

Г. Д. ФЕОКТИСТОВ

КОНТАКТОВЫЙ
МЕТАМОРФИЗМ
ПЕСЧАНО-
ГЛИНИСТЫХ
ПОРОД



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

552.161.

Г. Д. ФЕОКТИСТОВ

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ
ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД
ВБЛИЗИ ТРАППОВЫХ СИЛЛОВ
В ЮЖНОЙ ЧАСТИ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

469



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1972



Г. Д. Феоктистов

Контактовый метаморфизм песчано-глинистых пород. Изд-во «Наука», 1972 г.

В работе излагаются результаты детальных петрографических исследований экзо- и эндоконтактовых образований, обусловленных внедрением трапповой магмы в песчано-глинистые породы южной части Сибирской платформы. Приводятся данные расчета возникающего при этом температурного поля, полученные путем математического моделирования процесса остывания магматического расплава в плоских камерах (силлах) с учетом выделяющейся скрытой теплоты и различия теплофизических свойств расплава и вмещающих пород.

Работа представляет интерес для геологов, петрографов и минералогов, изучающих формации основных горных пород. Табл. 32, библи. 124 назв., илл. 21.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
доктор геолого-минералогических наук

И. В. БЕЛОВ



ВВЕДЕНИЕ

Изучение контактовых явлений, обусловленных внедрением трапповой магмы в южной части Сибирской платформы, предпринятое мною, вызвано двумя причинами: 1) тем, что во всех имеющихся работах по характеристике вещественного состава траппов юга Сибирской платформы не приводится результатов детальных исследований тех изменений, которые происходят во вмещающих относительно холодных породах при внедрении в них основной относительно высокотемпературной магмы, и 2) тем, что изучение контактовых явлений представляет собой дальнейший логический шаг в познании физико-химических условий формирования горных пород трапповой формации после завершения исследований по петрографии, петрохимии и геохимии траппов, которые были опубликованы в двух предыдущих работах автора (Феоктистов, 1961, 1965).

В южной части Сибирской платформы трапповая магма внедрялась в различные по составу осадочные и туфогенно-осадочные породы: песчано-глинистые отложения с высоким содержанием кремнезема и иногда глинозема; карбонатные породы; песчано-глинисто-мергелистые отложения, промежуточные по составу между первыми двумя группами; туфогенно-осадочные породы, по химическому составу часто приближающиеся к составу траппов. К сожалению, в моем распоряжении отсутствовал каменный материал из контактов трапповых тел с чисто карбонатными породами.

Контактово-измененные породы изучались нами в бассейне среднего течения р. Ангары и ее притоков (Илима, Ии, Уды-Чуны, Бирюсы, Ковы). Часть каменного материала, наиболее интересного, была собрана по керну буровых скважин в районе строительства Усть-Илимской и Братской ГЭС и по некоторым скважинам, пробуренным трестом «Востсибнефтегеология»; другая часть — в естественных обнажениях. Кроме того, в мое распоряжение были любезно предоставлены две коллекции шлифов (с Падунского и Маргудольского трапповых массивов и с долины р. Ковы) старшим научным сотрудником Института земной коры СО АН СССР кандидатом геолого-минералогических наук Б. М. Владимировым, за что, пользуясь случаем, выражаю ему искреннюю признательность.

Собранный каменный материал не был равноценным для всей изученной территории и был недостаточным для составления каких-либо карт развития отдельных зон метаморфизма. Поэтому проведенные петрографические исследования были направлены на выявление различных типов контактово-метаморфизованных пород, более или менее достоверное установление минералов, возникающих при метаморфизме (экзо- и эндоконтактовые образования чрезвычайно мелкозернистые); на выявление фаций метаморфизма и увязку их проявления с температурными полями, возникающими вблизи трапповых тел при их остывании и кристаллизации.

Автор выражает искреннюю признательность научному сотруднику Института З. Ф. Ущиповской, проводшей многочисленные рентгеноструктурные анализы пород и минералов, а также научным сотрудникам Н. Г. Таскиной, Т. А. Лахно и Л. С. Русиной, выполнившим химические анализы пород.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые сведения о горных породах трапповой формации приводятся А. Л. Чекановским (1871, 1874 гг.), проводившим исследование в пределах Иркутской губернии в 1869—1872 гг. Он не обнаружил контактового воздействия трапповой магмы на вмещающие породы и ошибочно считал, что кристаллические породы Падунских порогов древнее осадочных пород, которые на них налегают. И. Д. Черский (1888), проводивший наблюдения по маршруту ст. Долоновская—Николаевский завод—Братский острог—с. Падуниха, обнаружил контактовое воздействие диабазов на вмещающие осадочные породы, а после осмотра Долоновского рудника пришел к выводу о том, что железная руда имеет связь с изверженными породами (диабазами).

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (Левинсон-Лессинг и др., 1932) указывает на слабое воздействие трапповой магмы на вмещающие осадочные породы (перекристаллизация и ороговикование без пневматолитовых воздействий), что связано с бедностью магмы летучими компонентами. Д. Д. Теннер (1932) отмечает незначительные по мощности контактовые изменения кембросилурийских песчаников на контакте с траппами в бассейне р. Ии. В. А. Унксов (1934) указывает, что «контакты, где изменения боковой и изверженной пород ограничиваются термическими эффектами—порфиритовой структурой в изверженной породе и перекристаллизацией, ороговикованием вмещающего ее песчаника, встречаются, но представляют скорей исключение, хотя результаты эманационной активности трапповой магмы часто совершенно незначительны и в поле даже почти незаметны» (стр. 25—26). В. А. Унксов отмечает кальцитизацию боковой породы и самого траппа, хлоритизацию и привнос окислов железа.

Ф. М. Гаврилов (1935) и Г. Ф. Крашенинников (1935) отмечают наличие контактовых образований мощностью до 1,5—2,0 м в песчаниках и мощностью до 10 м и более в мергелистых глинах. Среди новообразований в контактово-измененных породах ими обнаружены гранат, слюда (флогопит), ромбический пироксен. Ф. М. Гаврилов полагал, что магма интрузивных тел содержала значительное количество летучих, обусловивших ороговикование глинистых пород, в которых происходил про-

цесс кристаллизации пироксена, слюды и т. д. Н. П. Аникеев (1936) указывает, что никаких явлений широкого метаморфизма на контактах траппов и осадочных пород не наблюдалось. М. М. Одинцов (1937_{1, 2}) отмечает незначительное контактовое воздействие траппов на осадочные породы (ороговикование глинистых пород, спекание и переплавление песчаников, кальцификация в контакте с известняками). Мощность экзоконтактной зоны — от долей до нескольких метров.

В. В. Ляхович (1950), проводивший исследование в бассейне Ангары и Подкаменной Тунгуски, указывает на незначительные контактовые явления, а наблюдающаяся цеолитизация, кальцитизация и окремнение он объясняет циркуляцией более поздних растворов, генетически связанных с траппами. В. И. Гоньшакова (1951, 1953) отмечает очень слабое контактовое воздействие траппов на песчаники продуктивного горизонта тунгусской свиты, но с внедрением маломощных дайковой и жильной серий пород она связывает интенсивную цеолитизацию песчаников.

Г. А. Ведерникова (1959) указывает на ороговикование и фельдшпатизацию песчаников в приконтактных частях Падунского силла, Г. Д. Феоктистов (1960) — на метаморфизованные песчаники в кровле и подошве Чунского диабазового силла, в которых наблюдаются новообразования эпидота, тремолита, мусковита и хлорита. Б. М. Владимиров (1962) отмечает проявления контактового метаморфизма в кровле Падунского и Маргудольского силлов. Перекристаллизация наблюдалась им только в цементе песчаников. В кровле Маргудольского силла им обнаружены явления ассимиляции.

Во всех работах, отмеченных выше, только упоминается о проявлении контактового метаморфизма под воздействием трапповой магмы, но ни одним автором не была предпринята попытка детального изучения контактово-измененных пород. Отсюда и вытекают различные мнения исследователей о степени метаморфизма, наличии или отсутствии летучих компонентов в трапповой магме. Более детально контактовые изменения, связанные с внедрением трапповой магмы, рассмотрены в работах В. В. Ляховича (1955₁) и З. А. Кондратьевой и З. Н. Ипатовой (1962).

В. В. Ляхович изучал контактовые явления на материале, собранном в бассейнах Ангары, Подкаменной Тунгуски, Вилюя и его притоков. Он рассмотрел эндо- и экзоконтактные явления. Им отмечаются почти полное отсутствие ксенолитов вмещающих пород в траппах, ничтожное проявление термального воздействия трапповой магмы, гидротермальный характер контактово-метаморфического процесса, зависимость интенсивности контактово-метаморфического преобразования вмещающих пород главным образом от содержания летучих компонентов в магме. В. В. Ляхович указывает, что в южной части Тунгусско-

го бассейна, где развиты траппы нормального, преобладающего типа, контактовые явления отмечены весьма слабо. Опровержение этого — работа З. А. Кондратьевой и З. Н. Ипатовой (1962), которые изучали контактовое воздействие двух трапповых интрузий на вмещающие нижнекембрийские отложения по керну Заярской опорной скважины. Зоны контактово-измененных пород здесь имеют мощность 25—100 м. Авторы отмечают глубокие преобразования соленосных известково-доломитовых вмещающих пород. Среди новообразований — диопсид, амфибол, форстерит, гранат, тальк, кальцит, серпентин. На контакте с трапповыми телами появляются породы типа скарнов: гранат-кальцитовые, пироксен-кальцитовые, пироксен-серпентиновые, карбонатно-амфиболовые и т. д. Таким образом, вещественный состав вмещающих пород имеет существенное значение для интенсивности контактово-метаморфического процесса, но В. В. Ляхович не имел в своем распоряжении такого материала по южной части Сибирской платформы.

Следует указать, что химизм контактово-измененных пород в пределах южной части Сибирской платформы не был изучен ни одним автором.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ХАРАКТЕР КОНТАКТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Изучение контактово-измененных пород, связанных с трапповой магмой, затрудняется главным образом плохой обнаженностью в пределах южной части Сибирской платформы. Контактные зоны, как правило, скрыты, если даже обнажено трапповое тело. И не случайно В. В. Ляхович (1955₁) упоминает в своей статье только контакт траппового тела с туфами на р. Ангаре, а контакты с осадочными породами ему наблюдать не удалось.

Мы наблюдали контакты траппов с вмещающими осадочными породами в береговых обнажениях по Ангаре, Уде и Бирюсе большей частью после вскрытия горными выработками. Проследить всю мощность контактово-измененных пород, конечно, не представлялось возможным. Большой материал для изучения контактовых явлений, связанных с трапповой магмой, дают буровые скважины. Естественно поэтому, что наши данные основаны большей частью на керновом материале, полученном при бурении многочисленных скважин в районе Усть-Илимской и Братской ГЭС на Ангаре.

Контактные образования в пределах южной части Сибирской платформы имеют такое же распространение, как и траппы, поскольку последние здесь только интрузивные. Эндоконтактные явления выражены главным образом в образовании очень тонкозернистых диабазовых порфиритов, мощность которых не превышает 3 м. В редких случаях они отсутствуют, и мелкозернистые диабазы с офитовой и пойкилоофитовой структурами непосредственно контактируют с вмещающими породами.

Экзоконтактные образования можно грубо разделить на три группы, чтобы охарактеризовать их мощность и распространение независимо от исходного вещественного состава вмещающих трапповые тела пород.

К первой группе относятся высокотемпературные образования. Они залегают непосредственно в контакте с трапповыми телами как в кровле, так и в подошве. Мощность их изменяется от 0,5 до 5,0 м и зависит от мощности траппового тела, вещественного состава и агрегатного состояния исходных пород. Экзоконтактные образования первой группы представляют собой продукты термального метаморфизма без признаков метасоматоза. Мы относим к этой группе частично или полностью

расплавленные осадочные породы (продукты пирометаморфизма) и роговики, содержащие в своем составе санидин, тридимит и пижонит. Эти высокотемпературные образования не всегда присутствуют в контактах трапловых тел.

Вторая группа экзоконтактовых образований представлена более низкотемпературными роговиками, содержащими в своем составе диопсид, андезин, волластонит и слюды. Они располагаются во внешнем ореоле контактово-измененных пород вслед за образованиями первой группы и имеют мощность до 50 м. Подобные роговики образовались также в результате термального метаморфизма без заметного изменения химического состава исходных пород. В эту же группу следует отнести высокотемпературные метасоматиты, развивающиеся как по экзоконтактовым образованиям первой группы (метасоматические гранофировые породы, альбитизированные, эгиринизированные и биотитизированные диабазовые порфириды и пироксеновые роговики, турмалинизированные метасоматиты), так и непосредственно по песчано-глинистым породам около контактов с траппами (андрадитовые и диопсид-геденбергитовые скарны).

Третью группу контактовых образований составляют гидротермалиты. При наиболее низких температурах (ниже 400°С) происходит гидротермальное изменение вмещающих траппы пород в широком ореоле, превышающем 50 м. Если при более высоких температурах метасоматическое изменение захватывало только узкую (до 0,1 м) зону диабазовых порфиритов, то при низких температурах гидротермальному изменению подвергаются не только диабазовые порфириды, но частично и диабазы внутренних частей трапловых тел. В гидротермальную стадию наблюдаются процессы карбонатизации, хлоритизации, цеолитизации и окварцевания.

Отличительной особенностью экзоконтактовых образований первых двух групп является их чрезвычайная мелкозернистость. Размеры новообразованных минералов обычно не превышают 0,1 мм, редко достигая 1 мм.

Широкая вариация химического состава вмещающих пород (от кварцевых песчаников до туфов основного состава), различная мощность трапловых тел, волнистость кровли и подошвы трапловых тел, приводящая к концентрации или рассеянию теплового потока, исходящего от траппового тела, различная степень водонасыщенности вмещающих пород — все эти факторы обусловили образование различных по вещественному составу и температуре метаморфических пород в непосредственном контакте с траппами даже в пределах одного и того же траппового тела. Лучшим примером в этом отношении является Толстомысовский силл на Ангаре. Здесь в непосредственном контакте с траппами отмечаются частично оплавленные песчано-глинистые породы с новообразованиями стекла, муллита, кордиерита, тридимита, кристобалита и графита, отвечающие наиболее высоко-

температурным продуктам в контакте с основной магмой. Но в контакте с траппами этого же силла встречаются и более низкотемпературные образования — вплоть до гранатовых и пироксеновых скарнов.

Пироксен-плаггиоклазовые апотуфовые роговики, по химическому составу почти тождественные диабазовым порфиритам, развиты на рассматриваемой территории только в долине р. Ангара севернее устья р. Илим. Они пока не обнаружены в районе развития пород, возраст которых ниже карбона.

Редко встречаются среди изученных контактовых образований турмалинсодержащие метасоматиты в контакте с траппами Падунского силла и апофиллит-датолитовая гидротермальная минерализация в траппах Толстомысовского силла. Подобная минерализация указывает на то, что летучие трапповой магмы содержали в своем составе, кроме воды и углекислоты, фтор и бор. Датолитовая минерализация обнаружена также М. М. Пухнаревичем (1968) в метасоматитах трубки взрыва Коршуновского железорудного месторождения (Ангаро-Илимский район).

Конечно, наши наблюдения по контактовым зонам вблизи трапповых силлов довольно ограничены. Тем не менее то разнообразие продуктов контактового метаморфизма, которое выявлено, позволяет надеяться, что по имеющимся материалам можно будет представить характерные особенности контактового воздействия трапповой магмы на вмещающие породы в пределах южной части Сибирской платформы.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
КОНТАКТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Становление трапповых тел сопровождается не только изменением минерального и химического составов, но и некоторыми специфическими особенностями кристаллизации трапповой магмы в эндоконтактных частях трапповых тел. Эти особенности относятся к эндоконтактовым явлениям и связаны с быстрым охлаждением магматического расплава при соприкосновении с относительно холодными вмещающими породами, а также с частичной ассимиляцией вещества боковых пород. Поэтому мы сначала рассмотрим образования эндоконтактовые, а затем экзоконтактовые.

Образование диабазовых порфиритов, а также оплавленных пород и различных роговиков (как высокотемпературных, так и низкотемпературных) в экзоконтактовом ореоле связано с тепловым режимом остывания внедрившейся трапповой магмы и обычно не сопровождается заметными метасоматическими изменениями. В постмагматическую стадию происходит, правда далеко не повсеместно, гидротермально-метасоматическое изменение как эндоконтактовых, так и экзоконтактовых пород. Метасоматические изменения начинаются в малом масштабе при высоких температурах и наибольшего развития достигают в гидротермальную стадию, захватывая как экзоконтактовые, так и эндоконтактовые породы.

Петрографическое описание контактовых образований будем проводить, учитывая по возможности время и температуру формирования данных разновидностей породы, начиная от ранних высокотемпературных и кончая поздними низкотемпературными. Конечно, отдельные разновидности внутри группы пород, например роговиков, невозможно точно поместить в упомянутый ряд, поскольку они могут образовываться одновременно, но по несколько отличным исходным породам.

Схематическая классификация контактовых образований по изученному нами району, учитывающая главным образом минеральный состав и возможные температурные и временные условия формирования и необходимая только лишь для целей петрографического описания, может быть представлена в следующем виде:

А. Эндоконтактовые образования:

1. Диабазовые порфириды.

Б. Экзоконтактовые образования:

1. Остеклованные породы:

- а) полностью переплавленные песчано-глинистые породы со стеклом, битовнитом и пижонитом;
- б) частично оплавленные песчано-глинистые породы со стеклом, тридимитом, муллитом, кристобалитом, кордиеритом и графитом;
- в) песчаники с остеклованным цементом.

2. Роговики:

- а) пироксен-плагиоклазовые;
- б) санидин-тридимит-кварцевые;
- в) санидин-кордиеритовые;
- г) диопсид-гиперстен-андезин-санидиновые;
- д) пироксеновые;
- е) диопсид-волластонит-кварцевые;
- ж) биотит-мусковит-кварцевые.

В. Постмагматические образования:

1. Метасоматиты:

- а) метасоматические гранофировые породы;
- б) эгиринизированные и альбитизированные диабазовые порфириды и пироксеновые роговики;
- в) биотитизированные породы;
- г) турмалинизированные породы;
- д) диопсид-геденбергитовые скарны;
- е) гранат-кальцитовые скарны.

2. Гидротермалиты.

Диабазовые порфириды

Трапвая магма внедрялась в относительно холодные осадочные толщи, и возникновение закаленных кромок у трапвых тел наблюдается повсеместно. Мощности закаленных зон варьируют в значительных пределах, что указывает на весьма различное физико-химическое состояние вмещающих траппы толщ осадочных пород — температуру, плотность, содержание воды и т. д. Большое значение имели также температура и количество летучих веществ в самом магматическом расплаве.

Внешний облик диабазовых порфиритов настолько характерен, что позволяет легко отличать их от траппов внутренних частей магматических тел. Они представляют собой плотную темную (темно-серую, черную, зеленовато-черную) афанито-

вую породу со слабо различимыми микровкрапленниками. Они имеют в основном резкую границу с породами внутренних частей трапповых тел, и только в случае шаровой отдельности наблюдаются постепенные переходы от афанитового диабазового порфирита, слагающего промежутки между шарами и их периферические части, к мелкозернистому полнокристаллическому диабазу, слагающему внутреннюю часть шаров. Подобные взаимоотношения диабазового порфирита и мелкозернистого диабаза наблюдались нами в естественных обнажениях в долинах рек Ангары и Уды.

Диабазовые порфириты образуют иногда тонкие (сантиметровые) жилки с резкими границами среди мелкозернистых диабазов. Эти жилки обычно расположены перпендикулярно контактам трапповых тел.

Так как диабазовые порфириты располагаются в эндоконтактных частях трапповых тел, они часто подвержены гидротермальной переработке, связанной с остыванием траппового тела. Наблюдаются все переходы от относительно свежих диабазовых порфиритов до сильно измененных — хлоритизированных, карбонатизированных, цеолитизированных и оруденелых. Во многих случаях наблюдаются следы перекристаллизации в твердом состоянии под воздействием высокой температуры магматического расплава внутренних частей трапповых тел. В последнем случае их невозможно отличить от экзоконтактных плагиоклаз-пироксеновых роговиков, образующихся в результате перекристаллизации туфогенных пород.

Диабазовые порфириты имеют различные микроструктуры, обусловленные режимом остывания и кристаллизации. Наиболее обычной является порфирировая структура с микродолеритовой структурой основной массы (рис. 1). Микропорфирировые вкрапленники плагиоклаза, оливина и пироксена присутствуют в диабазовых порфиритах всегда, даже в том случае, когда основная масса стекловатая или криптокристаллическая. Это свидетельствует о том, что в магматическом расплаве были кристаллы главных породообразующих минералов; они возникли, вероятно, еще во время движения магмы к месту формирования трапповых тел. Микродолеритовая структура диабазовых порфиритов характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к остальным минералам. Плагиоклаз образует тонкие удлиненные лейсты, сдвойникованные, с расщепленными концами. Промежутки между лейстами выполняются более мелкими зернышками моноклинного пироксена, рудного минерала, иногда оливина. Стекло в интерстициях всегда хлоритизировано.

Микродолеритовая структура основной массы диабазовых порфиритов возникает в условиях относительно медленного остывания расплава. При быстром остывании траппового расплава на контакте с осадочными породами основная масса диабазо-

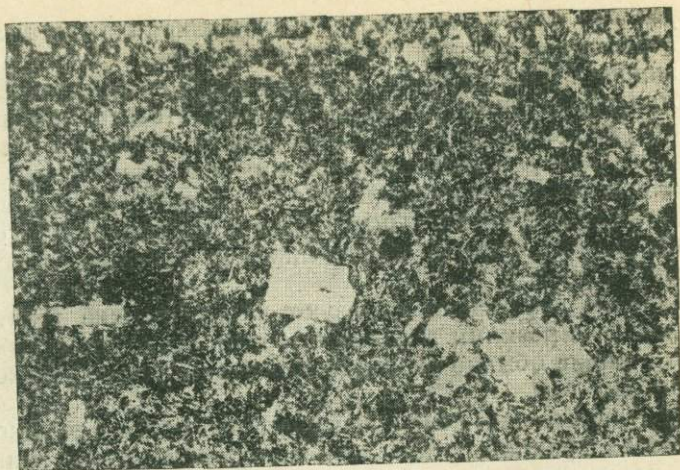


Рис. 1. Диабазовый порфирит. Обр. 390 из эндоконтакта дайки. Без анализатора, увел. 20

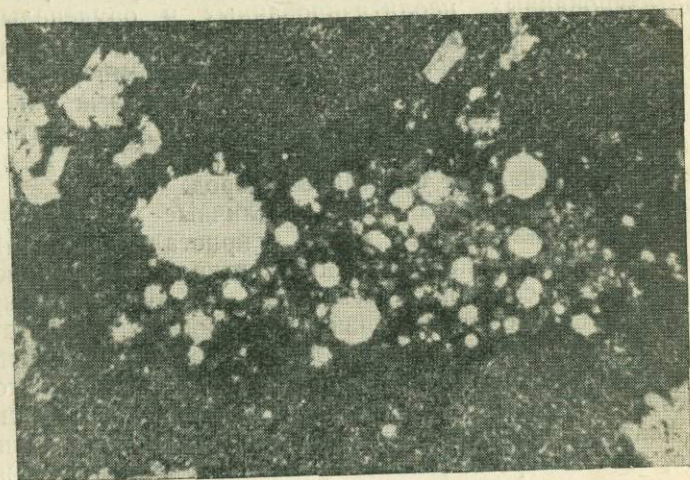


Рис. 2. Вспученный обломок аргиллита в диабазовом порфирите. Обр. 164. Без анализатора, увел. 16

вых порфиритов остается стекловатой; в ней видны многочисленные центры кристаллизации, но индивидуализированных кристаллов нет. При термальном воздействии расплава внутренних частей трапловых тел в таких диабазовых порфиритах происходит раскристаллизация стекловатой основной массы, находящейся в твердом состоянии. В этом случае возникает роговиковая структура, характеризующаяся идиоморфизмом

пироксена по отношению к плагиоклазу. Пироксен образует многочисленные округлые, иногда хорошо ограненные кристаллы, а лейсты плагиоклаза короткие, часто несдвойникованные, и по краям в них вдаются кристаллы пироксена. Рудный минерал равномерно рассеян по всей породе и часто представлен правильно ограненными кристалликами.

Диабазовые порфириды с роговиковой структурой основной массы всегда свежие, полнокристаллические, как это свойственно метаморфическим породам, а диабазовые порфириды с микроделеритовой структурой всегда изменены гидротермальными растворами.

Внедрение траппового расплава в некоторых случаях происходит отдельными порциями, что приводит к механическому разрушению уже застывших афанитовых кромок. В этом случае мелкие обломки диабазового порфириды, еще не совсем остывшие, но затвердевшие, цементируются магматическим расплавом и образуются своеобразные диабазовые порфириды с брекчиевидной текстурой, или атакситовые порфириды (Гоньшакова, 1953).

Обломки то резко очерченные, то имеют постепенные переходы к цементирующему диабазовому порфириду.

469 В отдельных случаях активное внедрение трапповой магмы приводит к раздроблению вмещающих осадочных пород — песчаников, алевролитов и аргиллитов. Об этом свидетельствуют часто встречаемые ксенолиты осадочных пород в эндоконтактных частях трапповых тел. Размеры ксенолитов колеблются от нескольких метров до микроскопических. Мелкие ксенолиты или даже отдельные зерна минералов из осадочных пород часто встречаются в диабазовых порфиридах. Часть этого ксеногенного материала усваивается магматическим расплавом, появляются гибридизированные диабазовые порфириды; другая часть сохраняется, но испытывает метаморфизирующее воздействие со стороны траппового расплава. Зерна полевого шпата частично расплавляются, ксеногенные зерна кварца, взаимодействуя с расплавом, окружаются венчиками удлинённых кристаллов пироксена.

Но самые интересные превращения происходят с микроксенолитами глинистых пород, содержащих в своем составе воду. Они вспучиваются и переполняются округлыми пустотками (рис. 2), которые впоследствии выполняются различными минералами в гидротермальную стадию и превращаются в миндалины. Высвобождающиеся из включенных в магму ксенолитов летучие вещества образуют пустотки не только в самих ксенолитах, но и в диабазовом порфирите. Последний приобретает миндалекаменную текстуру. Способность аргиллитов из экзоконтакта с траппами вспучиваться проверялась нами экспериментально. При нагреве до 900—950°С аргиллиты легко вспучиваются с образованием легкой переполненной пустотками

массы аналогично тому, как вспучиваются перлиты, используемые в настоящее время для строительных целей.

Образование миндалинов при внедрении трапповой магмы на глубине нескольких сотен метров невозможно, как показывают опыты по пемзообразованию под давлением (Волярович, Чепурин, 1944). Уже при давлении 15 атм (около 60 м глубины) обсидианы плавятся без вспучивания. Включенные же в трапповую магму ксенолиты глинистых пород при резком повышении их температуры выделяют значительное количество воды, что предшествует образованию муллита (Мчедлов-Петросян, 1956), который отмечается в оплавленных ксенолитах глинистых пород.

Высвобождающаяся вода не успевает усваиваться трапповым расплавом и образует мелкие газовые пузырьки при большом внутреннем давлении. В. В. Ляхович (1955₂), однако, считает, что образование миндалинов в порфиритах обусловлено присутствием большого количества летучих в магме изначально, а не вследствие заимствования их из вмещающих пород.

Миндалины в диабазовых порфиритах имеют различные размеры, форму и выполнение. Размеры их колеблются от микроскопических до 5—7 мм, форма округлая, вытянутая, реже неправильная. Выполняются они хлоритом, кальцитом, цеолитами. Количество миндалинов также различно — от единичных до 10% объема породы.

Некоторые исследователи, в частности В. В. Ляхович (1955₂), полагают, что образование миндалинов в эндоконтактных частях трапповых тел происходит вследствие выделения газов из трапповой магмы. Однако они не объясняют, почему происходит выделение этих газов в интрузивных условиях. Образование мандельштейновых и пузырчатых лав при излиянии магмы на поверхность земли — явление обычное и объясняется резким снижением давления и быстрым высвобождением летучих. Но в интрузивных условиях на некоторой глубине от поверхности земли при определенном гидростатическом давлении этот процесс происходить не может. В этих условиях резкое снижение давления, обусловленное тектоническими причинами, приводит к прорыву расплава в более верхние горизонты.

Установленное нами усвоение содержащих воду осадочных пород трапповой магмой и явления вспучивания аргиллитов при нагревании хорошо объясняют локальное развитие миндалекаменных разновидностей диабазовых порфиритов. Эти разновидности всегда приурочены к эндоконтактовым диабазовым порфиристам и встречаются там, где во вмещающих породах есть глинистые отложения.

В. В. Юдина (1965) на основании появления миндалекаменных автометаморфизованных пород в краевых частях пластообразных интрузий р. Большой Ботуобии, а также одновременного проявления метасоматоза во вмещающих породах приходит к

выводу о первичномагматическом обогащении водой траппового расплава.

Микропорфировые вкрапленники диабазовых порфиритов представлены плагиоклазом, оливином и моноклинным пироксеном. Они наблюдаются либо порознь, либо образуя гломеровые скопления. Количество микровкрапленников изменяется от 7 до 12% объема породы. Содержание плагиоклаза 3—10%, оливина — 0—3%, моноклинного пироксена 0—1%.

Плагиоклаз по составу относится к лабрадору № 65. Кристаллы плагиоклаза имеют форму коротких лейст и табличек. Они сдвойникованы по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам. Размеры кристаллов плагиоклаза составляют 0,1—0,7 мм, редко до 2 мм. Плагиоклаз часто замещается цеолитами, реже бледно-зеленым хлоритом или карбонатом.

Оливин наблюдается в виде микровкрапленников не во всех диабазовых порфиритах. Его кристаллы имеют либо идиоморфную, либо округлую форму, размер их 0,1—0,4 мм. По составу оливин отвечает хризолиту (20—25% фаялитовой молекулы). Он обычно замещен зеленым боулингитом или красновато-бурым иддингситом. В гидротермально-измененных диабазовых порфиритах оливин замещается карбонатом или хлоритом, при этом образуются мелкие кристаллики магнетита по периферии кристаллов оливина и по трещинам отдельности в них.

Моноклинный пироксен в виде микровкрапленников встречается реже, чем оливин. Он образует короткопризматические кристаллы размером 0,1—0,6 мм. Пироксен относится к диопсид-геденбергитовому ряду ($2V=46-53^\circ$; $c:Ng=41-42^\circ$).

Основная масса диабазовых порфиритов слагается плагиоклазом, моноклинным пироксеном, рудными минералами, иногда оливином; могут присутствовать также измененное стекло и ксеногенные включения. Плагиоклаз № 55—65 образует мелкие ($<0,1$ мм) лейсты, удлиненные идиоморфные в диабазовых порфиритах с микроделеритовой структурой и укороченные ксеноморфные относительно пироксена в диабазовых порфиритах с роговиковой структурой. В первом случае они часто изменены и замещены цеолитами, хлоритом или карбонатом, во втором — всегда свежие. В диабазовых порфиритах с роговиковой структурой все минералы свежие, за исключением микропорфировых вкрапленников оливина, который замещается боулингитом, иддингситом и иногда хлоритом.

Моноклинный пироксен в основной массе диабазовых порфиритов с микроделеритовой структурой образует мелкие ($<0,05$ мм) ксеноморфные, иногда округлые зернышки. По составу относится к диопсид-геденбергитовому ряду ($2V=47^\circ$; $Np=1$, $692 \pm 0,003$, $Wo=40\%$, $En=42\%$, $Fs=18\%$). В основной массе диабазовых порфиритов с роговиковой структурой наряду с моноклинным пироксеном диопсид-геденбергитового ряда при-

сутствует пижонит и иногда ромбический пироксен. Пижонит образует мелкие короткопризматические кристаллы, имеет угол оптических осей около нуля, $Np=1,692\pm 0,003$, что соответствует составу $Wo=12\%$, $En=56\%$, $Fs=32\%$. Ромбический пироксен встречается в единичных призматических кристаллах, имеет $2V=-56^\circ$, что соответствует содержанию в нем 32% железистой молекулы. По составу он отвечает гиперстену.

Рудные минералы в диабазовых порфиритах представлены главным образом титаномagnetитом, magnetитом и ильменитом; в незначительном количестве встречаются халькопирит и пирротин. Общее содержание рудных минералов в породе $1-3\%$.

Вулканическое стекло, часто присутствующее в интерстициях между лейсточками плагиоклаза, либо переполнено зародышевыми образованиями пироксена и рудного минерала, либо полностью хлоритизировано.

Химический состав диабазовых порфиритов (табл. 1) из разных силлов и из дайки довольно постоянный, только в обр. 165 отмечается несколько иное соотношение окисного и закисного железа и большее содержание воды, что связано, видимо, с ассимиляцией глинистых пород.

Таблица 1
Химический состав диабазовых порфиритов (в %)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,96	47,04	47,10	46,70	47,08
TiO ₂	1,90	2,50	2,06	2,50	1,66
Al ₂ O ₃	16,21	17,08	14,53	15,84	17,03
Fe ₂ O ₃	1,75	0,16	2,26	3,06	3,66
FeO	10,48	10,77	12,04	10,06	6,75
MnO	0,23	0,21	0,21	0,29	0,18
MgO	6,08	5,79	6,28	6,35	6,77
CaO	10,77	10,71	10,25	10,00	10,88
Na ₂ O	2,88	2,91	2,38	2,34	3,12
K ₂ O	0,17	0,25	0,42	0,54	0,38
H ₂ O ⁺	1,56	1,47	1,48	1,69	2,27
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,30	0,16	0,09
CO ₂	—	—	0,20	He опр.	—
SO ₃	0,13	0,09	0,12	0,27	0,10
Сумма	99,23	99,11	99,63	99,80	99,97

1 — диабазовый порфирит с микродолеритовой структурой основной массы, дайка у р. Миюнды, р. Ангара, обр. 382 (Феоктистов, 1961); 2 — то же, там же, обр. 390; 3 — то же, Чунский силл, обр. 702 (Феоктистов, 1960); 4 — то же, Дубынинский силл, в 0,5 м от кровли (Феоктистов, Кузнецов, 1962); 5 — диабазовый порфирит с вспученными обломками аргиллита, р. Ангара, мыс Толстый, скв. 1012, обр. 165 (Феоктистов, 1961).

Остеклованные породы

Переплавленные песчано-глинистые породы со стеклом, битовнитом и пижонитом

Полностью переплавленные песчано-глинистые породы со стеклом и новообразованиями битовнита, пижонита и некоторых других минералов были встречены в ограниченном числе пунктов. В районе Бадарминского сужения на р. Ангаре, по левому берегу, в обнажении «Бык» наблюдается контакт траппов с тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками карбона. Трапповое тело здесь имеет куполовидное вздутие, и плоскость контакта падает под углом около 25° . В эндоконтакте наблюдаются диабазовые порфириды и тонкозернистые диабазы (около 1,5 м), которые довольно резко переходят в крупнозернистые гранофировые диабазы. В непосредственном контакте с траппами песчаники (обр. 237) полностью переплавлены, новообразования битовнита и пижонита появились при высокой температуре в результате раскристаллизации получившегося расплава. Оба минерала представлены короткопризматическими кристаллами и погружены в кислое стекло. Зона полного переплавления осадочных пород незначительна. Уже в 20—25 см от контакта в измененных песчаниках (обр. 238) под микроскопом видны обломочная структура бывшей породы и реликтовые зерна кварца.

На правом берегу р. Илим, в 8 км выше впадения ее в Ангару, в обнажении наблюдается контакт крупнозернистых диабазов с серой породой афанитового облика (обр. 259), которая под микроскопом оказалась аналогичной описанной переплавленной породе из обнажения «Бык». Но условия залегания здесь иные. Реоморфический расплав был инъецирован по тектонической трещине в крупнозернистые гранофировые диабазы; последние перемяты и разрушены, тогда как породы реоморфической дайки имеют свежий облик. Мощность дайки около 1 м.

В долине р. Илим, в нескольких километрах северо-западнее дер. Туба и в 8 км на север-северо-запад от дер. Зятъя, были встречены свалы мелкозернистого диабаза, диабазового порфириды и породы битовнит-пижонитового состава (обр. 1602 и 1615). Взаимоотношений в коренном залегании установить не удалось.

Рассматриваемые реоморфические породы имеют афанитовый облик без вкрапленников и массивную текстуру. Цвет их от светло- до темно-серого. Они заметно светлее, чем диабазовые порфириды. Под микроскопом наблюдаются роговиковая и толентовая структуры. Главные породообразующие минералы — битовнит и пижонит. В переменных количествах присутствует кислое стекло, как свежее, так и измененное. В небольших количествах встречаются оливин, магнетит, флогопит, апатит, хлорит,

мезолит, щелочной полевой шпат. Количественные соотношения минералов приведены в табл. 2.

Битовнит ($N_{\text{г}} = 1,573 \pm 0,003$; $N_{\text{р}} = 1,564 \pm 0,003$) образует короткие широкие таблички (0,01 — 0,3 мм). Наблюдаются двойники по альбитовому и карлсбадскому законам. Таблички в шлифе ориентированы беспорядочно. Очень мелкие кристаллики погружены в стекло и иногда образуют агрегаты с одинаковой ориентировкой и общим контуром, соответствующим более крупному кристаллу битовнита. В крупных табличках битовнита, обычно с периферии, наблюдаются включения мелких изометрических зернышек пижонита. Многие кристаллы битовнита содержат неправильной формы включения стекла, а некоторые — анортоклаз в виде отдельных двойниковых полосок. Стекло во

Таблица 2

Количественно-минеральный состав битовнит-пижонитовых пород
(в объемн. %)

Минералы	Обр. 237	259	1602	1615
Битовнит	48,0	44,1	44,1	42,3
Пижонит	37,0	43,1	51,1	39,4
Реоморфическое стекло	12,6	4,3	0,6	15,4
Рудные минералы	2,0	3,0	3,6	0,8
Прочие	0,4	5,5	0,6	3,1

включениях иногда раскристаллизовано с образованием щелочного полевого шпата, бледно-зеленого хлорита и мельчайших зернышек магнетита. В некоторых случаях отмечается замещение битовнита по трещинам спайности и отдельности агрегатом хлорита и анортоклаза.

Нами было проведено тщательное исследование порошка породы в иммерсии, чтобы установить колебания наибольшего и наименьшего показателей преломления плагиоклаза для определения вариации его состава. Однако показатели преломления не вышли за пределы 1,564—1,573, что указывает на однообразный стабильный состав плагиоклаза ($N_{\text{г}} 75$) для исследованных образцов.

Пироксен в рассматриваемых породах представлен одним пижонитом; по крайней мере в шлифах присутствие клинопироксена, богатого кальцием, и ромбического пироксена не установлено. Пижонит наблюдается в короткопризматических кристаллах размером не более 0,3 мм и в изометрических зернышках, размер которых уменьшается до 0,002 мм. Последние часто образуют участки мономинерального состава. Цвет пижонита светлый, буровато-зеленый, иногда почти бесцветный. Опти-

Таблица 3

Результаты рентгеноструктурного анализа

Обр. 237		Пижонит из роговика, обр. 329		Пижонит (Гинзбург и др., 1964)		Битовнит (Михеев, 1957)	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	4,41	—	—	—	—	5	4,68
6	4,04	—	—	—	—	8	4,02
3	3,75	—	—	—	—	8	3,74
2	3,62	—	—	—	—	7	3,62
—	—	—	—	—	—	4	3,40
2	3,34	5	3,32	7	3,31	6	3,35
10	3,20	10	3,20	10	3,19	10	3,19
—	—	—	—	—	—	8	3,16
5	3,01	10	2,99	10	2,95	5	3,01
5	2,91	9	2,90	9	2,90	7	2,94
1	2,65	—	—	—	—	6	2,65
3	2,58	6	2,56	7	2,57	—	—
4	2,50	5	2,47	6	2,49	7	2,51
3	2,22	3	2,22	3	2,24	—	—
4	2,14	9	2,13	6	2,15	—	—
3	2,03	8	2,03	5	2,05	—	—
2	1,935	2	1,943	1	1,954	—	—
2	1,832	—	—	2	1,808	—	—
—	—	4	1,785	2	1,788	—	—
6	1,619	10	1,617	8	1,626	—	—
3	1,540	5	1,532	3	1,539	—	—
4	1,493	5	1,483	2	1,494	—	—
1	1,453	1	1,449	—	—	—	—
3	1,416	6	1,412	—	—	—	—
5	1,390	8	1,383	3	1,395	—	—
2	1,348	1	1,344	1	1,340	—	—
3	1,336	5	1,333	—	—	—	—
4	1,276	6	1,271	2	1,280	—	—
2	1,256	2	1,238	2	1,231	—	—
2	1,227	3	1,222	—	—	—	—
4	1,165	1	1,162	—	—	—	—
4	1,153	1	1,147	—	—	—	—
3	1,114	2	1,112	2	1,117	—	—
6	1,078	6	1,074	4	1,076	—	—
4	1,070	5	1,066	—	—	—	—
6	1,060	5	1,054	5	1,059	—	—
4	1,048	3	1,044	—	—	—	—
4	1,036	4	1,032	2	1,035	—	—
5	1,009	3	1,013	3	1,012	—	—

ческие свойства: $2V=16^\circ$; пл. о. о. $\perp (010)$; $Ng'=1,735 \pm 0,003$; $Np'=1,707 \pm 0,003$. Состав пижонита: $En_{45}Wo_7Fs_{48}$ (по диаграмме В. Е. Трегера).

Магнетит в изометрических зернах и ильменит в мелких пластиночках равномерно рассеяны по полю шлифа. Флогопит светлого, коричневатого-красноватого цвета, плеохроирующий до

бесцветного, присутствует только в обр. 259 в виде редких листочков. Оливин в единичных кристалликах размером 0,1 мм был встречен только в обр. 1602. Он содержит 40% фаялитовой молекулы ($2V = -78^\circ$) и замещается зеленым серпентиновидным веществом.

Все отмеченные минералы погружены в светлое, кремовое, почти бесцветное стекло с $N = 1,502$. Стекло обычно свежее, иногда раскристаллизовано. Среди новообразований в нем отмечают плагноклаз, пироксен, магнетит, апатит, анортоклаз, хлорит.

Таблица 4

Химический состав пижонит-битовнитовой породы
(в %)

Окислы	б	Окислы	б	Окислы	б
SiO ₂	57,13	MnO	0,18	H ₂ O+	0,02
TiO ₂	1,35	MgO	4,24	P ₂ O ₅	0,13
Al ₂ O ₃	14,20	CaO	7,11	CO ₂	0,05
Fe ₂ O ₃	1,20	Na ₂ O	2,78	SO ₃	—
FeO	10,78	K ₂ O	0,96	Сумма	100,13

б.— битовнит-пижонитовая порода с реоморфическим стеклом, левый берег р. Ангары, в 4 км ниже устья р. Илим, обр. 237. Анализ выполнен Н. Г. Таскиной.

Ю. С. Краковским (1967) обнаружены переплавленный ксенолит (бухит) в эндоконтактной части траппового массива в среднем течении р. Чуни, а также серия тонких (до нескольких сантиметров) жил, пересекающих траппы и представленных также бухитами. В переплавленном ксенолите присутствуют реоморфическое стекло с $N = 1,514$ и новообразования гиперстена, пижонита, оливина, андезина и тримита.

Мы не смогли отобрать пижонит на химический анализ, поскольку пижонит-битовнитовые породы весьма тонкозернистые, но данные фазового рентгеноструктурного анализа обр. 237 (табл. 3), который был проведен З. Ф. Ущуповской, подтверждают присутствие пижонита в обр. 237, который был нами определен по оптическим константам. Для сопоставления в этой же таблице помещена порошкограмма пижонита в смеси с клинопироксеном (обр. 329), химический анализ которой приведен в табл. 9.

Эзоконтактная переплавленная порода по химическому составу (табл. 4), в частности по повышенному содержанию SiO₂ и пониженному CaO, резко отличается от эндоконтактных диабазовых порфиритов. Кратковременный разогрев исходной породы до температуры плавления (без перегрева) обусловил своеобразный неравновесный парагенезис в образовавшейся породе:

битовнит — пижонит — кислое стекло. Этому способствовал, вероятно, и «сухой» реоморфический расплав (содержание H_2O^+ 0,02%). Содержащееся в породе стекло и в последующее время не было гидратизировано, и в нем отсутствуют перлитовые трещины отдельности.

Частично оплавленные песчано-глинистые породы со стеклом, тридимитом, кристобалитом, муллитом, кордиеритом, графитом

Частично оплавленные песчано-глинистые осадочные породы наблюдаются непосредственно на контакте с трапповым телом или отделены от траппов каемкой полностью расплавленных пород (битовнит-пижонитовые породы со стеклом). От последних они отличаются реликтовыми алеврито-псаммитовыми структурами. Наряду со стеклом (сохранившимся или раскристаллизованным и измененным) в частично оплавленных породах отмечаются новообразования кристобалита, тридимита, муллита, кордиерита, графита, рутила, битовнита, санидина и других более низкотемпературных минералов. Названные минералы не всегда одновременно присутствуют в каждом конкретном образце; часть из них может отсутствовать. Частично оплавленные аргиллиты были обнаружены после расчисток в обнажении на правом берегу р. Ангары против мыса Тонкий (в районе строительства Усть-Илимской ГЭС). Здесь наблюдается выклинивание траппового тела. Трапповая магма в виде нескольких различной мощности «языков» внедрилась в осадочные и туфогенно-осадочные песчано-глинистые породы. Под верхним шестиметровым слоем траппа залегают метаморфизованные аргиллиты (мощностью 0,3 м), под ними — метаморфизованные мелкозернистые песчаники (мощностью 0,3 м) и еще ниже — другой слой траппа. Зажатые между двумя «языками» траппов осадочные породы частично оплавлены. В аргиллите (обр. 91) сохранилась очень тонкая слоистость, хотя минеральный состав его стал другим. Под микроскопом при больших увеличениях видно, что новообразованная порода сложена слабо индивидуализированным микрокристаллическим агрегатом полевого шпата и зародышевыми кристалликами пироксена с обильной сыпью графита и магнетита и редкими чешуйками слюды. Слоистость в породе подчеркивается тонкими прослойками, состоящими из зерен кварца и измененного полевого шпата.

В шлифе наблюдаются многочисленные неправильной формы пятна зеленовато-бурого стекла. Размер их — от 4 мм до субмикроскопических. В более крупных присутствуют очень мелкие пластинчатые и клиновидные кристаллики тридимита. Тонко распыленный графит обусловил серовато-черный цвет метаморфизованного аргиллита.

По левому берегу р. Ангары на мысе Тонкий обнажаются траппы небольшого куполовидного вздутия силла. Они представлены средне- и крупнозернистыми гранофировыми диабазами. В эндоконтактовой части (близ кровли) в траппах присутствуют многочисленные ксенолиты мелкозернистых песчаников. Размеры их иногда достигают 2,5 м. В одном таком крупном плитообразном ксенолите были взяты образцы от периферии к центру № 141-1—141-6. Вокруг ксенолита (частично за счет ксенолита) образовались метасоматические гранофировые породы. Песчаники ксенолита (обр. 141-3—141-6) частично оплавлены. Стекло большей частью раскристаллизовано. Среди новообразований отмечаются тридимит, санидин, муллит, графит, андезин, хлорит. В заметном количестве присутствуют реликтовые, обычно оплавленные зерна кварца.

На правом берегу р. Ангары, в 6 км выше створа Усть-Илимской ГЭС, скв. № 1012 был вскрыт верхний контакт траппового тела с алевролитами и аргиллитами карбона. Диабазовые порфириды эндоконтакта мощностью 1,5 м насыщены большим количеством мелких (5 см и менее) ксенолитов аргиллита. Более мелкие ксенолиты ($< \sim 0,5$ см) оплавлены полностью и даже вспучены. Поры в реоморфическом стекле округлые, размером в сотые доли миллиметра, выполнены цеолитами и хлоритом. Стекло перекристаллизовано. Среди новообразований в нем отмечаются пироксен, гранат, плагиоклаз, титанит, муллит. Плагиоклаз и остатки стекла цеолитизированы. Частично цеолитизирован и плагиоклаз диабазового порфирида.

В 1 км на северо-восток от устья р. Илим, на вершине горы с отметкой 330 м, наблюдается элювиальная россыпь измененных алевролитов (обр. 201—203). Образец 201 представляет собой серовато-белую плотную фарфоровидную породу, состоящую из кислого стекла, андезина, кордиерита, санидина, тридимита, кварца, муллита и рутила. Образец 203, кроме этих же минералов, содержит около 6% мелкочешуйчатого графита и имеет серовато-черный цвет. В обр. 202 (рис. 3) графита нет, но появляются кристобалит, микропегматит тридимит-санидинового состава, битовнит и флогопит. Кордиерит отсутствует, но имеются псевдоморфозы хлорит-серпентинового почти изотропного вещества по минералу, по форме напоминающему кристаллы кордиерита в обр. 201 и 203.

Образец 201 как по внешнему виду, так и по минеральному составу очень похож на фарфор, получаемый в технике путем обжига при высоких температурах (выше 1000°С) смеси, содержащей глины, полевые шпаты и кварц. В. В. Лапин (1956) отмечает, что под микроскопом в фарфоре наблюдаются стекло, иголочки муллита, оплавленные кристобалитизированные зерна кварца, оплавленные муллитизированные зерна полевого шпата, реликты зерен кварца и т. д. Муллит образуется при обжиге гли-



Рис. 3. Частично оплавленный алевролит с муллитом, кристобалитом, тридимитом и санидином. Обр. 202, без анализатора, увел. 100

ны при температуре 950°C и выше наряду с прочими изменениями (Гончаров, 1939). При этом выделяется свободная SiO_2 , которая может способствовать образованию тридимита или кристобалита.

По левому берегу р. Ангары, между речками Мирюндой и Речушкой (южнее створа Усть-Илимской ГЭС) в коренном обнажении в кровле траппового тела в непосредственном контакте с траппом залегают измененные кварц-полевошпатовые песчаники (обр. 376) с оплавленным цементом и частично кластическими зернами. В них наблюдаются новообразования стекла (почти полностью хлоритизированного и карбонатизированного), тридимита по краям кварцевых зерен, мельчайших кристалликов пироксена и титанита.

На правом берегу р. Ангары в створе Усть-Илимской ГЭС скв. № 3005 был вскрыт нижний контакт Толстомысовского силла. В эндоконтактной части силла (на расстоянии 3 м от контакта) располагается прослой песчаника (возможно, это ксенолит). В нем в контакте с траппом присутствуют измененное стекло и новообразования санидина, тридимита, кристобалита, муллита, рутила, магнетита, андезина и биотита. Такие же метаморфизованные песчаники вскрыты в подошве Толстомысовского силла скв. № 3000.

Вблизи места впадения р. Ии в р. Оку скв. № 25-к было вскрыто трапповое тело мощностью 50 м, в верхнем контакте с которым залегают измененные песчаники ордовика. Цемент и кластические зерна полевого шпата в них оплавлены, стекло хлоритизировано и карбонатизировано. Среди новообразований

в оплавленных участках породы отмечаются кордиерит, рутил, муллит, диопсид-геденбергит и титанит.

В Бадарминском сужении, по правому берегу р. Ангары, южнее урочища «Крест» среди серых туфов встречаются обломки оплавленных осадочных пород, содержащих стекло, кордиерит, рутил, андезин, кристобалит, магнетит и графит. Эти породы аналогичны породам обр. 201 и 203, отмеченным выше.

В русле р. Ангары (в створе Усть-Илимской ГЭС) скв. № 5261 и 5518 вскрыт верхний контакт Толстомысовского силла. В непосредственном контакте с траппом залегают оплавленные тонкозернистые алевролиты, в которых сохранилась очень тонкая слоистость. Новообразования представлены муллитом, рутилом и диопсидом. Тонкие иголки муллита в отдельных прослойках образуют сплошной войлокоподобный агрегат. Стекло не сохранилось, так как породы экзоконтакта подверглись гидротермальной переработке, в результате которой в измененных породах образовались цеолиты (натролит и мезолит), анальцим, эгирин-авгит, биотит, ортоклаз, титанит и хлорит.

Частично оплавленные песчано-глинистые породы наблюдаются как у верхнего, так и у нижнего контакта трапповых тел. Оплавленные участки в породах занимают объем от нескольких процентов до 70%. Стекло образуется либо светлое, почти бесцветное с $N=1,500$, либо окрашенное, у которого показатель преломления повышается до 1,565. Состав стекла зависит как от расплавленного материала осадочных пород, так и от состава выкристаллизовавшихся из него минералов. Среди последних наблюдаются муллит, кордиерит, рутил, магнетит, плагиоклаз (от битовнита до андезина) и кристобалит. Тридимит, санидин и диопсид образуются несколько позже по стекловатому базису, характеризуя собой собственно роговиковую фацию.

Муллит наблюдается в виде коротких очень мелких (от тысячных до сотых долей миллиметра) призмочек с прямым погасанием и положительным удлинением. Они беспорядочно ориентированы и в некоторых участках или тонких слоях образуют сплошной войлок. Присутствие муллита в породах подтверждается рентгеноструктурным фазовым анализом (табл. 5).

Кордиерит образует многочисленные беспорядочно ориентированные короткие хорошо образованные призмочки с гексагональным поперечным сечением. Длина их 0,01—0,05 мм, размер в поперечном сечении 0,005—0,01 мм. Погасание минерала прямое, удлинение отрицательное. В поперечном сечении наблюдаются секториальные двойники, состоящие из шести секторов. Присутствие кордиерита в породах подтверждается рентгеноструктурным фазовым анализом (табл. 5).

Рутил наблюдается в очень тонких иголочках (не более 0,001 мм) длиной до 0,1 мм. Магнетит образует мелкие (до 0,01 мм, редко крупнее) изометрические кристаллики, которые в процессе гидротермального изменения пород иногда обраста-

ют титанитом. Графит, образующийся в результате графитизации углистых скоплений, наблюдается в виде неправильных пятен размером 1 мм и менее. Содержание графита в обр. 203 достигает 6%.

Плаггиоклаз в частично оплавленных песчано-глинистых породах образуется еще до начала плавления. По составу он отвечает обычно андезину № 40 и бывает как двойникованным, так и без двойникования. Во время плавления андезин приобретает округлую резорбированную форму. Часто в нем наблюдается структура «отпечатков пальцев», когда плавление происходит по многочисленным трещинкам спайности. В образовавшемся после частичного плавления породе стекле происходит выделение очень мелких коротких лейсточек плаггиоклаза, состав которого обычно отвечает составу лабрадора или битовнита.

Кристобалит наблюдается в виде очень мелких таблитчатых агрегатов. Он имеет низкий показатель преломления и почти изотропен. Присутствие его в породах подтверждается рентгеноструктурным фазовым анализом.

Тридимит образует мелкие (до 0,1 мм) пластинчатые и клиновидные кристаллы, промежутки между которыми часто выполнены санидином. Тридимит обычно параморфно замещается кварцем, но иногда и сохраняется, что устанавливается рентгеноструктурным фазовым анализом (табл. 5). Тридимит как высокотемпературное образование характерен, с одной стороны, для эффузивных и близповерхностных (гипабиссальных) изверженных пород (Устиев, 1935; Белянкин, Петров, 1936; Wager, Weedon, Vincent, 1953; Фишкин, 1956; Золотухин, 1957; Tanida, 1961; Наседкин, 1963; Наседкин, Зиборова, 1968), а с другой, — для высокотемпературных экзоконтактовых пород, образовавшихся в гипабиссальных условиях. К последним относятся обнаруженные нами тридимитсодержащие, частично оплавленные породы, а также случаи нахождения тридимита, описанные в работах В. П. Петрова и В. И. Финько (1957), Осборна (Osborne, 1948), Блэка (Black, 1954), В. В. Ревердатто (1962, 1964₁).

В обр. 201 и 202, рентгеноструктурные анализы которых выполнены научным сотрудником З. Ф. Ущиповской и приведены в табл. 5 и 6, кроме минералов, указанных в таблицах, присутствуют щелочной полевой шпат, плаггиоклаз, в небольшом количестве хлорит, рутил, а также реоморфическое стекло.

Химический состав некоторых образцов оплавленных песчано-глинистых пород приведен в табл. 7. Неполное плавление пород и большая вязкость появлявшегося расплава обусловили неравновесные парагенезисы в метаморфизованных породах. При значительном содержании кремнезема и щелочей в них развиты муллит, кордиерит и кристобалит, так как возникающий в отдельных участках расплав имел свой специфический состав и отсутствовало смешивание расплава из разных участков. И только при очень малом содержании глинозема (обр. 376) муллит в

Таблица 5

Результаты рентгеноструктурного анализа обр. 201

Обр. 201		Тридимит		Кордиерит		Муллит	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	8,5	—	—	10	8,5	—	—
1	7,5	—	—	—	—	—	—
2	5,3	—	—	—	—	—	—
3	4,8	—	—	6	4,9	—	—
10	4,30	10	4,30	—	—	—	—
10	4,08	6	4,08	8	4,09	—	—
5	3,81	9	3,81	—	—	—	—
10	3,36	—	—	8	3,37	10	3,35
3	3,24	—	—	8	3,13	—	—
4	3,05	—	—	8	3,07	—	—
2	2,95	3	2,96	—	—	—	—
4	2,66	—	—	6	2,64	8	2,68
4	2,55	—	—	4	2,51	8	2,52
4	2,48	4	2,49	6	2,42	—	—
4	2,31	2	2,30	6	2,34	4	2,28
4	2,20	—	—	4	2,23	9	2,20
4	2,12	—	—	6	2,10	4	2,11
5	2,02	—	—	4	2,02	—	—
4	1,879	—	—	6	1,872	—	—
3	1,793	—	—	6	1,798	—	—
5	1,691	2	1,690	7	1,685	5	1,693
4	1,598	—	—	6	1,588	5	1,594
4	1,522	—	—	—	—	9	1,527
3	1,498	—	—	6	1,488	—	—
3	1,456	—	—	4	1,457	5	1,459
2	1,400	3	1,392	4	1,398	4	1,403
3	1,354	—	—	6	1,348	—	—
2	1,329	—	—	—	—	8	1,331
2	1,311	—	—	6	1,315	—	—
3	1,270	—	—	—	—	9	1,273
3	1,257	—	—	—	—	9	1,261
4	1,198	3	1,192	—	—	—	—
4	1,182	—	—	—	—	—	—
3	1,167	—	—	—	—	—	—
3	1,151	2	1,153	—	—	—	—
2	1,140	—	—	—	—	—	—
4	1,082	—	—	—	—	—	—

породе отсутствует. Преобладание K_2O над Na_2O , наблюдающееся в большинстве анализированных образцов, характерно для песчано-глинистых пород и свидетельствует об отсутствии проявлений метасоматоза (изохимический метаморфизм).

Частично оплавленные песчано-глинистые породы были обнаружены многими исследователями в различных частях земного шара. В одних случаях новообразования реоморфического стек-

Таблица 6

Результаты рентгеноструктурного анализа обр. 202

Обр. 202		Кварц		Кристобалит	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	7,5	—	—	—	—
3	6,6	—	—	—	—
4	4,45	—	—	—	—
3	4,23	5	4,24	—	—
10	4,02	—	—	10	4,03
4	3,76	—	—	—	—
10	3,34	10	3,34	—	—
10	3,21	—	—	6	3,13
4	2,97	—	—	—	—
3	2,84	—	—	7	2,83
3	2,75	—	—	—	—
4	2,56	—	—	—	—
5	2,47	5	2,45	8	2,48
2	2,27	5	2,28	—	—
2	2,23	4	2,23	—	—
4	2,12	5	2,12	5	2,11
4	2,02	—	—	5	2,01
3	1,975	4	1,975	—	—
3	1,927	—	—	6	1,924
3	1,871	—	—	6	1,867
5	1,818	9	1,813	—	—
2	1,690	—	—	6	1,687
2	1,668	5	1,668	—	—
3	1,610	—	—	6	1,608
5	1,538	9	1,539	6	1,530
5	1,493	—	—	6	1,492
1	1,453	4	1,450	—	—
3	1,435	—	—	5	1,428
—	—	8	1,380	—	—
6	1,374	9	1,372	—	—
2	1,336	—	—	5	1,339
3	1,303	—	—	5	1,296
4	1,283	6	1,285	5	1,278
4	1,254	7	1,253	—	—
2	1,225	5	1,226	—	—
3	1,197	8	1,198	—	—
4	1,179	7	1,178	—	—
4	1,150	7	1,151	—	—
4	1,097	—	—	5	1,095
5	1,080	8	1,079	—	—

ла, высокотемпературного кордиерита, муллита, санидина и тридимита обусловлены внедрением магматического расплава (Тернер, 1951; Tomkeieff, 1940; Wyllie, 1959; Bulter, 1961; Walker, 1958; Baily, 1959; Бобохов, 1966; Жабин, Черепивская, 1964; Уокер, Польшерварт, 1950; Askermann, Walker, 1960), в других —

Таблица 7

Химический состав частично оплавленных песчано-глинистых пород
(в %)

Оксиды	7	8	9	10	11
SiO ₂	65,64	65,63	71,15	61,73	80,89
TiO ₂	0,76	0,85	0,67	0,75	0,30
Al ₂ O ₃	13,22	19,97	13,56	16,95	5,11
Fe ₂ O ₃	2,84	0,52	1,11	—	0,27
FeO	3,34	6,11	2,90	6,26	2,61
MnO	0,33	0,09	0,10	0,10	0,07
MgO	2,61	1,26	0,61	1,36	1,26
CaO	2,31	1,46	1,70	1,37	3,34
Na ₂ O	2,84	1,13	2,81	1,63	1,34
K ₂ O	4,01	1,86	4,30	3,12	3,04
H ₂ O ⁺	0,37	0,94	0,60	0,62	—
P ₂ O ₅	0,14	0,01	0,01	0,04	0,15
SO ₃	0,08	0,05	—	—	0,44
CO ₂	0,80	—	0,11	—	0,88
C	—	—	—	6,10	—
Сумма	99,29	99,88	99,63	100,03	99,70

7 — оплавленный песчаник из ксенолита, мыс Тонкий, р. Ангара, обр. 141-3; 8 — оплавленный аргиллит из верхнего экзоконтакта траппового силла, устье р. Илим, обр. 201; 9 — оплавленный алевролит, там же, обр. 202; 10 — оплавленный углистый аргиллит, там же, обр. 203; 11 — оплавленный песчаник, левый берег р. Ангара, в 7 км выше мыса Толстый, обр. 376. Химические анализы выполнены Н. Г. Таскиной.

подземными угольными пожарами (Ляхович, 1955₂; Меняйлов, Лапин, Лебедев, 1955; Великов, 1933; Матухина, Ван, 1965; Venkatesh, 1952; Chatterjee, Ray, 1946; Sharma, Misra, Bhatnagar, 1950; Bastin, 1905; Rogers, 1917; Brady, Greig, 1939).

Важно отметить, что нахождение оплавленных песчано-глинистых пород свидетельствует о высокой температуре их изменения.

Песчаники с остеклованным цементом

Песчаники с остеклованным цементом рассматриваются отдельно от частично оплавленных песчано-глинистых пород потому, что в них не было плавления кластических зерен, а цемент только остеклован, он не был превращен в гомогенный расплав, и в остеклованном цементе отсутствуют новообразования муллита, кордиерита и рутила. Стекло, как правило, изменено; по нему развиваются карбонат, хлорит, гидрослюда, цеолиты, магнетит и титанит. В песчаниках с остеклованным цементом имеются новообразования санидина, диопсида, а также наблюдаются параморфозы кварца по тридимиту и кристобалиту.

Песчаники с остеклованным цементом были обнаружены в кровле и подошве Падунского силла (в створе Братской ГЭС, скв. 5056, обр. 8, 39—41). Обр. 8 взят в 2 м от контакта в кровле силла. Это существенно кварцевый песчаник ордовикского возраста. Кварц в значительной мере перекристаллизован. Остеклованный цемент хлоритизирован; в нем наблюдаются магнетит, титанит, санидин и редкие параморфозы кварца по тридимиту. Стекло бурое, показатель преломления его около 1,580. Образцы 39—41 взяты на расстоянии 0,2—8,0 м ниже подошвы силла. Эти образцы аналогичны обр. 8, но в них имеются тонкие (несколько миллиметров) прослойки глинистого вещества, содержащие многочисленные пятнышки бурого стекла, в котором образовались короткопризматические кристаллы щелочного полевого шпата, часто цеолитизированного. Показатель преломления стекла выше, чем у канадского бальзама.

По левому берегу р. Уды, южнее с. Неванка, в коренном обнажении наблюдается контакт между траппами и перекрывающими их песчаниками силура. Песчаник (обр. 1873—1877) существенно кварцевый. Цемент был, вероятно, железисто-глинистый; он остеклован и большей частью хлоритизирован и замещен карбонатом. В отдельных участках (чем ближе к контакту с траппом, тем больше) цемент был расплавлен. Форма оплавленных участков неправильная с причудливо изогнутыми краями, часто огибающими кластические зерна кварца. В некоторых случаях расплав соседних участков соединялся и образовывались более крупные «капли» расплава. В них появляются лейсты полевого шпата, полностью замещенные в настоящее время карбонатом; в редких случаях они представлены санидином. Вдоль плоскости контакта с траппом наблюдается сплошная каемка (0,5—2,0 см) реоморфического стекла, аналогичного тому, которое наблюдается в виде мельчайших участков. В табл. 8 приведен химический состав стекла из такой каемки. В остеклованном цементе среди новообразований наблюдаются магнетит, санидин и параморфозы кварца по тридимиту.

В нескольких километрах юго-западнее ст. Замзор (Нижнеудинский район) в карьере около автомобильной дороги был вскрыт нижний контакт траппового силла с песчаниками нижнего ордовика. Вблизи контакта песчаники (обр. 1882—1884) существенно кварцевые с остеклованным цементом, который в настоящее время нацело преобразован в хлорит и гидробиотит. Среди новообразований наблюдаются титанит и магнетит. Кварц в песчанике перекристаллизован, имеет зубчатые ограничения, и структура породы в целом аналогична той, которая наблюдается в кварцитах. Цемента в породе 10—15%. Редко встречаются новообразования санидина в промежутках между зернами кварца.

В песчаниках с остеклованным цементом не проявлена цеолитизация, что объясняется отчасти малым содержанием в них

натрия и кальция. Метасоматические явления при термальном метаморфизме очень слабы: щелочи и кальций не показывают заметных изменений в содержании в образцах, взятых на разных расстояниях от контакта с Падунским силлом. Изменяется только содержание железа и кремнезема, но эти различия могли быть и в исходных неметаморфизованных породах.

Таблица 8

Химический состав песчаников с оплавленным цементом
(в %)

Окислы	12	13	14	15
SiO ₂	82,53	56,76	71,33	43,37
TiO ₂	0,46	1,00	0,74	2,69
Al ₂ O ₃	0,65	13,44	6,16	14,03
Fe ₂ O ₃	2,76	1,87	0,46	11,59
FeO	1,17	4,54	1,65	3,22
MnO	0,09	0,19	0,07	0,24
MgO	4,61	10,27	1,41	7,31
CaO	2,50	0,79	6,42	3,50
Na ₂ O	0,25	0,25	0,25	0,66
K ₂ O	1,47	5,80	4,52	4,90
H ₂ O ⁺	1,75	4,72	5,30	7,92
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,16	0,42
CO ₂	1,01	—	0,46	—
Сумма	99,39	99,86	98,93	99,85

12—песчаник с остеклованным цементом, нижний экзоконтакт Падунского силла, скв. 5056, 0,2 м от контакта с траппом, обр. 39; 13—аргиллитовый прослой из песчаника с оплавленным цементом, там же, 0,4 м от контакта, обр. 40; 14—кварцевый песчаник, 0,1 м от контакта с траппом, р. Уда, южнее с. Неванка, обр. 1874а; 15—реоморфическое измененное стекло из непосредственного контакта с траппом, там же, обр. 1874б. Анализы выполнены Т. А. Ляхно и Н. Г. Таскиной.

Высокотемпературные минеральные новообразования в песчаниках с остеклованным цементом представлены тридимитом и санидином. Тридимит не сохранился, наблюдаются лишь параморфозы кварца по пластинчатым и копьевидным кристаллам тридимита. Содержатся они в очень небольшом количестве (не более 1%). Пластинчатые параморфозы кварца приурочены к кластическим зернам кварца. Размер их небольшой (сотые доли миллиметра в длину). Копьевидные параморфозы кварца располагаются в тонких оплавленных аргиллитовых прослоях, размер их — сотые доли миллиметра. Санидин ($Ng' = 1,526 \pm 0,003$; $Np' = 1,520 \pm 0,003$; $-2V = 0-20^\circ$) образует неправильной формы зерна в промежутках между перекристаллизованными зернами кварца (часто имеющими правильные очертания), а также

присутствует в оплавленных аргиллитовых прослоях совместно с параморфозами кварца по копьевидным кристаллам тридимита, где образует мелкие (сотые доли миллиметра) короткопризматические кристаллики.

Роговики

Пироксен-плагиоклазовые роговики

В бассейне среднего течения р. Ангары (от устья р. Илим на север) широко распространены весьма тонкозернистые роговики пироксен-плагиоклазового состава, по внешнему виду напоминающие афанитовые траппы (диабазовые микропорфириты). Указанный район является южной границей развития туфогенных пород основного состава. В других районах рассматриваемой территории южной части Сибирской платформы подобные роговики нами не были обнаружены.

Пироксен-плагиоклазовые роговики развиваются на контактах трапповых тел с туфогенными породами. В некоторых случаях были прослежены постепенные переходы от туфогенных пород к роговикам. Во многих случаях пироксен-плагиоклазовые роговики образуют элювиальные россыпи, иногда совместно с тонкозернистыми диабазами, на вершинах многочисленных мелких сопочек, предохраняя от денудации туфогенные породы. Нужно отметить, что рассматриваемые роговики имеют весьма свежий облик и являются очень стойкими к процессам выветривания.

Пироксен-плагиоклазовые роговики наблюдались в коренных обнажениях в кровле и подошве пластовых тел траппов, в ряде случаев были вскрыты шурфами в кровле трапповых тел, а также скважинами в кровле Толстомысовского силла. Они развиваются как по крупнообломочным туфам, так и по плотным туфогенным породам с примесью песчано-глинистого материала.

Текстура роговиков бывает как массивная, так и реликтовая обломочная. Иногда наблюдается тонкая полосчатость. Цвет — от светло- до темно-серого. Под микроскопом структура роговиковая, иногда микропорфиритовая за счет отдельных более крупных новообразований плагиоклаза. Неравномерная зернистость в роговиках связана с обломочным и миндалекаменным сложением исходных туфогенных пород и с частичным их переплавлением. Пироксен-плагиоклазовые роговики в одних случаях имеют резкую границу с траппами, в других — постепенно переходят в диабазовые порфириты, так что иногда невозможно установить местоположение контакта.

Роговики сложены в основном плагиоклазом и пироксенами (диопсид-геденберgitом, энстатит-гиперстеном, пижонитом); в незначительном количестве присутствуют магнетит, ильменит,

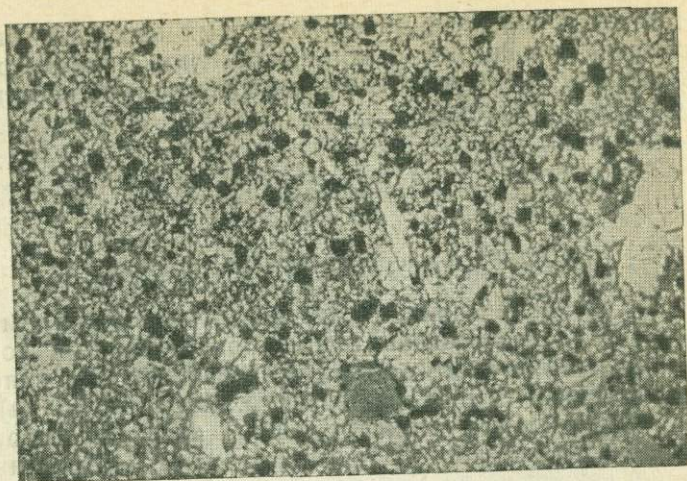


Рис. 4. Пироксен-плагиоклазовый роговик. Обр. 329. Без анализатора, увел. 80

оливин, кварц (реликтовые кластические зерна и параморфозы по тридимиту), реоморфическое стекло, хлорит, серпентин и цеолиты.

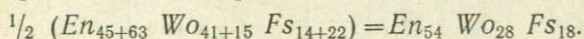
Плагиоклаз образует короткие призмочки размером от субмикроскопических до 1 мм, преобладают размеры 0,01—0,05 мм. Более крупные (до 1 мм) представляют собой порфиробласты, они часто имеют нечеткие ограничения и содержат многочисленные включения мелких кристалликов пироксена. В первоначальных туфовых породах были многочисленные цеолитовые миндалины различной формы размером до нескольких миллиметров. При термальном метаморфизме на их месте возникли агрегаты мелких различно ориентированных кристаллов плагиоклаза. В небольшом количестве встречаются оплавленные зерна плагиоклаза округлой формы. Оплавление происходит по краям и по трещинкам спайности, так что кристалл становится ситовидным. По составу плагиоклаз отвечает лабрадору № 55—62, и только в оплавленных зернах содержание анортитовой молекулы понижается до 30%.

Пироксены представлены тремя разновидностями: диопсид-геденбергитом, пижонитом и энстатит-гиперстеном. Диопсид-геденбергит и пижонит присутствуют чаще примерно в равных количествах, но может преобладать тот или другой. Содержание ромбического пироксена обычно незначительное, хотя в отдельных случаях наблюдаются тонкие прослойки (в полосчатых роговиках) с преимущественным развитием гиперстена. Распределение пироксена в роговиках часто неравномерное. Отдельные участки могут быть нацело сложены пироксеном, так что трудно определить, что еще присутствует между его зернами. В других

случаях преобладающим может оказаться плагиоклаз, но в обоих случаях большим идиоморфизмом обладают кристаллы пироксена. Размер кристаллов пироксена изменяется от десятых долей миллиметра до субмикроскопических. Они имеют изометрическую (для мелких кристалликов) либо призматическую форму.

Пироксен диопсид-геденбергитового ряда имеет $2V=48-52^\circ$; $Np'=1,686 \pm 0,003$ и, согласно диаграмме (Трегер, 1958), состав $En_{45}Wo_{41}Fs_{14}$. Судя по оптическим константам [$Np'=1,682$; пл. о. о. $\parallel (010)$; $2V=0-8^\circ$], пижонит имеет состав $En_{62-64}Wo_{13-17}Fs_{21-23}$. Ромбический пироксен содержит 25—32% железистой молекулы ($Np'=1,688 \pm 0,003$; $2V=-60^\circ$) и отвечает по составу бронзит-гиперстену. Данные рентгеноструктурного анализа пижонита (с примесью клинопироксена) приведены в табл. 3.

Пижонит всегда присутствует в смеси с диопсид-геденбергитом, и выделить его на химический анализ не представилось возможным. Но из обр. 329 (рис. 4) был выделен общий моноклинный пироксен. Под микроскопом в шлифе обр. 329 видно, что пижонит и диопсид-геденбергит присутствуют примерно в равных количествах. Учитывая это, состав общего клинопироксена ($En_{49}Wo_{29}Fs_{22}$, табл. 9) вполне соответствует смеси пижонита и диопсид-геденбергита, взятых в равных количествах:



Следует отметить, что пижонит из пироксен-плагиоклазовых роговиков содержит больше волластонитовой молекулы, чем пижонит из троктолитовых диабазов (Феоктистов, 1961). В первых содержание Wo более 10% [пл. о. о. $\parallel (010)$], во вторых — менее 10% [пл. о. о. (010)].

Оливин в пироксен-плагиоклазовых роговиках присутствует в небольших количествах (1—2%); во многих образцах его совсем нет. Кристаллы оливина имеют правильные ограничения, а также встречаются округлые зерна, обычно окруженные темной непрозрачной каемкой. Размер кристаллов не более 0,2 мм. Они обычно равномерно рассеяны по всему полю шлифа и частично или полностью замещены боулингитом, иддингситом или хлорит-серпентином. Судя по отрицательному углу оптических осей, изменяющемуся в разных образцах от 76 до 85° , содержание железистой молекулы в нем непостоянное (от 20 до 55%) и зависит, вероятно, от соотношения магния и железа в исходных породах.

Реоморфическое стекло появляется иногда в результате оплавления зерен кварца, полевых шпатов и глинистого вещества, так что по составу оно изменяется от кислого до основного в одних и тех же образцах. Участки стекла очень мелкие: не более 1 мм в поперечнике. В кислых стеклах появляются мелкие пластиночки тридимита, параморфно замещенные кварцем. В более основных стеклах кристаллизуются удлинённые призматические кристаллы диопсид-геденбергита.

Табл. 10 иллюстрирует данные рентгеноструктурного анализа ромбического пироксена из обр. 139-к.

Химический состав пироксен плагиоклазовых роговиков приведен в табл. 11 (ан. 16—19). Обращает на себя внимание довольно непостоянный в целом химический состав роговиков: содержание SiO_2 , Al_2O_3 , соотношение окисного и закисного железа, MgO . В этой же таблице для сравнения приведены два анализа диабазовых туфов из коренного обнажения, взятых на разном расстоянии от контакта с трапвым телом. Химический состав туфов также непостоянен, хотя образцы взяты в одном обнажении. Увеличение содержания H_2O^+ при одновременном резком

Таблица 9

Химический состав общего клинопироксена из обр. 329
(в %)*

Окислы	Вес. %	Окислы	Вес. %
SiO_2	51,44	MgO	17,20
TiO_2	0,50	CaO	14,21
Al_2O_3	0,32	Na_2O	0,17
Fe_2O_3	2,32	K_2O	0,63
FeO	13,70	Сумма	100,49

Анализ выполнен Т. А. Лахно.

* Состав: $\text{En}_{24}\text{Wo}_{23}\text{Fs}_{15}$.

Таблица 10

Результаты рентгеноструктурного анализа ромбического пироксена из обр. 139-к

Пироксен из обр. 139-к		Гиперстен (Михеев, 1957)		Пироксен из обр. 139-к		Гиперстен (Михеев, 1957)	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
10	3,20	10	3,20	3	1,535	5	1,527
4	2,89	8	2,89	5	1,491	8	1,486
2	2,74	3	2,72	3	1,400	6	1,389
8	2,51	5	2,55	—	—	5	1,304
—	—	5	2,48	—	—	4	1,267
5	2,12	5	2,11	1	1,188	2	1,184
3	1,971	4	1,957	3	1,052	4	1,051
2	1,786	4	1,784	2	1,041	—	—
2	1,694	2	1,692	3	1,021	—	—
4	1,615	6	1,599				

Анализ выполнен З. Ф. Ущуповской.

снижении содержания щелочей нельзя объяснить только влиянием внедрившегося траппового расплава. Но в целом приведенные анализы туфов близки некоторым разновидностям роговиков.

Пироксен-плаггиоклазовые роговики тонкозернистого сложения, по химическому составу близкие к габбро, в контакте с которыми они развиты, обнаружены Харри (Harry, 1956) в Карлингфорде (Шотландия). Они содержат немного оливина, рудного минерала и щелочного полевого шпата. Харри допускает возможность образования таких роговиков путем метаморфизма стекло-

Таблица 11

Химический состав пироксен-плаггиоклазовых роговиков
(в %)

Окислы	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	54,52	47,96	47,09	49,04	47,48	49,92
TiO ₂	0,43	1,33	1,48	1,23	1,29	1,39
Al ₂ O ₃	9,45	16,58	16,97	14,91	14,88	14,37
Fe ₂ O ₃	1,09	1,60	1,43	6,76	7,22	7,75
FeO	6,08	10,05	9,62	5,65	3,38	2,51
MnO	0,12	0,19	0,17	0,14	0,15	0,16
MgO	11,73	6,94	7,13	7,84	5,51	5,20
CaO	11,66	10,54	10,71	11,21	9,68	7,43
Na ₂ O	2,02	2,77	2,61	0,92	1,01	3,35
K ₂ O	1,23	0,08	0,14	0,46	0,95	3,60
H ₂ O ⁺	0,84	1,11	1,07	2,40	5,69	1,29
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,12	0,11	0,14	0,12
CO ₂	0,38	—	—	0,36	1,80	1,40
SO ₃	—	0,13	0,03	0,10	—	0,07
Сумма	99,59	99,34	98,57	101,11	99,18	98,56

16 — пироксен-плаггиоклазовый роговик, русло р. Ангары в створе Усть-Илимской ГЭС, скв. 5522, обр. 139-к; 17 — то же, вершина сопочки, в 20 км западнее с. Бадарма, обр. 327; 18 — то же, там же, в 5 м ниже по склону, обр. 329; 19 — то же, останец на гребне горы, в 4 км юго-западнее с. Невон, обр. 126-3; 20 — туф, Бадарминское сужение, левый берег р. Ангары, в 4 км ниже устья р. Илим, обр. 225; 21 — то же, там же, в 30 м от контакта с трапповым телом, обр. 231 (обр. 225 взят в 8 м от контакта), Анализы выполнены Н. Г. Таскиной.

ватых закраин интрузий, но в описанном случае считает их образованными за счет осадочных пород в процессе их базификации. Аналогичные породы обнаружены А. П. Лебедевым и Е. Д. Надеждиной (1962) в низовьях р. Подкаменной Тунгуски в контактах с трапповыми интрузиями и описаны как беербахиты и микропироксениты.

Мелкозернистые роговики с санидином, андезином, тридимитом и высокотемпературным кварцем образовались в результате высокотемпературного метаморфизма существенно кварцевых песчаников, залегающих вблизи контакта с трапповыми телами. Это мелкозернистые очень плотные («сливные») породы; цвет их различный — от белого до серого. Структура роговиковая и реликтовая псаммитовая.

Подобные роговики были обнаружены в кровле Падунского силла (скв. 5056, около 1 м от плоскости контакта с траппами). Они ассоциируют здесь с песчаниками, в которых оплавлен цемент. Такие же роговики были встречены в подошве небольшой апофизы траппового тела горы Невон (р. Ангара, севернее створа Усть-Илимской ГЭС), где они находятся в контакте с мелкозернистыми диабазами. Санидин-андезин-тридимит-кварцевые роговики были обнаружены также в обнажении на правом берегу р. Ангара против мыса Тонкого, где они совместно с частично оплавленными аргиллитами залегают между двумя «языками» траппов.

Главной составной частью роговиков является кварц. Содержание его 60—95%. Часть кварцевых зерен представляет собой реликтовые кластические зерна бывшего кварцевого песчаника. Остальная масса перекристаллизована при высокой температуре и частично представляет собой параморфозы по тридимиту. Тридимитизация кластических зерен кварца происходила по периферии зерен и по трещинкам отдельности. Перекристаллизованный кварц образует зерна с зазубренными ограничениями; при значительном содержании его в породе возникают мономинеральные кварциты, в которых исходные кластические зерна кварца обычно не сохраняются. Размер зерен кварца от сотых долей до 4 мм.

Санидин присутствует в роговиках постоянно, но в разных количествах — от 1 до 15%. Он наблюдается в ксеноморфных зернах между перекристаллизованными зернами кварца и в промежутках между параморфозами кварца по тридимиту, а также образует идиоморфные призматические кристаллы (размером до 0,5 мм) в перекристаллизованном цементе песчаников. Иногда перекристаллизация песчаников приводит к возникновению отдельных пятен с панидиоморфнозернистой структурой, состоящих из идиоморфных призматических кристаллов санидина и андезина и более ксеноморфных зерен кварца. Андезин (№ 40) встречается также в неправильных, как бы резорбированных кристаллах с ясными полосками двойников, но не во всех образцах рассматриваемых роговиков. Андезин в призматических кристаллах не всегда образует двойники.

Тридимит почти полностью параморфно замещен кварцем. Содержание его в роговиках непостоянно и незначительно (1—

5%). Он образует очень мелкие (до 0,05 мм) пластинки, часто с тройниками, вокруг перекристаллизованных зерен кварца.

В некоторых образцах роговиков отмечается поздний кальцит, развивающийся, вероятно, по остеклованным участкам цемента. Хлорит присутствует постоянно в небольших количествах. Он обычно образует сферолитовые или радиальнолучистые агрегаты; изредка наблюдается изотропное серпентиновидное вещество зеленого цвета. Во всех образцах присутствует в аксессуарных количествах магнетит в виде мельчайших зерен неправильной формы. В некоторых образцах наблюдаются тонкие иголки рутила и радиальнолучистые сростки титанита с магнетитовыми зернами в центральной части.

Образование тридимита в контактовых зонах под влиянием высокой температуры было установлено ранее многими исследователями в других районах. Так, В. С. Карпенко и Н. П. Танцова (1966) детально описали параморфозы кварца по пластинчатым кристаллам тридимита, развившимся по кварцевым ксенолитам в основных лавах из железорудных месторождений Северного Криворожья. Они отмечают, что подобные образования тридимита обнаруживают большое сходство с выделениями тридимита в тридимитовых зонах динаса, описанными Д. С. Белянкиным (1956_{1,2}) и Н. Н. Синельниковым (1958). Параморфозы кварца по тридмиту описаны также Кнопфом (Knopf, 1938), Реем (Ray, 1947) и Скелхорном (Skelhorn, 1962). В. В. Наседкин и Т. А. Зиборова (1968) обнаружили ассоциацию тридимит + санидин в липаритах Армении. В. В. Ревердатто (1962) обнаружил тридимит в контактовых образованиях около Анакитского траппового массива. Г. Томасом (Тернер, 1951) описаны случаи кристаллизации тридимита вокруг оплавленных кварцевых зерен в частично оплавленных кварц-полевошпатовых ксенолитах в малых интрузиях толейита на о-ве Мулл.

Санидин-кордиеритовые роговики

Санидин-кордиеритовые роговики были обнаружены в керне скв. 5056, вскрывшей верхний контакт Падунского силла по левому берегу р. Ангары в створе Братской ГЭС. Макроскопически роговики представляют собой полосчатую мелкозернистую породу темно-серого и зеленовато-серого цвета (обр. 11). Кроме полос разного цвета, встречаются прослойки кварцитовидных тонкозернистых песчаников (обр. 10). Мощность различных прослоек — в пределах 0,3—5 см, общая мощность роговиков 0,5 м. Они залегают в непосредственном контакте с траппами, сменяясь далее кварцитовидными песчаниками и кварцитами.

Роговики слагаются санидином, кордиеритом, кварцем, тридимитом, муллитом, битовнитом, ильменитом, магнетитом, халькопиритом, хлоритом и гидрослюдой. Короткопризматические кристаллы санидина ($N_{g'} = 1,527 \pm 0,003$; $-2V = 0-20^\circ$) разме-

Таблица 12

Результаты рентгеноструктурного анализа обр. 11

Обр. 11		Санидин искусственный (ASTM, № 10-353)		Санидин из трахита (ASTM, № 13-456)	
I	d	I	d	I	d
9	14,7	—	—	—	—
5	7,17	—	—	—	—
2	6,7	6	6,65	—	—
—	—	9	6,51	16	6,49
—	—	9	5,87	8	5,80
3	4,67	—	—	—	—
5	4,23	50	4,24	45	4,15
1	4,03	20	3,95	—	—
—	—	3	3,87	10	3,90
4	3,77	80	3,79	30	3,76
—	—	—	—	70	3,75
3	3,69	15	3,62	—	—
—	—	—	—	12	3,60
3	3,55	12	3,56	—	—
—	—	—	—	6	3,50
1	3,46	50	3,46	40	3,45
10	3,33	100	3,33	—	—
—	—	60	3,29	—	—
4	3,26	35	3,26	100	3,26
4	3,19	80	3,22	90	3,22
1	3,11	—	—	6	3,08
3	2,99	50	2,99	35	2,98
2	2,89	20	2,90	25	2,90
2	2,82	—	—	—	—
2	2,76	15	2,77	20	2,76
—	—	12	2,61	—	—
2	2,57	30	2,58	30	2,56
5	2,52	—	—	—	—
2	2,38	—	—	6	2,35
1	2,28	—	—	6	2,31
1	2,23	—	—	6	2,19
2	2,16	20	2,17	14	2,16

Рентгеноструктурный анализ обр. 11 проведен Э. Ф. Уцаповской.

ром 0,2—0,3 мм образуют общий мозаичный рисунок породы. Все остальные минералы имеют размер не более 0,01 мм и переполняют щелочно-полевошпатовый каркас роговика. Кордиерит в короткопризматических кристалликах почти нацело замещен хлорит-серпентиновым веществом. Муллит образует тончайшие игольчатые кристаллики. Битовнит наблюдается в короткопризматических несдвойникованных призмочках. В табл. 12 приведены результаты рентгеноструктурного анализа обр. 11, поскольку выделить отдельные минералы из него не представляется возможным. Порошкограмма указывает на присутствие в образце сани-

дина, причем хорошее соответствие получается для искусственного санидина.

Рудные минералы, по определению в полированных шлифах, представлены удлинённо-призматическими кристаллами ильменита, мелкими октаэдрическими кристаллами магнетита и очень редкими мелкими неправильной формы зернами халькопирита. Они равномерно рассеяны по полю шлифа, но в отдельных местах наблюдаются мелкие (до нескольких миллиметров) линзовидные обособления, состоящие из магнетита, санидина, клинопироксена и мусковита. В этих обособлениях размер кристаллов повышается до 0,05 мм.

В тонких прослоях кварцитовидных песчаников цемент по составу отвечает санидин-кордиеритовому роговику. Кластические зерна кварца перекристаллизованы. Промежутки между ними выполнены мелкими пластинчатыми параморфозами кварца по тридимиту и ксеноморфными кристаллами санидина. Количество последних возрастает на границе песчаника с роговиком. Здесь же встречаются редкие кристаллы апатита. Химический состав санидин-кордиеритового роговика приведен в табл. 13.

Химический состав санидин-кордиеритового роговика вполне отвечает минеральному составу: высокое содержание глинозема

Т а б л и ц а 13

Химический состав санидин-кордиеритового роговика

(в %)

Окислы	22	Окислы	22	Окислы	22
SiO ₂	47,69	MnO	0,39	H ₂ O ⁺	4,88
TiO ₂	1,25	MgO	8,02	P ₂ O ₅	0,20
Al ₂ O ₃	20,25	CaO	3,48	SO ₃	—
Fe ₂ O ₃	3,27	Na ₂ O	0,42	CO ₂	—
FeO	5,87	K ₂ O	4,45	С у м м а	100,17

22 — санидин-кордиеритовый роговик, Падунский силл, скв. 5056, верхний экзоконтакт, обр. 11. Анализ выполнен Т. А. Лахно.

(присутствие муллита), значительное содержание K₂O (развитие санидина), малое содержание Na₂O по сравнению с CaO (образование битовнита), значительное содержание MgO и H₂O⁺ (развитие хлорита и гидрослюд по кордиериту и слюдам).

Диопсид-гиперстен-андезин-санидиновые роговики

Диопсид-гиперстен-андезин-санидиновые роговики были обнаружены в подошве Чунского силла, который вскрыт Мироновской опорной скважиной (долина р. Уды). Подошва силла находится

на глубине 858 м. В эндоконтакте траппового тела наблюдаются тонкозернистые троктолитовые диабазы, а в непосредственном контакте с ними залегают названные роговики (обр. 715, 716).

Мы не имеем в своем распоряжении неизмененных вмещающих пород, но они были представлены, по всей вероятности, мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с глинисто-мергелистым цементом. После внедрения траппов под влиянием высокой температуры они были перекристаллизованы и представляют собой в настоящее время плотные зеленовато-серые роговики массивной текстуры. Они сложены главным образом кварцем, гиперстеном, диопсидом, андезином и санидином; причем диопсид почти нацело позднее заместился эпидотом. В небольшом количестве в данных роговиках присутствуют хлорит и гидрослюда (заместившие, вероятно, флогопит), турмалин, титанит, пренит и кальцит.

Под микроскопом заметно мелкопятнистое распределение темноцветных минералов. Пятна неправильной формы размером не более 1 мм. Они сложены преимущественно очень мелкими короткими призмочками гиперстена (0,005 мм) и более крупными кристаллами и зернистыми агрегатами эпидота. К этим же пятнам приурочены сохранившиеся призмочки диопсида и мельчайшие кристаллики титанита. Оптические константы диопсида замерить не удалось, так как он сохранился от замещения в очень малом количестве.

Гиперстен имеет: $2V = -62^\circ$; $Ng' = 1,735 \pm 0,003$; $Np' = 1,717 \pm 0,003$. Он содержит, судя по оптическим константам, около 40% железистой молекулы. Эпидот имеет очень слабый плеохроизм, цвет его в мелких зернах под лупой зеленовато-красновато-серый. Эпидот часто наблюдается в радиальнолучистых агрегатах. Оптические константы его: $2V = -74^\circ$; $Ng' = 1,750$; $Np' = 1,720 \pm 0,003$. По диаграмме А. Н. Винчелла и Г. Винчелла (1953) содержание железистой молекулы в эпидоте 18—25%. В табл. 14 приведены результаты рентгеноструктурного анализа эпидота из радиальнолучистого агрегата.

Санидин, кварц, андезин, хлорит, гидрослюда и турмалин составляют остальную часть породы. Санидин образует мелкие (до 0,05 мм) призматические кристаллики, чистые, прозрачные. Он имеет отрицательный угол оптических осей 0—25°. Андезин наблюдается в более мелких несдвойникованных призмочках. Состав его (№ 40) определен по показателям преломления, замеренным в иммерсии: $Ng' = 1,557$; $Np' = 1,550 \pm 0,003$. Турмалин образует редкие призматические кристаллики длиной до 0,1 мм. Обладает заметным плеохроизмом: по No — голубовато-зеленоватый, по Ne — бесцветный. Турмалин оптически отрицательный, удлинение отрицательное: $No = 1,649$; $Ne = 1,629 \pm 0,003$. Пренит и кальцит отмечаются в акцессорных количествах.

В табл. 15 приведен химический состав диопсид-гиперстен-андезин-санидиновых роговикиков. Как видно из двух приведенных

Таблица 14

Данные порошкограммы эпидота из обр. 715

Эпидот, обр. 715		Эпидот (Михеев, 1957)		Эпидот, обр. 715		Эпидот (Михеев, 1957)	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	6,28	—	—	8	2,41	8	2,40
8	5,08	4	5,0	4	2,30	4	2,30
3	4,66	—	—	4	2,17	4	2,17
3	4,24	—	—	5	2,12	6	2,11
3	4,03	4	3,97	2	2,08	4	2,07
3	3,80	—	—	7	1,880	7	1,880
3	3,52	4	3,48	1	1,706	2	1,705
3	3,37	2	3,41	6	1,640	8	1,640
3	3,23	4	3,28	5	1,585	5	1,582
10	2,92	10	2,90	5	1,542	5	1,538
5	2,84	6	2,82	4	1,460	6	1,461
5	2,70	6	2,68	2	1,440	2	1,437
5	2,61	6	2,60	4	1,410	6	1,409
3	2,54	4	2,53	2	1,397	6	1,394

Условия съемки: трубка БСВ-2, Fe-анод, $D = 57,3$ мм, 35 кв, 16 ма, экспозиция 3 часа, вид обработки образца — резиновый шарик. Анализ выполнен З. Ф. Ущуповской.

Таблица 15

Химический состав диопсид-гиперстен-андезин-санидиновых роговиков
(в %)

Окислы	23	24	Окислы	23	24
SiO ₂	54,99	56,66	CaO	6,66	6,63
TiO ₂	1,18	1,02	Na ₂ O	0,40	0,71
Al ₂ O ₃	16,64	15,92	K ₂ O	4,69	2,96
Fe ₂ O ₃	2,44	3,06	H ₂ O ⁺	2,05	2,91
FeO	5,06	3,76	P ₂ O ₅	0,19	0,18
MnO	0,13	0,07	CO ₂	0,11	0,11
MgO	5,89	6,67	Сумма	100,43	100,66

23 — диопсид-гиперстен-андезин-санидиновый роговик, Мироновская опорная скважина (долина р. Уды), нижний экзоконтакт Чунского силла, в 0,07 м от контакта с траппом, обр. 715; 24 — то же, там же, в 0,15 м от контакта, обр. 716. Анализы выполнены Л. С. Русиной.

анализов, среди щелочей явно преобладает калий (в породе много санидина и мало андезина), умеренное и почти равное содержание FeO, MgO, CaO привело к кристаллизации диопсида и гиперстена, тогда как в верхнем экзоконтакте Чунского силла при значительно большем содержании CaO появились парагенезисы с волластонитом.

Пироксеновые роговики образуются на контакте аргиллитов с траппами. Они были вскрыты в верхнем экзоконтакте Толстомысовского силла скв. № 1012, пройденной на правом берегу р. Ангары на 6 км выше створа Усть-Илимской ГЭС. Мощность роговикум около 0,2 м, а на большем расстоянии от контакта (до 2 м) наблюдается частичное ороговикование аргиллитов. На левом берегу р. Ангары, в створе Усть-Илимской ГЭС, скв. № 5026 была вскрыта кровля Толстомысовского силла на глубине около 100 м. Здесь разрез по скважине следующий (сверху вниз): до 90 м — переслаивание тонкозернистых песчаников и алевролитов, от 90 до 100,5 м — аргиллит; от 100,5 до 102,0 м — диабазовый порфирит, от 102,0 до 104,1 м — метаморфизованный аргиллит, от 104,1 до 121 м — траппы (сначала тонкозернистые диабазы, затем средне- и крупнозернистые). Скважина остановлена в траппах. Как видно из приведенного разреза, верхний небольшой прослой траппа представляет, видимо, апофизу Толстомысовского силла. Около последней с обеих сторон наблюдается ороговикование аргиллита, а в контакте с трапповым телом (на глубине 104 м) образовались роговики. Мощность последних 0,6 м.

Текстура роговикум мелкопятнистая, структура роговиковая. Пятнистость прослеживается и в ороговикованных аргиллитах на несколько метров от контакта. Пятна изометричные, размером 1—5 мм. Судя по тому, что основная масса пятен изотропна и в ней легко развиваются анальцит и кальцит, в пределах пятен вещество было остекловано, но этот процесс не доходил до стадии полного плавления. В пятнах наблюдаются новообразования размером менее 0,01 мм диопсида, ортоклаза и магнетита. Пятна занимают 10—15% объема породы и иногда окружены темными неясными полосками графитизированного углистого вещества. Остальная масса роговика сложена весьма тонкозернистым агрегатом диопсида, биотита, хлорита, магнетита, альбита, ортоклаза и анальцита.

Диопсид ($Ng' = 1,706$; $Np' = 1,678 \pm 0,003$; $2V = 56^\circ$) является одним из главных пороодообразующих минералов. Содержание его не менее 50%. Образует очень мелкие (сотые доли миллиметра) призмочки и изометрические зернышки, часто собранные в плотные кучки размером до 0,2 мм. Остальная часть породы, по крайней мере около 40%, представлена примерно равными количествами биотита, хлорита и щелочных полевых шпатов (альбита и ортоклаза), причем соотношение последних сильно варьирует.

Биотит, плеохроирующий от почти бесцветного до буровато-красного цвета, равномерно распределен в породе в виде мелких (до 0,1 мм) листочков, имеющих в плоскости спайности неправильную форму, как бы цементируя значительно более мелкие кристаллики диопсида. Биотит частично превращен в гидробиотит. Щелочные полевые шпаты образуют очень мелкие (сотые

доли миллиметра) короткопризматические кристаллики и располагаются между кристаллами диопсида, также образуя иногда скопления неправильной формы размером до 0,3 мм. В одних образцах преобладает альбит, в других — ортоклаз. Альбит обычно не сдвойникован, но иногда наблюдается очень тонкое двойникование (тонкое, так как и сами кристаллы альбита очень мелкие).

Пироксеновые роговики, образующиеся по породам алевритового и аргиллитового составов и не содержащие плагиоклаза, отмечаются в контактах с траппами в других частях Сибирской платформы (Лебедев, 1955; Лебедев, Надеждина, 1962). Ороговикованные песчаники в контакте с долеритовой дайкой (Англия) описаны Рейнольдсом (Reynolds, 1940); в цементе песчаника наблюдаются новообразованные мелкие призматические кристаллики моноклинного пироксена.

Таблица 16

Химический состав пироксеновых роговиков
(в %)

Оксиды	25	26	27	28
SiO ₂	53,69	52,71	50,98	48,72
TiO ₂	0,37	0,91	1,02	0,79
Al ₂ O ₃	12,85	11,38	15,01	13,81
Fe ₂ O ₃	4,59	4,35	2,55	4,23
FeO	2,07	2,91	3,06	4,23
MnO	0,08	0,12	0,06	0,14
MgO	8,93	9,80	9,76	10,07
CaO	5,42	7,37	6,40	11,60
Na ₂ O	2,06	1,56	2,94	3,30
K ₂ O	5,46	5,52	5,02	1,17
H ₂ O ⁺	3,06	2,43	3,13	1,94
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,17	0,17
CO ₂	0,39	0,55	0,45	0,33
SO ₃	0,35	—	—	—
Сумма	99,41	99,74	100,55	100,50

25 — пироксеновый роговик с ортоклазом, Толстомысовский силл, скв 1012, в 5 см от контакта с траппом, обр. 155а; 26 — то же, там же, в 10 см от контакта, обр. 156; 27 — то же, там же, скв. 5026, в 0,4 м от контакта, обр. 1263; 28 — пироксеновый роговик с альбитом, там же, в 0,1 м от контакта, обр. 1264. Анализы выполнены Н. Г. Таскиной и Л. С. Русиной.

Химический состав пироксеновых роговиков приведен в табл. 16. Обращает на себя внимание однообразный химический состав роговиков, в общем отвечающий составу основных горных пород (в частности траппов) при несколько повышенных содержаниях K₂O и MgO. Изменение в соотношении K₂O и Na₂O приводит к образованию либо ортоклаза (анализы 25—27), либо альбита (анализ 28). Хлоритизация, цеолитизация и карбонатизация являются более поздними процессами, они привели к частичному

изменению первоначального химического состава роговиков, главным образом в соотношении окисного и закисного железа, щелочей и воды.

Диопсид-волластонит-кварцевые роговики

Диопсид-волластонит-кварцевые роговики обнаружены в кровле Чунского силла, который был вскрыт Мироновской опорной скважиной (долина р. Уды) в интервале глубин 638—858 м. При бурении этой скважины отбор керна производился поинтервально; поэтому kern из кровли траппового силла оказался взятым лишь на глубине 580 м, т. е. на расстоянии 58 м от контакта с траппами.

Трапповая магма внедрилась в ордовикские тонкозернистые кварцевые песчаники с глинисто-карбонатным цементом. На расстоянии 58 м от кровли траппового тела последние превращены в массивные белые мелкозернистые роговики (обр. 701), состоящие из кварца, диопсида, волластонита и ортоклаза. Позже при более низких температурах в них образовались эпидот и пренит.

Диопсид-волластонит-кварцевые роговики обнаружены также в кровле Толстомысовского силла, где они были вскрыты скв. № 5518, пройденной в русле р. Ангары в створе Усть-Илимской ГЭС. Они располагаются примерно в 5 м от контакта с траппом и отделены от последнего диопсид-альбитовыми роговиками и частично оплавленными породами со стеклом, муллитом и кордиеритом. Диопсид-волластонит-кварцевые роговики (обр. 135-к) имеют массивное сложение, белый цвет и состоят из кварца, диопсида, волластонита, ортоклаза и альбита. Позже они были частично эпидотизированы.

Макроскопически диопсид-волластонит-кварцевые роговики, наблюдавшиеся в двух различных пунктах, неотличимы один от другого. Схожи они и по минеральному составу, только в обр. 701 отсутствует альбит, а в обр. 135-к — пренит. И в том, и в другом в аксессуарных количествах присутствуют кальцит, титанит и магнетит. Содержание волластонита, диопсида (+ эпидот), кварца и щелочных полевых шпатов в роговиках примерно одинаковое.

Кварц наблюдается в мелких (до 0,2 мм) зернах неправильной изометрической формы, он частично замещается волластонитом. Последний образует сноповидные и радиальнолучистые агрегаты (рис. 5) тонкопризматических кристаллов размером до 1 мм, обуславливая метельчатолучистую структуру породы. При своем росте кристаллы волластонита приурочивались к бывшему карбонатному цементу, но пронизывали и замещали встречавшиеся на пути зерна кварца и щелочного полевого шпата. Во многих случаях агрегаты кристаллов волластонита, замещающая цемент песчаников, содержат включения кластических перекристаллизованных зерен кварца и имеют ситовидную структуру. Встречаются и единичные призмочки волластонита, а в обр. 135-к они

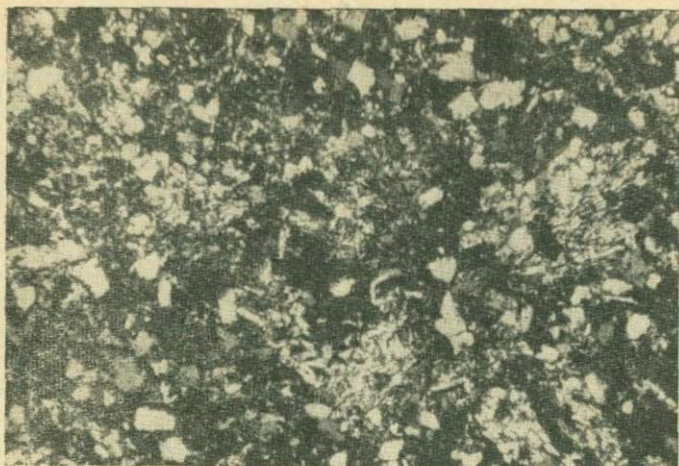


Рис. 5. Диопсид-волластонит-кварцевый роговик. Обр. 701. С анализатором, увел. 50

преобладают. Оптические константы волластонита: $2V = -34'$, $N_g = 1,633$; $N_m = 1,629$; $N_p = 1,620 \pm 0,003$; удлинение \pm . Принадлежность этого минерала к волластониту подтверждена рентгеноструктурным анализом (табл. 17).

Диопсид образует мелкие ($< 0,1$ мм) бесцветные короткопризматические кристаллы в бывшем цементе песчаника. Они равномерно распределены по всему полю шлифа. Судя по оптическим константам ($N_g' = 1,706$; $N_p' = 1,678 \pm 0,003$; $2V = 56^\circ$), он почти не содержит примеси геденбергитовой молекулы. Диопсид частично замещается светлым желтовато-зеленым эпидотом, который по оптическим константам ($N_g' = 1,777$; $N_p' = 1,729 \pm 0,003$; $2V = -70^\circ$) относится к пистациту с 34% железистого компонента.

Ортоклаз и альбит наблюдаются в короткопризматических кристаллах размером до 0,2 мм, часто с неясными ограничениями. Альбит чистый прозрачный, ортоклаз обычно слегка буроватый. Иногда встречается микроклин. Альбит частично сдвойникован. Плагиоклаз в роговиках не обнаружен. Возможно, он был в небольшом количестве и полностью заместился пренином ($N_g' = 1,647$; $N_p' = 1,614 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,033$; $2V = 64^\circ$), который образует бесцветные неясно призматические зерна и иногда агрегаты различного ориентированных более мелких кристаллов.

Химический состав диопсид-волластонит-кварцевых роговиков приведен в табл. 18. Оба анализа довольно близки между собой, только во втором почти отсутствует Na_2O , что минералогически выражается в отсутствии альбита. В целом химический со-

Таблица 17

Данные порошкограммы волластонита из обр. 701

Обр. 701		ASTM, № 10-487		Обр. 701		ASTM, № 10-487	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
4	7,8	40	7,7	3	2,02	20	2,01
5	3,87	80	3,83	1	1,983	20	1,98
5	3,54	80	3,52	1	1,881	20	1,88
7	3,32	80	3,31	4	1,832	60	1,83
2	3,10	30	3,09	1	1,794	5	1,79
10	3,00	100	2,97	2	1,756	40	1,75
2	2,81	10	2,80	4	1,720	60	1,72
2	2,73	10	2,72	3	1,603	60	1,602
3	2,53	30	2,53	1	1,528	10	1,531
3	2,47	60	2,47	2	1,479	20	1,478
3	2,35	40	2,33	2	1,458	30	1,455
3	2,30	40	2,29	2	1,360	30	1,358
4	2,18	60	2,18				

Условия съемки: трубка БСВ-2, Fe-анод, $D=57,3$ мм, 35 кв, 16 мА, экспозиция 3 часа, вид обработки образца — резиновый шарик. Анализ выполнен З. Ф. Ущиповской.

Таблица 18

Химический состав диопсид-волластонит-кварцевых роговиков
(в %)

Окислы	29	30	Окислы	29	30
SiO ₂	69,55	68,04	Na ₂ O	3,85	0,10
TiO ₂	0,42	0,48	K ₂ O	2,42	3,22
Al ₂ O ₃	9,13	7,47	H ₂ O ⁺	0,27	0,35
Fe ₂ O ₃	0,10	0,52	P ₂ O ₅	0,02	0,06
FeO	2,87	2,28	CO ₂	0,11	0,11
MnO	0,09	0,06	SO ₃	0,02	—
MgO	1,91	4,20	Сумма	99,84	100,67
CaO	9,08	13,78			

29 — диопсид-волластонит-кварцевый роговик с альбитом и ортоклазом, кровля Толстомысовского силла (р. Ангара), скв. 5518, обр. 135-к; 30 — то же без альбита, кровля Чунского силла (р. Уда), Мироновская опорная скважина, обр. 701. Анализы выполнены Л. С. Русинной.

став роговиков характеризуется резким преобладанием CaO над MgO+FeO при отсутствии CO₂ и высоким содержанием SiO₂, характерным для кварцевых песчаников.

Биотит-мусковит-кварцевые роговики

В экзоконтактах трапповых силлов, внедрившихся в мелкозернистые полевошпат-кварцевые и существенно кварцевые песчаники с глинистым цементом (Падунский силл в среднем течении р. Ангары, трапповый силл по р. Уде, юго-западнее г. Нижнеудинска), образуются биотит-мусковит-кварцевые роговики. Они всегда отделены от траппового тела зоной более высокотемпературных роговиков, содержащих тридимит, санидин, битовнит, кордиерит и реоморфическое стекло.

В подошве Падунского силла (скв. 5056) роговики со слюдой были вскрыты на глубине 232—260 м, а контакт траппового тела с вмещающими породами расположен на глубине 225 м. В верхнем экзоконтакте той же интрузии такие роговики вскрыты от устья скважины до глубины 60 м, а верхний контакт траппового тела находится на глубине 63 м.

В интродуцированных песчаниках перекристаллизации подверглись только глинистый цемент и тонкие глинистые прослои. Новообразования представлены биотитом или мусковитом или обоими вместе, хлоритом, ортоклазом или микроклином, магнетитом. В очень малом количестве появляются более поздние — кальцит и единичные кристаллики турмалина. Кварц подвергается перекристаллизации только вблизи более высокотемпературных роговиков; в них уже присутствует тридимит.

Таблица 19

Химический состав биотит-мусковит-кварцевых роговиков

Окислы	31	32	33	34
SiO ₂	65,69	74,16	52,80	76,58
TiO ₂	0,99	0,66	1,00	0,57
Al ₂ O ₃	13,38	8,45	13,66	2,91
Fe ₂ O ₃	3,64	2,44	9,17	2,29
FeO	3,64	2,20	3,79	0,88
MnO	0,05	0,09	0,12	0,12
MgO	3,83	5,67	8,24	8,71
CaO	0,35	0,50	0,28	2,15
Na ₂ O	0,25	0,25	0,18	0,25
K ₂ O	4,69	3,35	6,04	1,25
H ₂ O ⁺	3,72	2,52	4,50	3,02
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,20	0,28
CO ₂	0,11	—	—	—
Сумма	100,56	100,51	99,98	99,76

31 — биотит-мусковит-кварцевый роговик, верхний экзоконтакт Падунского силла, скв. 5056 в 40 м от контакта, обр. 3; 32 — то же, нижний экзоконтакт, в 15 м от контакта, обр. 43; 33 — аргиллитовый прослой из обр. 43; 34 — биотит-мусковит-кварцевый роговик, там же, в 9 м от контакта, обр. 42. Анализы выполнены Т. А. Лахно.

Биотит и мусковит образуют отдельные листочки в удалении от контакта и радиальнолучистые мелкие агрегаты вблизи высокотемпературных роговиков и даже в них. Размер отдельных листочков менее 0,1 мм, а в радиальнолучистых агрегатах размер отдельных индивидов уменьшается до 0,005 мм. Биотит замещается хлоритом. Судя по показателю преломления ($N_m = 1,630 \pm 0,003$), биотит содержит железистую и магнезиальную составляющие примерно в равных количествах.

В тонких глинистых прослоях, которые присутствуют в метаморфизованных песчаниках, отмечается обильное развитие какого-то минерала изометрической, а иногда и явно призматической формы, в настоящее время замещенного ортоклазом, кварцем, хлоритом и бурым неполяризирующим веществом. Размер подобных псевдоморфоз около 0,1 мм. Возможно, это кордиерит, который развивался в глинистом веществе на ранней стадии метаморфизма, но был весьма неустойчивым из-за наличия в породе большого количества калия и полностью заместился указанными выше минералами.

Биотит-мусковит-кварцевые роговики характеризуются почти полным отсутствием Na_2O и CaO (табл. 19), что и предопределяет их минеральный состав. В обр. 42 по биотиту развивается магнезиальный хлорит; железо было частично вынесено (это можно заключить, сравнивая анализ этого образца с другими).

Метасоматиты

Метасоматические гранофировые породы

Метасоматические гранофировые породы образуются вокруг ксенолитов кварцевых песчаников вблизи кровли пластовых трапповых тел, а также наблюдаются в виде тонких (1—5 см) прожилков в траппах и экзоконтактовых роговиках. В первом случае имеет место привнос основных компонентов из траппового расплава в кварцевые песчаники, во втором — метасоматическое изменение диабазов или пироксеновых контактовых роговиков кислыми щелочными растворами с выносом основных компонентов.

Метасоматиты, образовавшиеся вокруг ксенолитов кварцевого песчаника, характеризуются присутствием клинопироксена, плагиоклаза и магнетита наряду с тонкоструктурными кварцполевошпатовыми агрегатами по бывшим кварцевым зернам песчаника. Эти агрегаты представлены очень тонкими удлиненными пластинками тридимита, ориентированными в различных направлениях и параморфно замещенными кварцем, промежутки между которыми выполнены санидином. Тридимитизация зерен кварца часто не была завершена полностью, и внутри тридимит-санидиновых агрегатов наблюдаются округлые остатки кварца.

Плагиоклаз, по составу отвечающий олигоклазу, образует короткие сдвойникованные призматические кристаллы, которые частично замещаются кварц-анортотоклаз-хлоритовым микропегматитовым агрегатом. Моноклинный пироксен ($Ng' = 1,730$; $Np' = 1,725$; $2V = 53^\circ$) наблюдается в ксеноморфных зернах размером не более 0,1 мм. Судя по оптическим константам, он содержит около 50% геденбергитовой молекулы. Пироксен замещается зеленой роговой обманкой. Магнетит образует мелкие зерна неправильной формы, часто включенные в пироксен.

Среди общей очень тонкозернистой кварц-щелочнополевошпатовой массы плагиоклаз, пироксен и магнетит образуют небольшие скопления, к которым приурочены также микропегматит с хлорофеем и длинные тонкие призмочки апатита.

Метасоматические гранофировые породы в прожилках отличаются отсутствием тридимит-санидиновых новообразований и более широким развитием зеленой роговой обманки по пироксену и микропегматита по плагиоклазу. Кроме того, в них наблюдаются биотит, хлорит и кальцит. Содержание плагиоклаза в них около 10%, пироксена около 6%, магнетита — 2%; остальное приходится на долю микропегматита, хлорита, роговой обманки, биотита, кальцита и апатита. Под микроскопом структура этих пород оксиофитовая с большим развитием микропегматитовых участков и незначительным содержанием темноцветных минералов. Плагиоклаз образует короткие лейсты, беспорядочно разбросанные по полю шлифа, сложенному кварц-анортотоклазовым, кварц-ортотоклазовым и хлорит-палагонитовым агрегатами. По плагиоклазу развиваются гранофир и хлорофеем.

Химический состав метасоматических гранофировых пород характеризуется высоким содержанием SiO_2 и K_2O по сравнению с диабазами и пироксеновыми роговиками и пониженным содержанием FeO , MgO и CaO (табл. 20).

Таблица 20

Химический состав метасоматических гранофировых пород

Окислы	35		36		Окислы	35		36	
SiO_2	62,52		67,28		Na_2O	2,31		2,99	
TiO_2	0,80		0,84		K_2O	1,20		3,66	
Al_2O_3	12,99		13,75		H_2O^+	3,13		0,46	
Fe_2O_3	5,22		1,18		P_2O_5	0,05		0,09	
FeO	2,66		2,91		CO_2	2,40		0,40	
MnO	0,15		0,32		SO_3	0,04		0,07	
MgO	1,91		1,80		Сумма	99,24		98,86	
CaO	3,86		3,11						

35 — метасоматическая гранофировая порода, р. Ангара, Бадарминское сужение, жилка в диабазе, обр. 270; 36 — то же, р. Ангара, контакт диабаз с ксенолитом песчаника в Толсто-мысовском силле, обр. 141-2. Анализы выполнены Н. Г. Таскиной.

Эгиринизированные и альбитизированные диабазовые порфириды и пироксеновые роговики

В кровле Толстомысовского силла скважинами, пройденными в створе Усть-Илимской ГЭС, как в русле р. Ангары, так и на ее левом берегу были встречены альбитизированные диабазовые порфириды и пироксеновые роговики. Метасоматический характер развития альбита не вызывает сомнений, поскольку все вмещающие трапповый силл породы бедны натрием и богаты калием, а в самих диабазах натрий преобладает над калием, но содержание его незначительно. Альбитизированные породы, вскрытые скв. № 5518, 6503, 5025, 5050, имеют мощность до 2 м.

В скв. 5518 от траппового тела в осадочные породы кровли внедрился маломощный (до 0,4 м) апофиз диабазового порфирида. По густой сети трещин в нем развиваются метасоматиты, сложенные альбитом, эгириносодержащим авгитом, титанитом, ортоклазом и анальцитом. В этой же скважине выше залегают тонкозернистые альбитизированные пироксеновые роговики, состоящие из альбита, диопсид-геденбергита и титанита (обр. 136-к). Еще выше залегают диопсид-волластонит-кварцевые роговики. В другой скважине (№ 5261) альбитизации подверглись остеклованные алевролиты с новообразованиями диопсид-геденбергита. Они сложены диопсид-геденбергитом, эгирин-авгитом, альбитом, титанитом, в небольшом количестве ортоклазом, кварцем, магнетитом, хлоритом и кальцитом. Эгирин-авгит наблюдается в пределах отдельных изометрических пятен, размер которых достигает 1 см.

Альбитизированные породы являются такими же мелкозернистыми, как и исходные диабазовые порфириды и пироксеновые роговики. Размер кристаллов альбита и ортоклаза не превышает 0,5 мм, а другие минералы имеют размер менее 0,1 мм. Присутствие в рассматриваемых породах альбита и ортоклаза подтверждено рентгеноструктурным анализом. Оба минерала образуют короткие призмочки, бесцветные у альбита и буроватые у ортоклаза. В альбите отмечается тонкое двойникование по альбитовому закону.

Диопсид-геденбергит бесцветный или слабо-зеленоватый; наблюдается в мельчайших изометрических зернышках или в мелких призмочках. Эгирин-авгит отличается ясно-зеленым цветом с плеохроизмом от зеленовато-бурого по N_g до зеленого по N_p . Оптические константы эгирин-авгита: $2V=88^\circ$; $N_g=1,784$; $N_p=1,746$; $N_g - N_p=0,038$. Судя по оптическим константам, он содержит около 50% эгириновой молекулы. Титанит, содержащийся в количестве 1—5%, обладает сильным плеохроизмом от почти бесцветного до красновато-коричневого цвета. Титанит и акцессорный магнетит равномерно распределены в породе. В отдельных участках отмечается обрастание мелких округлых зерен магнетита венчиком, состоящим из титанита.

Существенно полевошпатовые, преимущественно альбитовые метасоматиты широко развиты вблизи Талнахской интрузии (северо-запад Сибирской платформы), где они иногда образуют зоны мощностью до 100—150 м (Годлевский, Юдина, 1967). Пироксен-ортоклазовые высокотемпературные метасоматиты (скарны) отмечаются В. В. Золотухиным и Ю. Р. Васильевым (1964) на месторождении Норильск-1 (северо-запад Сибирской платформы).

Таблица 21

Химический состав альбитизированного пироксенового роговика

Окислы	37	Окислы	37
SiO ₂	63,57	Na ₂ O	7,00
TiO ₂	0,49	K ₂ O	0,83
Al ₂ O ₃	12,79	H ₂ O ⁺	0,35
Fe ₂ O ₃	0,10	P ₂ O ₅	0,02
FeO	4,17	CO ₂	0,11
MnO	0,06	SO ₃	0,02
MgO	3,88	Сумма	99,62
CaO	6,23		

37 — альбитизированный пироксеновый роговик, скв. 5518, Толстомысовский силл, в 1,5 м от контакта с траппом, обр. 136-к. Анализ выполнен Н. Г. Таскиной.

В табл. 21 приведен химический анализ альбитизированной породы. Согласно пересчету химического состава на минеральный по молекулярным количествам, данная порода состоит из 56% альбита, 38% диоксид-геденбергита (содержащего 38% геденбергитовой и 62% диоксидовой молекул), 4% ортоклаза, 1,1% титанита и 0,9% прочих (магнетита, цеолита).

Биотитизированные породы

Здесь мы рассмотрим биотитсодержащие экзоконтактовые и эндоконтактовые породы, рис. 6, 7, образовавшиеся в регрессивную стадию метаморфизма в результате метасоматического преобразования тех или иных пород, возникших в магматическую стадию процесса. Метасоматическое преобразование пироксен-плаггиоклазовых пород приводит к почти полному замещению полевых шпатов биотитом, кальцитом и цеолитами, в то время как пироксен полностью сохраняется. То же самое наблюдается в пироксеновых роговиках — неизменными остаются пироксен и калиевый полевой шпат.

Метасоматическое изменение диабазов Толстомысовского силла вдоль трещин, явившихся путями высокотемпературных растворов, приводит к замещению плаггиоклаза биотитом, а позже при более низких температурах образуются апатит, кальцит,

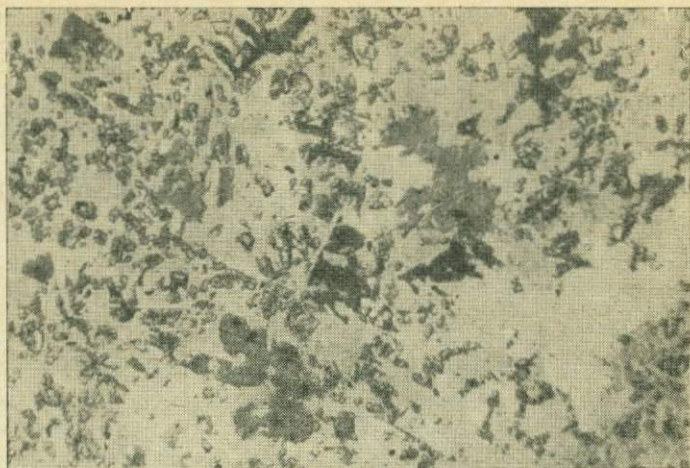


Рис. 6. Биотитизированный пироксен-плагиоклазовый роговик. Обр. 1734а. Без анализатора, увел. 50

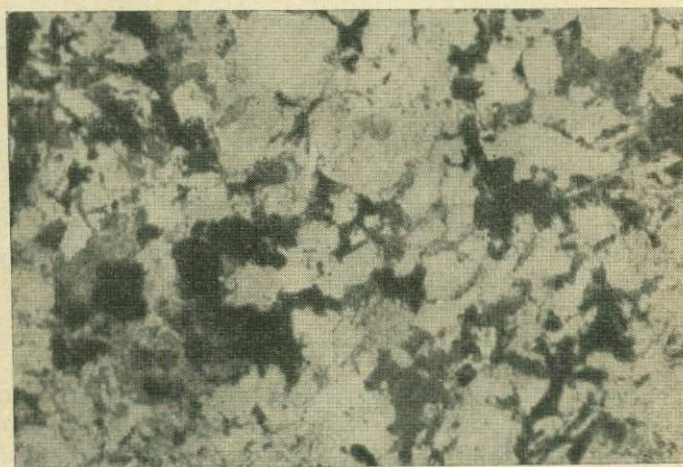


Рис. 7. Кварц-турмалиновая порода. Обр. 519а. Без анализатора, увел. 50

хлорит, филлипсит, гиrolит, апофиллит, датолит и пирит. Пироксен в измененных диабазах полностью сохраняется, только прорастает апатитом.

Биотит иногда развивается также в частично оплавленных породах, замещая кордиерит и плагиоклаз. В песчаниках с остеклованным цементом и новообразованиями андезина биотит вместе с кальцитом замещает остеклованные участки цемента, а также развивается по андезину, иногда нацело его замещая.

Содержание биотита в метасоматически измененных породах изменяется в больших пределах — от нескольких процентов до 30%. Он образует обычно различной величины (от тысячных долей до 1 мм) листочки, иногда собранные кучками. В более редких случаях биотит наблюдается в виде радиальнолучистых и сферолитовых агрегатов, размер которых не превышает 0,05 мм. Биотит обладает сильным плеохроизмом: в одних случаях от светлого соломенно-желтого до светло-коричневого цвета (биотит более магниезиального состава), в других — от зеленовато-желтого до темного красно-бурого (биотит более железистого состава). Судя по замерам показателей преломления, состав биотита из разных метасоматически измененных пород варьирует в значительных пределах — от близкого к флогопиту до почти чистого сидерофиллита. Показатели преломления изменяются: $Np' = 1,537 - 1,615$; $Nm = 1,582 - 1,668$; $Ng - Np = 0,045 - 0,053$; $-2V = 8 - 16^\circ$.

Учитывая те разновидности метаморфизованных пород, в которых развивается биотит, можно установить некоторую закономерность в изменении состава биотита. В более высокотемпературных образованиях (например, в остеклованных породах) биотит наиболее магниезиален и близок к флогопиту. В породах невысокой степени термального метаморфизма (ниже, чем пироксен-роговиковая фация) биотит имеет $Nm = 1,630$ и отвечает по составу обычному широко распространенному железо-магниезиальному биотиту. В том и другом случае биотит наблюдается в виде листочков различного размера. В наиболее низкотемпературных образованиях, связанных с метасоматозом при прохождении растворов по трещинам в породах, образуется биотит наиболее железистого состава и наблюдается в виде мелких радиальнолучистых и сферолитовых агрегатов.

Биотитизированные породы, образовавшиеся метасоматически по базальтам, были отмечены ранее (Годлевский, Юдина, 1967) в экзоконтактах интрузии Норильск-1.

Турмалинизированные породы

Новообразованные мелкие кристаллики турмалина в аксессуарных количествах довольно часто наблюдаются в экзоконтактах трапповых тел на рассматриваемой территории, приурочиваясь к высокотемпературным роговикам, содержащим тридимит. И только в двух случаях было зафиксировано проявление борного метасоматоза в более значительном масштабе: 1) в траппах Толстомысовского силла (р. Ангара, ниже устья р. Илим) были встречены кальцит-датолит-цеолитовые прожилки, сформировавшиеся при относительно низких температурах в результате метасоматической переработки вмещающих диабазов; 2) в экзоконтакте Падунского силла (р. Ангара, правый берег против Падунских порогов) и там же в ксенолитах вмещающих пород в трапп-

пах наблюдалось проявление турмалинизации в высокотемпературных роговиках, содержащих тридимит и санидин.

Турмалинсодержащие метасоматиты около Падунского силла были обнаружены мною при просмотре коллекции шлифов, любезно переданной мне Б. М. Владимировым, ранее изучавшим Падунский трапповый силл (Владимиров, 1962). По его данным, в этом участке кровля Падунского силла образует прогиб и вмещающие кварцевые песчаники с прослоями алевролитов интенсивно метаморфизованы на расстояние до 5 м от контакта с траппами. Турмалин в составе метаморфизованных кварцевых песчаников им ошибочно был описан как роговая обманка.

Детальное микроскопическое исследование шлифов этих метаморфизованных пород показывает, что они представляют собой высокотемпературные тридимит-санидин-кварцевые роговики. Тридимит образует многочисленные лейстовидные кристаллы, параморфно замещенные кварцем. Санидин наблюдается в ксеноморфных образованиях, выполняющих промежутки между кристаллами тридимита. Кроме этих минералов, в незначительном количестве в исходных (нетурмалинизированных) роговиках присутствуют магнетит и титанит. В таких же роговиках, которые образовались по ксенолиту кварцевого песчаника, в участках бывшего глинистого цемента, в небольшом количестве развивается тремолит в виде мельчайших призмочек без концевых граней и в виде спутанноволокнистых агрегатов.

В результате метасоматоза с привнесом бора, кальция, магния и железа в таких роговиках почти весь санидин замещается турмалином, биотитом, кальцитом и хлоритом. Поскольку санидин был ксеноморфным, то и все новообразования имеют вид ксеноморфных кристаллов и агрегатов, располагающихся между зернами кварца и параморфозами кварца по тридимиту. В ксенолите турмалинизация проявлена слабо, поэтому количество турмалина незначительное, а содержание санидина выше и появляется тремолит.

Шенд (Shand, 1947) отмечает, что такие минералы, как турмалин и датолит, в контактовых образованиях определенно указывают на проявление борного метасоматоза в связи с внедрением магматического расплава. М. Г. Руб и другие геологи (1962) отмечают, что в экзоконтакте гранитоидных тел Мяо-Чанского района (Хабаровский край) турмалинизация налагается на более высокотемпературные роговики. В результате борного метасоматоза образуются кварц-турмалиновые и даже мономинеральные турмалиновые породы. Замещение полевого шпата турмалином в порфиритовом щелочном граните (Wells, 1946) привело к образованию кварц-турмалиновой породы (люксуллианита). Этот пример очень напоминает описываемые нами турмалинизированные породы, так как первоначально они имели кварц-тридимит-санидиновый состав и по химизму были близки к гранитам,

но борный метасоматоз связан с трапповой магмой, а не с гранитной, и масштаб проявления турмалинизации незначительный.

В экзоконтакте содержание турмалина в метасоматитах иногда достигает 20%. Кроме ксеноморфных зерен размером 0,2 мм и менее, он образует отдельные призматические кристаллы, а также радиальнолучистые агрегаты («турмалиновые солнца») размером до 1 мм. Цвет турмалина желтовато-бурый и зеленый, причем в радиальнолучистых агрегатах центральные части лучей окрашены в зеленый цвет, а к периферии цвет постепенно переходит в желтовато-бурый. Плеохроизм сильный: от светло-зеленого или желтого по *Ne* до почти непрозрачного бурого или зеленого по *No*. Схема абсорбции обратная той, которая наблюдается у биотита. Турмалин одноосный, отрицательный, $N_o = 1,668 \pm 0,003$; $N_e = 1,642 \pm 0,003$; $N_o - N_e = 0,026$. Данные порошкограммы турмалина приведены в табл. 22.

Совместно с турмалином, а возможно и по нему, развивается биотитоподобный минерал, мельчайшие пластинки которого образуют параллельношестоватые и радиальнолучистые агрегаты. Цвет его зеленый и зеленовато-бурый. Плеохроизм ясный, без изменения цвета, но с изменением его интенсивности. Схема абсорбции биотитовая. Одноосный, отрицательный; $N_g = N_m = 1,585$; $N_p' = 1,540$; $N_m - N_p = 0,045$. Судя по низким для нормального биотита показателям преломления, его можно определить как гидробиотит. Не удалось найти постепенного замещения турмалина таким минералом. Когда они рядом, то у зерен турмалина четкие ограничения, хотя между ним и биотитом всегда присутствует тончайшая каемочка (толщиной 0,001 мм) бесцветного минерала поперечноволоконистого строения, определить который не удалось. Но часто наблюдаются агрегаты гидробиотита, по форме аналогичные зернам турмалина. Возможно, это полные псевдоморфозы по турмалину. С большим сожалением приходится отметить, что в нашем распоряжении не оказалось образцов пород, шлифы которых были изучены; это не позволило провести химические исследования таких интересных с минералогической точки зрения метасоматитов.

Диопсид-геденбергитовые скарны

Диопсид-геденбергитовые скарны были вскрыты рядом скважин в створе Усть-Илимской ГЭС в кровле Толстомысовского силла. Неполная мощность скарнированных пород — около 7 м (часть пород экзоконтакта эродирована). До внедрения траппового расплава породы были представлены аргиллитами и алевролитами. В результате термального метаморфизма они были остеклованы, а затем подверглись скарнированию.

Рассматриваемые породы сложены диопсидом или диопсид-геденбергитом, ортоклазом, альбитом, биотитом, хлоритом и

Таблица 22

Данные порошкограммы турмалина

Турмалин из метасоматитов		Турмалин (Михеев, 1957)		Турмалин из метасоматитов		Турмалин (Михеев, 1957)	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
5	6,6	8	6,5	4	1,662	8	1,66
6	5,06	2	5,1	1	1,633	2	1,65
5	4,68	2	4,6	4	1,597	7	1,598
7	4,25	6	4,29	3	1,506	6	1,510
7	4,03	7	3,99	4	1,456	7	1,459
7	3,50	8	3,48	3	1,410	7	1,414
7	2,98	8	2,98	3	1,357	6	1,362
10	2,59	10	2,59	2	1,328	7	1,333
2	2,36	4	2,39	2	1,307	7	1,315
—	—	4	2,35	3	1,275	6	1,279
2	2,12	4	2,12	3	1,027	8	1,033
6	2,05	6	2,05	2	1,016	8	1,022
5	1,925	6	1,93				

Условия съемки: трубка БСВ-2, Fe-анод, $D=57,3$ мм, 35 кв, 16 мА, экспозиция 3 часа вид обработки образца — резиновый шарик. Аналитик З. Ф. Ущиповская.

цеолитами (десмином, гейландитом, анальцимом). В небольшом количестве присутствуют магнетит, титанит и кальцит.

Пироксен образует весьма тонкозернистые агрегаты изометрической формы размером не более 0,1 мм, аналогичные тем, которые наблюдаются в гранат-кальцитовом скарне. Весьма вероятно, что гранат образовывался по таким пироксеновым агрегатам при кальциевом метасоматозе. У пироксена можно было определить только показатели преломления: $Ng' = 1,703 \pm 0,003$;

Таблица 23

Химический состав диопсид-геденбергитовых скарнов
(в %)

Окислы	38	39	Окислы	38	39
SiO ₂	50,83	53,22	Na ₂ O	0,66	2,15
TiO ₂	0,90	0,92	K ₂ O	5,30	4,96
Al ₂ O ₃	12,65	10,91	H ₂ O ⁺	0,74	1,71
Fe ₂ O ₃	0,97	2,02	P ₂ O ₅	0,18	0,17
FeO	7,66	4,73	CO ₂	—	0,22
MnO	0,15	0,14	SO ₃	0,26	—
MgO	10,33	9,80	Сумма	100,10	99,75
CaO	9,47	8,80			

38 — диопсид-геденбергитовый скарн, скр. 5513, гусло р. Ангазы в створе Усть-Илимской ГЭС в 0,5 м от контакта в кровле Толстомысокого седла, обр. 156-к; 39 — то же, там же, в 2 м от контакта, обр. 155-к. Анализы выполнены Н. Г. Таскиной.

$Np' = 1,678$ (почти чистый диопсид, обр. 156-к); $Ng' = 1,717$; $Np' = 1,695$ (диопсид-геденбергит с 15% геденбергитовой составляющей, обр. 155-к). Судя по химическим анализам скарнов (табл. 23), в данных породах есть избыток глинозема, который, очевидно, входит в состав пироксена. В табл. 24 приведены результаты рентгеноструктурного анализа обр. 105-к, проведенного З. Ф. Ущажовской.

Промежутки между мелкими агрегатами пироксена выполнены щелочными полевыми шпатами, биотитом, хлоритом и цеолитами. Размер кристаллов перечисленных минералов, за исключением цеолитов, не превышает 0,5 мм. Гейландит иногда образует крупные (до 3 мм) неясно призматические кристаллы, пойкилитово включающие все прочие минералы. Хлорит обычно развивается по биотиту. Количественные соотношения минералов в обр. 156-к (по пересчету химического анализа, табл. 23): диопсид-геденбергит 60%, ортоклаз 13%, биотит (+хлорит) 22%, анальцит 5%.

Гранат-кальцитовые скарны

Гранат-кальцитовые скарны были вскрыты в верхнем экзоконтакте Толстомысовского силла скв. № 1147 (рис. 8) (левый берег р. Ангары, между Толстым мысом и р. Мирюндой). Вмещающие трапповый силл породы представлены тонкослоистыми песчано-глинистыми породами. Интенсивному скарнированию подверглись главным образом прослой кварц-полевошпатовых тонкозернистых песчаников, в то время как аргиллитовые прослой не содержат новообразований граната. Осадочные породы в месте проходки скв. № 1147 в связи с внедрением трапповой магмы имеют наклонное залегание слоев. В устье скважины угол падения слоистости осадочных пород имеет величину порядка 35—40°, с глубиной он уменьшается и в контакте с траппами на глубине 53 м составляет 20°.

Минеральный состав скарнов: андрадит, андрадит-гроссуляр, диопсид-геденбергит, кальцит, кварц, альбит, ортоклаз, титанит, хлорит-серпентин, магнетит, цеолиты (десмин, мезолит). По направлению от устья скважины к контакту с трапповым телом (глубина 53 м) наблюдается следующая закономерность. Цеолиты развиваются по всей мощности вскрытых осадочных пород. С глубины 25 м появляется хлорит, а с 33 м в цементе тонкозернистых песчаников — агрегаты субмикроскопических новообразований диопсид-геденбергита (обр. 505) и очень редко более крупные зерна бесцветного гроссуляра и титанита. С глубины 37 м (обр. 506) появляется кальцит, сначала в виде тонких прожилков, а затем в изобилии в цементе. Одновременно с ним начинает все больше и больше появляться андрадит-гроссуляр, и, чем ближе к контакту, тем он интенсивнее окрашен (большее содер-

Таблица 24

Результаты рентгеноструктурного анализа обр. 105-к

Обр. 105-к		Авгит (Михеев, 1957)		Клинопироксен из скарных пород (Свешникова, Шабанян, 1961)	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
7	9,04	—	—	—	—
7	4,65	—	—	—	—
7	4,03	—	—	—	—
4	3,78	—	—	1	3,58
7	3,31	—	—	—	—
7	3,21	5	3,25	7	3,23
10	2,99	10	2,98	10	2,97
3	2,89	—	—	3	2,90
4	2,77	3	2,78	3	2,79
—	—	—	—	7	2,57
9	2,51	10	2,52	8	2,53
2	2,29	2	2,29	3	2,33
3	2,21	2	2,21	4	2,22
3	2,12	6	2,12	4	2,11
3	2,04	—	—	4	2,05
3	2,01	6	2,02	4	2,02
1	1,967	—	—	2	1,973
2	1,828	3	1,832	5	1,851
3	1,790	—	—	—	—
3	1,747	4	1,743	7	1,759
2	1,665	3	1,665	3	1,682
7	1,621	10	1,619	8	1,629
1	1,547	4	1,555	6	1,558
2	1,526	—	—	7	1,535
3	1,500	5	1,503	6	1,512
6	1,420	10	1,412	7	1,415
6	1,406	—	—	5	1,402
4	1,325	8	1,324	4	1,322
5	1,278	6	1,277	6	1,270
4	1,261	—	—	7	1,256
4	1,245	4	1,246	3	1,243
5	1,145	3	1,152	4	1,150
2	1,082	—	—	2	1,085
10	1,071	10	1,071	10	1,077
5	1,062	3	1,066	9	1,069
4	1,050	3	1,053	6	1,055
4	1,040	2	1,041	6	1,048

жание Fe_2O_3). В непосредственном контакте с траппами гранат представляет собой почти чистый андрадит.

Гранат образует мелкие (не более 0,1 мм) изометрической формы кристаллы красновато-бурого цвета. Под микроскопом вблизи контакта с траппами цвет граната желтовато-бурый до красноватого, а вдали от контакта он почти бесцветный. Красновато-бурый гранат по составу отвечает почти чистому андрадиту, что подтверждается как рентгеноструктурным анализом

(табл. 25), так и показателями преломления: $N=1,865$ (обр. 518) и $N=1,876\pm 0,003$ (обр. 515). В верхнем контактном ореоле Вельминской трапповой интрузии (низовья Подкаменной Тунгуски) наблюдаются гранатизированные песчаники, гранат в которых также отвечает почти чистому андрадиту: $N=1,873-1,880$ (Лебедев, Надеждина, 1962).

Диопсид-геденбергит образует мелкие (до 0,1 мм) агрегаты изометрической формы, в пределах которых отдельные индивиды минерала имеют размер не более 0,01 мм. Агрегаты имеют мозаичное погасание. Показатели преломления диопсид-геденбергита: $Hg'=1,720$; $Np'=1,706\pm 0,003$. Двупреломление минерала слишком малое для диопсид-геденбергита, но рентгеноструктурный анализ подтвердил принадлежность его к диопсид-геденбергиту (см. табл. 23). Цвет серовато-зеленоватый. Возможно, содержит заметное количество глинозема. В аргиллитовых прослоях такой диопсид-геденбергит наблюдается не в агрегатах, а в виде отдельных кристалликов.

Содержание граната в скарнах достигает 10—15%, диопсид-геденбергита — 15—20%. Остальные минералы — кальцит, кварц, альбит, ортоклаз, хлорит-серпентин и цеолиты — присутствуют в переменных количествах; титанит и магнетит акцессорные.

В табл. 26 приведен химический состав некоторых образцов пород из скарнированной толщи.

Известковые скарны с гранатом, кальцитом и цеолитами широко развиты в экзоконтактах трапповых интрузий любого типа (Годлевский, Юдина, 1967), хотя масштабы проявления их весьма различны.

Д. В. Калининым (1967) были проведены эксперименты по замещению геденбергита андрадитом. Они показали, что при

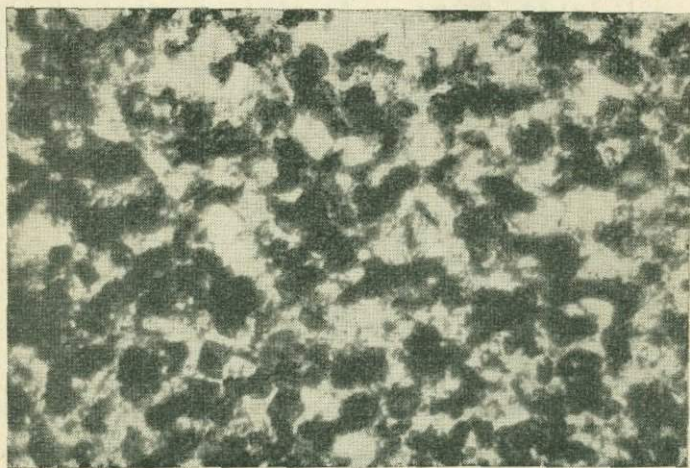


Рис. 8. Андрадит-кальцитовый скарн. Обр. 516. Без анализатора, увел. 50

Таблица 25

Данные порошкограммы андрадита из обр. 518

Андрадит из обр. 518		Андрадит (Михеев, 1957)		Андрадит из обр. 518		Андрадит (Михеев, 1957)	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
5	4,28	3	4,27	1	1,532	—	—
10	3,02	8	3,026	4	1,504	4	1,509
10	2,70	10	2,707	5	1,345	6	1,348
2	2,58	3	2,567	6	1,312	6	1,315
7	2,46	7	2,462	5	1,281	6	1,284
3	2,36	4	2,378	1	1,266	1	1,242
2	2,21	3	2,210	1	1,229	—	—
4	1,953	5	1,962	3	1,214	4	1,219
3	1,904	4	1,912	9	1,117	7	1,119
2	1,840	2	1,857	9	1,097	7	1,099
3	1,770	4	1,789	9	1,063	7	1,065
3	1,738	3	1,738	6	1,002	5	1,005
7	1,668	7	1,659	6	0,988	5	0,990
10	1,608	10	1,611	10	0,975	8	0,978

Условия съемки: трубка БСВ-2; Fe-анод, $D=57,3$ мм; 35 кв; 16 тА. Вид обработки образца — резиновый шарик. Параметр $a=12,024$ кХ. Анализ выполнен З. Ф. Уцаповской.

Таблица 26

Химический состав исходных и скарнированных песчано-глинистых пород
(в %)

Окислы	40	41	42	43	44
SiO ₂	54,32	55,88	52,04	54,22	55,12
TiO ₂	0,77	1,05	0,89	0,79	1,07
Al ₂ O ₃	9,34	16,45	15,34	15,16	14,20
Fe ₂ O ₃	2,74	3,06	3,09	3,97	2,76
FeO	2,17	2,24	2,40	1,42	2,58
MnO	0,07	0,09	0,09	0,08	0,12
MgO	2,93	7,03	9,30	9,15	9,49
CaO	13,43	2,28	5,14	2,51	1,74
Na ₂ O	0,98	0,81	2,02	2,54	2,45
K ₂ O	4,02	8,22	5,67	6,34	6,68
H ₂ O ⁺	4,32	2,90	1,20	2,99	2,94
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,23	0,16	0,18
CO ₂	5,01	0,23	2,20	0,34	0,34
Сумма	100,25	100,34	99,61	99,67	99,67

40 — гранат-кальцитовый скарн, скв. 1147, в 10 см от контакта с траппом, обр. 518; 41 — аргиллитовый прослой с диоксид-геденбергитом, там же, в 0,6 м от контакта, обр. 515; 42 — алеврит, кровля Толстомысовского силла (р. Ангара), скв. 1012, в 10 м от контакта, обр. 162; 43 — то же, там же, скв. 5026, в 4,2 м от контакта, обр. 1258; 44 — то же, там же, в 2,2 м от контакта, обр. 1262. Анализы выполнены Л. С. Русиной.

избытке кальция в системе и при наличии щелочных растворов геденбергит легко переходит в андрадит, а при отсутствии избытка кальция наблюдается эгиринизация геденбергита. Эти интересные эксперименты могут в первом приближении объяснить развитие в экзоконтактах трапповых тел юга Сибирской платформы по диопсид-геденбергиту андрадита (гранат-кальцитовые скарны), а в других случаях — эгирин-авгита (эгиринизированные и альбитизированные породы). Формирование скарнов в нашем районе происходило в щелочной среде (сопровождается эгиринизацией, альбитизацией, анальцимизацией), что и объясняет высокую железистость граната (Калинин, Денискина, 1967), относящегося к почти чистому андрадиту.

Гидротермалиты

Гидротермальные изменения траппов и вмещающих пород выражаются в процессах карбонатизации, хлоритизации, цеолитизации и окремнения. Одновременно в этих же породах образуются прожилки, выполненные карбонатом, хлоритом, цеолитами и халцедоном.

В диабазах и в особенности в диабазовых порфиритах кальцитом замещаются оливин, пироксен и редко плагиоклаз. В некоторых диабазовых порфиритах микровкрапленники оливина и пироксена, а также пироксен в основной массе полностью замещаются карбонатом.

В контактово-измененных породах, а также в туфах основного состава частично, а иногда и полностью вулканическое стекло и остеклованный цемент замещаются карбонатом.

В диабазах и диабазовых порфиритах хлорит развивается самостоятельно или совместно с карбонатом. Хлорит может замещать все составные части траппов, включая полевые шпаты и участки стекла.

В контактово-измененных породах хлорит развивается по глинистому цементу песчаников, по остеклованным участкам, а также замещает кордиерит, ромбический пироксен, биотит и андезин. В туфах хлорит развивается по вулканическому стеклу и включениям траппов или отдельных минералов.

В диабазах и диабазовых порфиритах цеолиты развиваются по полевым шпатам и вулканическому стеклу. Среди цеолитов наблюдаются натролит, стильбит, анальцим и томсонит.

В контактово-измененных породах цеолиты развиваются по остеклованным участкам и по полевым шпатам. Среди них отмечаются стильбит, анальцим, томсонит, гейландит, натролит, мезолит и ломонтит. В туфах цеолитизация развита весьма широко. Цеолиты в них не только образуются по вулканическому стеклу и включениям полевых шпатов, но и выполняют многочисленные пустотки во включениях пузыристых лав. Набор минералов тот

же, что и в контактово-измененных породах, но встречается также гиrolит.

Все перечисленные минералы из группы цеолитов и примыкающие к ним (анальцим, гиrolит) были определены по оптическим константам и подвергнуты рентгеноструктурному анализу, по некоторым проведены химические анализы. Подробное описание этой группы минералов будет приведено в отдельной статье.

Последовательность образования минералов группы цеолитов и некоторых других, кристаллизующихся в ту же стадию, намечается в следующем виде (от более ранних и относительно более высокотемпературных к более поздним). В диабазах, диабазовых порфиритах и пироксеновых роговиках: кальцит, натролит, томсонит, анальцим, кальцит, стильбит, пирит. В туфах: кальцит, натролит, мезолит, анальцим, кальцит, стильбит, гейландит, халцедон, гиrolит, пирит. Минералы этих двух ассоциаций не всегда присутствуют одновременно, но по взаимоотношениям нескольких минералов в каждом конкретном случае в общем была выявлена указанная последовательность образования минералов.

Округлые мелкие газовые пустотки в диабазовых порфиритах выполняются кальцитом, хлоритом и цеолитами. В туфах во включениях с миндалекаменной текстурой пустотки также выполнены цеолитами или кальцитом.

В диабазах и диабазовых порфиритах тонкие трещины отдельности выполняются хлоритом, кальцитом, цеолитами и пиритом. В диабазах Толстомысовского силла были встречены прожилки мощностью до нескольких сантиметров, выполненные кальцитом, хлоритом, гидробиотитом, апофиллитом, датолитом, анальцимом и пиритом. Подобная минерализация довольно редко наблюдается в связи с трапповым магматизмом. Она указывает на присутствие фтора и бора в гидротермальных растворах, связанных с Толстомысовским силлом. Последовательность образования минералов, установленная по их взаимоотношениям, от более ранних к более поздним может быть представлена следующим рядом: биотит, анальцим, кальцит, датолит, гиrolит, апофиллит, гидробиотит, хлорит, пирит.

В контактах траппов с туфами цеолитизация развита весьма интенсивно. В туфах образуются желваки и неправильной формы жилы мощностью до 0,5 м, выполненные радиальнолучистыми, пластинчатыми, розетковидными и призматическими агрегатами стильбита, натролита, мезолита, анальцима, кальцита, пирита и хлорита. В диабазовых порфиритах при этом в пустотах выщелачивания образуются радиальнолучистые и пластинчатые агрегаты натролита, стильбита и гейландита в ассоциации с кальцитом, хлоритом и пиритом. В толентовых диабазах (левый берег р. Ангары, против устья р. Илим) в трещинах отдельности часто образуются прожилки халцедона мощностью до 2 см. Радиальнолучистые агрегаты халцедона размером до 10 см встречаются совместно с цеолитами в туфах.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА
И ХИМИЗМА ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Метаморфические фации

Формирование трапповых тел в пределах южной части Сибирской платформы, экзоконтакты которых были нами изучены, происходило в гипабиссальных условиях на глубине 0,3—1,0 км, что соответствует гидростатическому давлению 90—300 атм. В этих условиях вблизи трапповых тел должны были иметь место пирометаморфические явления с образованием пород высокотемпературных метаморфических фаций. У. Файф, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1962) среди фаций контактового метаморфизма выделяют четыре вида: санидинитовую, пироксеновых роговиков, роговообманковых роговиков и альбит-эпидотовых роговиков, причем первая — наиболее высокотемпературная. Для этих четырех фаций нет, конечно, четких разграничений по температуре метаморфизма. Они условно различаются по присутствию тех или иных парагенезисов, даже по появлению отдельных минералов, характерных, как считают те или иные исследователи, для той или иной фации метаморфизма.

Наиболее четко определяется санидинитовая фация по появлению в метаморфизованной породе муллита, пижонита или санидина вместе с реоморфическим стеклом в случае метаморфизма осадочных некарбонатных пород, хотя температурный диапазон подобных преобразований исходных пород довольно значительный — от 873°С до температуры внедрившегося магматического расплава, так как при избытке SiO_2 в породах этой фации присутствует тридимит (Eskola, 1920; Thomas, 1922; Тернер, 1951, 1961; Тернер, Ферхуген, 1961; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). При таких высоких температурах и низких давлениях из метаморфизируемых пород быстро удаляется вода, и кристаллизация происходит в условиях, близких к кристаллизации соответствующих сухих систем. При метаморфизме карбонатных недосыщенных SiO_2 пород к санидинитовой фации относятся породы, залегающие вблизи гипабиссальных интрузий основных пород и содержащие такие минералы, как ранкинит, ларнит, мервинит или спуррит (Коржинский, 1937; Тернер, 1951; Тернер, Ферхуген, 1961; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). Подобные породы обнаружены и на Сибирской платформе в контакте с трапповыми

интрузиями (Соболев, 1935; Малич, Григорьев, 1960; Ревердатто, 1962, 1964_{1, 2}), но в пределах рассматриваемой территории на юге Сибирской платформы контакты траппов с карбонатными породами нам не представилось возможным изучить.

В изученных экзоконтактовых образованиях присутствуют две характерные ассоциации минералов, позволяющие отнести их к самой высокотемпературной метаморфической фации — санидинитовой: 1) муллит + кордиерит, 2) пижонит + плагиоклаз.

Породы с первой ассоциацией, описанные в предыдущем разделе как частично оплавленные песчано-глинистые породы, кроме муллита, кордиерита и плагиоклаза, могут содержать стекло, санидин, кристобалит, тридимит, графит, рутил и кварц (остаточный от исходных пород или параморфозы по тридимиту и кристобалиту). В отдельных образцах не всегда присутствует весь набор перечисленных минералов, наблюдается, например, ассоциация муллит + андезин + стекло + санидин + тридимит или муллит + кордиерит + стекло + рутил.

Породы со второй ассоциацией, описанные в предыдущем разделе как переплавленные песчано-глинистые породы и пироксен-плагиоклазовые роговики, кроме пижонита и плагиоклаза, содержат диопсид-геденбергит, стекло, оливин и тридимит, а санидин отсутствует.

На *ACF*-диаграмме (рис. 9) приведены парагенезисы для санидинитовой фации контактового метаморфизма, которые были выявлены нами в связи с траппами юга Сибирской платформы. Достоверно установлены следующие парагенезисы: 1) муллит — кордиерит, 2) муллит — кордиерит — плагиоклаз, 3) пижонит —

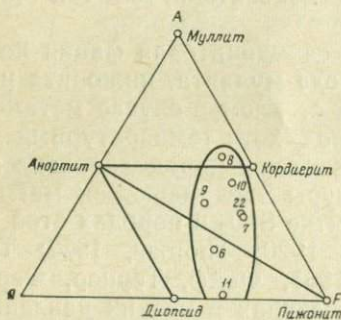


Рис. 9. Санидинитовая фация. *ACF*-диаграмма для пород, насыщенных SiO_2

битовнит — кордиерит, 4) пижонит — лабрадор — диопсид-геденбергит.

Присутствие в метаморфизованных породах различных парагенезисов скорее связано с различием химического состава исходных пород, чем с различиями температуры метаморфизма.

На *ACF*-диаграмме (рис. 9) нанесены точки химически анализированных образцов. Процентные соотношения параметров *A*, *C*

и *F* (табл. 27) рассчитывали по методу, предложенному Эскола (Тернер, 1951). Анализированных образцов немного, но тем не менее они занимают область, лежащую в пределах тех полей диаграммы, которые установлены по минеральным парагенезисам.

Таблица 27

Параметры *A*, *C* и *F* для пород санидинитовой фации метаморфизма

№ анализов	8	10	9	22	7	6	11
<i>A</i>	53	44	36	33	31	19	1
<i>C</i>	9	10	23	13	13	28	34
<i>F</i>	38	46	41	54	56	53	65

Муллит, впервые установленный Боуэном, Грейгом и Цисом (Bowen, Greig, Zies, 1924), является характерным минералом, образующимся при высоких температурах в ксенолитах глинистых пород в лавах, фарфоре, шлаках и огнеупорных кирпичах, при искусственном плавлении глинистых минералов.

При нагревании глин до высоких температур в интервале 900—950°С наблюдается экзотермический эффект, который рассматривался сначала как результат образования муллита (Августиник, Мчедлов-Петросян, 1952), но затем был объяснен следствием перестройки катионов из четверной координации в шестерную, предшествующей муллитообразованию (Мчедлов-Петросян, 1956). В результате обзора имевшейся литературы В. В. Гончаров (1939) установил, что при обжиге глин и керамических изделий муллит начинает появляться при достижении температуры 950—1000°С, а при более высокой температуре (1150—1300°) кристаллизация муллита происходит весьма интенсивно (Потапенко, 1934).

Таким образом, по присутствию муллита в породах санидинитовой фации устанавливается минимальная температура метаморфизма, равная 950°С. Вместе с муллитом происходила кристаллизация кордиерита в виде очень мелких коротких гексагональных призмочек, безусловно относящихся к высокотемпературной разновидности. Соотношение магния и железа в нем нами не установлено. По данным Г. Ранкина и Х. Мервина (Rankin, Merwin, 1918) кристаллизация высокотемпературной разновидности кордиерита из стекла требуемого состава происходит при температуре 950—1470°С. У. Шрейер и Ф. Шерер (Schreyer W. and I. F., 1958) получили высокотемпературную разновидность кордиерита при раскристаллизации кордиеритового стекла при 900—1250°С. Уилли (Wyllie, 1959) определил температуру кристаллизации магниального кордиерита в

расплавленном аркозе при давлении водяных паров 430 бар в интервале 925—1025°С путем расчета по присутствию тридимита с учетом ликвидусных температур бухита, полученных экспериментально (Tuttle, Bowen, 1958). И. Ф. Шерер и К. Яги (1954) указывают, что железистый кордиерит в системе $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ вместе с тридимитом и фаялитом образует эвтектику при 1083°С.

По имеющимся данным нужно признать, что минимальная температура, необходимая для кристаллизации высокотемпературной разновидности кордиерита в оплавленных породах, составляет 900°С. Вместе с муллитом и кордиеритом в частично оплавленных песчано-глинистых породах присутствуют тридимит и санидин. Область устойчивости тридимита лежит выше 870°С при атмосферном давлении и выше 920°С при давлении 300 атм (Tuttle, Bowen, 1958; Островский, Мишина, Повилайтис, 1959). Шерер и Боуэн (Shairer, Bowen, 1955) указывают, что при температуре 990°С образуется эвтектика между калиевым полевым шпатом и тридимитом в системе $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (58,2% калиевого полевого шпата и 41,8% тридимита). В изученных нами частично оплавленных песчано-глинистых породах наблюдались участки с микропегматитовой структурой, состоящие из санидина и тридимита.

Учитывая все приведенные данные, можно полагать, что образование частично оплавленных пород, содержащих муллит, кордиерит, плагиоклаз, тридимит и санидин и относящихся к санидинитовой фации метаморфизма, происходило при температуре не ниже 950°С. Но среди частично оплавленных песчано-глинистых пород наблюдаются такие, в которых присутствуют лишь стекло и тридимит, да несколько более поздние клинопироксен и титанит, а муллит, кордиерит и санидин отсутствуют. Такие метаморфизованные породы следует отнести к границе пироксен-роговиковой и санидинитовой фаций, а температура образования их будет лежать, вероятно, в пределах 870—950°С.

Другая ассоциация минералов также в породах санидинитовой фации, но в более основных по составу, представлена пижонитом и битовнитом или пижонитом, диопсид-геденбергитом и лабрадором. В обоих случаях присутствуют также стекло и тридимит. Относительно температуры образования подобных пород можно судить лишь по косвенным признакам. Нижний предел определяется по присутствию тридимита, образующегося в местах появления кислого стекла, т. е. температура была не ниже 870°С. Плагиоклаз (лабрадор) и диопсид-геденбергит в пироксен-плагиоклазовых роговиках являются метаморфическими минералами, т. е. образовались по всем признакам в твердой среде, для чего не требовалось слишком высоких температур. Но пижонит в переплавленных породах и в пироксен-плагиоклазовых роговиках и битовнит в переплавленных породах несут признаки пирогенного образования, т. е. они кристаллизовались из реомор-

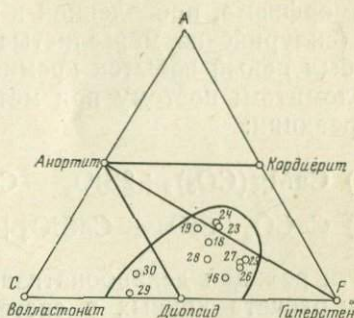
фического расплава, появление которого возможно только в присутствии воды (Иодер, 1954), так как для сухих систем подобного состава необходимы были бы слишком высокие температуры. Нужно заметить, что температуры 950—1000° С в экзоконтакте с трапповыми интрузиями являются по существу предельными, как будет показано ниже при характеристике температурного поля, возникающего вблизи внедрившейся трапповой магмы.

Пироксен-плаггиоклазовые роговики в целом должны быть отнесены к пироксен-роговиковой фации, к ее самой высокотемпературной субфации, и только по наличию пижонита и тридимита, развивающихся в немногочисленных локально развитых стекловатых участках, мы поместили их на *ACF*-диаграмму санидинитовой фации. Они занимают по существу такое же переходное положение между санидинитовой и пироксен-роговиковой фациями, как и частично оплавленные песчано-глинистые породы со стеклом и тридимитом, о чем упоминалось выше.

В фации пироксеновых роговиков, которые либо непосредственно примыкают к трапповым телам, либо отделены от них небольшой по мощности зоной пород санидинитовой фации метаморфизма, наблюдаются несколько ассоциаций (*ACF*-диаграмма, рис. 10) : 1) гиперстен + диопсид-геденбергит + плаггиоклаз, 2) плаггиоклаз, 3) диопсид + волластонит + (плаггиоклаз), 4) диопсид.

В первых двух ассоциациях, кроме гиперстена, диопсид-геденбергита и плаггиоклаза, присутствуют в незначительном количестве санидин и тридимит, а во второй — в значительном количестве кварц. В третьей и четвертой ассоциациях, кроме диопсида,

Рис. 10. Пироксен-роговиковая фация. *ACF*-диаграмма для пород, насыщенных SiO_2



волластонита и плаггиоклаза, наблюдаются кварц, ортоклаз и альбит. Таким образом, первая и вторая ассоциации представляют высокотемпературную субфацию, а третья и четвертая — низкотемпературную субфацию фации пироксеновых роговиков, что подтверждается также нахождением волластонитовых роговиков на значительном (до 50 м) удалении от контакта с трапповым телом.

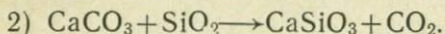
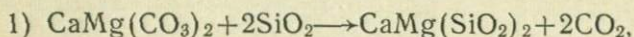
На АСF-диаграмме (рис. 10) нанесены точки, соответствующие химическим анализам образцов пород пироксен-роговиковой фации. Процентные соотношения параметров *A*, *C* и *F* (табл. 28) рассчитаны по методу Эскола (Тернер, 1951). Анализированные образцы располагаются в области, лежащей в пределах тех парагенезисов, которые были установлены при изучении минерального состава роговиков, захватывая при этом частично треугольник анортит + гиперстен + кордиерит. Но кордиерит нами не был установлен. Возможно, это связано с большим содержанием калия в исходных породах, что приводит к неустойчивости кордиерита или вообще препятствует его появлению (Иодер, 1954).

Таблица 28

Параметры *A*; *C* и *F* для пород пироксен-роговиковой фации метаморфизма

№ анализа	29	30	28	16	19	17	18	26	27	23	24	25
<i>A</i>	1	9	15	8	26	21	21	12	14	27	28	15
<i>C</i>	66	60	34	32	32	31	31	26	25	25	25	22
<i>F</i>	33	31	51	60	42	48	48	62	61	48	47	63

Ассоциация волластонит + диопсид + кварц, появляющаяся при прогрессивном метаморфизме карбонатно-кремнистых пород, может до некоторой степени способствовать установлению нижней температурной границы для пироксен-роговиковой фации метаморфизма, проявленной в нашем районе. В исходных породах (силурийские мергелистые кварц-полевошпатовые песчаники) был явный избыток кремнезема по сравнению с кальцитом и доломитом; поэтому при метаморфизме, вероятно, проходили две реакции:



Эти реакции декарбонатизации изучены экспериментально и путем расчета кривых в системе давление — температура [Bowen, 1940; Weeks, 1956; Harker, Tuttle, 1956_{1,2}; Ellis, Fyfe, 1956; Danielsson 1950; Goldschmidt, 1912 (цит. по Тернеру, 1951)]. Согласно данным, полученным этими авторами, для давления 300 атм (по глубине формирования диопсид-волластонит-кварцевых роговиков) первая реакция может осуществляться при температуре 400°С и выше, а вторая — при температуре 550°С и выше. Следовательно, в первом приближении мы можем считать, что формирование диопсид-волластонит-кварцевых роговиков происходило при температуре не ниже 550°С.

Декарбонатизация в песчаниках прошла полностью, в роговиках нет ни кальцита, ни доломита. Температура метаморфизма была, вероятно, несколько выше минимума, тем более что после инверсии (573°C) кварц легче реагирует с образованием волластонита (Kennedy, 1959). Нам представляется более очевидным принять нижнюю температурную границу рассматриваемой пироксен-роговиковой фации метаморфизма равной 600°C , а верхняя была нами ранее установлена как $850\text{--}900^{\circ}\text{C}$ (при рассмотрении санидинитовой фации).

Во внешнем ореоле термально метаморфизованных пород вблизи пластовых трапповых тел нами установлена фация роговообманковых роговиков, содержащих мусковит, биотит, кварц, ортоклаз и магнетит. Роговая обманка (тремолит) иногда присутствует в ничтожных количествах в виде очень мелких призмочек в отдельных образцах, а в больших количествах появляется только в метасоматически измененных породах других фаций метаморфизма.

Минеральные ассоциации в породах фации роговообманковых роговиков (*ACF*-диаграмма, рис. 11) в различных образцах устанавливаются следующие: 1) биотит + хлорит + (роговая обманка), 2) биотит + хлорит, 3) биотит + мусковит.

Кварц, ортоклаз и магнетит, не отражающиеся на диаграмме, постоянно присутствуют в данных роговиках.

По имеющимся четырем химическим анализам пород этой фации был произведен пересчет на параметры *A*, *C* и *F* (табл. 29) по методу Эскола (Тернер, 1951). На *ACF*-диаграмме (рис. 11)

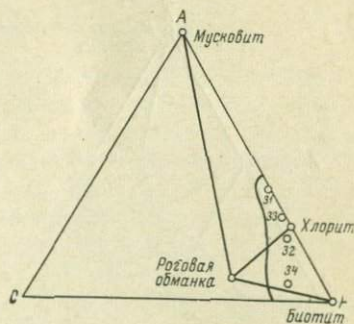


Рис. 11. Фация роговообманковых роговиков. *ACF*-диаграмма для пород, насыщенных SiO_2

точки этих анализов расположились вблизи стороны *AF*, поскольку в породах очень малое содержание CaO (см. табл. 19). Положение этих точек вполне соответствует установленным минеральным парагенезисам. Кордиерит в породах роговообманковой фации нами не установлен, очевидно, в связи с значительным количеством K_2O в породах, что привело к развитию слюд (Иодер, 1954).

Породы фации роговообманковых роговиков формировались при давлениях ниже 300 атм (менее 1 км глубина становления силлов) и при температуре ниже 600° С. Последняя принимается нами согласно экспериментальным исследованиям по устойчивости биотита, проведенным Х. Эйгстером, и по устойчивости мусковита, проведенным Х. Иодером и Х. Эйгстером (Дир, Хауи, Зусман, 1966).

Таким образом, в изученных нами экзоконтактных зонах вблизи трапповых силлов в южной части Сибирской платформы

Таблица 29

Параметры *A*, *C* и *F* для пород роговообманковой фации метаморфизма

№ анализа	31	33	32	34
<i>A</i>	41	31	24	7
<i>C</i>	1	1	4	11
<i>F</i>	58	68	72	82

установлены три фации прогрессивного термального метаморфизма: фация роговообманковых роговиков во внешнем ореоле, пироксен-роговиковая и санидинитовая во внутреннем ореоле, непосредственно примыкающем к трапповым телам. Фация альбит-эпидотовых роговиков нами не обнаружена. К особенностям

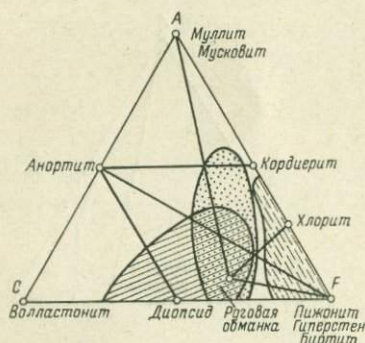


Рис. 12. Экзоконтактные роговики вблизи трапповых силлов в южной части Сибирской платформы. Сводная *ACF*-диаграмма для пород, насыщенных SiO₂

термально метаморфизованных пород следует отнести отсутствие кордиерита на начальных и средних ступенях метаморфизма, что может быть обусловлено его неустойчивостью в условиях значительного содержания калия в породах, а также почти полное отсутствие роговой обманки, что также, возможно, связано с исходным химическим составом пород (очень малым содержанием кальция).

Анализируя сводную *ACF*-диаграмму (рис. 12) изученных пород разных метаморфических фаций, возникших в результате термального воздействия трапповых силлов, можно судить о вещественном составе исходных пород и о полноте сбора каменного материала для исследований: 1) все изученные породы являются насыщенными или пересыщенными кремнекислотой, поскольку либо присутствует свободная SiO_2 , либо отсутствуют недосыщенные SiO_2 минералы; 2) метаморфизму подвергались глиноземистые, известково-кремнистые, магнезиально-кремнистые породы и главным образом промежуточного состава между этими тремя группами.

Следовало бы ожидать, что во всех трех установленных фациях контактового метаморфизма должны присутствовать все четыре группы пород, несколько отличные по составу. Но, как видно из *ACF*-диаграммы (рис. 12), это не наблюдается. Среди глиноземистых пород отсутствуют ассоциации с силлиманитом или андалузитом (пироксен-роговиковая фация), среди известково-кремнистых пород — ассоциации с кальцитом (роговообманковая фация) и среди известково-магнезиально-глиноземистых пород — ассоциации с роговой обманкой (фация роговообманковых роговиков).

Отсутствие тех или иных пород в отдельных фациях метаморфизма может быть связано либо с неполнотой сбора материала при полевых исследованиях, либо с частичным метасоматическим изменением исходных пород на более высоких ступенях метаморфизма. В нашем случае имело место и то и другое.

Характер метасоматических изменений

Метасоматические изменения в контактовых образованиях, связанных с пластовыми интрузиями траппов в пределах южной части Сибирской платформы, в общем незначительны по масштабу проявления, но довольно разнообразны по характеру. К сожалению, не все типы метасоматических изменений, которые нами обнаружены, иллюстрируются химическими анализами. При петрографических исследованиях нами установлены следующие виды метасоматических изменений:

а) железо-магнезиальный метасоматоз при формировании гранофировых пород,

б) щелочной метасоматоз при преобразовании диабазовых порфиритов и пироксеновых роговиков в эгиринизированные, альбитизированные и биотитизированные породы,

в) борный метасоматоз при изменении тридимит-санидиновых роговиков в кварц-турмалиновую породу,

г) кальциевый метасоматоз при формировании диопсид-геденбергитовых и андрадит-кальцитовых скарнированных пород по аргиллитам и алевролитам.

Метасоматические гранофировые породы образуются по кварц-полевошпатовым песчаникам, которые при высокой температуре могут подвергаться частичному плавлению. В них, кроме реоморфического стекла, присутствуют тридимит и санидин. Привнос магния и железа приводит к кристаллизации магнетита и моноклинного пироксена, который при более низких температурах иногда замещается зеленой роговой обманкой. Образование метасоматических гранофировых пород сопровождается частичным изменением химического состава исходных пород. Как видно на вариационной диаграмме (рис. 13), в метасоматических гранофировых породах повышается содержание MgO , FeO и Fe_2O_3 и снижается содержание CaO . Другие элементы не показывают определенной закономерности. На ACF -диаграмме (рис. 14) усматривается тенденция не только к повышению магнезиальности и железистости пород, но и к относительному повышению доли глинозема в рассчитываемых параметрах.

При щелочном метасоматозе наблюдаются процессы эгиринизации, биотитизации и альбитизации. Для первых двух процессов, к сожалению, отсутствуют данные по химическим анализам пород. Судя по минеральным парагенезисам, эгиринизация обусловлена натрий-железистым метасоматозом, а биотитизация (флюопитизация) — калий-магнезиальным. Альбитизация пироксеновых роговиков сопровождается значительным привнесом Na_2O , SiO_2 и выносом магния, кальция и железа, что отчетливо видно на вариационной диаграмме (рис. 15). На треугольной диаграмме (рис. 16), показывающей соотношение железа, магния и щелочей, относительное содержание железа остается постоянным, а соотношение щелочей и магния резко меняется. Образец 135-к, показанный на вариационной диаграмме (рис. 15), кроме натриевого метасоматоза, испытал частично калиевый, а затем и кальциевый метасоматоз. Все три процесса, следующие обычно именно в таком порядке, приводят к выносу магния и железа из метаморфизируемых пород. Смена натриевого метасоматоза калиевым наблюдается также и в диабаз-пегматитах (Феоктистов, 1961, 1962) трапповых тел.

Определенный интерес представляют турмалинизированные тридимит-санидиновые роговики, в результате борного метасоматоза превращающиеся в кварц-турмалиновые породы. Поскольку в нашем распоряжении были только шлифы этих интересных пород, мы не смогли провести их химический анализ. В табл. 30 приводятся вычисленные химические составы тридимит-санидиновой и кварц-турмалиновой пород. Микроскопические исследования показали, что турмалин замещает полевой шпат, при этом (или ранее) тридимит параморфно замещается кварцем. Количество санидина около 25%, турмалина столько же. Как видно из табл. 30, в процессе турмалинизации происходит привнос B , OH , Mg и Fe . Процесс турмалинизации, по всей вероятности, предшествует скарнированию, являясь наиболее высокотемпера-

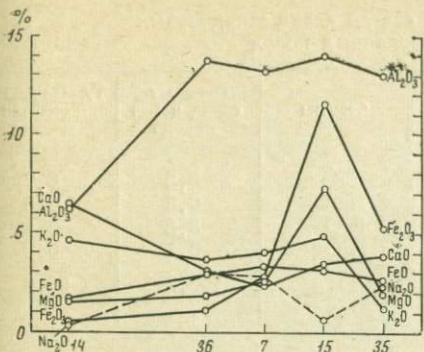


Рис. 13. Изменение химического состава песчаников при превращении их в метасоматические гранофировые породы

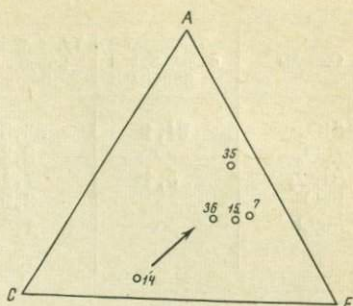


Рис. 14. ACF-диаграмма для пород, испытавших магнетально-железистый метасоматоз. Магнетит и кальцит исключены при вычислении параметров A, C и F

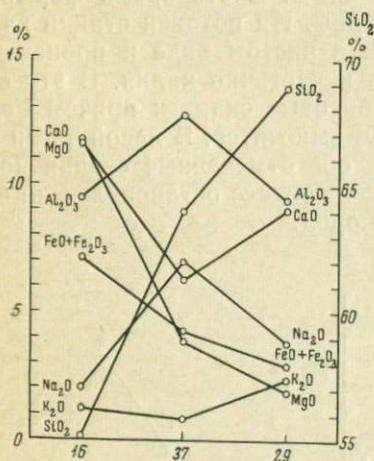


Рис. 15. Изменение химического состава пироксеновых роговиков при Na-K-Ca-метасоматозе

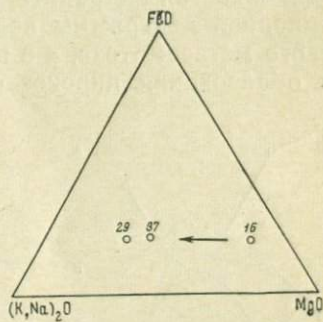


Рис. 16. Изменение соотношения железа, магния и щелочей при щелочном метасоматозе

турной стадией гидротермально-метасоматического процесса, наиболее характерные продукты которого — пироксеновые и гранат-кальцитовые скарны.

Кальциевый метасоматоз, приводящий к скарнированию, проявляется в аргиллитах и алевролитах, которые в первоначальном составе содержали заметные количества магния и калия и очень малые — кальция и натрия. Изменение химического состава

Таблица 30

Рассчитанный химический состав кварц-санидиновых
и турмалинизированных пород

Окислы	Тридимит-санидиновая порода	Турмалинизированная порода	Окислы	Тридимит-санидиновая порода	Турмалинизированная порода
SiO ₂	91,1	83,8	CaO	0,2	0,7
B ₂ O ₃	—	2,2	Na ₂ O	0,5	0,5
Al ₂ O ₃	5,1	7,1	K ₂ O	3,2	0,1
FeO	—	2,9	H ₂ O ⁺	0,1	0,9
MgO	—	1,4	Сумма	100,2	99,6

аргиллитов в процессе скарнирования показано на вариационной диаграмме (рис. 17) и на *ACF*-диаграмме (рис. 18).

Как видно на вариационной диаграмме (рис. 17), кальциевый метасоматоз на ранней стадии (при более высокой температуре) сопровождается железо-магнезиальным. В это время формируются диопсид-геденбергитовые скарны. На поздней стадии кальциевый метасоматоз наблюдается в чистом виде и происходит вынос железа, магния, глинозема и частично калия. В эту стадию формируются андрадит-кальцитовые скарны; причем Fe₂O₃ входит в состав андрадита, а Al₂O₃ выносятся. В левой части вариационной диаграммы показаны обе отмеченные стадии кальциевого метасоматоза, а в правой — процесс остановился на стадии образования пироксеновых пород.

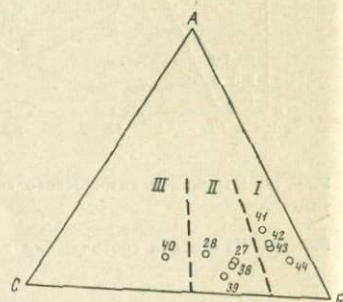
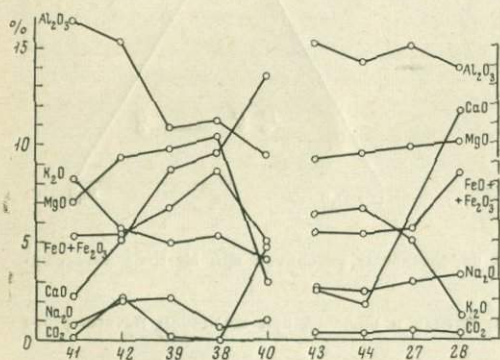


Рис. 17. Вариационная диаграмма изменения химического состава аргиллитов в процессе кальциевого метасоматоза

Рис. 18. *ACF*-диаграмма, показывающая направление изменения химического состава аргиллитов при кальциевом метасоматозе. Кальцит исключен при расчете параметров *A*, *C* и *F*

(I — исходные породы; II — диопсид-геденбергитовые скарны; III — гранат-кальцитовые скарны)

Рассмотренные примеры метасоматических изменений эндо- и экзоконтактовых образований показывают, что характер этих изменений зависит в значительной степени от состава изменяющихся пород: в кислых породах (кварцевых песчаниках) наблюдается магнизиально-железистый метасоматоз, в основных породах (диабазовых порфиритах и пироксеновых роговиках, содержащих мало щелочей) — щелочной метасоматоз, в аргиллитах и алевролитах, содержащих очень мало кальция, — кальциевый метасоматоз. Тем не менее усматривается и другая закономерность. Отмеченные три вида метасоматических изменений происходят при разных температурах: магнизиально-железистый метасоматоз проявляется при наиболее высокой температуре, а кальциевый — при более низкой. В дальнейшем в гидротермальную стадию (выполнение мелких жил) вновь повторяется эта же последовательность. Сначала отлагаются железо-магнезиальные минералы (биотит, хлорит), затем — калий-натриевые (цеолиты) и, наконец, кальциевые (кальцит, датолит, гиrolит, апофиллит). Наиболее поздними и самыми низкотемпературными зафиксированы халцедон и пирит.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТАКТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Изучение минерального состава экзоконтактовых образований вблизи траптовых силлов в пределах южной части Сибирской платформы показало, что необходимые температуры для их возникновения должны были достигать 850—950° С. К определению температуры в экзоконтактовой зоне траптовых силлов можно подойти другим путем, проводя расчет температурного поля, возникающего в результате внедрения высокотемпературного трапсового расплава в относительно холодные вмещающие породы. Подобные расчеты проводились неоднократно и приведены в литературе (Лавринг, 1959).

Для расчета температурного поля используются различные решения общего уравнения теплопроводности

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right), \quad (1)$$

где t — температура, τ — время, a — коэффициент температуропроводности; x, y, z — оси прямоугольных координат.

При формировании плоских магматических тел (силлов), имеющих малую мощность по сравнению с горизонтальными размерами, тепло будет распространяться преимущественно в направлении нормали к плоскости контакта таких тел, и уравнение теплопроводности примет более простой вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}, \quad (2)$$

причем ось X располагается по нормали к плоскости контакта магматического тела.

Чтобы получить решение уравнения (2), необходимо знать начальные и граничные условия, от которых и будет зависеть вид решения данного уравнения. К начальным условиям относятся: мощность вмещающих пород и внедрившегося расплава, распределение температур в них до начала процесса остывания и кристаллизации расплава. К граничным условиям относятся: температура и количество проходящего тепла в плоскостях контактов разнородных сред и в бесконечно удаленных точках, условия фазовых превращений и положение точки фазовых переходов на оси координат и т. д. При решении уравнения тепло-

проводности (2) и расчете температурного поля вблизи и внутри остывающих тел предполагается, что тепло распространяется только путем теплопроводности.

Имеющиеся решения уравнения теплопроводности для различных начальных и граничных условий

Решение уравнения теплопроводности для случая остывания горячей плоской плиты в холодной среде приводится во всех руководствах по теплопроводности твердых тел и широко используется в геологии для расчета температурного поля при формировании силлов и даек (Казанли, 1949; Лыков, 1952; Ингерсолл и др., 1959; Карслоу, Егер, 1964). Исходное уравнение теплопроводности, начальные и граничные условия при этом следующие:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}, \quad \infty > x > -\infty, \quad (2)$$

$$t(x, 0) = T_0 = \text{const} \quad \text{при} \quad \infty > x > S \quad \text{и} \quad -S > x > -\infty, \quad (3)$$

$$t(x, 0) = T_p = \text{const} \quad \text{при} \quad -S < x < +S, \quad (4)$$

$$\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \Big|_{x = \pm \infty} = 0. \quad (5)$$

Решение уравнения (2) при начальных и граничных условиях [(3) — (5)] имеет вид

$$t = T_0 + \frac{1}{2} (T_p - T_0) \left(\Phi \left[\frac{S+x}{2\sqrt{a\tau}} \right] + \Phi \left[\frac{S-x}{2\sqrt{a\tau}} \right] \right), \quad (6)$$

где T_0 — начальная температура вмещающих пород, T_p — температура внедрившегося магматического расплава, S — половина мощности плитообразного магматического тела, $\Phi[z] = \frac{2}{\pi} \int_0^z e^{-u^2} du$

— функция ошибок. Начало координат располагается в центральной части слоя расплава или магматического тела.

Температура внутри или вблизи магматического тела, определяемая по формуле (6), не будет полностью соответствовать реальным условиям, поскольку при постановке данной задачи были сделаны следующие допущения:

а) магматический расплав с постоянной температурой мгновенно внедряется в относительно холодные вмещающие породы, также имеющие постоянную температуру;

б) теплофизические свойства вмещающих пород, магматического расплава и затвердевшего расплава идентичны и не зависят от температуры;

в) выделяющееся тепло при затвердевании и кристаллизации расплава не учитывается;

г) явления конвекции в расплаве не учитываются, и остывание предполагается только путем теплопроводности;

д) вмещающие породы не содержат воду.

Рассмотрим полученное решение (6). Функция ошибок $\Phi [z]$ принимает значения от 0 до 1 при изменении z от 0 до ∞ . Плоскости контакта магматического тела находятся на расстоянии $\pm S$ от начала координат, следовательно при $x = \pm S$ одно из слагаемых в скобках формулы (6) будет равно нулю, и максимальная температура в контакте (при $\Phi[z]=1$) будет определяться выражением

$$t_{\text{конт}} = t_0 + \frac{1}{2} (T_p - T_0). \quad (7)$$

Для нашего случая внедрения трапповой магмы в гипабиссальных условиях (глубина не более 2 км) температура вмещающих пород не превышает нескольких десятков градусов, следовательно температура в плоскости контакта должна быть ориентировочно в два раза меньше температуры внедрившегося траппового расплава. Наиболее реальной температурой магматического расплава основного состава является величина 1200°C (Лавринг, 1959), а максимальная температура в непосредственном контакте такого расплава с относительно холодными вмещающими породами будет $600\text{--}620^\circ\text{C}$. Если даже принять температуру внедрившегося расплава равной 1350°C (при этой температуре траппы полностью плавятся в электропечи и образуется легкоподвижный расплав), то и в этом случае температура в плоскости контакта не поднимается выше 700°C .

Несоответствие между рассчитанными температурами в контакте ($600\text{--}700^\circ\text{C}$) по формуле (6) и температурами, определяемыми по минеральным парагенезисам в экзоконтакте ($850\text{--}950^\circ\text{C}$), и побудило нас заняться более детально изучением температурного поля вблизи трапповых силлов путем математического моделирования процесса остывания и кристаллизации расплава.

Это несоответствие в температурах было давно подмечено исследователями; были предприняты попытки дать другие расчеты, чтобы устранить часть тех допущений в постановке общей задачи, которые отмечены выше. Наиболее важным из них был учет выделяющейся скрытой теплоты при кристаллизации расплава. Но, как показали исследования Д. Егера (Карслоу, Егер, 1964), учет выделения скрытой теплоты приводит к появлению нелинейных дифференциальных уравнений в частных производных, решения которых пока не найдены. Д. Егер приводит решение одномерной задачи кристаллизации расплава с учетом выделения скрытой теплоты лишь тогда, когда в неограниченной области при $x < 0$ вещество находится в твердом состоянии с относительно низкой постоянной температурой, а при $x > 0$ находится вещество в расплавленном состоянии с относительно высокой

постоянной температурой. Но для случая кристаллизации ограниченного по мощности тела с выделением скрытой теплоты точные решения, как указывает Д. Егер, отсутствуют. Не найдены точные решения и для разных теплофизических характеристик остывающего тела и вмещающей среды, которые были приняты равными при решении уравнения теплопроводности (2).

М. Н. Годлевский, Г. С. Кравцов и В. М. Сливко (1962) для объяснения повышенных температур в контакте с трапповыми телами предложили использовать решение, в основе которого лежит предположение о постоянной температуре внедрившегося расплава в плоскости контакта. В этом случае температура в экзоконтакте может достигать температуры внедрившегося расплава. Но для выполнения этого условия необходимо в течение длительного времени движение жидкого незатвердевающего и не понижающего своей температуры расплава вдоль стенки камеры, являющейся плоскостью контакта с вмещающими породами. Гипотетичность этого предположения вполне очевидна. Такой вариант расчета применим к прогреву вмещающих пород гидротермальными растворами, проходящими по открытой трещине в течение длительного времени.

Учет скрытой теплоты при кристаллизации расплава в плоской камере при разных теплофизических свойствах расплава и вмещающих пород

Остывание и кристаллизация магматического расплава в плоской камере отвечают случаю, когда область $-S < x < +S$ представляет собой расплавленное тело с плотностью ρ_1 , температуропроводностью a_1 и теплопроводностью λ_1 , а область $|x| > S$ — твердое тело с параметрами ρ_3 , a_3 и λ_3 .

Поскольку эти две области имеют различную температуропроводность, будем иметь два основных уравнения теплопроводности:

$$\frac{\partial t_1}{\partial \tau} = a_1 \frac{\partial^2 t_1}{\partial x^2} \text{ для магматического тела } (-S < x < +S), \quad (8)$$

$$\frac{\partial t_3}{\partial \tau} = a_3 \frac{\partial^2 t_3}{\partial x^2} \text{ для вмещающих пород } (|x| > S). \quad (9)$$

Начальные и граничные условия к этим уравнениям могут быть записаны следующим образом:

$$t_1(x, 0) = T_p, \quad (10)$$

$$t_3(x, 0) = T_0, \quad (11)$$

$$\lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial x} \Big|_{x=\pm S} = \lambda_3 \frac{\partial t_3}{\partial x} \Big|_{x=\pm S}, \quad (12)$$

$$t_1(\pm S, \tau) = t_3(\pm S, \tau), \quad (13)$$

$$t_1(\varphi, \tau) = T_h = \text{const}; \quad \varphi = b\sqrt{\tau} \quad (0 < \tau < \tau_h). \quad (14)$$

Условия (10) и (11) учитывают начальное распределение температур в магматическом расплаве (T_p) и во вмещающих породах (T_0), которое нами принимается постоянным.

Условие (12) показывает равенство теплового потока, проходящего через плоскости контактов, т. е. отсутствие фазовых переходов в них. Условие (13) указывает на равенство температуры вмещающих пород и магматического тела в плоскости контакта в ходе всего процесса остывания. Условие (14) отражает постоянство температуры кристаллизации (T_h) магматического расплава; функция $\varphi = b\sqrt{\tau}$ показывает зависимость мощности закристаллизовавшегося слоя $[\varphi(\tau)]$, начиная от контакта, от времени (τ); коэффициент пропорциональности b мы определим позднее.

В движущихся точках, положение которых на координатной оси определяется величиной $\pm[S - \varphi(\tau)]$, наблюдается фазовый переход (кристаллизация), следовательно, выделяется определенное количество тепла (q_1q) в единице объема расплава.

Следовательно, окончательное решение уравнений (8) и (9) должно учитывать не только начальные и граничные условия (10) — (13) остывания магматического расплава, но и движущийся источник тепла мощностью q/c , характер продвижения которого определяется функцией $\varphi(\tau)$, а время действия ограничивается временем полной кристаллизации расплава (τ_h).

Решение поставленной задачи охлаждения и кристаллизации магматического расплава в плоской камере при различных теплофизических свойствах расплава и вмещающих пород приводится нами в отдельной статье (Феоктистов, Феоктистова, 1970). Распределение температур во вмещающих породах во времени и пространстве определяется следующей формулой:

$$\begin{aligned} t_3 = T_0 + \sqrt{\frac{a_1}{a_3}} B (T_p - T_0) \sum_{m=0}^{\infty} A^m \left(\Phi \left[\frac{x - S + 2(m+1)S\sqrt{a_3/a_1}}{2\sqrt{a_3}\tau} \right] - \right. \\ \left. - \Phi \left[\frac{x - S + 2mS\sqrt{a_3/a_1}}{2\sqrt{a_3}\tau} \right] \right) + \frac{qB}{c} \sqrt{\frac{a_1}{a_3}} \sum_{i=1}^n \left(\Phi \left[\frac{x - S + i\frac{S}{n}\sqrt{a_3/a_1}}{2\sqrt{a_3}(\tau - \tau_i)} \right] - \right. \\ \left. - \Phi \left[\frac{x - S + (i-1)\frac{S}{n}\sqrt{a_3/a_1}}{2\sqrt{a_3}(\tau - \tau_i)} \right] \right) + \frac{qB}{c} \sqrt{\frac{a_1}{a_3}} \sum_{i=1}^n \times \\ \times \left(\Phi \left[\frac{x - S + \left[2S - (i-1)\frac{S}{n} \right] \sqrt{a_3/a_1}}{\sqrt{2a_3}(\tau - \tau_i)} \right] - \right. \end{aligned}$$

$$-\Phi \left[\frac{x - S + \left[2S - i \frac{S}{n} \right] \sqrt{a_3/a_1}}{2 \sqrt{a_3(\tau - \tau_i)}} \right], \quad (15)$$

а внутри магматического тела — по формуле

$$\begin{aligned} t_1 = T_0 + \frac{T_p - T_0}{2} \sum_{m=0}^{\infty} A^m \left(\Phi \left[\frac{x - S - (m-1)2S}{2 \sqrt{a_1 \tau}} \right] - \right. \\ \left. - \Phi \left[\frac{x - S - 2mS}{2 \sqrt{a_1 \tau}} \right] \right) + \frac{T_p - T_0}{2} \sum_{m=1}^{\infty} A^m \left(\Phi \left[\frac{x - S + (m+1)2S}{2 \sqrt{a_1 \tau}} \right] - \Phi \left[\frac{x - S + 2mS}{2 \sqrt{a_1 \tau}} \right] \right) + \\ + \frac{q}{2c} \sum_{i=1}^n \left(\Phi \left[\frac{x - S + i \frac{S}{n}}{2 \sqrt{a_1(\tau - \tau_i)}} \right] - \Phi \left[\frac{x - S + (i-1) \frac{S}{n}}{2 \sqrt{a_1(\tau - \tau_i)}} \right] \right) + \\ + \frac{qA}{2c} \sum_{i=1}^n \left(\Phi \left[\frac{x - S - (i-1) \frac{S}{n}}{2 \sqrt{a_1(\tau - \tau_i)}} \right] - \Phi \left[\frac{x - S - i \frac{S}{n}}{2 \sqrt{a_1(\tau - \tau_i)}} \right] \right) + \\ + \frac{q}{2c} \sum_{i=1}^n \left(\Phi \left[\frac{x + S - (i-1) \frac{S}{n}}{2 \sqrt{a_1(\tau - \tau_i)}} \right] - \Phi \left[\frac{x + S - i \frac{S}{n}}{2 \sqrt{a_1(\tau - \tau_i)}} \right] \right) + \\ + \frac{qA}{2c} \sum_{i=1}^n \left(\Phi \left[\frac{x + S + i \frac{S}{n}}{2 \sqrt{a_1(\tau - \tau_i)}} \right] - \Phi \left[\frac{x + S + (i-1) \frac{S}{n}}{2 \sqrt{a_1(\tau - \tau_i)}} \right] \right), \quad (16) \end{aligned}$$

где t — температура, T_0 — начальная температура вмещающих пород, T_p — начальная температура магматического расплава, T_k — температура кристаллизации расплава, a — температуропроводность, c — теплоемкость, x — координата точки, в которой определяется температура, S — полумощность магматического тела, τ — время, q — скрытая теплота, выделяемая при кристаллизации расплава,

λ — теплопроводность, $A = \frac{a_3 \lambda_1 - \sqrt{a_1 a_3} \lambda_3}{a_3 \lambda_1 + \sqrt{a_1 a_3} \lambda_3}$, $B = \frac{a_3 \lambda_1}{a_1 \lambda_3 + \sqrt{a_1 a_3} \lambda_1}$,

n — произвольное число равных отрезков, на которое разбивается величина S для производства вычислений, $\tau_i = \left(\frac{iS}{bn} \right)^2$, $b = \frac{S}{\sqrt{\tau_k}}$,

τ_k — время полной кристаллизации расплава, определяется из транс-

центного уравнения, получающегося из формулы (16) при $x = 0$, $t = T_k$ и $\tau = \tau_k$:

$$\begin{aligned}
 T_k = T_0 + (T_p - T_0) \Phi \left[\frac{S}{2\sqrt{a_1\tau_k}} \right] + (T_p - T_0) \sum_{m=1}^{\infty} A^m \left(\Phi \left[\frac{(2m+1)S}{2\sqrt{a_1\tau_k}} \right] - \right. \\
 \left. - \Phi \left[\frac{(2m-1)S}{2\sqrt{a_1\tau_k}} \right] \right) + \frac{q}{c} \sum_{i=1}^n \left(\Phi \left[\frac{S - (i-1)\frac{S}{n}}{2\sqrt{a_1\tau_k} \sqrt{1 - \left(\frac{i}{n}\right)^2}} \right] - \right. \\
 \left. - \Phi \left[\frac{S - i\frac{S}{n}}{2\sqrt{a_1\tau_k} \sqrt{1 - \left(\frac{i}{n}\right)^2}} \right] \right) + \frac{qA}{c} \sum_{i=1}^n \left(\Phi \left[\frac{S + i\frac{S}{n}}{2\sqrt{a_1\tau_k} \cdot \sqrt{1 - \left(\frac{i}{n}\right)^2}} \right] - \right. \\
 \left. - \Phi \left[\frac{S + (i-1)\frac{S}{n}}{2\sqrt{a_1\tau_k} \cdot \sqrt{1 - \left(\frac{i}{n}\right)^2}} \right] \right). \quad (17)
 \end{aligned}$$

Температурное поле в пространстве и времени вблизи трапповых силлов

Согласно формулам (15) и (16), нами был произведен расчет температурного поля, возникающего вблизи трапповых силлов. Для расчета приняты следующие исходные данные:

1. Мощность траппового силла 200 м , $S = 100 \text{ м}$; температура магматического расплава $T_p = 1200^\circ \text{С}$, температура кристаллизации расплава $T_k = 1100^\circ \text{С}$, температура вмещающих пород $T_0 = 20^\circ \text{С}$ (глубина внедрения траппового расплава до 1 км).

2. Для траппового расплава (и траппов): плотность $\rho_1 = 2900 \text{ кг/м}^3$, удельная теплоемкость $c_1 = 0,20 \text{ ккал/кг} \cdot \text{град}$, коэффициент теплопроводности $\lambda_1 = 2,50 \text{ ккал/м} \cdot \text{час} \cdot \text{град}$, коэффициент температуропроводности $a_1 = \frac{\lambda_1}{c_1 \rho_1} = 4,31 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}$, скрытая теплота плавления $q = 80 \text{ ккал/кг}$.

3. Для вмещающих осадочных пород: плотность $\rho_3 = 2800 \text{ кг/м}^3$, удельная теплоемкость $c_3 = 0,20 \text{ ккал/кг} \cdot \text{град}$, коэффициент теплопроводности $\lambda_3 = 1,25 \text{ ккал/м} \cdot \text{час} \cdot \text{град}$, коэффициент температуропроводности $a_3 = 2,23 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}$.

4. При вычислении было принято $n = 1000$, т. е. отрезок $S = 100 \text{ м}$ разбивался на 1000 равных отрезков для более точного учета влияния скрытой теплоты кристаллизации на температурное поле.

Таблица 31

Результаты расчета температурного поля
в случае различных теплофизических свойств траппов и вмещающих пород
с учетом выделения скрытой теплоты при кристаллизации

$x, м$	0,01*	0,1	1	10	100	200	400	1000
0	1200	1200	1200	1200	1140	1105	900	618
40	1200	1200	1200	1195	1094	1050	870	602
70	1200	1200	1200	1123	1000	954	800	581
100	850	850	848	845	832	800	696	554
101	145	480	733	805	822	795	694	554
120	20	20	21	273	606	645	612	532
150	20	20	20	31	364	467	500	497
200	20	20	20	20	122	234	326	408
300	20	20	20	20	21	42	114	235
500	20	20	20	20	20	20	21	54

Примечание. В области $x < 100 м$ располагается трапповое тело, $x = 100 м$ соответствует плоскости контакта траппов с вмещающими породами, в области $x > 100 м$ — вмещающие осадочные породы.

* В верхней графе — значение τ , лет.

Таблица 32

Результаты расчета температурного поля в случае остывания
плоской плиты в однородной среде

$x, м$	0,01*	1	10	100	200	1000	10000
0	1200	1200	1200	928	735	369	133
40	1200	1200	1186	867	703	359	132
70	1200	1200	1050	751	642	356	131
90	1200	1063	784	652	588	350	131
99	1063	665	628	605	561	345	131
100	610	610	610	600	558	345	131
101	156	553	592	595	555	345	131
120	20	30	285	487	495	336	131
150	20	20	55	342	396	319	130
200	20	20	20	155	246	287	128
300	20	20	20	30	66	208	125
500	20	20	20	20	20	77	114

* В верхней графе — значение τ , лет.

Исходные цифровые данные взяты в виде усредненных величин из справочных руководств (Берч, Шерер, Спайсер, 1949; Теплофизические свойства веществ, 1956; Чиркин, 1957, 1959).

Расчеты температурного поля для сравнения были выполнены также по формуле (6), не учитывающей выделения скрытой теплоты плавления и различия теплофизических свойств траппов и вмещающих пород, при этом теплофизические характеристики последних были приняты как у траппов. Результаты расчета температурных полей приведены в табл. 31 и 32, а также на графике (рис. 19).

Как и следовало ожидать, учет скрытой теплоты при кристаллизации магматического расплава и различий в теплопроводности расплава и вмещающих пород (преимущественно песчано-глинистых) дает более реальную картину возникающего температурного поля вблизи плоского магматического тела. Наиболее существенными моментами при этом являются:

а) более медленное охлаждение магматического тела в связи с тем, что необходимо время на отвод тепла, выделяющегося при кристаллизации расплава (через 200 лет после внедрения температура в центральной части магматического тела 1100°C вместо 735°C при упрощенном расчете);

б) температура в плоскости контакта составляет 850°C вместо 610°C , получающихся при расчете без учета выделения скрытой теплоты.

По изученным минеральным парагенезисам необходимая температура для преобразования вмещающих пород в непосредственном контакте с траппами $900\text{--}950^{\circ}\text{C}$. Она немного отличается от той, которая получается в результате расчета температурного поля (850°C); но следует иметь в виду, что при расчете делается много допущений, самым существенным из которых является температура внедрившегося расплава. Мы приняли ее

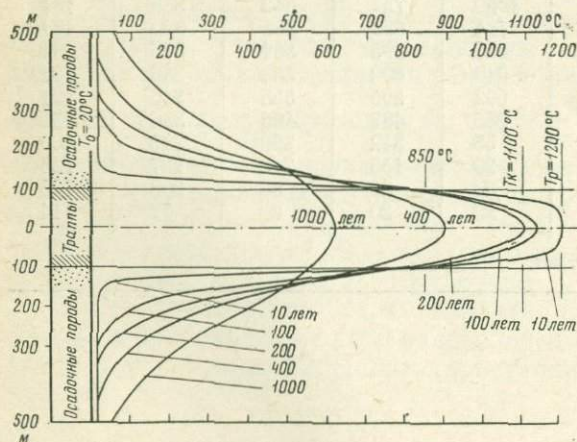


Рис. 19. Температурное поле вблизи траппового силла мощностью 200 м

равной 1200°C , исходя из имеющихся конкретных замеров основных лав (Лавринг, 1959), в то время как эксперименты по плавлению основных пород, в том числе проведенные нами по плавлению траппов (Феоктистов, 1961), показывают, что для получения хорошо гомогенизированной расплава основной породы необходимо исходную пробу нагревать до $1350\text{--}1400^{\circ}\text{C}$. Поэтому вполне вероятно внедрение расплава с температурой до 1300°C , а в этом случае расчет температуры в контакте с трапповыми породами по полученным нами формулам покажет величину более 900°C .

При рассмотрении полученных нами расчетных данных по температурному полю вблизи трапповых силлов надо учитывать и другие допущения, в частности отсутствие содержащей воду пород в экзоконтакте, кристаллизация расплава при одной и той же температуре и т. д. Тем не менее интересно проследить изменение температуры во вмещающих породах во времени.

На графике (рис. 20) показано изменение температуры в различно удаленных от плоскости контакта точках в экзоконтактовой зоне. В очень короткое время (в течение первых единиц лет) в узкой (до 1 м) экзоконтактовой зоне устанавливаются максимальные температуры прогрева, в то время как снижение температуры длится в течение десятков тысяч лет. Так же и в эндоконтакте (в 1-2-метровой зоне) сравнительно быстро температура снижается до уровня максимальной температуры контакта, что и приводит к формированию весьма тонкозернистых, часто содержащих стекло диабазовых микропорфиритов.

Внутри магматического тела, в каждой его точке, происходит постоянное снижение температуры, тогда как в экзоконтакте в каждой точке происходит сначала подъем, а затем снижение

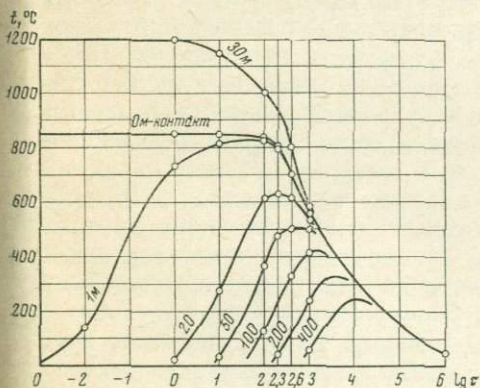


Рис. 20. Изменение во времени температуры в различно удаленных от контакта точках в эндо- и экзоконтакте траппового силла мощностью 200 м

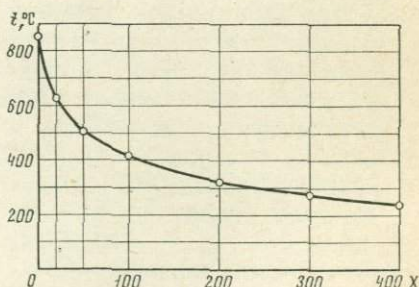


Рис. 21. Максимальный прогрев вмещающих пород в экзоконтакте траппового силла мощностью 200 м

температуры; причем, чем далее расположена точка от контакта, тем медленнее в ней происходит подъем температуры и тем меньше максимальная температура прогрева (рис. 20, 21).

При характеристике фаций метаморфизма вблизи трапповых силлов по новообразованным минералам температура термального метаморфического преобразования вмещающих пород была нами установлена равной $600\text{--}950^\circ\text{C}$ для пироксен-роговиковой и санидинитовой фаций, т. е. диапазон необходимых температур 350° ; причем низкотемпературная субфация пироксен-роговиковой фации (диопсид-волластонит-кварцевые роговики) наблюдалась на расстоянии 50 м от контакта с трапповым силлом мощностью 220 м . По расчетным данным диапазон температур в 350° ($500\text{--}850^\circ\text{C}$) около траппового силла мощностью 200 м также укладывается в пятидесятиметровую зону около контакта (рис. 21), что свидетельствует о достаточно близком соответствии условий математического моделирования природной обстановке. Наблюдается также соответствие мощности наиболее высокотемпературных метаморфических образований, установленной по петрографическим исследованиям (санидинитовая фация, температура $900\text{--}950^\circ\text{C}$, т. е. диапазон 50° , мощность около 1 м) и по расчетным данным (температура $800\text{--}850^\circ\text{C}$, т. е. диапазон 50° , мощность зоны $<2\text{ м}$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Становление трапповых тел, возникающих в результате внедрения трапповой магмы в осадочные и вулканогенно-осадочные породы южной части Сибирской платформы, сопровождается термальным метаморфизмом и частично метасоматическим преобразованием вмещающих пород. При внедрении расплава с высокой температурой в относительно холодные вмещающие породы наблюдаются изменения не только в последних (экзоконтактовые явления), но и в самом магматическом теле (эндоконтактовые явления). Эти изменения различны. В дальнейшем при более низких температурах после консолидации траппового тела метасоматические и в особенности гидротермальные процессы в равной мере захватывают и траппы, и измененные при термальном метаморфизме вмещающие породы, во многих случаях затушевая предшествующие более высокотемпературные термальные изменения.

Эндоконтактовые явления выражаются в образовании зоны закалки, сложенной диабазовыми порфиритами. Мощность этой зоны варьирует в пределах 0,2—3,0 м, переход от нее к явнотермическим диабазам может быть постепенным или резким. Консолидация диабазовых порфиритов происходит настолько быстро, что в них сохраняются ксенолиты вмещающих пород размером до нескольких миллиметров. Ксенолиты, как правило, оплавлены и имеют реакционные каймы. Микроксенолиты аргиллитов иногда вспучены, и, если их много, в диабазовом порфирите наблюдается миндалекаменная текстура. Вокруг зерен кварца наблюдаются венчики кристалликов пироксена, зерна полевого шпата оплавляются по многочисленным трещинкам спайности и приобретают облик «отпечатка пальцев». В диабазовых порфиритах иногда наблюдаются такситовые и брекчиевидные текстуры, связанные со взламыванием затвердевшей корки и последующей цементацией обломков тем же трапповым расплавом.

Контаминированные диабазовые порфириты по химическому составу разнообразны и не могут характеризовать состав исходного расплава. В тех случаях, когда диабазовый порфирит не содержал примеси вмещающих пород и сформировался в результате одноактного процесса внедрения, он представляет собой массивную породу афанитового облика микропорфировой структуры

с микродолеритовой структурой основной массы, Такие диабазовые порфиры вполне соответствуют по составу внедрившемуся расплаву.

Термальный метаморфизм вмещающих пород без заметного изменения их химического состава проявился в образовании контактовых роговиков разных метаморфических фаций. Контактные роговики наиболее высокотемпературной санидинитовой фации метаморфизма возникают вокруг ксенолитов, а также в узкой зонке, непосредственно примыкающей к трапповому телу. В этих роговиках наблюдаются ассоциации муллит + кордиерит + плагиоклаз и пижонит + плагиоклаз + клинопироксен, сопровождающиеся реоморфическим стеклом кислого состава, санидином, тридимитом, кристабалитом, графитом и рутилом. Формирование этих роговиков проходило в условиях достаточно высоких температур (900—950° С) при сравнительно низких давлениях (<300 атм.). Роговики санидинитовой фации далеко не всегда присутствуют в контакте с трапповыми телами, они имеют незначительное локальное проявление.

Более широко развитыми в контакте с трапповыми телами являются породы пироксен-роговиковой фации метаморфизма, образующие зону мощностью от долей метра до нескольких десятков метров, непосредственно примыкающую к трапповому телу или отделяющуюся зоной роговиков санидинитовой фации. В породах пироксенроговиковой фации метаморфизма наблюдаются ассоциации гиперстен + клинопироксен + плагиоклаз, диопсид + волластонит + кварц, диопсид + кварц, сопровождающиеся ортоклазом и альбитом, а первая ассоциация — и небольшим количеством санидина и тридимита. Формирование пород пироксен-роговиковой фации происходило в температурном интервале 600—900; С; причем нижний предел устанавливается по сравнительно хорошо изученным ассоциациям с волластонитом и диопсидом, а верхний — по условиям проявления более высокотемпературной санидинитовой фации.

Наиболее широко проявлены в экзоконтактах с трапповыми телами породы фации роговообманковых роговиков, более низкотемпературных по сравнению с породами пироксен-роговиковой фации метаморфизма. В породах фации роговообманковых роговиков наблюдается ассоциация биотит + мусковит + кварц, сопровождающаяся хлоритом, магнетитом, ортоклазом и микроклином. Роговая обманка в экзоконтактах трапповых тел в южной части Сибирской платформы пока нами не обнаружена; наблюдаются ассоциации только со слюдой; точно так же не обнаружен и кордиерит в породах роговообманковой и пироксен-роговиковой фаций. Возможно, отсутствие кордиерита и роговой обманки, которая появляется в небольших количествах только при проявлении метасоматических процессов, объясняется химизмом термально метаморфизованных пород — значительным

содержанием калия и очень малым — кальция. Породы фации роговообманковых роговиков формировались, вероятно, при температуре ниже 600°C и располагаются во внешнем ореоле термально метаморфизованных пород вблизи трапповых тел, образуя иногда зоны мощностью до нескольких десятков метров.

Термальный метаморфизм без заметного изменения химического состава исходных пород сопровождался метасоматическим преобразованием, которое является либо одновременным, либо наложенным на уже образовавшиеся породы при термальном метаморфизме. Поэтому метасоматические явления наблюдаются при различных температурах, начиная от очень высоких, соответствующих условиям санидинитовой фации, и кончая очень низкими, когда изменения пород уже можно считать гидротермальными.

К высокотемпературным образованиям относятся метасоматические гранофировые породы, развивающиеся по песчаникам и содержащие санидин, тридимит, микропегматит, магнетит и клинопироксен, который при более низких температурах замещается зеленой роговой обманкой. Метасоматические гранофировые породы наблюдаются вокруг ксенолитов, а также в кровле куполообразных вздутых трапповых силлов, где в значительной мере концентрируются летучие, содержащиеся в трапповом расплаве.

К среднетемпературным метасоматическим проявлениям следует отнести процессы эгиринизации, биотитизации (флогопитизации) и альбитизации, которым подвергаются диабазы, диабазовые порфиры, пироксеновые роговики и метасоматические гранофировые породы, а также процесс турмалинизации, наблюдающийся в некоторых санидин-тридимит-кварцевых роговиках и приводящий к появлению кварц-турмалиновых метасоматических пород. Более низкотемпературным метасоматическим процессом является скарнирование алевролитов и аргиллитов, приводящее к образованию диопсид-геденбергитовых и андрадит-кальцитовых скарнов.

Низкотемпературные гидротермальные процессы захватывают все отмеченные выше интрузивные и метаморфизованные породы. Они проявлены в карбонатизации, хлоритизации и цеолитизации. Образуются также небольшой мощности гидротермальные жилы как в трапповых телах, так и за их пределами.

Температурные условия формирования пород разных фаций метаморфизма, установленные по минеральным парагенезисам, подтверждают расчетами температурного поля, возникающего вблизи трапповых силлов после внедрения магматического высокотемпературного расплава. Нами была получена формула для определения температуры вблизи пластовых интрузий, учитывающая различие в теплофизических свойствах траппа (и расплава) и вмещающих пород и выделение скрытой теплоты при кри-

сталлизации. Результаты расчета температурного поля иллюстрируются соответствующими графиками.

Данные, полученные путем расчета температурного поля и путем изучения минеральных парагенезисов, однозначно указывают на очень малую мощность зон высокотемпературного метаморфизма. Мощность образующихся пород санидинитовой фации метаморфизма вблизи трапповых силлов менее 1 м; мощность зоны пироксен-роговниковой фации для высокотемпературной субфации (плагноклаз-пироксеновые и гиперстенсодержащие роговики) не более 5 м, а для низкотемпературной субфации (диопсид-волластонит-кварцевые роговики) — до 50 м. Мощность указанных зон термального метаморфизма зависит от мощности траппового тела, как показывают расчеты температурного поля, а температура в непосредственном контакте — от температуры расплава и от соотношения температуропроводности вмещающих пород и внедрившегося расплава.

ЛИТЕРАТУРА

- Августиник А. И., Мчедлов-Петросян О. П.* К термодинамике муллитообразования.— Прикл. химия, 1952, 25, № 2.
- Аникеев Н. П.* Геология и минералогия Ангаро-Илимских железорудных месторождений.— Труды Вост.-Сиб. геол. треста, 1936, вып. 19.
- Беликов Б. П.* О составе некоторых горелых пород Кузбасса.— Труды Петрограф. ин-та АН СССР, 1933, вып. 4.
- Белянкин Д. С.* К полиморфизму кремневой кислоты. Избр. труды, 1956, т. 1.
- Белянкин Д. С.* 2. Закон динаса.— Избр. труды, 1956, т. 1.
- Белянкин Д. С., Петров В. П.* О кристобалите в горных породах Кавказа и Закавказья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 2—3.
- Берч Ф., Шерер Д., Снайсер Г.* Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Бобохов А. С.* Контактные явления, связанные с порфировыми интрузиями альбитофиро-диабазового состава среди девонских отложений Сибайского рудного района (Южный Урал).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966, 41, № 5.
- Ведерникова Г. А.* Дифференцированный трапповый массив Падунских порогов на р. Ангаре.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 3.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. Изд. иностр. лит., 1953.
- Владимиров Б. М.* Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 10.
- Волярович М. П., Чепурин В. П.* Опыты по нагреванию обсидианов под давлением в связи с вопросом генезиса пемзы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1944, ч. 73, вып. 1.
- Гаврилов Ф. М.* Геологические исследования в среднем течении р. Ангары.— Труды Вост.-Сиб. геол. треста, 1935, вып. 6.
- Гинзбург И. В., Малеев Е. Ф., Сидоренко Г. А., Телешова Р. Л.* О новой находке пижонита в СССР.— Докл. АН СССР, 1964, 159, № 6.
- Годлевский М. Н., Кравцов Г. С., Сливко В. М.* Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый метаморфизм вблизи трапповых интрузивов.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Годлевский М. Н., Юдина В. В.* Контактные ореолы дифференцированных интрузий и их поисковое значение.— Труды Центр. н.-и. геол.-разв. ин-та, 1967, вып. 75.
- Гончаров В. В.* О муллитизации глин главнейших месторождений СССР.— Записки Всес. мин. об-ва, 1939, ч. 68, № 1.
- Гоньшакова В. И.* Некоторые особенности траппов Ангаро-Илимского района.— Докл. АН СССР, 1951, 80, № 5.
- Гоньшакова В. И.* О траппах Ангаро-Илимского района (Юго-западная часть Сибирской платформы).— Труды Ин-та геол. наук, серия петрограф., 1953, вып. 147, № 43.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы, т. 3. Изд-во «Мир», 1966.
- Жабин А. Г., Черепивская Г. Е.* Реоморфические жилы расплавленного песчаника, фенитизированного песчаника и дайки туфопесчаников из Маймеча-Котуйской петрографической провинции Полярной Сибири.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 4.

- Зслотухин В. В.* О тридимите с Черной горы и прилегающих районов Закарпатья.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.* О скарнах Норильска.— Труды Ин-та геол. и геофиз., 1964, вып. 30.
- Ингерсол Л. Р., Зобель О. Дж., Ингерсол А. К.* Теплопроводность, ее применение в технике и геологии. Машгиз, 1959.
- Иодер Х.* Система $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ и соответствующие метаморфические фации.— В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит., 1954.
- Казанли Д. Н.* Расчет температурных полей интрузивных тел.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1949, № 11.
- Калинин Д. В.* Химические условия замещения геденбергита андрадитом.— Докл. АН СССР, 1967, 173, № 4.
- Калинин Д. В., Денискина Н. Д.* О химических условиях образования гранатов гроссуляр-андрадитового ряда и зависимость их железистости от кислотности — щелочности среды.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 3.
- Карпенко В. С., Танцова Н. П.* О параморфозах кварца по тридимуиту в породах Северного Криворожья.— В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». Изд-во «Наука», 1966.
- Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. Изд-во «Наука», 1964.
- Кондратьева З. А., Ипатова З. Н.* Заярская опорная скважина.— Труды Всес. н.-и. геол.-разв. ин-та, 1962, вып. 198.
- Коржинский Д. С.* Зависимость минералообразования от глубины.— Записки Всес. мин. об-ва, 1937, ч. 66, вып. 1.
- Краковский Ю. С.* Пирометаморфические явления в эндоконтактах некоторых трапповых массивов.— Геол. и геофиз., 1967, № 4.
- Крашенинников Г. Ф.* Геология Ангаро-Илимского железорудного района.— Труды Вост.-Сиб. геол. треста, 1935, вып. 12.
- Лавринг Т. С.* Температура вблизи и внутри интрузий.— В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1959.
- Лапин В. В.* Минералогия и некоторые структурные особенности главнейших разновидностей огнеупоров и керамики.— В сб. «Физико-химические основы керамики», 1956.
- Лебедев А. П.* Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 161.
- Лебедев А. П., Надеждина Е. Д.* Явления контактного и приконтактного метаморфизма в связи с траппами (низовья Подкаменной Тунгуски).— Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минер. и геохим., 1962, вып. 77.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С., Дилакторский Н. Л.* Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири.— Труды СОПС АН СССР, Сибирская серия, 1932, вып. 1.
- Лыков А. В.* Теория теплопроводности. М., 1952.
- Ляхович В. В.* О некоторых особенностях траппов в бассейнах рек Ангары и Подкаменной Тунгуски.— Докл. АН СССР, 1950, 70, № 5.
- Ляхович В. В. 1.* О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 159.
- Ляхович В. В. 2.* Материалы к петрографии траппов южной части Тунгусского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1955, вып. 2.
- Ляхович В. В.* О горелых породах р. Мархи.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1955, вып. 2.
- Малич Н. С., Григорьев В. В.* О связи магматизма с тектоникой в бассейнах нижних течений рек Подкаменной тунгуски и Бахты. Мат. по геол. и полезн. ископ. Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 31.
- Матухина В. Г., Ван А. В.* Горелые породы перми Норильского района.— Геол. и геофиз., 1965, № 6.
- Меняйлов А. А., Лапин В. В., Лебедев А. П.* Некоторые горелые породы Центральной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

- Мчедлов-Петросян О. Л.* Изменение глин при нагревании.— В сб. «Физико-химические основы керамики». М., 1956.
- Одинцов М. М.* 1. Траппы южной части Сибирской платформы.— В сб. «Сибирская экспедиция. Международный геологический конгресс 1937 г.» М., 1937.
- Одинцов М. М.* 2. Геологическое строение Тайшет-Братского района Восточной Сибири.— Материалы по геол. и полезн. ископаемым Восточной Сибири, 1937, вып. 16.
- Наседкин В. В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минер. и геохим., 1963, вып. 98.
- Наседкин В. В., Зиборова Т. А.* Минералогия тридимитовых пород района Артеми, Армения, и значение тридимита в эффузивных минеральных парагенезисах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 1.
- Островский И. А., Мишина Г. П., Повилайтис В. М.* РТ-проекция системы кремнезем — вода.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 3.
- Петров В. П., Финько В. И.* Тридимит в ксенолитах осадочных пород в базальтах г. Богучан.— Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минер. и геохим., 1957, вып. 10.
- Потапенко С. В.* Физико-химические превращения каолинов и глин при нагревании.— Мин. сырье, 1934, № 6.
- Пухнаревич М. М.* Об акцессорной борной минерализации некоторых железорудных месторождений Ангаро-Илимского района.— В сб. «Труды IV конференции молодых научных сотрудников Ин-та земной коры СО АН СССР». Иркутск, 1968.
- Ревердатто В. В.* Метаморфический тридимит из контактово-метаморфизованных известняков ларнит-мервинитовой фации.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 3.
- Ревердатто В. В.* 1. Метаморфизм в контактах Анакитского траппового интрузива на р. Нижней Тунгуске.— Труды Ин-та геол. и геофиз., 1964, вып. 30.
- Ревердатто В. В.* 2. Проявления высокотемпературного контактового метаморфизма известняков в бассейне Подкаменной Тунгуски.— Докл. АН СССР, 1964, 155, № 1.
- Руб М. Г., Онихимовский В. В.* и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования.— Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., минер. и геохим., 1962, вып. 62.
- Свешникова Е. В., Шабынин Л. И.* О зеленых клинопироксенах из скариновых пород и некоторых других метасоматических образований.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 2.
- Синельников Н. Н.* О механизме превращения кварца в тридимит.— Труды V сов. по эксперим. и технич. минер. и петрографии, 1958.
- Соболев В. С.* Редкий тип контактового метаморфизма известняков.— Записки Всеросс. мин. об-ва, 1935, ч. 64, вып. 1.
- Теннер Д. Д.* Геологический очерк окрестностей Хахарейского месторождения.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1932, вып. 5.
- Теплофизические свойства веществ. Справочник. Госэнергоиздат, 1956.
- Тернер Ф.* Эволюция метаморфических пород. Изд-во иностр. лит. 1951.
- Тернер Ф. Дж.* Пересмотр метаморфических фаций.— В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
- Тернер Ф. Д., Ферхуген Д.* Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Трегер В. С.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
- Унксов В. А.* Траппы района рек Уды — Чуны — Тасеевой Восточной Сибири.— Труды СОПС АН СССР, Сибирская серия, 1934, вып. 18.
- Уокер Ф., Польшверт А.* Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В сб. «Геология и петрография трапповых формаций». Изд-во иностр. лит., 1950.

- Устиев Е. К. Тридимитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе.— Труды Петрограф. ин-та, 1935, вып. 6.
- Файф У., Гернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Феокистов Г. Д. Чунский диабазовый силл.— Докл. АН СССР, 1960, 130, № 2.
- Феокистов Г. Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1951, вып. 7.
- Феокистов Г. Д. Полевые шпаты траппов бассейна р. Ангары.— Записки Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3.
- Феокистов Г. Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы и распределение в них элементов группы железа.— В кн. «Петрография Восточной Сибири», т. 3. Изд-во «Наука», 1965.
- Феокистов Г. Д., Кузнецов Г. А. Дубынинский диабазовый силл. Записки Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 4.
- Феокистов Г. Д., Феокистова М. Ф. О влиянии скрытой теплоты кристаллизации на температурное поле вблизи пластовых интрузий траппов.— В сб. «Математические методы в петрологии и геохимии». Изд-во «Наука», 1970.
- Фишкин М. Ю. Тридимит из лейкократового андезита Чопской впадины.— Мин. сб. Львовск, геол. об-ва, 1956, вып. 10.
- Чекановский А. Л. Краткий отчет о результатах исследований в лето 1871 г. Экскурсия на Ангарские пороги.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1972, 2, № 5.
- Черский И. Д. Геологическое исследование Сибирского почтового тракта.— Записки Импер. Акад. Наук, 1888, 50, прилож. № 2.
- Чиркин В. С. Теплопроводность промышленных материалов. Машгиз, 1957.
- Чиркин В. С. Теплофизические свойства материалов. Физматгиз, 1959.
- Шерер Н. Ф., Яги К. Система $FeO - Al_2O_3 - SiO_2$.— В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит., 1954.
- Юдина В. В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Большой Ботуобии. Изд-во «Наука», 1965.
- Ackermann P. B., Walker F. Vitrification of arkose by Karroo dolerite near Heilborn, Orange Free State.— Quart. J. Geol. Soc., 1960, 116, N 463.
- Baily R. A. Contact fusion of argillaceous and arkosic sediments by an andesite intrusion, Valles Mountains, New Mexico.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, 70, N 12.
- Bastin E. S. Note on baked clays and natural slags in Eastern Wyoming.— J. Geol., 1905, 13, N 4.
- Black G. P. The significance of tridymite in igneous and metamorphic petrogenesis.— Min. Mag., 1954, 30, N 227.
- Bowen N. L. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite.— J. Geol., 1940, 48.
- Bowen N. L., Greig J. W., Zies E. G. Mullite, a silicate of alumina.— J. Wash. Acad. Sci., 1924, 14, No. 2.
- Brady L. F., Greig G. W. Note on the temperature attained in a burning coal seam.— Amer. J. Sci., 1939, 237, No 2.
- Butler B. C. M. Metamorphism and metasomatism of rocks of the Moine Series by a dolerite plug in Glenmore, Ardnamurchan.— Min. Mag., 1961, 32, No 254.
- Chatterjee N. N., Ray S. On the burnt coal outcrop from the Central Kujana Colliery, Jharia.— Qwot. J. Geol. MMSI, 1946, 18.
- Danielsson A. Das Calcit-Wollastonitgleichgewicht.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1950, 1, No 1.
- Escola P. The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidss., 1920, kr. 6.
- Ellis A. J., Fyfe W. S. A note on the calcite — wollastonite equilibrium.— Amer. Min., 1956, 41, No 9—10.
- Harker R. I., Tuttle O. F. I. Experimental data on the $P_{CO_2} - T$ curve for the reaction: calcite + quartz \rightleftharpoons wollastonite + carbon dioxide.— Amer. J. Sci., 1956, 254, No 4.

- Harker R. I., Tuttle O. F.* 2. The lower limit of stability of akermanite ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$).—*Amer. J. Sci.*, 1956, 254, No 8.
- Harry W. T.* Basic hornfels at a gabbro contact near Carlingford Eire.—*Geol. Mag.*, 1956, 84, No 6.
- Kennedy W. Q.* The formation of a diffusion reaction skarn by pure thermal metamorphism.—*Min. Mag.*, 1952, 32, No 244.
- Knopf A.* Partial fusion of granodiorite by intrusive basalt, Owens Valley, California.—*Amer. J. Sci.*, 1938, 36, No 4.
- Osborne G. D.* Note on the occurrence of tridymite in metamorphosed Hawkesbury sandstone at Bundeena and West Pymble, Sydney district, New South Wales. *Journ. and Proceed. Roy. Soc. New South Wales*, 1948, 32, pt. IV.
- Rankin G. A., Merwin H. E.* The system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. *Amer. J. Sci.*, 1918, 45, No 3.
- Ray L. L.* Quartz paramorphoses after tridymite from Colorado.—*Amer. Min.*, 1947, No 11—12.
- Reynolds D.* Contact metamorphism by a tertiary dyke of Waterford, Antrim.—*J. Geol.*, 1940, 77.
- Rogers G. S.* Baked shale and slag formed by the burning of coal beds. Prof. paper 108-A, USGS, 1917, No 1.
- Schairer J. F., Bowen N. L.* The system $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$.—*Amer. J. Sci.*, 1955, 253, No 5.
- Schreyer W., Schairer J. F.* Anhydrous alkali-free cordierites. *Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Wash.*, 1958.
- Shand S. J.* Eruptive rocks. London—New—York, 1947.
- Sharma N. L., Misra R. C., Bhatnagar G. S.* A note on cordierite bearing vitrophyric and hornfelsic rocks of Ramnagar area, Raniganj coalfield. *Qwert. J. Geol. MMSI*, 1950, 22.
- Skelhorn R. R.* Quartz after tridymite in an acidic intrusion from Mull.—*Min. Mag.*, 1962, 33, No 2.
- Tanida K.* A study of salic effusive rocks. *Repts. Inst. Tohoku Univ.*, 1961, 7.
- Thomas H. H.* On certain xenolithic Tertiary minor intrusions. In: «The island of Mull», London, 1922.
- Tomkeieff S. I.* The dolerite plugs of Tieveragh and Tievebulliagh near Cushendall Co. Antrim. With a note on buchite.—*Geol. Mag.*, 1940, 77, No 1.
- Tuttle O. F., Bowen N. J.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.—*Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958.
- Venkatesh V.* Development and growth of cordierite in paralavas.—*Amer. Min.*, 1952, 37, No 9—10.
- Wager J., Weedon D. S., Vincent E. A.* A granophyre from Coire Uaigneich, Isle, containing quartz paramorphoses after tridymite.—*Min. Mag.*, 1953, 30, No 2.
- Walker F.* Dolerite—sandstone contact phenomena on the East Lomond, Fife. *Tans. Edinburgh. Geol. Soc.*, 1958, 17, No 2.
- Weeks W. F.* A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks.—*J. Geol.*, 1956, 64, No 3.
- Weels M. K.* A contribution to the study of luxullianite.—*Min. Mag.*, 1946, 27, No 2.
- Wyllie P. J.* Microscopic cordierite in fused Torridonian arkose.—*Amer. Min.*, 1959, 44, No 9—10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. История исследования	7
Глава II. Распространение и характер контактовых образований	10
Глава III. Петрографическое описание контактовых образований	13
Диабазовые порфириты	14
Остеклованные породы	21
Роговики	35
Метасоматиты	52
Гидротермалиты	65
Глава IV. Некоторые особенности минерального состава и химизма экзоконтактовых образований	67
Метаморфические фации	67
Характер метасоматических изменений	75
Глава V. Температурные условия формирования контактовых образований	80
Имеющиеся решения уравнения теплопроводности для различных начальных и граничных условий	81
Учет скрытой теплоты при кристаллизации расплава в плоской камере при различных теплофизических свойствах расплава и вмещающих пород	83
Температурное поле в пространстве и времени вблизи трап-овых силлов	86
Заключение	91
Литература	95

Геннадий Дмитриевич Феоктистов

Контактовый метаморфизм песчано-глинистых пород

Утверждено к печати Институтом земной коры Сибирского отделения АН СССР

Редактор Издательства Ю. Г. Гордина

Художник А. А. Кущенко. Технические редакторы Т. И. Анурова, Ю. В. Рылина

Сдано в набор 22/V 1972 г. Подписано к печати 24/VIII 1972 г. Формат 60×90^{1/16}.

Усл. печ. л. 6,25. Уч.-изд. л. 6,4. Тираж 1000. Т-04283. Тип. зак. 5048.

Бумага № 2.

Цена 64 коп.

2-я типография издательства «Наука». 121099. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Издательство «Наука». 103717. Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

64 коп.

469