: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГиГ СО АН СССР. — Новосибирск, 1971. — 30 с.
- Варшал Б. Г.** Химические аспекты ликвационных явлений в силикатных и алюмосиликатных расплавах // Исследования структуры магматических расплавов. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. — С. 41—51.
- Вахрушев В. А.** Рудные минералы изверженных пород. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — 184 с.
- Велинский В. В., Банников О. Л.** Оливины альпинотипных гипербазитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 103 с.
- Виленский А. М.** Петрология интрузивных трапшвов севера Сибирской платформы. — М.: Наука, 1967. — 270 с.
- Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицына Г. Н.** Петрология трапшвов интрузий правобережья нижнего течения Енисея. — М.: Наука, 1964. — 237 с.
- Вол А. Е.** Строение и свойства двойных металлических систем. — М.: Физматгиз, 1962. — Т. 2. — 981 с.
- Галахов Ф. Я.** О связи диаграмм состояния силикатных систем со строением и кристаллизационной способностью стекол // Стеклообразное состояние. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 38.
- Галахов Ф. Я., Аверьянов В. И., Вавилонова В. Т., Арешев М. П.** Ликвация в системе $Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2$ // Физика и химия стекла. — 1984. — № 4. — С. 508—510.
- Галахов Ф. Я., Вавилонова В. Т.** Ликвация в трехкомпонентных боросиликатных системах // Физика и химия стекла. — 1985. — № 3. — С. 276—281.
- Галахов Ф. Я., Варшал Б. Г.** О причинах ликвации в простых силикатных системах // Ликвационные явления в стеклах. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1969. — С. 6—11.
- Гевкин А. Д., Дистлер В. В., Лапутина И. П.** Хромитовая минерализация дифференцированных трапшвов интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений. — М.: Наука, 1979. — С. 105—127.
- Гинзберг А. С.** Экспериментальная петрография. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1951. — 270 с.
- Глюк Д. С., Шмакин Б. М.** Роль ликвационной дифференциации в пегматитовом процессе // Геохимия. — 1986. — № 4. — С. 445—457.
- Годлевский М. Н.** Трапшы и рудоносные интрузии Норильского района. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. — 67 с.
- Годлевский М. Н.** Источники оруденения, связанного с трапшвами Сибирской платформы // Петрология трапшвов Сибирской платформы. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. — С. 173—189.
- Григорьев Д. П.** Несмесимость силикатных расплавов, близких по составу к природным горным породам // Зап. ВМО. — 1935. — Ч. 64, вып. 1. — С. 250—267.
- Григорьев Д. П., Искюль Е. В.** Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1937. — № 1. — С. 77—106.
- Данилов М. А., Юшкин Н. П.** Первая находка олигоценовой лавы с самородным железом на севере Русской платформы // Докл. АН СССР. — 1979. — № 6. — С. 1430—1432.
- Даусон Дж. Б.** Олдоньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов // Карбонатиты. — М.: Мир, 1969.
- Делицын Л. М.** Роль ликвации в формировании апатито-нефелиновых пород Хибинского массива и ее научно-технические аспекты: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ГЕОХИ АН СССР. — М., 1985. — 50 с.
- Делицын Л. М., Тов Г. М., Делицына Л. В., Мелентьев Б. Н.** Петрологическое значение несмесимости расплавов в системе нефелин—виллиомит // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1986. — № 5. — С. 98—106.
- Есин О. А., Гельд П. В.** Физическая химия пирометаллургических процессов. — М.: Metallургия, 1986. — Ч. II. — 703 с.
- Жариков В. А.** Основы физико-химической петрологии. — М.: Изд-во МГУ, 1977. — 420 с.
- Жариков В. А., Горбачев Н. С., Ишбулатов Р. А.** Флюидно-магматическая дифференциация основных магм // Геология и геофизика. — 1986. — № 7. — С. 35—40.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С.** Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 383 с.
- Зайченко Е. П., Фаворская М. А.** К истории развития взглядов на петрологическое значение ликвации // Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. — М.: ИГЕМ АН СССР, 1963. — С. 3—12.
- Залкин В. М.** Современное состояние теории эвтектик // Журн. физ. химии. — 1984. — Т. 58, № 6. — С. 1320—1328.
- Золотухин В. В.** Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапшвов интрузий. — М.: Наука, 1964. — 192 с.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** К проблеме происхождения тахилитов в трапшвах северо-запада

- Сибирской платформы // Проблемы петрологии и генетической минералогии. — М.: Наука, 1969. — Т. 1. — С. 269—291.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** Проблемы платформенного магматизма. Статья 2. Дифференциация как причина многообразия магм // Геология и геофизика. — 1971. — № 4. — С. 58—67.
- Золотухин В. В., Виленский А. М., Васильев Ю. Р. и др.** Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 225 с.
- Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.** Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 436 с.
- Золотухин В. В., Щербакова З. В., Ковязин С. В. и др.** Температура базитовых и ультрабазитовых глубинных расплавов на Сибирской платформе в связи с их рудоносностью // Термобарогеохимия эндогенных процессов. — Благовещенск: ДВНЦ АН СССР, 1984. — С. 112—114.
- Золотухин В. В., Щербакова З. В., Ковязин С. В. и др.** Особенности состава и температуры базитовых и ультрабазитовых глубинных расплавов на Сибирской платформе // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. — Львов: АН УССР, 1985. — С. 151—152.
- Зотов И. А.** Некоторые особенности взаимодействия трапповых магм Талнахских интрузий (Норильский район) с вмещающими породами // Очерки генетич. петрологии. — М.: Недра, 1976. — С. 250—260.
- Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А.** Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-1, Норильск-2, горы Черной) // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. — Л.: НИИГА, 1971. — С. 197—305.
- Капустин Ю. А.** Дифференцированный силл базальтоидов и особенности выделения в нем кальцита // Зап. ВМО. — 1985. — Вып. 114, № 3. — С. 275—288.
- Карапетян К. И.** Об одной разновидности несопескшихся игнимбритов // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. — 1986. — Вып. 39, № 4. — С. 23—28.
- Когарко Л. Н., Кригман Л. Д., Петрова Е. Н., Соловова И. П.** Фазовые равновесия в системе фтор-апатит—нефелин—диосид в связи с генезисом апатитовых месторождений Хибин // Геохимия. — 1977. — № 1. — С. 42—55.
- Коржинский Д. С.** Проблемы физико-химической теории петрологических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1962. — № 1. — С. 10—26.
- Коржинский Д. С.** Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1973. — № 2. — С. 3—6.
- Короновский Н. В., Быков М. В., Сапарин Г. В., Слудев В. И.** Микроликвация в кислых вулканических породах // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 230, № 1. — С. 190—193.
- Краковский Ю. С.** Проявления пирометаморфических процессов в эндоконтактных зонах трапповых интрузий // Петрология траппов Сибирской платформы. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. — Т. 151. — С. 160—167.
- Красов Н. Ф., Клоккьятти Р.** Ликвация силикатного расплава и ее возможная петрогенетическая роль по данным изучения расплавных включений // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 248, № 1. — С. 201—204.
- Красов Н. Ф., Рябов В. В., Коненко В. Ф.** Ликвация природных расплавов по данным термобарогеохимии // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. — Львов: АН УССР, 1985. — С. 110—112.
- Кузубный В. С., Пономарев Э. С.** Кайнозойская трапповая формация Зайсанской складчатой области и ее рудоносность // Геология и геофизика. — 1982. — № 4. — С. 116—119.
- Лапин В. В., Соловова И. П.** Новые экспериментальные данные по проблеме генезиса хромитов // Условия образования магматических рудных месторождений. — М.: Наука, 1979. — С. 146—170.
- Лебедев А. П.** Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 198 с.
- Лебедев А. П.** О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1957. — № 2. — С. 55—74.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Петрография. — Л.; М.; Новосибирск: Госнаучтехиздат, 1933. — 462 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Четыре корифея петрографии: Вашингтон, Дюпарк, Седергольм, Фогт // Изв. АН СССР. Сер. VII. — 1935. — № 3.
- Лихачев А. П.** Роль лейкократовых габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1965. — № 10. — С. 75—89.
- Льюлюк В. А., Нестеровский В. С., Говердовская Т. Г.** Магматогенные брекчи никеленосных трапповых интрузий // Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. — Л.: НИИГА, 1972. — С. 123—127.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Под ред. Соболева В. С., Костюка В. П.** — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 232 с.
- Мазурич О. В., Роскова Г. П.** Влияние состава и условий тепловой обработки ликвидующих стекол на их структуру и свойства // Явления ликвации в стеклах. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1974. — С. 115—192.

- Мананков А. В., Шарапов В. Н. Кинетика фазовых переходов в базитовых расплавах и магмах. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 175 с.
- Маракушев А. А. О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геология руд. месторождений. — 1980. — Т. 22, № 1. — С. 3—23.
- Маракушев А. А. Ликвационное происхождение андезитов и связанных с ними пород // Докл. АН СССР. — 1983. — Вып. 273, № 6. — С. 1456—1459.
- Маракушев А. А. Ликвационная природа андезитовых вулканических серий // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 8. — С. 25—37.
- Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вестн. МГУ. Сер. Геология. — 1979. — № 1. — С. 3—22.
- Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. Сер. Геология. — 1975. — № 1. — С. 3—24.
- Марковский Б. А. Признаки ликвации в трахимеланобазальтах Камчатки и возможные петрогенетические следствия // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 230, № 1. — С. 194—197.
- Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии. — Л.: Госгеолтехиздат, 1958. — 135 с.
- Милюков Е. М. Еще раз о влиянии несмешиваемости на дифференциацию изверженных горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1971. — № 2. — С. 131—136.
- Минералы: Справочник. — М.: Наука, 1960. — Т. 1. — 617 с.; 1972. — Т. 3. — 883 с.
- Митрейкина О. Б. Об электронно-микроскопическом изучении липаритов // Докл. АН СССР. — 1969. — Т. 185, № 4. — С. 905—908.
- Мостафа А. А. Экспериментальное исследование габбро-сиенитового расслоения и распределения фосфора // Бюл. МОИП. Отд. Геол. — 1986. — Вып. 61, № 1. — 117 с.
- Муан А. Кристаллизация в силикатных системах // Эволюция изверженных пород. — М.: Мир, 1983. — С. 84—136.
- Мухина А. М. Исследование состава газов туфов юго-востока Тунгусской синеклизы // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. — Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985. — С. 62—63.
- Наторхин И. И., Архипова А. И., Багусев Б. Н. Петрология талнахских интрузий. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977. — 236 с.
- Наумов В. Б., Коваленко В. И., Соболев А. В. и др. Несмесимость силикатных и солевых расплавов по данным изучения включений в высокотемпературном флюорите // Докл. АН СССР. — 1986. — № 2. — С. 453—456.
- Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). — М.: Наука, 1973. — 198 с.
- Нестеренко Г. В., Тихоненков П. И., Наумов В. Б. Ликвация расплава в эффузивных траппах Сибирской платформы // IX семинар по геохимии магматических пород. Москва, 1983: Тез. докл. — М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. — С. 91—92.
- Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — 264 с.
- Олейников Б. В., Никишов К. Н., Ковальский В. В. и др. Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. — 200 с.
- Олейников Б. В., Округин А. В., Заякина Н. В., Махотко В. Ф. Кремнийсодержащий феррошпинелид в траппах Сибирской платформы // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 258, № 3. — С. 734—737.
- Олейников Б. В., Панков В. Ю. Расплавные включения и минералы-узники в продуктах протокристаллизации базальтового расплава // Петролого-геохимические черты глубин. эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. — С. 130—163.
- Ольшанский Я. И. Система Fe—FeS—FeO—SiO₂ // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1951. — № 6. — С. 128—176.
- Павлов А. Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 220 с.
- Павлов Н. В., Григорьева И. И., Ценин А. И. Хромитовые подули как показатель ликвации магматического расплава // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1975. — № 11. — С. 29—45.
- Павлушкин Н. М., Ходаковская Р. Я. О природе ликвации в процессе ситаллизации титансодержащих стекол // Стеклообразное состояние. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971. — С. 66—69.
- Панков В. Ю. Микроликвация в расплавных включениях в оливине // Бюл. НТИ. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. — С. 25—28.
- Панков В. Ю. Раннемагматическая стадия толеит-базальтового расплава по данным изучения включений в минералах базитов Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ТГУ. — Томск, 1986. — 17 с.
- Панков В. Ю., Леванов В. К. Расплавные и минеральные включения в самородном железе // Самородные металлы в изверженных породах. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. — С. 46—49.
- Петрова Л. В., Татарский В. Б. Кремнисто-кальциевый магнетит Коршуновского месторождения // Зап. ВМО. — 1975. — № 3. — С. 301—309.
- Петрографические критерии ликвации в кислых лавах / Отв. ред. Афанасьев Г. Д. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 100 с.

- Петрография / Под ред. Маракушева А. А. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — Ч. 2. — 328 с.
- Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / Под ред. Золотухина В. В., Виленского А. М. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 287 с.
- Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа / Под ред. Соболева В. С. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 167 с.
- Попов В. С. О глобулярной текстуре лампрофиров // Зап. ВМО. — 1972. — Ч. 101, № 6. — С. 370—379.
- Попов В. С. Ликвация в магмах — иллюзии и реальность (обзор иностранной литературы) // Зап. ВМО. — 1982. — Ч. 111, № 5. — С. 614—621.
- Порай-Кошиц Е. А. Кристаллохимические аспекты строения неорганических стекол // Стеклообразное состояние: Тр. IV Всесоюз. совещ. — М.; Л.: Наука, 1965. — С. 7—13.
- Прокопцев Н. Г. Признаки ликвации в щелочно-базальтовой лаве со дна океана // Геология и геофизика. — 1974. — № 3. — С. 27—32.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И. Ликвация в андезите (экспериментальные данные) // Докл. АН СССР. — 1984а. — № 2. — С. 438—441.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И. Критерий ликвационной природы вариолитовых пород // Докл. АН СССР. — 1984б. — № 6. — С. 1485—1487.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. — М.: Иностран. лит. 1962. — 354 с.
- Ревердатто В. В. Петрология Анакитского дифференцированного траппового массива и его структура // Геология и геофизика. — 1963. — № 10. — С. 79—92.
- Рёддер Э. Ликвация силикатных магм // Эволюция изверженных пород. — М.: Мир, 1983. — С. 24—67.
- Римкевич В. С. Роль ликвации в образовании ритмичной магматической полосчатости // Геология, магматизм и оруденение Приморья. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. — С. 51—60.
- Роддер Е. Несмесимость жидкостей при низких температурах в системе $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. — М.: Иностран. лит., 1954. — С. 307—327.
- Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-1. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. — 168 с.
- Рябов В. В. О некоторых особенностях поведения хрома и титана в магматических клинопироксенах различных формаций // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 119—133.
- Рябов В. В. Особенности состава верхних эндоконтактовых зон норильских интрузий // Тезисы докладов IV краевой трапповой конференции. — Красноярск: ПГО «Красноярскгеология», 1983. — С. 186—188.
- Рябов В. В. О составе верхних контактовых зон норильских интрузий, несущих богатую хромитовую минерализацию // Критерии рудоносности магматических комплексов. — Новосибирск, 1984. — С. 124—142.
- Рябов В. В. Ликвационные руды самородного железа в траппах // Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. — С. 144—146.
- Рябов В. В. Особенности формирования основных пегматоидов трапповых интрузий // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли: Тр. VII Всесоюз. петрогр. совещ. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — Т. 2. — С. 57—58.
- Рябов В. В., Бакуменко И. Т., Фоминых И. М. Дендритовидные мегакристаллы в траппах Норильского района и некоторые вопросы их формирования // Материалы по петрологии и минералогии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — С. 47—71.
- Рябов В. В., Золотухин В. В. О псевдотахилитах Талнахского траппового интрузива на Сибирской платформе // Геология и геофизика. — 1970. — № 3. — С. 56—63.
- Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 392 с.
- Рябов В. В., Коненко В. Ф., Красов Н. В. Ликвационные явления в стеклах из руд самородного железа Хунгтукунской интрузии // Докл. АН СССР. — 1985. — № 4. — С. 982—987.
- Рябов В. В., Павлов А. Л. Физико-химические закономерности формирования магнезиально-скарнивого парагенезиса из расслоенных интрузий Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 1984. — № 3. — С. 42—48.
- Рябов В. В., Павлов А. Л., Лопатин Г. Г. Рудная минерализация Хунгтукунской интрузии и условия ее формирования // Тезисы докладов IV краевой трапповой конференции. — Красноярск: ПГО «Красноярскгеология», 1983а. — С. 112—113.
- Рябов В. В., Павлов А. Л., Лопатин Г. Г. Физико-химические условия образования самородного железа в траппах (на примере Хунгтукунской интрузии) // Генетические реконструкции эндогенного рудообразования систем. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983б. — С. 3—33.
- Рябов В. В., Павлов А. Л., Лопатин Г. Г. Самородное железо сибирских траппов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 169 с.
- Рябов В. В., Соколова Г. А. Находки галита в экзоконтакте Талнахской рудоносной интрузии и его роль в постмагматических процессах // Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970. — С. 79—82.
- Рябов В. В., Цимбалест В. Г., Якоби Н. Я. О концентрации хрома и платиноидов в кровле расслоен-

- ных интрузий норильского типа // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 266, № 2. — С. 466—469.
- Рябов В. В., Якоби Н. Я.** Поведение хрома при дифференциации трапповой магмы // Вопросы генетической петрологии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1981. — С. 85—111.
- Савочкина Е. Н.** Парагенезис минералов миндалинов и проблема стратиформного рудообразования в траппах // Рудные формации и месторождения Сибири. — Томск: ТГУ, 1979. — С. 19—22.
- Самородное металлообразование в платформенных базитах / Олейников Б. В., Округин А. В., Томшин М. Д. и др.** — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. — 188 с.
- Самородные металлы в изверженных породах / Под ред. Олейникова Б. В., Лазебника К. А., Кочеткова А. Я.** — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. — 188 с.
- Скиннер Б. Дж., Пек Д. Л.** Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи // Магматические рудные месторождения. — М.: Недра, 1973. — С. 195—207.
- Скрипиченко В. А.** Фосфор как фактор ликвации силикатных расплавов // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 239, № 1. — С. 903—933.
- Слободской Р. М.** Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 134 с.
- Смирнов В. И.** Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1969. — 687 с.
- Смирнов М. Ф.** Строение норильских никеленосных интрузий и сульфидные руды. — М.: Недра, 1966. — 58 с.
- Соболев В. С.** Петрология траппов. Избранные труды. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 209 с.
- Соловова И. П., Бабанский А. Д., Рябчиков И. Д.** Микроликвационная гетерогенность в расплавных включениях и мезостазице андезита // Докл. АН СССР. — 1986. — Т. 288, № 5. — С. 1209—1214.
- Старицкий Ю. Г.** Самородное железо и медь с реки Курейки // Зап. ВМО. — 1965. — Ч. 94, № 5. — С. 580—582.
- Старицына Г. Н., Томаповская Ю. И., Кравцова Л. И.** Интрузивные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1972. — 210 с.
- Старосельцев К. В., Старосельцев В. С.** Антракосолит-цеолитовая ископаемая фумарола в триасовых вулканитах севера Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. — 1987. — № 3. — С. 113—117.
- Старостин В. И., Кудрявцева Г. П.** Магнетитовая лава древнечетвертичного вулкана Лако (Сев. Чили) // Геология руд. месторождений. — 1973. — Т. 15, № 3. — С. 102—112.
- Стейнер А.** Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия. Новая петрологическая концепция // Проблемы палеовулканизма. — М.: Иностран. лит., 1963. — С. 490—532.
- Стенина Н. Г.** Просвечивающая электронная микроскопия в задачах генетической минералогии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 109 с.
- Степанов В. К.** Породообразующие минералы Талнахской интрузии и анализ их парагенезисов с разработкой критериев рудоносности: Автореф. дис. . . канд. геол.-мин. наук / ЦНИГРИ. — М., 1975. — 25 с.
- Степанов В. К.** Оливины и гиперстены Талнахской интрузии // Геология, петрология и геохимия медно-никелевых месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 1977. — С. 17—34.
- Структуры траппов Сибирской платформы / Отв. ред. Лурье М. Л.** — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1976. — 171 с.
- Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений / Под ред. Шадлун Т. Н.** — М.: Наука, 1981. — 254 с.
- Талалов В. А.** Изверженные карбонатиты в Низких Гималаях Непала // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1976. — № 4.
- Тарасов А. В.** О механизмах формирования норильских интрузий и связанных с ней сульфидных тел // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — С. 123—276.
- Тихоненков П. И., Нестеренко Г. В., Наумов В. Б.** Специфика ликвации платобазальтов Сибирской платформы // Термобарометрия и геохимия рудообразования флюидов: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. — Львов: АН УССР, 1985. — С. 140—141.
- Трёгер В. Е.** Оптическое определение породообразующих минералов. — М.: Недра, 1968. — 198 с.
- Уилли П. Дж.** Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных. Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы // Карбонатиты. — М.: Мир, 1969. — С. 265—300.
- Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970. — 552 с.
- Фенюгенов А. Н., Емельяненко П. Ф.** Расслоенность в трапповых силлах Ангаро-Илимского района // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли: Тр. VII Всесоюз. петрогр. совещ. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — Т. 2. — С. 58—60.
- Филиппович В. Н.** Начальные стадии кристаллизации стекол и образование ситаллов // Стеклообразное состояние. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 9—24.
- Филиппович В. Н.** Теоретическая схема процесса ликвации в растворах и стеклах // Изв. АН СССР. Неорган. материалы. — 1967. — Т. 3, № 6. — С. 993—1001; № 7. — С. 1192—1201.
- Фишер Р.** Несмешимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмешимости для геохимии и учения о рудных месторождениях // Эксперимен-

- тальные исследования в области петрографии и рудообразования. — М.: Иностранная литература, 1954. — С. 411—458.
- Фрих-Хар Д. И.** О необычайном магматическом веществе в позднемезозойских вулканитах Монголии // Вулканология и сейсмология. — 1984. — № 2. — С. 116—120.
- Фролова Т. И., Митрейкина О. Б.** Явления ликвационного расслоения в океанических базальтах // Петрологическое исследование базитов островных дуг. — М., 1978. — С. 110—131.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А.** Вероятность ликвации в андезитовых магмах // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 271, № 4. — С. 952—955.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Солдатов И. А., Шевалеевский И. Д.** Ликвация в оливиновом толейците (экспериментальные данные) // Геохимия. — 1973. — № 12. — С. 1763—1771.
- Царев Д. И.** Метамагматические и метасоматические процессы в формировании игнимбритов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — 88 с.
- Чао Е.** Петрографические и химические свойства тектитов // Тектиты. — М.: Мир, 1966. — С. 303.
- Шабалин Л. И.** Различия в генезисе бедновкрапленных и богатых титаномагнетитовых руд в габброидных интрузивах // Геология руд месторождений. — 1984. — № 2. — С. 3—11.
- Шерер И. Ф., Яги К.** Система $FeO-Al_2O_3-SiO_2$ // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. — М.: Иностранная литература, 1954. — С. 328—367.
- Шнейдерхён Г.** Рудные месторождения. — М.: Иностранная литература, 1958. — 502 с.
- Шуколюков Ю. А., Верховский А. Б., Друбецкий Э. Р. и др.** Поиски изотопных признаков мантийного происхождения веществ самородных металлов в трапсовых породах // Геохимия. — 1981. — № 10. — С. 1442—1452.
- Щека С. А.** О явлениях ликвации базальтовых расплавов // Докл. АН СССР. — 1978. — Т. 238, № 3. — С. 691—694.
- Щека С. А., Куренцова Н. А., Романенко И. М., Чубаров В. М.** Кремнистые магнетиты // Микроэлементы в минералах. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. — С. 100—107.
- Щека С. А., Куренцова Н. А., Романенко И. М., Чубаров В. М.** Включения стекла во вкрапленниках базальтов и некоторые особенности механизма кристаллизации толейтовой магмы // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. — С. 175—181.
- Щека С. А., Чубаров В. М.** Самородное железо в углях Приморья // Природа. — 1983. — № 7. — С. 75.
- Эпельбаум М. Б.** Силикатные расплавы с летучими компонентами. — М.: Наука, 1980. — 255 с.
- Яковлев Е. Б.** О генезисе «пизолитовых туфов» // Вестн. МГУ. Сер. Геология. — 1986. — № 3. — С. 42—50.
- Bassi U. K., Chopra S.** Magnetite-tuff from the Himalaya, India // J. Geol. Soc. India. — 1984. — Vol. 25, N 1. — P. 67—69.
- Bird Q. M., Weathers M. S.** Native iron occurrences of Disko island, Greenland // J. Geol. — 1977. — Vol. 85. — P. 359—371.
- Bird T. M., Goodrich C. A., Meathers M. S.** Petrogenesis of Vivfag iron, Disko island, Greenland // J. Geophys. Res. — 1981. — Vol. 86, N 12. — P. 11787—11805.
- Bowen N. L.** The evolution of the igneous rocks. — Princeton University Press, New Jersey. — 1928. — 334 p.
- Carmichael T. S. E.** The iron-titanium oxides of silicic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates // Contrib. miner. and petrol. — 1967. — N 14. — P. 36—64.
- Chipman T. C.** Fe in metallography, structures and phase diagrams // Amer. Soc. for metals, Metals Park, Ohio. — 1973. — P. 275—278.
- Currie K. L.** Criterion for predicting liquid immiscibility in silicate melts // Nature Phys. Sci. — 1972. — Vol. 240, N 99. — P. 66—68.
- De A.** Silicate liquid immiscibility in the Deccan traps and its petrogenetic significance // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1974. — Vol. 85, N 3. — P. 471—474.
- Drever H. I.** Immiscibility in the picritic intrusion at Igdlussuit, West Greenland // Intern. Geol. Congr. 21st Sess., Proc., part XIII. Copenhagen, 1960. — P. 47—58.
- Ferguson J., Currie K. L.** Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay, Ontario // J. Petrol. — 1971. — Vol. 12 (3). — P. 561—585.
- Freestone I. C., Powell R.** The low temperature field of liquid immiscibility in the system $K_2O-Al_2O_3-FeO-SiO_2$ with special reference to the join fayalite-leucite-silica // Contrib. miner. and petrol. — 1983. — Vol. 82, N 2—3. — P. 291—299.
- Furnes H., Malm O. A., Robins B.** Evidence for liquid immiscibility in Middle Jurassic pyroclastics from the North Sea, and alteration trends of the glass phases // Neues Jahrb. Mineral. Abh. — 1981. — Bd 141, N 3. — S. 309—323.
- Gelinas L., Brooks C., Trzcieski W. E. J.** Archean variolites quenched immiscible liquids // Canad. J. Earth Sci. — 1976. Vol. 13, N 2. — P. 210—230.
- Goodrich C. A.** Phosphoryl pyroxene and olivine in silicate inclusions in natural iron-carbon alloy, Disko island, Greenland // Geochim. et cosmochim. acta. — 1984. — Vol. 48, N 12. — P. 2769—2774.
- Goodrich C. A., Bird J. M.** Formation of iron-carbon alloys in basaltic magma at Vivfag, Disko island, the role of carbon in mafic magmas // J. Geol. — 1985. — Vol. 93, N 4. — P. 475—492.

- Lucido G.** Pantelleria (Channel of Sicily). Liquid immiscibility: a possible genetic process may explain the volcanites of Pantelleria (Channel of Sicily) // *Miner. et petrogr. acta.* — 1982. — Vol. 26. — P. 15–26.
- Lucido G.** A mechanism forming silicic segregations from basaltic magma discovered in igneous rocks of Western Sicily // *Geol. Mag.* — 1983. — Vol. 120, N 4. — P. 321–329.
- Mariano A. N., Roedder P. L.** Keramisi: a neglected carbonatite volcano // *J. Geol.* — 1983. — Vol. 91, N 4. — P. 449–455.
- Massion P. J., K. van Groos A. F.** Liquid immiscibility in silicates // *Nature Phys. Sci.* — 1973. — Vol. 246, N 143. — P. 60–63.
- McBirney A. R., Nakamura Y.** Immiscibility in late-stage magmas of the Skaergard intrusion // *Carnegie Institution of Washington Year Book 73, for 1973–1974.* — P. 348–352.
- McLean W. H., Shimazaki H.** The partitioning of Co, Ni, Cu and Zn between sulfide and silicate liquids // *Econ. Geol.* — 1976. — Vol. 71. — P. 1049–1057.
- Medenbach O., El Goresy A.** Ulvöspinel in native iron-bearing assemblages and the origin of these assemblages in basalts from Oviak Greenland, and Bühl. Federal Republic of Germany // *Contrib. miner. and petrol.* — 1982. — Vol. 80, N 4. — P. 358–366.
- Meyer P., Sigurdsson H.** Interstitial acid glass and chlorophacite in Iceland basalts // *Lithos.* — 1978. — Vol. 11, N 3. — P. 231–241.
- Moore J. G., Calk L.** Sulfide spherules in vesicles of dredged pillow basalt // *Amer. Miner.* — 1971. — Vol. 56, N 3/4. — P. 476–488.
- Nakamura Y.** The system Fe_2SiO_4 – $KAlSi_3O_8$ – SiO_2 at 15 kbar // *Carnegie Institution of Washington Year Book 73, for 1973–1974.* — Washington, 1974. — P. 352–354.
- Naldrett A. J.** A portion of the system Fe–S–O between 900 and 1080 °C and its application to sulfide ore magmas // *J. Petrol.* — 1969. — Vol. 10. — P. 171–210.
- Naslund H. R.** The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts // *Amer. J. Sci.* — 1983. — Vol. 283, N 10. — P. 1034–1059.
- Newberry N. G., Peacor D. R., Essene E. J., Geissman J. W.** Silicon in magnetite: high resolution microanalysis of magnetite-ilmenite intergrowths // *Contrib. miner. and petrol.* — 1982. — Vol. 80, N 4. — P. 334–340.
- Osborn E. F.** Role of oxygen pressure in the crystallization of basaltic magma // *Amer. J. Sci.* — 1959. — Vol. 257, N 9. — P. 609–647.
- Pauly H.** White cast iron with cohenite, schreibersite, and sulfides from Tertiary basalts on Disko island, Greenland // *Bull. Geol. Soc. Den.* — 1969. — Vol. 19. — P. 8–26.
- Pedersen A. K.** Basaltic glass with high-temperature equilibrated immiscible sulphide bodies with native iron from Disko, Central West Greenland // *Contrib. miner. and petrol.* — 1979. — Vol. 69, N 4. — P. 397–407.
- Philpotts A. R.** Origin of certain iron titanium oxide and apatite rocks // *Econ. Geol.* — 1967. — Vol. 62. — P. 303–315.
- Philpotts A. R.** Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts // *J. Petrol.* — 1979. — Vol. 20, N 1. — P. 99–118.
- Philpotts A. R.** Liquid immiscibility in silicate melt inclusions in plagioclase phenocrysts // *Bull. miner.* — 1981. — Vol. 104, N 4. — P. 317–324.
- Philpotts A. R.** Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks // *Contrib. miner. and petrol.* — 1982. — Vol. 80, N 3. — P. 201–218.
- Philpotts A. R., Hodgson C. J.** Role of liquid immiscibility on alkaline rock genesis // *23 rd Internat. Geol. Congr.* — 1968. — Vol. 2. — P. 175–188.
- Preston R. M. F., Duncan A. M.** Electron-microprobe investigation of melt inclusions in plagioclase phenocrysts from Mount Etua // *Miner. Mag.* — 1979. — Vol. 43, N 325. — P. 181–183.
- Rankin A. H., Le Bas M. J.** Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijilite magma // *Nature.* — 1974. — Vol. 250. — P. 206–209.
- Roedder E.** Silicate liquid immiscibility in magmas and in the system K_2O – FeO – Al_2O_3 – SiO_2 : an example of serendipity // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1978. — Vol. 42, N 11. — P. 1597–1617.
- Roedder E., Weiblen P. W.** Lunar petrology of silicate melt inclusions Apollo 11 rocks. Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf. // *Geochim. et cosmochim. acta. Suppl. 1* — 1970. — N 1. — P. 801–837.
- Roedder E., Weiblen P. W.** Petrology of silicate melt inclusions Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrial equivalents, Proc. Second Lunar Sci. Conf. // *Geochim. et cosmochim. acta. Suppl. 2.* — 1971. — N 1. — P. 507–528.
- Simkin T., Smith J.** Minor-element distribution in olivine // *J. Geol.* — 1970. — Vol. 78, N 3. — P. 304–325.
- Sommerauer J., Katz-Lehnert K.** Trapped Phosphate melt inclusions in silicate–carbonate–hydroxyapatite from comb-layer alvikites from the Kaiserstuhl carbonatite complex (SW-Germany) // *Contrib. miner. and petrol.* — 1985. — Vol. 91, N 4. — P. 354–359.
- Thy P., Esbensen K. H.** Origin of fine grained granular rocks in layered intrusions // *Geol. Mag.* — 1982. — Vol. 119, N 4. — P. 405–412.
- Tournon J., Azema J.** Existence d'associations granophyres – ferrodolerites dans le complexe de Nicoya

(Costa-Rica): un exemple possible d'immiscibilité magmatique // Bull. Soc. geol. Fr. — 1984. — Vol. 26, N 6. — P. 1336—1347.

Visser V., K. van Gross A. F. Effects of P_2O_5 and TiO_2 on liquid — liquid equilibria in system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ // Amer. J. Sci. — 1979. — Vol. 279, N 8. — P. 970—988.

Watson E. B. Two-liquid partition coefficients experimental data and geochemical implications // Contrib. miner. and petrol. — 1976. — Vol. 56. — P. 119—134.

Wood M. I., Hess P. C. The structural role of Al_2O_3 and TiO_2 in immiscible silicate liquids in the system $SiO_2-MgO-CaO-FeO-TiO_2-Al_2O_3$ // Contrib. miner. and petrol. — 1980. — Vol. 72, N 3. — P. 319—328.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТЕКЛОВАТЫХ ПОРОД В ТРАППАХ	5
1.1. Эффузивные и интрузивные траппы с палагонитом	6
1.2. Особенности проявления стекловатых пород в интрузиях с различной степенью дифференцированности	11
— Стеклованные породы экзоконтактных зон трапповых интрузий	—
— Стекловатые породы контактовых зон трапповых интрузий	—
— Пржилки афанитов в траппах	15
— Афаниты Талнахской интрузии	—
— Хунгтукунская интрузия	18
— Маймечинская интрузия	25
Глава 2. ПЕТРОГРАФИЯ СТЕКОЛ	30
2.1. Породообразующие стекла интрузивных траппов	—
2.2. Ликвационные стекла	35
Глава 3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТЕКОЛ	54
3.1. Породообразующие стекла (ПС)	—
3.2. Стекла с силикатно-силикатной несмесимостью (ГС)	62
3.3. Однофазные стекла (ОС)	67
3.4. Стекла из глобул с кристаллическими фазами (ГК)	—
3.5. Интерстиционные стекла (ИС)	69
3.6. Сравнительная характеристика состава ликвационных стекол	70
3.7. Стекла-включения минералообразующей среды в породообразующих минералах магматических пород (СВ)	78
3.8. Проявления ликвационных стекол в эффузивах различной формационной принадлежности	82
Глава 4. РУДНО-СИЛИКАТНАЯ НЕСМЕСИМОСТЬ И ЛИКВАЦИЯ В РУДНЫХ ФАЗАХ	85
4.1. Рудные шарики в силикатных стеклах как показатель ликвации	—
4.2. Некоторые экспериментальные и природные данные по рудным системам	89
4.3. Несмесимость в рудных жидкостях и кристаллизация рудных фаз	94
4.4. Эвтектоидные срастания и распад твердых растворов	98
Глава 5. МИНЕРАЛОГИЯ ВЕРХНИХ ЭНДОКОНТАКТОВЫХ ЗОН СЛАБОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ	101
5.1. Оливин	102
5.2. Пироксены	106
5.3. Плаггиоклаз и калишпат	113
5.4. Другие минералы	116
— Ильменит	119
— Апатит	120
— Тридимит	121
— Меллитит	122
Глава 6. ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В ИСКУССТВЕННЫХ И ПРИРОДНЫХ СИСТЕМАХ	124
6.1. Краткий обзор экспериментальных исследований в области несмесимости жидкостей	—

6.2. Явления силикатно-силикатной несмесимости в природных объектах и некоторые экспериментальные данные по ее моделированию в расплавных системах	131
6.3. Рудные месторождения как пример рудно-силикатной ликвации	135
Глава 7. ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В ТРАППАХ	137
7.1. Дифференциация базитового расплава в гипабиссальных магматических камерах	—
7.2. Факторы флюидно-магматической дифференциации	140
7.3. Особенности ликвационной дифференциации в стеклах и раскристаллизованных породах	147
7.4. Некоторые примеры возможной ликвационной дифференциации в раскристаллизованных траппах	157
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	163
ПРИЛОЖЕНИЕ I. Результаты химических анализов пород и рентгеноспектральных анализов стекол и минералов	166
ПРИЛОЖЕНИЕ II. Фототаблицы	194
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	213

Научное издание

Рябов Виктор Владимирович

**ЛИКВАЦИЯ В ПРИРОДНЫХ СТЕКЛАХ
на примере траппов**

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Гришин*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *Е. Н. Зимица, Т. Ф. Погиблова*

ИБ № 34516

Сдано в набор 03.02.89. Подписано к печати 26.10.89. МН-01683. Формат 70×100¹/₁₆.
Бумага офсетная. Гарнитура обыкновенная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,2. Усл.
кр.-отт. 18,2. Уч.-изд. л. 22. Тираж 600 экз. Заказ № 522. Цена 4 р. 10 к.

Орден Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18

Отпечатано в 4-й типографии издательства «Наука».

630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

Диапозитивы изготовлены в Ордена Трудового Красного Знамени Первой типографии
издательства «Наука».

199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12.