

**МИНЕРАЛОГИЯ
ТРАПШОВ ЮГА
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

МИНЕРАЛОГИЯ ТРАППОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ответственный редактор Г. Д. Феоктистов

1291

549



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975



В монографии излагаются результаты детальных исследований состава главных породообразующих минералов траппов южной части Сибирской платформы и закономерностей их распределения в вертикальном разрезе трапповых силлов. Приведены результаты изучения цеолитовой минерализации, характерной для гидротермальной стадии формирования пород трапповой формации; выявлены новые особенности минерального состава ее горных пород.

Книга представляет интерес для петрографов, минералогов, геохимиков.

Коллектив авторов:

*Г. Д. Феоктистов, Э. Ф. Ушаповская,
Е. К. Васильев, Т. А. Лазно, Т. И. Елизарьева*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сравнительно маломощных дифференцированных траптовых силлах Сибирской платформы в отличие от мощных пластовых интрузивов основного состава с отчетливо проявленной расслоенностью, описанных в сводке Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970), наблюдается скрытая расслоенность, установить которую возможно лишь при детальном изучении состава минералов с учетом их положения в вертикальном разрезе силлов. Нами проводилось систематическое изучение состава и распределения в вертикальном разрезе некоторых траптовых силлов южной части Сибирской платформы главных порообразующих минералов траптов — плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина и титаномагнетита. Одновременно изучались минералы гидротермальной стадии формирования траптовых силлов. Исследования показали, что закономерности изменения состава и содержания минералов в вертикальном разрезе дифференцированных траптовых силлов аналогичны установленным в типичных расслоенных интрузивах.

Настоящая работа является продолжением исследований по геологии и петрологии траптов юга Сибирской платформы, результаты которых опубликованы Г. Д. Феоктистовым (1961, 1965, 1972).

Мономинеральные фракции для аналитических исследований отбирались при помощи магнитного сепаратора, тяжелых жидкостей и бинокулярной лупы. Показатели преломления минералов определялись в порошке в иммерсионных жидкостях с различной точностью, указанной в каждом конкретном случае. Количественные содержания минералов в породе подсчитывались в шлифах на интеграционном столике линейным методом. Удельные веса минералов определялись пикнометрическим методом.

Работа написана Г. Д. Феоктистовым, в создании главы по плагиоклазам принимала участие З. Ф. Ущаповская, главы по оливином — Е. К. Васильев. Химические анализы минералов выполнены Т. А. Лахно, несколько анализов по пироксенам и оливином — Г. В. Бондаревой, количественные спектральные определения — Т. И. Елизарьевой. Рентгеноструктурные исследования оливинов проведены Е. К. Васильевым, остальных минералов — З. Ф. Ущаповской. В обсуждении результатов обработки аналитических данных участвовали все авторы.

Авторы выражают признательность кандидатам геолого-минералогических наук Г. Н. Тарновскому, А. А. Коневу, Л. Г. Страху и доценту Н. Т. Чулкову, ознакомившимся с рукописью работы и сделавшим ряд ценных замечаний.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТРАПОВЫХ СИЛЛОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В южной части Сибирской платформы (рассматривается территория южнее широтного отрезка р. Ангары) внедрение трапповой магмы в осадочный чехол происходило в пермо-триасовое время, о чем свидетельствуют геологические данные (трапповые силлы прорывают пермские и более древние отложения, а юрские отложения залегают с размывом на трапповых телах) и калий-аргоновые определения абсолютного возраста (190—270 млн. лет).

К началу внедрения трапповой магмы в северо-западной части рассматриваемой территории существовала Канско-Тасевская впадина, развившаяся в пределах глубокого Присаяно-Енисейского краевого прогиба и переходящая к востоку через Бирюсинское поднятие в Мурскую впадину; в северной части — пологий южный борт Тунгусской синеклизы; в центральной и южной частях — пологий свод; в юго-восточной части — поднявшийся в девоне — карбоне Ангаро-Ленский нижнепалеозойский прогиб (Замараев, 1967). Эти структуры были осложнены более мелкими поднятиями и прогибами, создававшими волнистость поверхности фундамента и палеозойских отложений, но сейчас они настолько усложнены последующими тектоническими движениями в мезокайнозойское и развитием соляной тектоники, что невозможно сказать, какими они были к началу перми.

Буровые работы, проведенные на территории юга Сибирской платформы, показали широкое развитие трапповых тел внутри осадочного чехла, площади распространения которых не совпадают с выходами трапповых тел, картируемых при геологической съемке. Если на геологической карте трапповые тела фиксируются в виде мелких изолированных тел, образующих иногда полосы, то по данным буровых работ выявляются значительные по площади пластовые тела траппов (силлы), залегающие почти согласно с вмещающими их осадочным породами.

Анализ геологической и топографической карт и данных буровых работ позволил выделить в пределах южной части Сибирской платформы четыре крупных трапповых силла, имеющих почти согласное залегание с вмещающими палеозойскими отложениями и дающих в местах выхода на дневную поверхность полосы изолированных пятен траппов. Характер выходов траппов обусловлен расщеплением трапповых тел по мере уменьше-

ния глубины формирования, современным эрозионным срезом и возможностями геологического картирования в условиях недостаточной обнаженности. Три верхних силла имеют явную приуроченность к Канско-Тасеевской впадине, в своем залегании согласуясь с ее структурой, четвертый (самый нижний) — развит в центральной и восточной частях территории.

Верхний силл (Чуно-Бирюсинский) в западной части площади своего развития в значительной степени эродирован и наблюдается в виде разрозненных останцов. Залегает он в низах силурийских отложений, которые сохранились в виде пятен на фоне ордовикских пород. В восточной части силл сохранился лучше, выходы его прослеживаются до Ангары в районе Братска.

Ниже Чуно-Бирюсинского силла, в отложениях ордовика, залегает Падунский силл, выходящий на дневную поверхность, в Присяянье от Тайшета до Нижнеудинска. Затем полоса выходов этого силла поворачивает на северо-восток, доходит до Братска и уходит в северном направлении. Мощность силла до 200 м. Отдельные части его были описаны как Падунский (Владимиров, 1962), Чунский (Феоктистов, 1960) и Абанский силлы (Белов, 1961). Падунский силл погружается в направлении центральной части Канско-Тасеевской впадины, переходя при этом из верхов в низы нижнего ордовика. Долиной Ангары севернее Братска вскрыт ряд пластовых трапповых тел: Дубынинский (Феоктистов, Кузнецов, 1962), Ершовский и Толстомысовский (Феоктистов, 1961) силлы, залегающие в более молодых отложениях (силур — карбон). Можно предположить, что названные трапповые тела не являются самостоятельными интрузиями с индивидуальными подводящими каналами, а имеют связь с Падунским силлом.

Тулунский силл залегает в отложениях нижнего ордовика, переходя в отложения верхнего кембрия по направлению к центральной части Канско-Тасеевской впадины. Мощность его около 100 м. Он выходит на поверхность в полосе г. Тулун — междуречье Ии и Оки — низовья р. Ока. В восточном направлении он выклинивается, и выходов его на поверхность нет, а в западной части (к северо-западу от г. Тулун) выходы его скрыты под юрскими отложениями.

Все три силла — Тулунский, Падунский и Чуно-Бирюсинский — ближе к центральной части Канско-Тасеевской впадины располагаются один над другим на разных стратиграфических уровнях, а выходы их на поверхность наблюдаются совместно с теми горизонтами осадочных пород, в которых они залегают. В соответствии со структурой впадины выходы Чуно-Бирюсинского силла окружены полосой выходов Падунского силла, которые южнее и юго-восточнее окружены полосой выходов Тулунского силла, залегающего в более древних породах.

Самый нижний силл (Усольский) имеет мощность 20—200 м и характеризуется наибольшей площадью развития (более 200×

×300 км²). Он залегает в усольской свите нижнего кембрия (в восточной части) и переходит в отложения мотской свиты в западной части площади своего развития. В южном и восточном направлениях силл выклинивается. Постепенный переход Усольского силла с запада на восток в вышележащие стратиграфические горизонты осадочного чехла с последующим выклиниванием свидетельствует о внедрении трапной магмы в направлении с запада на восток.

Громадная площадь развития Усольского силла вызывает у исследователей вопрос: единое ли это трапное тело? Что касается района Братск—Усть-Кут, то сомнений в том, что это единое трапное тело, нет, так как оно вскрыто всеми глубокими скважинами, пройденными ниже уровня его залегания. В северо-восточной части (Токминская, Волоконская и Соснинская скважины) не исключена вероятность существования другого самостоятельного силла, тем более, что на Ненской площади трапы в усольской свите отсутствуют.

По геологическим данным, время внедрения рассматриваемых трапных силлов определяется следующими фактами. Верхний Чуно-Бирюсинский силл внедрился в отложения силура, а юрские отложения с размывом залегают на верхних трех силлах. Усольский силл залегает только в нижнекембрийских отложениях. В бассейне среднего течения Ангары трапы прорывают отложения карбона и перми. Таким образом, время внедрения трапных силлов в южной части Сибирской платформы определяется промежутком пермь — юра, если предполагать, что все силлы образовались в результате единого тектоно-магматического цикла. Поскольку большая часть силлов внедрилась в отложения, древнее пермских, то возможная нижняя граница времени внедрения наиболее глубоко залегающих силлов опускается вплоть до верхнего кембрия. Единственная возможность получить данные о времени внедрения таких силлов — определить возраст трапных радиологическими методами.

Чтобы выяснить абсолютный возраст трапных силлов юга Сибирской платформы, были проведены калий-аргоновые определения (31 определение) для некоторых образцов трапных из разных силлов (Феоктистов, Черненко, 1971). Было установлено, что трапные силлы разделяются по возрасту на три группы: 265—256 млн. лет (Чуно-Бирюсинский), 242—205 млн. лет (Падунский и Толстомысовский), 217—179 млн. лет (Тулунский и Усольский). Эти три возрастные группы можно рассматривать как три фазы внедрения трапной магмы. Статистическая обработка всех полученных значений абсолютного возраста по группам однофазных трапных силлов показала, что при вероятности $p=0,95$ возможное время внедрения трапных интрузий в южной части Сибирской платформы составляет 270—250 млн. лет для первой фазы; 230—215 млн. лет — для второй; 205—190 млн. лет — для третьей фазы.

Формирование выделенных нами четырех силлов происходило в три фазы: в первую фазу внедрение трапшовой магмы произошло в верхние стратиграфические горизонты (Чуно-Бирюсинский силл), во вторую — в средние горизонты (Падунский силл) и в третью фазу — в нижние горизонты осадочного чехла платформы (Тулунский и Усольский силлы).

В трапшových силлах заметные отличия в вещественном составе наблюдаются главным образом в вертикальном разрезе, что обусловлено кристаллизацией расплава в камере силла от контактов к центральной части, сопровождающейся явлениями дифференциации. В трапшových силлах юга Сибирской платформы (Феоктистов, 1961) было выявлено удивительное постоянство вертикального разреза разных интрузий: эндоконтакты сложены диабазовыми порфиритами, ниже верхнего эндоконтакта наблюдается зона гранофировых диабазов со шпирами диабаз-пегматитов, центральная зона сложена диабазами с офитовой и пойкило-офитовой структурами, состоящими из плагиоклаза и пироксена и содержащими менее 10% оливина и рудных минералов; над нижним эндоконтактом расположена зона троктолитовых диабазов, в которых содержание магнезиального оливина составляет более 10%. Таким образом, отдельные дифференцированные разновидности трапшов занимают определенное положение в вертикальном разрезе трапшовой силлы.

Изученные разрезы трапшových тел показывают, что по направлению от подошвы тел к их кровле наблюдается постепенное изменение содержания главных породообразующих окислов, причем одни из них (MgO , CaO , Al_2O_3) показывают уменьшение, другие (Na_2O , K_2O , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , SiO_2) — увеличение содержания.

Внутреннее строение пластовых тел трапшов южной части Сибирской платформы соответствует строению многих известных в литературе дифференцированных пластовых интрузивов основных пород (Феоктистов, 1961; Уэйджер, Браун, 1970).

СОСТАВ ПЛАГИОКЛАЗОВ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ТРАПШОВЫХ СИЛЛОВ

В составе трапшов южной части Сибирской платформы плагиоклазы являются одним из главных породообразующих минералов. Они составляют одну — две трети объема трапшов. В верхних частях трапшových силлов, сложенных гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами, плагиоклазы более кислые по составу (олигоклаз-андезин) и сопровождаются калинатровым полевым

шпатом — анортоклазом, образующим гранофировые сростки с кварцем. Вместо анортоклаза или одновременно с ним может присутствовать ортоклаз. В нижних частях трапшových силлов, сложенных троктолитовыми диабазами, плагиоклаз более основной — лабрадор-битовинит.

Плагиоклаз наблюдается в трапшах в виде идиоморфных лейст и табличек различных размеров, преимущественно 0,1—1,0 мм, а в более крупнозернистых разновидностях — до нескольких миллиметров. В диабаз-пегматитах плагиоклаз по идиоморфизму одинаков с моноклинным пироксеном и в некоторых случаях уступает последнему. Плагиоклаз образует простые и полисинтетические двойники и триады с комбинацией альбитового, карлсбадского и альбит-карлсбадского законов двойникования.

Значительно реже наблюдаются манебахский, периклиновый и бавенский законы двойникования.

В хорошо раскристаллизованных разновидностях трапшových плагиоклаз обычно свежий, лишь по трещинкам спайности и отделимости в нем развивается светло-зеленый хлорит. Около интерстиций, выполненных кварцем и микропегматитом, происходит замещение плагиоклаза калий-натровым полевым шпатом, образующим иногда каемку вдоль края лейсты плагиоклаза, обращенного к интерстиции. Иглы апатита, развивающегося в мезостазисе, довольно часто заходят своими концами в лейсты плагиоклаза.

Содержание плагиоклаза в трапшах 33—64 об.%. Такие колебания наблюдаются даже в образцах, взятых на небольшом расстоянии друг от друга. Тем не менее по вертикальному разрезу трапшových силлов усматривается определенная закономерность в изменении содер-

Таблица 1

Содержание плагиоклаза в вертикальном разрезе трапшových силлов

1		2		3	
Глубина, м	об. %	Глубина, м	об. %	Глубина, м	об. %
7	49,8	68	55,2	2019	44,0
12	55,2	75	33,1	2023	48,0
26	50,5	79	33,8	2025	44,8
34	42,4	83	35,3	2065	58,0
51	48,6	90	33,2	2103	52,0
59	43,5	100	36,3	2119	54,3
74	49,1	109	51,8	2123	50,7
85	50,1	117	51,1	2125	46,6
90	46,2	130	56,3	—	—
99	36,5	145	53,8	—	—
111	60,6	165	61,5	—	—
123	63,6	175	56,3	—	—
127	56,3	185	46,8	—	—
142	56,8	195	50,8	—	—
157	55,0	205	53,4	—	—
165	63,9	215	55,0	—	—
169	57,7	—	—	—	—
179	57,0	—	—	—	—
194	57,5	—	—	—	—
208	59,1	—	—	—	—
222	58,6	—	—	—	—
227	51,3	—	—	—	—
232	60,0	—	—	—	—
243	52,3	—	—	—	—
248	48,2	—	—	—	—
263	51,0	—	—	—	—

Примечание. 1—Толстомысовский силл, створ Усть-Илимской ГЭС, скв. 3006, трапшы в интервале 5—280 м; 2—Падунский силл, створ Братской ГЭС, скв. 5056, трапшы в интервале 62—222 м; 3—Усольский силл, Усть-Кутская площадь, скв. 6, трапшы в интервале 2018—2125 м.

жания плагиоклаза (табл. 1, рис. 1).

В верхнем и нижнем эндоконтактах трапсовых тел содержание плагиоклаза около 50%. В верхней зоне трапсовых силлов, сложенной гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами, содержание плагиоклаза пониженное (33—50%), а в средней и нижней зонах, сложенных диабазами с офитовой и пойкилоофитовой структурами и троктолитовыми диабазами, — повышенное (50—64%).

Понижение содержания плагиоклаза в верхней зоне трапсовых силлов обусловлено значительным развитием в гранофировых диабазах и диабаз-пегматитах гранофирового материала, сложенного калинатровым или калиевым полевым шпатом и кварцем. Чем больше гранофирового материала в породе, тем меньше в ней плагиоклаза.

Состав плагиоклазов из трапсов южной части Сибирской платформы определялся по ориентировке оптической индикатрисы (метод Федорова), по показателям преломления и химическим анализам (только образцы по Толстомысовскому силлу). В связи с выявленными в плагиоклазах явлениями структурной упорядоченности (Феоктистов, Ущановская, 1972) определение состава их по методу Федорова производилось по диаграмме А. С. Марфунина (1962), составленной им для альбитового, карлсбадского и альбит-карлсбадского законов двойникования с учетом степени упорядоченности плагиоклазов. Поскольку плагиоклазы образуют полисинтетически сдвоенные лейсты по этим законам, определения были проведены для всех трех законов. В табл. 2 приведены результаты только по альбитовому закону двойникования, так как по двум другим результаты одинаковые. Показатели преломления определялись в иммерсионных жидкостях в белом свете с точностью $\pm 0,003$.

Химический анализ плагиоклазов (табл. 3) производился по серии образцов, отобранных по вертикальному разрезу Толстомысовского силла. Эти данные необходимы были для сопоставления результатов определения состава плагиоклазов разными методами, а также для изучения их структурной упорядоченности.

Результаты определения состава плагиоклазов оптическими и химическим методами (см. табл. 2) дают расхождение не более 4% анортитовой молекулы, т. е. лежат в пределах ошибок опти-

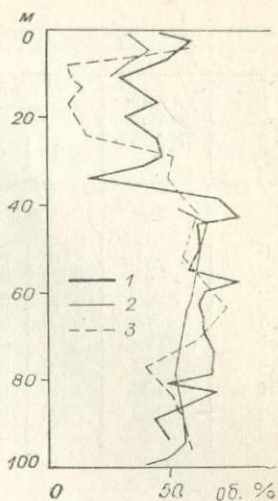


Рис. 1. Содержание плагиоклаза в вертикальном разрезе Толстомысовского (1), Усольского (2) и Падунского (3) силлов.

Таблица 2

Оптические свойства и состав плагиоклазов из траппов южной части Сибирской платформы

№ образца	Глубина отбора образцов, м	±(010)			An, %	Степень упорядоченности (Марфуни, 1962)	Ng'	An, % по химическому анализу
		Ng	Nm	Np				
<i>Толстомысовский силл</i>								
816	7	37,5	61,0	69,0	64	0,0	1,569	63
824	34	30,0	61,5	82,5	47	0,3	1,558	46
832	60	31,0	61,0	80,0	51	0,3	1,560	50
836	74	35,0	60,0	74,0	60	0,2	1,565	56
841	90	33,5	62,0	73,0	60	0,5	1,566	58
849	123	38,0	61,0	67,5	67	0,0	1,570	65
881	169	42,0	61,0	62,0	73	0,0	1,574	70
896	243	37,0	61,0	69,0	65	0,2	1,572	67
<i>Абанский силл</i>								
4а	1772	34,5	63,0	70,5	63	0,5	1,568	Не опр.
8а	1777	32,5	62,0	74,5	57	0,5	1,565	»
14а	1784	29,0	64,0	78,0	51	0,7	1,561	»
15а	1785	26,0	64,5	85,0	44	0,6	1,556	»
19а	1794	21,0	69,0	87,5	37	0,7	1,553	»
23а	1800	16,0	74,0	89,5	30	0,8	1,550	»
28а	1819	24,0	66,5	85,5	42	0,6	1,556	»
29а	1820	24,5	65,5	87,5	40	0,5	1,555	»
<i>Усольский силл</i>								
2440	2019	35,0	66,0	66,0	69	0,7	1,573	»
2441	2023	35,0	64,0	68,5	65	0,4	1,570	»
2442	2025	35,0	64,5	68,0	66	0,5	1,571	Не опр.
2432	2104	36,5	65,0	65,0	71	0,5	1,574	»
2434	2118	32,0	61,0	76,5	55	0,4	1,564	»
2435	2119	32,5	61,5	75,5	56	0,4	1,564	»
2436	2120	31,5	62,0	76,0	55	0,5	1,564	»
2419	2122	34,5	65,5	67,5	66	0,6	1,571	»
2420	2123	36,0	65,0	66,5	67	0,5	1,571	»
2422	2124	35,0	64,0	69,0	64	0,4	1,569	»
2423	2125	34,0	63,0	71,0	62	0,4	1,568	»

ческих методов измерения ($\pm 0,003$ по N , $\pm 2^\circ$ по углам ориентировки оптической индикатрисы). Небольшие содержания железа, магния и воды по химическим анализам (см. табл. 3) обусловлены, вероятно, присутствием хлорита в трещинках спайности кристаллов плагиоклаза.

На рис. 2 изображено изменение состава плагиоклазов в вертикальном разрезе трапповых силлов — Толстомысовского, Падунского, Абанского и Усольского. Абанский силл вскрыт скважиной в верхней части (Белов, 1961), а по Усольскому силлу

Химический состав плагиоклазов из трапшов Толстомысовского силла

Оксиды	816	824	832	836	841	849	881	896
SiO ₂	50,84	58,30	55,10	54,96	53,92	51,36	49,04	49,78
TiO ₂	0,12	0,10	0,11	0,12	0,11	0,12	0,17	0,12
Al ₂ O ₃	30,38	25,66	28,03	27,74	28,85	30,24	30,63	30,30
Fe ₂ O ₃	0,48	0,89	0,32	0,48	0,41	0,48	1,44	—
FeO	0,43	0,35	0,43	0,43	0,35	0,43	0,43	0,86
MgO	0,35	0,09	0,09	0,08	0,12	0,30	0,36	1,01
CaO	13,05	8,53	10,13	10,64	11,16	12,76	14,19	12,93
Na ₂ O	4,24	5,81	5,47	4,57	4,72	3,92	3,26	3,52
K ₂ O	0,25	0,50	0,36	0,16	0,30	0,22	0,25	0,41
H ₂ O	0,54	0,46	0,94	0,56	0,34	0,72	0,48	1,24
Сумма	100,68	100,69	100,98	99,74	100,28	100,55	100,25	100,17
Ab	36,5	52,6	49,4	43,4	41,7	34,5	29,0	31,8
An	61,9	44,6	48,4	55,4	56,6	64,4	69,4	66,0
Or	1,6	2,8	2,2	1,2	1,6	1,1	1,6	2,2
Ап, %	63	46	50	56	58	65	70	67

Примечание. 816 — плагиоклаз из диабазового микропорфирита; 824, 832 — плагиоклаз из диабаз-пегматита; 836, 841 — плагиоклаз из граофирового диабаза; 849 — плагиоклаз из диабаза с офитовой и пойкилоофитовой структурами; 881, 896 — плагиоклаз из троктолитового диабаза. Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Т. А. Лахно.

кери при бурении был отобран в верхнем эндоконтакте и в нижней части. Мощности силлов приведены к условной величине 100 м, чтобы можно было сопоставить соответствующие части вертикального разреза силлов. Для сравнения на этой же диаграмме показано изменение состава плагиоклазов в хорошо изученной Скергаардской интрузии (Уэйджер, Браун, 1970). К сожалению, по трапшовым силлам центральной и северо-западной частей Сибирской платформы мы не смогли найти данных о составе плагиоклазов в образцах с точной привязкой по вертикальному разрезу силлов, хотя состав плагиоклазов изучен оптическими методами по многим трапшовым телам, и колебания состава те же, что и в трапшовых силлах юга Сибирской платформы (Лебедев, 1955; Масайтис, 1958; Додин, Батуев, 1971; Иванов и др., 1971).

Состав плагиоклазов в вертикальном разрезе трапшовых силлов изменяется закономерно (см. рис. 2). В верхнем и нижнем эндоконтактах содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе 56—65%. В дифференцированной (расслоенной) части силлов, занимающей интервал 10—90 м условной 100-метровой

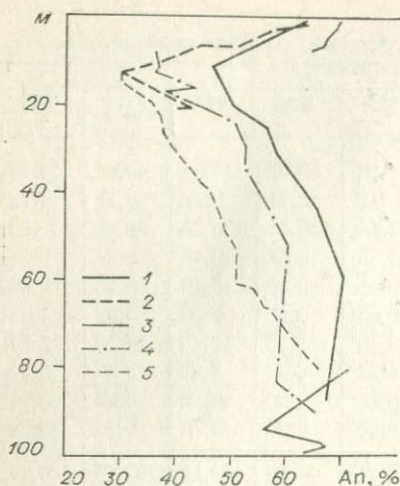


Рис. 2. Изменение состава плагиоклазов в вертикальном разрезе трапповых силлов южной части Сибирской платформы и Скергаардской интрузии (Гренландия).

1 — Толстомысовский; 2 — Абанский;
3 — Усольский и 4 — Падунский силлы;
5 — Скергаардская интрузия

В расслоенной Скергаардской интрузии содержание аортитовой молекулы в плагиоклазе заметно ниже, чем в трапповых силлах южной части Сибирской платформы, за исключением верхней и нижней частей, т. е. самых ранних и самых поздних выделений плагиоклаза. Химические анализы пород Скергаардской интрузии и трапповых силлов южной части Сибирской платформы показывают одинаковое распределение Na_2O по вертикальному разрезу. Следовательно, разница в составе плагиоклазов может быть обусловлена только характером распределения CaO между плагиоклазами и моноклинными пироксенами в процессе кристаллизации магматического расплава.

Явления структурной упорядоченности плагиноклазов исследовались в основном в последние два десятилетия (Smith, Yoder, 1956; Заварицкий и др., 1958; Smith, 1958; Emmons et al., 1960; Марфуни, 1962; Hamilton, Edgar, 1969). В природных образцах были выявлены неупорядоченные, упорядоченные и промежуточные структурно-оптические типы плагиноклазов, причем, по Келеру, первые характерны для эффузивных пород, вторые — для интрузивных глубинных пород (Заварицкий, и др., 1958), третьи — для гипабиссальных пород (Muir, 1955).

В интрузивных траппах юга Сибирской платформы нами было установлено отклонение оптической ориентировки плагиноклазов

мощности силлов, состав плагиноклазов изменяется от $\text{An}_{30}\text{Ab}_{70}$ в верхней части силлов до $\text{An}_{70}\text{Ab}_{30}$ в нижней их части.

В верхней зоне трапповых силлов, сложенной гранофировыми диабазами и диабазпегматитами, содержание аортитовой молекулы в плагиоклазе, в Толстомысовском силле выше 46%, в Падунском — выше 36%, в Абанском — выше 30%. Это связано с глубиной (степенью) фракционирования траппового расплава при его кристаллизации. Различие в основности плагиноклазов сохраняется и в средней части силлов. Только в нижней их части, сложенной троктолитовыми диабазами, плагиноклазы из разных силлов имеют примерно одинаковый состав — 65—70% An.

от таковой для плагиоклазов глубинных пород (Феоктистов, 1961, 1962). В последующие годы были проведены более детальные оптические, химические и рентгеноструктурные исследования плагиоклазов с целью выяснения их структурной упорядоченности и распределения структурно-оптических типов плагиоклазов в вертикальных разрезах трапвых силлов (Феоктистов, Ущановская, 1972).

Упорядоченность плагиоклазов изучалась оптическим и рентгеновским методами. На столике Федорова были определены координаты двойниковых осей в лейстах плагиоклаза, сдвойникованных по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам. Определение состава и условной степени упорядоченности плагиоклазов производилось по диаграмме А. С. Марфунина (1962). Расхождение полученных результатов по составу плагиоклазов с данными химического анализа составляет не более 4% Ап.

Результаты измерения плагиоклазов на столике Федорова представлены на рис. 3, где воспроизведена часть диаграммы

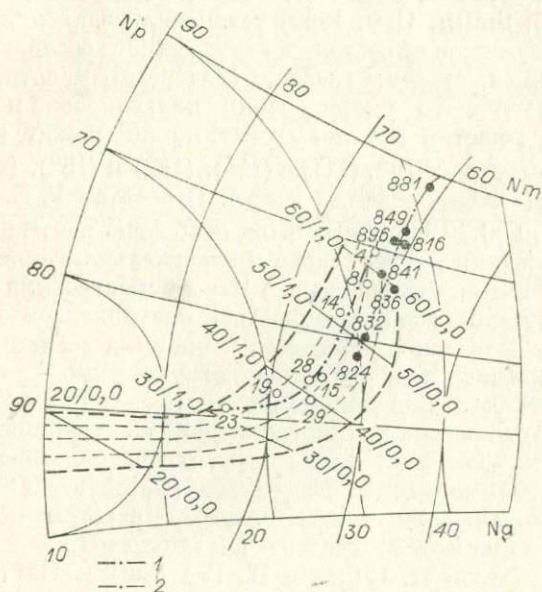


Рис. 3. Диаграмма состав — степень упорядоченности по результатам замеров координат двойниковых осей \perp (010) плагиоклазов из диабазов Толстомысовского (черные кружки) и Абанского (светлые кружки) силлов. Положение кривых для упорядоченных и неупорядоченных плагиоклазов дано по А. С. Марфунину (1962). 1 — линии изменения упорядоченности плагиоклазов Абанского силла; 2 — то же, для Толстомысовского.

А. С. Марфунина. Приведенные материалы показывают, что в пределах каждого силла повышается степень упорядоченности в более кислых плагиоклазах, т. е. в плагиоклазах, развитых в поздних по времени образования частях силлов (зона граптофировых диабазов и диабаз-пегматитов). Неупорядоченные плагиоклазы (условная степень упорядоченности равна нулю) наблюдаются в диабазовом микропорфирите эндоконтакта Толстомысовского силла (обр. 816), а также в средней (обр. 849) и нижней (обр. 881) частях этого же силла. Толстомысовский силл формировался на глубине не более 500 м. В другом силле, Абанском, формирование которого проходило на глубине не менее 2 км, степень упорядоченности плагиоклазов в общем выше, чем в Толстомысовском силле, а полностью неупорядоченные плагиоклазы не были обнаружены. Влияние глубины формирования силла на структурную упорядоченность плагиоклазов вполне очевидно.

Изучая порошковые рентгенограммы различных по составу и условиям образования плагиоклазов, некоторые исследователи (Tuttle, Bowen, 1950; Goodyear, Duffin, 1954; Smith, Yoder, 1956; Smith, 1956; Smith, Gay, 1958) установили зависимость смещения ряда рефлексов от состава и структурного состояния плагиоклазов. Были построены графики (диаграммы) соотношения состава, структурного упорядочения плагиоклазов и некоторых параметров решетки и угловых расстояний между рефлексами на порошкограммах (γ^* , (111) и $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, $(\bar{1}\bar{3}\bar{2})$ и (132), $(\bar{1}\bar{3}\bar{1})$ и (131), $\Gamma = 2\theta_{(131)} + 2\theta_{(220)} - 4\theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$ и др.). В работах Г. В. Бамбауэра (Bambauer et al., 1965, 1967) были обобщены рентгеноструктурные исследования плагиоклазов и значительно уточнены аналитические данные, положенные в основу построения диаграмм; под структурной упорядоченностью плагиоклазов понимается упорядоченность ионов алюминия и кремния в алюминий-кремниевых тетраэдрах полевошпатовой структуры.

Применяя рентгеновский порошковый метод для определения структурного состояния плагиоклазов из трапповых силлов южной части Сибирской платформы, мы воспользовались уточненной диаграммой Г. В. Бамбауэра (Bambauer et al., 1967), представляющей зависимость углового расстояния $2\theta_{(131)}$ — $2\theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$ от химического состава плагиоклазов, и для сравнения — диаграммой И. Смита и П. Гея (Smith, Gay, 1958) для функции

$$\Gamma = 2\theta_{(131)} + 2\theta_{(220)} - 4\theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})},$$

которая тоже основана на большом количестве химически проанализированных образцов. Эти диаграммы были выбраны еще и потому, что указанные угловые расстояния являются наиболее чувствительными к изменению структурного состояния плагиоклазов.

Исследования проводились фотографическим методом в камере РКУ-114 на FeK-излучении при режиме 30 кВ, 16 мА с экспозицией 11 ч. Разрешение линий в интересующей нас области углов было вполне достаточным. Рентгенограммы измерялись на компараторе ИЗА-2 с последовательным перемещением пленки при фиксировании общих линий, так как максимальная длина, которую компаратор позволяет промерять, составляет 200 мм. Линии измерялись с точностью $\pm 0,05$ мм, что соответствует измерению углов с точностью $\pm 0,02^\circ$. Эталонные графики построены для медного излучения, поэтому углы пересчитывались путем определения d и нахождения по таблицам Я. Л. Гиллера (1966) угла, соответствующего этому d на медном излучении.

Результаты расчета рентгенограмм плагиоклазов приведены в табл. 4 и нанесены на диаграмму (рис. 4,а), на которой показана зависимость $2\Theta_{(131)} - 2\Theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$ от состава плагиоклазов (Vambauer et al., 1967), и на диаграмму (рис. 4,б), показывающую зависимость функции $\Gamma = 2\Theta_{(131)} + 2\Theta_{(220)} - 4\Theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$ от состава плагиоклазов (Smith, Gay, 1958).

Измеренные угловые расстояния $2\Theta_{(131)} - 2\Theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$ показали отчетливую принадлежность к плагиоклазам с неупорядоченной структурой лишь обр. 881 из Толстомысовского силла, который

Таблица 4

Результаты расчета рентгенограмм плагиоклазов

№ образца	Ап, %	$\Theta_{(131)}$	$\Theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$	$\Theta_{(220)}$	$2\Theta_{(131)} - 2\Theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$	Γ
<i>Толстомысовский силл</i>						
816	63	15,86	14,83	14,30	2,06	1,00
824	46	15,82	14,90	14,30	1,84	0,64
832	50	15,80	14,87	14,30	1,86	0,72
836	56	15,80	14,81	14,27	1,98	0,90
841	58	15,81	14,83	14,28	1,96	0,86
849	65	15,84	14,81	14,30	2,06	1,04
881	70	15,86	14,77	14,30	2,18	1,24
896	67	15,80	14,77	14,28	2,06	1,08
<i>Абанский силл</i>						
4а	63	15,80	14,83	14,27	1,94	0,82
8а	57	15,85	14,89	14,31	1,92	0,76
14а	51	15,78	14,88	14,26	1,80	0,56
15а	44	15,80	14,88	14,27	1,84	0,62
19а	37	15,78	14,90	14,24	1,76	0,44
23а	30	15,76	14,89	14,24	1,74	0,44
28а	42	15,81	14,89	14,29	1,84	0,64
29а	40	15,81	14,91	14,29	1,80	0,56

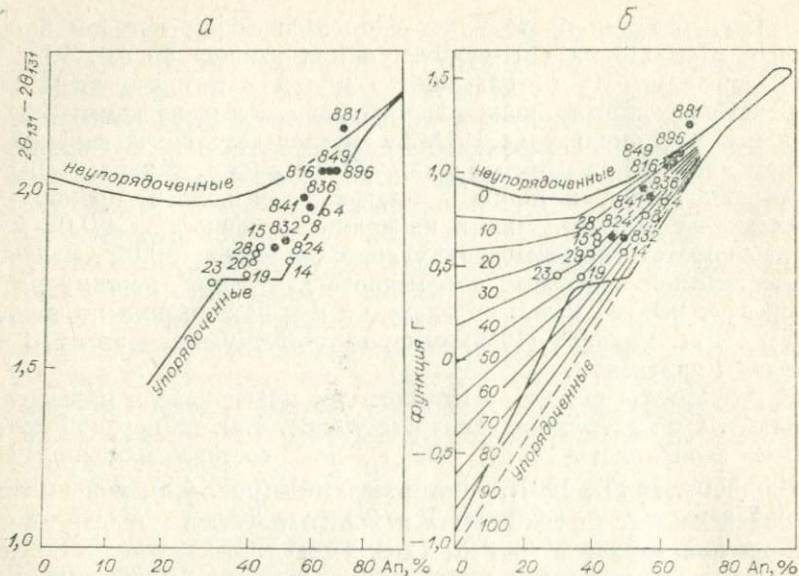


Рис. 4. Состав — степень упорядоченности по результатам замеров угловых расстояний $2\theta_{(131)} - 2\theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$ (а) и $2\theta_{(131)} + 2\theta_{(220)} - 4\theta_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})} = \Gamma$ (б) в плагиоклазах из диабазов Толстомысовского (черные кружки) и Абанского (светлые кружки) силлов. Положение кривых для упорядоченных и неупорядоченных плагиоклазов дано для а — по Бамбауэру и др. (Bambauer e. a., 1967), для б — по Смигу и Гею (Smith, Gay, 1958).

был отобран в нижней его зоне, сложенной троктолитовыми диабазами. То же самое наблюдается и по данным функции Γ (см. рис. 4, б). Близки к упорядоченным плагиоклазы обр. 816 (диабазовый микропорфирит из эндоконтакта), обр. 849 (диабаз из средней зоны силла) и обр. 896 (троктолитовый диабаз из нижней зоны силла). Плагиоклаз из обр. 836 занимает промежуточное положение между упорядоченной и неупорядоченной структурами. Другие образцы плагиоклазов, включая все из Абанского силла, имеют промежуточную упорядоченность и приближаются к плагиоклазам с упорядоченной структурой (см. рис. 4).

Следовательно, оптические и рентгеноструктурные исследования плагиоклазов показывают повышение степени упорядоченности плагиоклазов в более поздних по времени образования частях трапловых силлов. Кристаллизация расплава приводит к следующей последовательности образования пород: диабазовый микропорфирит эндоконтактов, троктолитовый диабаз нижней зоны силлов, диабазы с офитовой и пойкилоофитовой структурами средней зоны силлов, гранофировый диабаз, диабаз-пегматит верхней зоны силлов. Продолжительность формирования

ния дифференциатов в этом ряду резко возрастает от диабазовых микропорфиров к диабаз-пегматитам, что обусловлено резким снижением скорости теплоотдачи расплава при снижении его температуры. Это является, вероятно, одной из причин различия степени упорядоченности плагиоклазов в вертикальном разрезе отдельных трапшových силлов. Более высокая степень упорядоченности плагиоклазов Абанского силла по сравнению с плагиоклазами Толстомысовского обусловлена большей глубиной формирования Абанского силла, что отмечалось выше.

Рентгеноструктурные исследования В. Ф. Коула, Х. Серума и В. Х. Тейлора (1956) показали, что альбитовая и анортитовая молекулы в плагиоклазах дают истинные изоморфные смеси в пределах 0—30% An со структурой альбитового типа и в пределах 72—100% An со структурой анортитового типа. Для плагиоклазов с 30—72% An авторы предполагают наличие структуры переходного типа, которая может быть и неупорядоченной (с дифракционной картиной анортитового или альбитового типов), и упорядоченной (переслаивание этих двух типов) с дифракционной картиной промежуточного типа.

Исследованные нами плагиоклазы из трапшových южной части Сибирской платформы изменяются по составу в пределах 30—72% An, т. е. полностью относятся к плагиоклазам промежуточного типа. Такие же пределы изменения состава плагиоклаза характерны и для мощных расслоенных интрузий основного состава (Уэйджер, Браун, 1970). Отсутствие более основных плагиоклазов в трапшах обусловлено, вероятно, исходным химическим составом трапшového расплава, соотношение в котором Ca и Al, с одной стороны, Na и Si — с другой, регулируют состав кристаллизующихся в начальный этап плагиоклазов. Отсутствие более кислых плагиоклазов связано с предельными возможностями фракционирования трапшového расплава при его кристаллизации.

Количественный спектральный анализ показал наличие в плагиоклазах SrO и BaO (табл. 5)¹ и отсутствие Co, Ni, Cr и V, чувствительность определения которых была 0,001%. Содержание BaO не зависит от состава плагиоклазов, т. е. от изменения содержания CaO и Na₂O, но показывает незначительное повышение с увеличени-

Таблица 5
Содержание BaO, K₂O, SrO и CaO в плагиоклазах, вес. %

№ образца	BaO	K ₂ O	SrO	CaO
816	0,024	0,25	0,036	13,05
824	0,026	0,50	0,074	8,53
832	0,019	0,36	0,048	10,13
836	0,022	0,16	0,053	10,64
841	0,022	0,30	0,050	11,16
849	0,018	0,22	0,036	12,76
881	0,017	0,25	0,028	14,19
896	0,032	0,41	0,062	12,93

¹ Чувствительность определения по Sr и Ba составляла 0,01%, точность 25%.

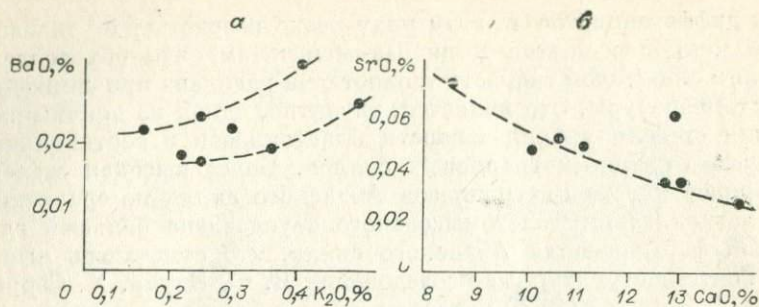


Рис. 5. Соотношение содержания BaO и K_2O (а) и SrO и CaO (б) в плагиоклазах Толстомысовского силла.

ем содержания в плагиоклазах K_2O (рис. 5,а). Содержание SrO зависит от состава плагиоклазов: с уменьшением в них содержания CaO содержание SrO возрастает (рис. 5,б). Только в обр. 896 повышенное содержание SrO не отвечает этой закономерности. В процессе кристаллизации и дифференциации трапсового расплава наблюдается повышение содержания K_2O и понижение CaO (Феоктистов, 1961), BaO и SrO накапливаются в остаточном расплаве, но более заметно это сказывается на увеличении содержания SrO .

Л. Уэйджер и Г. Браун (1970) установили аналогичное распределение стронция в плагиоклазах и в различных дифференциатах Скергаардской интрузии, но содержание стронция в плагиоклазах несколько выше (0,1—0,5%). Содержание бария в плагиоклазах Скергаардской интрузии зависит от содержания кальция (с возрастанием содержания CaO содержание BaO понижается). Это послужило, видимо, основанием предположить, что барий занимает в структуре плагиоклаза позиции кальция. Более правильным является предположение Б. Мейсона (1971) о том, что по размерам ионов лишь калий может замещаться барием. Это подтверждается и нашими данными о зависимости содержания бария в плагиоклазах от содержания в них калия.

СОСТАВ МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ТРАПОВЫХ СИЛЛОВ

Пироксены являются постоянной составной частью всех разновидностей трапсов; они составляют 15—50% объема горной породы. Среди пироксенов преобладает авгит. Пижонит и ромбический пироксен (гиперстен) присутствуют лишь в нижней

зоне силла, сложенной троктолитовыми диабазами, содержание их 1—2%. Поэтому детально были исследованы кальциевые моноклинные пироксены, являющиеся одним из главных породообразующих минералов изучаемых трапшвов.

Моноклинные пироксены в разновидностях трапшвов с офитовой и долеритовой структурами образуют ксеноморфные кристаллы, по своим размерам соответствующие размерам лейст плагиоклаза (0,1—1,0 мм). Цвет пироксена в шлифах розовато-буроватый или коричневатый, реже наблюдаются слабые зеленоватые оттенки. Кристаллы авгита имеют хорошо развитую призматическую спайность; пинакоидальная спайность развита слабее. Двойники обычно отсутствуют.

В разновидностях трапшвов с пойкилоофитовой структурой моноклинный пироксен образует крупные пойкилокристы (до 5—7 мм), иногда имеющие призматический облик. Такие кристаллы отличаются от ксеноморфных кристаллов пироксена формой и наличием простых двойников, плоскость срастания которых ориентирована по длинной оси пойкилокристаллов пироксена.

В диабаз-пегматитах с призматически-зернистой структурой моноклинный пироксен образует призматические кристаллы, которые по идиоморфизму в отдельных случаях не уступают лейстам плагиоклаза. Почти все кристаллы авгита представляют собой простые двойники. Размеры призм авгита колеблются от долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Ромбический пироксен (гиперстен) развивается по пижониту. Призматические кристаллы его обычно расположены около зерен оливина (иногда в виде узкой каемочки) и содержат вросстки рудного минерала. Часто гиперстен наблюдается в виде закономерно расположенных мелких пластинчатых вростков в пижоните, редко в авгите. Гиперстен всегда бесцветный.

Содержание моноклинных пироксенов в вертикальном разрезе трапшвовых силлов южной части Сибирской платформы приведено в табл. 6 и показано на рис. 6. Содержание пироксена определялось подсчетами в шлифах на интеграционном столике.

В эндоконтактных зонах трапшвовых силлов содержание моноклинного пироксена 38—44%. Во внутренней раздифференцированной части силлов содержание пироксена не превышает 35%. В верхней зоне, сложенной гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами, содержание моноклинного пироксена меньше, чем в двух других нижележащих зонах. Но в отдельных разновидностях диабаз-пегматитов, названных нами (Феоктистов, 1961) призматически-зернистыми, содержание пироксена достигает 30%. Наиболее устойчивое содержание моноклинного пироксена (25—32%) отмечается в средней зоне трапшвовых силлов, сложенной диабазами с офитовой и пойкилоофитовой структурами. В зоне троктолитовых диабазов (нижняя часть силлов)

Содержание моноклинного пироксена в вертикальных разрезах траптовых силлов

1			2			3		
№ образца	Глубина, м	об. %	№ образца	Глубина, м	об. %	№ образца	Глубина, м	об. %
816	7	31,6	13	68	24,8	2440	2019	42,0
818	12	28,2	15	75	32,4	2441	2023	32,7
822	26	26,5	17	79	29,8	2442	2025	41,0
824	34	16,0	18	83	24,5	2375	2044	11,0
830	51	22,0	20	90	17,9	2376	2045	18,3
832	59	34,4	23	100	18,1	2377	2046	20,3
836	74	32,9	25	109	34,0	2432	2103	19,0
839	85	27,4	26	117	31,0	2434	2118	24,6
841	90	14,9	28	130	32,3	2435	2119	15,3
843	99	27,0	29	145	33,9	2436	2121	26,2
846	111	25,3	31	165	23,0	2419	2122	30,4
849	123	23,6	32	175	28,6	2420	2123	22,6
850	127	25,5	33	185	30,4	2422	2124	29,0
854	142	24,8	34	195	24,2	2423	2125	46,4
857	157	23,5	35	205	22,9	—	—	—
880	165	17,1	36	215	23,5	—	—	—
881	169	29,5	—	—	—	—	—	—
883	179	23,8	—	—	—	—	—	—
886	194	25,3	—	—	—	—	—	—
889	208	26,0	—	—	—	—	—	—
892	222	17,8	—	—	—	—	—	—
893	227	25,5	—	—	—	—	—	—
894	232	23,6	—	—	—	—	—	—
896	243	26,2	—	—	—	—	—	—
897	248	33,5	—	—	—	—	—	—
898	263	34,0	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — Толстомысовский силл, створ Усть-Илимской ГЭС, скв. 3006, траппы вскрыты в интервале 5—280 м; 2 — Падунский силл, створ Братской ГЭС, скв. 5056, траппы вскрыты в интервале 62 — 222 м; 3 — Усольский силл, Усть-Кутская площадь, скв. 6, траппы вскрыты в интервале 2018—2125 м.

содержится 18—30% пироксена, что определяется содержанием в траппах оливина (чем больше оливина, тем меньше в породе пироксена).

Распределение содержаний моноклинного пироксена в вертикальном разрезе траптовых силлов, имеющих различную мощность, совершенно одинаковое (см. рис. 6). Только в средней зоне Толстомысовского силла содержание пироксена несколько ниже, чем в той же зоне Падунского силла.

В моноклинных пироксенах в траптовых телах южной части Сибирской платформы при кристаллизации и дифференциации трапсового расплава железистость повышается. Общее направление этого изменения состава пироксенов примерно такое же, как было отмечено ранее исследователями (Соболев, 1936; Hess, 1949; Poldervaart, Hess, 1951; Muir, 1954; Murrey, 1954; Brown,

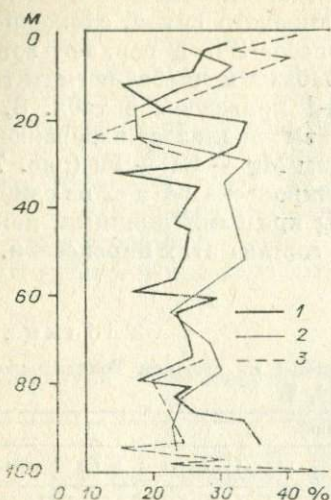


Рис. 6. Содержание моноклинного пироксена в диабазе в вертикальном разрезе Толстомысовского (1), Падунского (2) и Усольского (3) силлов.

пироксена. В дальнейшем будем различать их как пироксен-1 и пироксен-2. В одном и том же образце траппа пироксен-1 всегда более светлый и легкий, чем пироксен-2. В нижней половине (по мощности) траппового силла пироксен-1 макроскопически имеет слабый зеленоватый оттенок, а пироксен-2 — слабый буроватый. В верхней половине траппового силла оба пироксена буроватые, но у пироксена-2 окраска более интенсивная.

По выделенным фракциям пироксенов-1 и-2 были определены их количественные соотношения и установлены их содержания (в об. %) в исходной породе (табл. 7). Эти соотношения, конечно,

1957; MacDougall, 1961; Уэйджер, Браун, 1970) в расслоенных телах основных пород.

В результате исследований состава и распределения моноклинных пироксенов в вертикальном разрезе трапповых силлов южной части Сибирской платформы были выявлены некоторые особенности, которые будут рассмотрены ниже.

Моноклинные пироксены были изучены оптическим, химическим и рентгеноструктурным методами. По вертикальному разрезу Толстомысовского силла были отобраны 8 образцов траппов, характеризующих все выделенные в силле зоны. При выделении мономинеральных фракций моноклинного пироксена из этих образцов путем магнитной сепарации и разделением в тяжелых жидкостях в каждом образце траппа оказалось по две фракции

Таблица 7

Содержание моноклинных пироксенов-1 и -2 в траппах Толстомысовского силла, об. %

№ образца	Общее содержание пироксенов	Соотношение пироксенов-1 и -2	Содержание пироксена-1	Содержание пироксена-2
816	31,6	0,55 : 0,45	17,4	14,2
824	16,0	0,50 : 0,50	8,0	8,0
832	34,4	0,20 : 0,80	6,9	27,5
836	32,9	0,30 : 0,70	9,9	23,0
841	14,9	0,60 : 0,40	8,9	6,0
849	23,6	0,55 : 0,45	13,0	10,6
881	29,5	0,80 : 0,20	23,6	5,9
896	26,2	0,65 : 0,35	17,0	9,2

приблизительные, тем не менее наблюдается заметное преобладание пироксена-1 в нижней зоне траппового силла, сложенной троктолитовыми диабазами, а пироксена-2 — в верхней зоне, в которой развиты гранофировые диабазы и диабаз-пегматиты.

Химические анализы пироксенов-1 приведены в табл. 8, а пироксенов-2 — в табл. 9. Результаты анализов изображены также на нижней половине диаграммы Mg — Ca — Fe (рис. 7), на которой точки, соответствующие пироксенам-1 и -2 из одного и того же образца траппа, соединены прямыми линиями, показывающими направление изменения состава этих пироксенов.

Таблица 8

Химический состав моноклинных пироксенов-1 из траппов Толстомысовского силла, вес. %

Окислы	№ образца							
	816-1	824-1	832-1	836-1	841-1	849-1	881-1	896-1
SiO ₂	52,17	49,48	50,76	49,95	50,98	51,20	51,26	49,08
TiO ₂	0,69	1,07	0,73	0,97	0,98	0,81	0,74	0,75
Al ₂ O ₃	5,68	1,83	4,95	1,88	2,77	3,21	3,99	4,08
Fe ₂ O ₃	1,84	4,42	1,67	0,32	0,30	1,12	—	0,72
FeO	7,57	20,05	14,01	12,30	11,49	7,90	7,66	8,43
MnO	0,34	0,42	—	—	—	—	—	—
MgO	15,17	10,02	11,77	16,23	14,38	15,72	15,04	16,79
CaO	16,58	12,98	15,28	18,72	17,82	19,63	19,95	19,22
Na ₂ O	0,48	0,18	0,81	0,31	0,45	0,31	0,45	0,50
K ₂ O	—	—	0,11	—	—	—	—	—
С у м м а	100,52	100,45	100,09	100,68	99,17	99,90	99,09	99,57

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Si	1,89	1,91	1,91	1,88	1,92	1,90	1,91	1,83
Al	0,11	0,08	0,09	0,08	0,08	0,10	0,09	0,17
Al	0,13	—	0,13	—	0,04	0,04	0,08	0,01
Ti	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Fe ⁺³	0,05	0,13	0,05	—	0,01	0,03	—	0,02
Fe ⁺²	0,23	0,65	0,44	0,39	0,36	0,25	0,24	0,26
Mn	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
Mg	0,82	0,58	0,66	0,91	0,81	0,87	0,83	0,94
Ca	0,65	0,54	0,62	0,75	0,72	0,78	0,82	0,77
Na	0,03	0,01	0,06	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04

Соотношение магния, железа и кальция

Mg	46,8	30,5	37,3	44,4	42,6	45,1	43,9	47,2
Fe	16,0	41,1	27,7	19,0	19,5	14,5	12,7	14,1
Ca	37,2	28,4	35,0	36,6	37,9	40,4	43,4	38,7
Mg/Fe	2,92	0,74	1,35	2,33	2,18	3,11	3,45	3,35

Пироксены-1 отличаются от пироксенов-2 более высоким содержанием Mg и Ca и более низким содержанием Fe в каждом конкретном образце горной породы. Поэтому мы считаем, что пироксены-1 кристаллизовались раньше, чем пироксены-2.

Пироксены-1 из разных образцов траппов образуют свой ряд изменения от пироксена, близкого по составу к диопсиду (обр. 881-1, $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{44}\text{Fe}_{13}$), до железистого субкальциевого авгита (обр. 824-1, $\text{Ca}_{28}\text{Mg}_{31}\text{Fe}_{41}$). Несмотря на некоторый разброс точек, линия этого изменения проходит в направлении от диопсида к клиноферросилиту, т. е. в пироксенах-1 магний и кальций одновременно замещаются железом.

Таблица 9

Химический состав моноклинных пироксенов-2 из траппов Толстомысского силла, вес. %

Оксиды	№ образца							
	816-2	824-2	832-2	836-2	841-2	849-2	881-2	896-2
SiO ₂	50,10	48,80	49,60	49,62	48,64	50,02	50,58	50,63
TiO ₂	1,09	1,41	1,21	1,17	1,21	0,56	1,04	1,03
Al ₂ O ₃	2,92	3,11	1,25	1,29	1,28	2,50	4,55	3,49
Fe ₂ O ₃	2,35	1,86	0,75	0,70	—	3,03	1,14	3,16
FeO	13,08	19,39	18,19	17,24	22,74	10,77	12,80	10,03
MnO	0,58	—	—	—	—	—	0,37	0,51
MgO	15,25	10,07	12,04	11,89	11,07	14,54	13,82	15,55
CaO	15,00	15,55	16,04	17,04	14,84	18,14	15,77	15,32
Na ₂ O	0,24	0,37	0,30	0,40	0,30	0,31	0,53	0,31
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,09	—
Сумма	100,61	100,56	99,38	99,35	100,08	99,87	100,69	100,03

Количество ионов в пересчете на 6(0)

Si	1,88	1,88	1,92	1,92	1,91	1,88	1,88	1,88
Al	0,12	0,12	0,06	0,06	0,06	0,11	0,12	0,12
Al	0,01	0,02	—	—	—	—	0,08	0,03
Ti	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03
Fe ⁺ ₃	0,07	0,06	0,02	0,02	—	0,09	0,03	0,09
Fe ⁺ ₂	0,41	0,63	0,59	0,56	0,74	0,34	0,40	0,31
Mn	0,02	—	—	—	—	—	0,01	0,02
Mg	0,85	0,58	0,70	0,69	0,65	0,82	0,77	0,86
Ca	0,60	0,64	0,67	0,71	0,62	0,73	0,63	0,61
Na	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02

Соотношение магния, железа и кальция

Mg	44,0	30,4	35,4	34,8	32,4	41,4	42,1	46,0
Fe	24,9	36,1	30,8	29,3	36,8	21,7	23,5	21,4
Ca	31,1	33,5	33,8	35,8	30,8	36,9	34,4	32,6
Mg/Fe	1,77	0,84	1,15	1,19	0,88	1,90	1,79	2,15

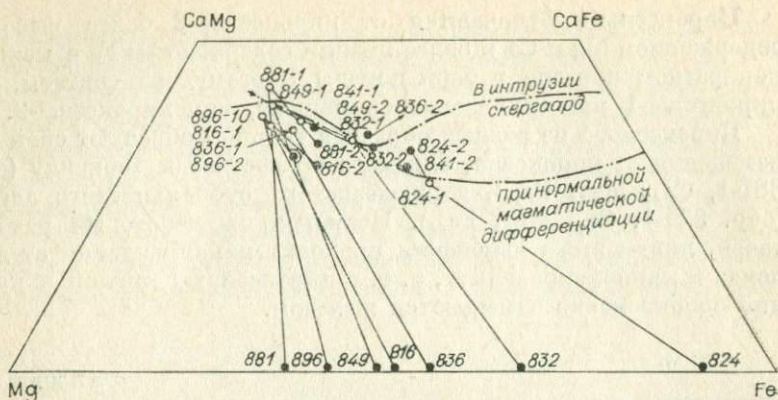


Рис. 7. Состав моноклинных пироксенов и ассоциирующихся с ними оливинов в диабазах Толстомысовского силла.

Изменение состава пироксена-2 из разных образцов трапфов происходит в несколько меньших пределах — от состава $\text{Ca}_{33}\text{Mg}_{46}\text{Fe}_{21}$ (обр. 896-2) до состава $\text{Ca}_{34}\text{Mg}_{36}\text{Fe}_{36}$ (обр. 824-2). При наличии некоторого разброса точек линия этого изменения почти параллельна линии изменения диопсид—геденбергит, т. е. только магний замещается железом при постоянном содержании кальция.

Поскольку линии изменения составов пироксенов-1 и -2 пересекаются в области железистых пироксенов, вполне вероятно, что в диабаз-пегматитах, в которых оба пироксена железистые, пироксен-2 кристаллизовался раньше, чем пироксен-1. В точке пересечения двух линий изменения состава пироксенов различие в составе пироксена-1 и-2 минимальное (обр. 832-1 и 832-2).

Содержание Fe_2O_3 и Al_2O_3 в пироксенах-1 и-2 составляет 0—5% и не показывает какой-либо зависимости от их состава (железистости). В структурных формулах обоих пироксенов наблюдается незначительный дефицит атомов кремния, который не всегда покрывается наличием алюминия, но в этом случае всегда хватает того незначительного количества титана, которое содержится в пироксенах. Следовательно, кремний не замещается окисным железом, и при расчете состава пироксенов окисное железо учитывалось вместе с закисным.

Наличие двух пироксенов было установлено Д. А. Додиным и В. А. Шатковым (1971) в Талнахской траптовой интрузии (северо-западная часть Сибирской платформы). Цвет их в нижней и средней зонах интрузий бурый и зеленый, а в верхней зоне и в эндоконтактах — только бурый, т. е. распределение пироксенов по цвету такое же, как и в Толстомысовском силле. Проанализированные мономинеральные фракции пироксенов (всего 14) оказались довольно близкими по составу, поэтому

трудно говорить о какой-либо тенденции в изменении состава бурых и зеленых пироксенов Талнахской интрузии, хотя авторы указывают на более высокую железистость бурых пироксенов по сравнению с зелеными. В интрузиях Норильск-1 и гора Черная по оптическим данным (Годлевский, Баталиев, 1958) состав моноклинных пироксенов изменяется от $En_{57-60} Wo_{35-39} Fs_{4-5}$ в более основных породах нижних частей интрузий до $En_{22-30} Wo_{42-44} Fs_{26-36}$ в более кислых породах верхних частей интрузии.

На диаграмме (см. рис. 7) помещены составы оливинов из тех же образцов трапшов, из которых были выделены и проанализированы моноклинные пироксены. Сосуществующими с оливином минералами являются, очевидно, пироксены-1. Железистость оливинов всегда выше железистости пироксенов. Разница в железистости между ними возрастает в процессе кристаллизации и дифференциации расплава. В ранних троктолитовых диабазах нижней зоны силла отношение $Fe : (Mg + Fe)$ в оливине составляет 36%, а в пироксене-1—22% (обр. 881), т. е. разница в железистости оливина и пироксена-1 равна 14%. В наиболее поздних по времени образования диабаз-пегматитах верхней зоны силла отношение $Fe : (Mg + Fe)$ в оливине составляет 90%, а в пироксене-1—57% (обр. 824), т. е. разница в железистости оливина и пироксена-1 повышается до 33%. Более интенсивное повышение железистости оливина по сравнению с пироксеном-1 в процессе дифференциации трапшового расплава видно на диаграмме (см. рис. 7) по изменению наклона линий, соединяющих оливины и пироксены-1 из одних и тех же образцов трапшов. На аналогичное соотношение железистости в сосуществующих оливинах и пироксенах указывали В. С. Соболев (1936) для трапшов Сибирской платформы и Р. Муррей (Murrey, 1954) для основных пород силла Гарб Эйлин (Шайантские острова, Великобритания).

Состав пироксенов из других трапшовых силлов определялся только оптическими методами. По измеренным углам оптических осей и показателям преломления состав пироксенов определялся по диаграмме В. Е. Трегера (1968). В табл. 10 приведены оптические константы и вычисленные по ним составы пироксенов из трапшов Толстомысовского, Падунского и Усольского силлов. Сопоставление количества содержания энстатитовой (En), ферросилитовой (Fs) и волластонитовой (Wo) молекул в моноклинных пироксенах из трапшов Толстомысовского силла оптическим (табл. 10) и химическим (см. табл. 8, 9) методами показывает, что разница в определении содержания отдельных молекул $\pm 2,5\%$.

Изменение отношения $Fe : (Mg + Fe)$ в пироксенах в вертикальном разрезе Толстомысовского и Падунского силлов, а также в пироксенах Скергаардской интрузии (Уэйджер, Браун, 1970) представлено на рис. 8. В верхней части силлов,

Оптические свойства и состав моноклинных пироксенов из трапсов южной части Сибирской платформы

№ образца	Ng'	Np'	+2V	En, %	Fs, %	Wo, %
-----------	-------	-------	-----	-------	-------	-------

Толстомысовский силл, мощность 275 м

816-1	1,709	1,681	44	47	16	37
816-2	1,716	1,687	36	44	24	32
824-1	1,735	1,708	37	31	41	28
824-2	1,730	1,702	42	32	35	33
832-1	1,724	1,695	42	36	30	34
832-2	1,725	1,698	42	35	31	34
836-1	1,713	1,685	44	43	20	37
836-2	1,724	1,695	43	36	29	35
841-1	1,713	1,685	45	43	19	38
841-2	1,730	1,702	40	33	35	32
849-1	1,709	1,680	48	45	15	40
849-2	1,716	1,687	44	42	21	37
881-1	1,709	1,680	50	45	14	41
881-2	1,716	1,689	43	40	24	36
896-1	1,706	1,678	46	48	13	39
896-2	1,713	1,685	40	45	20	35

Падунский силл, мощность 160 м

15	1,742	1,716	49	20	43	37
17	1,741	1,716	52	19	42	39
18	1,740	1,714	55	18	39	43
20	1,738	1,712	50	23	39	38
23	1,730	1,704	46	30	35	35
25	1,724	1,698	44	34	31	35
26	1,722	1,696	45	35	29	36
29	1,722	1,698	46	33	30	37
34	1,718	1,694	44	36	28	36
35	1,722	1,698	43	34	31	35

Усольский силл, мощность 107 м

2440	1,722	1,693	43	38	26	36
2441	1,730	1,702	41	36	36	34
2442	1,724	1,696	41	36	30	34
2375	1,737	1,712	41	28	42	30
2376	1,737	1,712	42	27	42	31
2377	1,737	1,710	41	29	40	31
2432	1,730	1,700	42	41	24	35
2434	1,724	1,696	42	36	30	34
2435	1,722	1,694	40	38	28	34
2436	1,724	1,696	42	36	30	34
2419	1,722	1,692	44	38	25	37
2420	1,722	1,691	43	39	25	36
2422	1,722	1,692	44	38	25	37
2423	1,718	1,690	43	40	23	37

в зоне развития гранофировых диабазов и диабаз-пегматитов, наблюдается резкое увеличение железистости пироксенов. В средней и нижней частях силлов изменение железистости незначительное. Железистость моноклинных пироксенов Падунского силла и Скергаардской интрузии здесь аналогична железистости пироксенов-2 из трапш Толстомысовского силла. Пироксены-1 из трапш Толстомысовского силла отличаются пониженной железистостью (повышенной магниальностью). Частично это происходит вследствие меньшего содержания в них волластонитовой молекулы по сравнению с пироксенами Падунского силла и Скергаардской интрузии, а в основном — за счет большего содержания энстатитовой молекулы.

В зоне развития гранофировых диабазов и диабаз-пегматитов железистость пироксенов-1 и -2 Толстомысовского силла меньше, чем в пироксенах Падунского силла, а пироксены с максимальной величиной отношения $Fe : (Fe + Mg)$, равной 100%, установлены в Скергаардской интрузии (Уэйджер, Браун, 1970).

Различие в железистости моноклинных пироксенов разных магматических тел обусловлено исходным составом магматического расплава, порядком выделения минералов и составом остаточного фракционированного расплава.

На диаграмме $Mg-Ca-Fe$ (рис. 9) приведены линии изменения составов моноклинных пироксенов из трапш Толстомысовского и Падунского силлов, а также из основных пород расслоенной Скергаардской интрузии. Изменение состава пироксенов Толстомысовского силла соответствует изменению состава пироксенов при нормальной магматической дифференциации, а изменение состава пироксенов Падунского силла совпадает с таковым Скергаардской интрузии, резко отличающимся от изменения состава пироксенов при нормальной магматической дифференциации в области железистых пироксенов. В железистых пироксенах Усольского силла наблюдается раздвоение линии изменения их состава. Одна ветвь приближается к направлению изменения состава пироксенов при нормальной магматической дифференциации, а другая — к изменению сос-

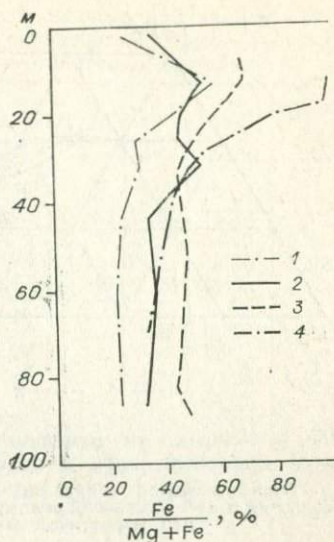


Рис. 8. Изменение отношения $Fe : (Fe + Mg)$ в моноклинных пироксенах в вертикальном разрезе трапшовых силлов и Скергаардской интрузии.

1 — Толстомысовский (пироксен-1),
2 — Толстомысовский (пироксен-2)
и 3 — Падунский силлы; 4 — Скергаардская интрузия.

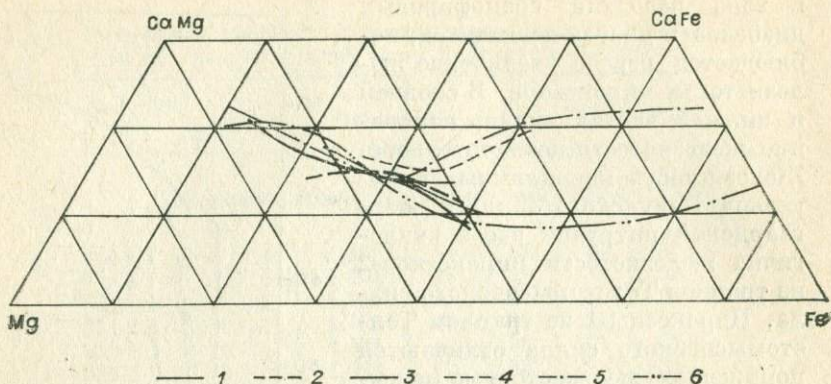


Рис. 9. Направление изменения состава моноклиньных пироксенов в процессе кристаллизации и дифференциации магматического расплава. 1 — Толстомысовский (пироксены-1); 2 — Толстомысовский (пироксены-2); 3 — Усольский и 4 — Падунский силлы; 5 — Скергаардская интрузия; 6 — при нормальной магматической дифференциации (Трегер, 1968).

тава пироксенов в Падунском силле. Появление верхней ветви обусловлено ббльшим содержанием волластонитовой молекулы в пироксенах Падунского силла и Скергаардской интрузии.

Среди моноклиньных пироксенов из траппов южной части Сибирской платформы пироксены с отношением $Fe : (Mg + Fe)$ более 70% не обнаружены. Отсутствие более железистых пироксенов может быть обусловлено ограниченной степенью фракционирования траппового расплава при его кристаллизации, так как мощность трапповых тел на юге Сибирской платформы не превышает 300 м, тогда как вертикальный разрез Скергаардской интрузии определяется величиной более 2500 м (Уэйджер, Браун, 1970).

Химически проанализированные пироксены-1 и-2 из траппов Толстомысовского силла были исследованы рентгеноструктурным методом (аналитик З. Ф. Ущাপовская). Съемка образцов производилась в камере РКД, $D=57,3$ мм, $d=0,3$ мм на FeK -излучении с экспозицией 2,5 ч. В качестве внутреннего стандарта использовался германий ($a=5,6575 \pm 0,0004$ Å). Были определены параметры элементарной ячейки путем ра счета порошкограмм, индцированных по диоксиду. Результаты приведены в табл. 11.

Различия в параметрах элементарной ячейки пироксенов-1 и-2 наблюдаются в том случае, когда они отличаются по содержанию ферросилитовой или волластонитовой молекул. Они принадлежат, следовательно, к одному структурному типу. Изменение параметров элементарной ячейки a , c , β и $a \sin \beta$ не показывает прямолинейной зависимости от изменения состава исследованных пироксенов, т. е. от содержания в пироксе-

Параметры элементарной ячейки моноклинных пироксенов из трапшов Толстомысовского силла

№ образца	$a \text{ \AA}$	$b \text{ \AA}$	$c \text{ \AA}$	β	$a \sin \beta / \text{ \AA}$
816-1	9,76	8,922	5,27	73°24'	9,353
816-2	9,76	8,941	5,27	73°13'	9,343
824-1	9,75	8,958	5,27	73°13'	9,334
824-2	9,76	8,958	5,30	73°30'	9,358
832-1	9,75	8,946	5,28	73°25'	9,344
832-2	9,75	8,953	5,27	73°27'	9,345
836-1	9,78	8,933	5,27	73°20'	9,368
836-2	9,77	8,946	5,27	73°21'	9,360
841-1	9,78	8,941	5,27	73°23'	9,371
841-2	9,76	8,946	5,27	73°27'	9,355
849-1	9,78	8,933	5,27	73°10'	9,360
849-2	9,76	8,946	5,27	73°25'	9,354
881-1	9,75	8,929	5,27	73°28'	9,346
881-2	9,75	8,933	5,27	73°25'	9,344
896-1	9,76	8,922	5,27	73°31'	9,359
896-2	9,76	8,933	5,27	73°23'	9,352

нах Fe^{+2} , Fe^{+3} , Al, Mg, Ca. Параметр b имеет линейную зависимость от железистости пироксенов, выраженной в любой форме. На рис. 10 показана, в частности, зависимость величины параметра b от отношения $\text{Fe} : (\text{Mg} + \text{Fe})$ в пироксенах: с увеличением железистости пироксенов параметр b увеличивается.

Параметр $a \sin \beta$ растет с увеличением в пироксене воластонитовой молекулы, но эта зависимость нелинейная, как видно на диаграмме (рис. 11), где в поле диопсид — геденбергит — ферросилит — клиноэнстатит построены линии равных значений $a \sin \beta$ для моноклинных пироксенов из трапшов Толстомысовского силла.

На нелинейную зависимость параметров элементарной ячейки авгитов от их состава указывали Куно и Хесс (Kuno, Hess, 1953; Kuno, 1955), но позднее Браун (Brown, 1960) для авгитов в поле диопсид-геденбергит-ферросилит-клиноэнстатит показал прямолинейную зависимость параметров b и $a \sin \beta$ от состава пироксенов. У. А. Дир и другие (1965) считают данные Брауна более правильными.

Наши рентгеноструктурные исследования пироксенов подтверждают представления Куно и Хесса о нелинейной зависимости параметров элементарной ячейки от состава пироксенов. При этом следует иметь в виду, что оптические константы моноклинных пироксенов (угол оптических осей и показатели преломления) в поле диопсид — геденбергит — ферросилит — клиноэнстатит также имеют нелинейную зависимость от состава пироксенов (Трегер, 1968).

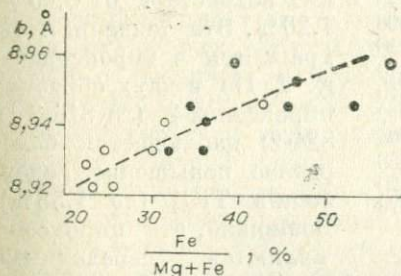


Рис. 10. Зависимость величины параметра b элементарной ячейки от отношения $\text{Fe} : (\text{Fe} + \text{Mg})$ в пироксенах-1 (светлые кружки) и пироксенах-2 (черные кружки) Толстомысовского силла.

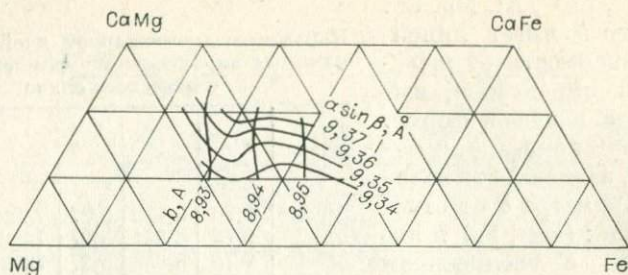


Рис. 11. Зависимость параметров элементарной ячейки b и $a \sin \beta$ от состава моноклинных пироксенов Толстомысовского силла.

В пироксенах-1и -2 из Толстомысовского силла были определены содержания элементов группы железа (Ti, Co, Cr, Ni, V) количественным спектральным анализом (аналитик Т. И. Елизарьева)¹. Результаты определений приведены в табл. 12 (для TiO_2 дано среднее содержание из определений химическими и спектральными методами).

Таблица 12

Содержание элементов группы железа в пироксенах из трапнов Толстомысовского силла, вес. %

№ образца	TiO_2	CoO	Cr_2O_3	NiO	V_2O_5
816-1	0,77	0,008	0,082	0,011	0,100
824-1	1,16	0,011	—	—	0,070
832-1	0,93	0,009	—	0,005	0,140
836-1	0,93	0,010	0,020	0,010	0,130
841-1	0,79	0,009	0,028	0,013	0,110
849-1	0,79	0,009	0,120	0,017	0,140
881-1	0,67	0,009	0,240	0,019	0,120
896-1	0,61	0,009	0,440	0,024	0,098
816-2	1,23	0,010	0,034	0,008	0,140
824-2	1,58	0,011	—	0,002	0,110
832-2	1,05	0,010	—	0,005	0,110
836-2	0,97	0,010	—	0,004	0,092
841-2	1,17	0,013	—	0,004	0,094
849-2	0,90	0,013	0,016	0,011	0,130
881-2	0,93	0,009	0,100	0,016	0,120
896-2	0,93	0,010	0,056	0,022	0,076

Содержание TiO_2 и CoO увеличивается при повышении в пироксенах отношения $Fe : (Mg + Fe)$, а содержание Cr_2O_3 и NiO уменьшается (рис. 12).

При увеличении железистости пироксенов от 22 до 58% содержание TiO_2 в них возрастает от 0,65 до 1,20%. Эта тенденция сохраняется в пироксенах-1 и -2. Но в двух образцах пироксенов-2 (№ 816-2 и 824-2) наблюдается более резкое повышение содержания TiO_2 (до 1,58%). Возможно, эти пироксены являются переходными

разностями к титан-авгитам. В шлифах они имеют более интенсивную красновато-бурую окраску.

¹ При тех содержаниях элементов группы железа, которые наблюдаются в породообразующих минералах трапнов, относительная среднеквадратичная ошибка для хрома, никеля, кобальта и ванадия составляет 10—15% при доверительном уровне 0,95.

Увеличение содержания TiO_2 при повышении железистости пироксенов было установлено для Скергаардской интрузии (Muir, 1954; Brown, 1957). Г. В. Нестеренко и А. И. Альмухамедов (1966) считают, что в пироксенах из нормальных известково-щелочных траптов содержание TiO_2 не может быть больше 1%. При небольшом количестве анализов пироксенов (4—8) по отдельным интрузиям они не уловили зависимость содержания TiO_2 от железистости пироксенов в пределах отдельных интрузий. Различными исследователями устанавливалось присутствие в пироксенах более 1% TiO_2 .

Г. В. Нестеренко и А. И. Альмухамедов объясняют это загрязнением отобранных на анализы проб пироксена ильменитом и титаномagnetитом, не имея к этому никаких оснований. Следует иметь в виду, что в Скергаардской интрузии установлены моноклинные пироксены с железистостью до 100% (подобные пироксены в траптах Сибирской платформы не установлены), и нет ничего удивительного в том, что в таких высокожелезистых пироксенах содержание TiO_2 превышает 2% (Wager, Deer, 1939).

Содержание CoO в пироксенах из траптов Толстомысовского силла с увеличением их железистости от 22 до 58% повышается весьма незначительно — от 0,0085 до 0,0115%, а в моноклинных пироксенах Скергаардской интрузии (Уэйджер, Браун, 1970) с увеличением железистости отмечается даже слабое понижение содержания CoO с 0,0055 до 0,0025%. Вообще поведение кобальта мало чувствительно к процессу дифференциации основной магмы.

Снижение содержания Cr_2O_3 в пироксенах при повышении их железистости происходит довольно резко: при железистости пироксенов в 35% и более содержание Cr_2O_3 становится ниже предела чувствительности метода его определения. Аналогичная картина наблюдается в клинопироксенах Скергаардской интрузии (Уэйджер, Браун, 1970). В большинстве пироксенов-2 из траптов Толстомысовского силла Cr_2O_3 не обнаружен, что подтверждает правильность отнесения пироксенов-1 к более ранней фазе кристаллизации по сравнению с пироксенами-2, так как лишь на самой ранней стадии кристаллизации трап-

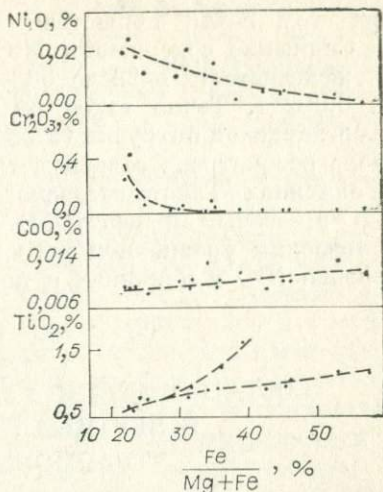


Рис. 12. Зависимость содержания NiO , Cr_2O_3 , CoO и TiO_2 от отношения $Fe : (Fe+Mg)$ в моноклинных пироксенах Толстомысовского силла.

новой магмы хром входит в состав твердой фазы и расходуется при этом почти полностью.

Снижение содержания NiO в пироксенах при повышении их железистости с 22 до 58% происходит постепенно с 0,022 до 0,002%. Точно такое же содержание NiO в пироксенах Скергаардской интрузии (Уэйджер, Браун, 1970). В следующей главе рассмотрена зависимость содержания NiO в пироксенах и оливинах Толстомысовского силла от содержания в них MgO в весовых процентах. Эта зависимость выражается параболическим уравнением регрессии, характеризующим распределение NiO в оливинах и пироксенах.

СОСТАВ ОЛИВИНОВ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ТРАПОВЫХ СИЛЛОВ

Оливин является одним из главных породообразующих минералов трапшов наряду с плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Он присутствует во всех разновидностях трапшов, за исключением диабазовых гранофилов, содержание его варьирует от долей процента в некоторых диабаз-пегматитах до 20% в троктолитовых диабазах.

В троктолитовых диабазах (нижняя часть трапповых силлов) оливин присутствует в округлых корродированных кристаллах (размером 0,02—0,3 мм) или же в частично ксеноморфных относительно плагиоклаза более крупных (до 1 мм) зернах. Округлые кристаллы частично включены в пойкилокристаллы моноклинного пироксена. Оливин образует в породе скопления с плагиоклазом, соответствующие по составу троктолитам. Оливин большей частью свежий, изредка наблюдается тонкая каемка ромбического пироксена вокруг зерен оливина. В незначительном количестве по оливину развиваются хлорит, тальк, иддингсит, реже серпентин, карбонат и боулингит. В редких случаях отмечается полное замещение отдельных кристаллов оливина. По составу оливин из троктолитовых диабазов отвечает хризолиту и гиалосидериту (25—45% фаялитовой молекулы).

В диабазах с офитовой и пойкилоофитовой структурами (средняя часть трапповых силлов) оливин образует изоморфные или ксеноморфные относительно плагиоклаза кристаллы размером 0,1—2 мм. Ксеноморфную форму имеют более крупные кристаллы. Оливин замещается частично или полностью желтовато-оранжевым иддингситом, бледно-зеленым чешуйчатым или волокнистым серпентином с очень малым двупреломлением, реже тальком и биотитом. При этом выделяется магнетит,

располагающийся по периферии и по трещинам отдельности кристаллов оливина. Иногда около кристаллов оливина наблюдается тонкая каемочка бесцветного ромбического пироксена. По составу оливин из диабазов с офитовой и пойкилоофитовой структурами отвечает гиалосидериту (35—50% фаялитовой молекулы).

В гранофировых диабазах и диабаз-пегматитах (верхняя часть трапсовых силлов) оливин обычно ксеноморфен, идиоморфные кристаллы его очень редки, имеют небольшие размеры (0,1—0,3 мм) и располагаются в мезостазисе, что затрудняет выяснить их взаимоотношения с пироксеном и плагиоклазом. Оливин часто замещается по периферии кристаллов и по трещинам отдельности серпентином, реже боулингом и идингситом. Мелкие кристаллы оливина в мезостазисе замещаются полностью. На стыке оливина с микропегматитом появляется бесцветный моноклинный пироксен, по которому развивается светло-бурая роговая обманка. По составу оливин из гранофировых диабазов и диабаз-пегматитов соответствует гортонолиту, феррогортонолиту и фаялиту (50—92% фаялитовой молекулы).

Содержание оливина в траппах значительно колеблется от 0,1 до 20%. В вертикальном разрезе трапсовых силлов наблюдается определенная закономерность в количественном распределении оливина (табл. 13, рис. 13, а). Устойчивое повышенное содержание его (более 10%) в нижней трети силла, причем максимальные содержания — выше подошвы силла на расстоянии 1/6 мощности траппового тела (на рис. 13, а мощности Толстомысовского силла 275 м, Падунского 160 м и Усольского

Таблица 13

Содержание оливина в траппах

1		2		3		1		2		3	
Глубина, м	об. %	Глубина, м	об. %	Глубина, м	об. %	Глубина, м	об. %	Глубина, м	об. %	Глубина, м	об. %
7	6,9	68	8,1	2019	2,1	142	10,8	185	17,7		
12	6,4	75	4,2	2023	6,2	158	13,0	195	16,5		
26	14,3	79	0,1	2025	1,4	165	16,0	205	14,0	—	—
34	0,4	83	0,1	2065	5,4	169	6,5	215	10,0		
47	0,1	90	16,6	2103	13,0	179	13,4	—	—		
59	0,1	100	0,1	2119	12,7	194	14,2				
69	9,0	109	3,6	2123	10,2	208	11,2				
85	0,1	117	3,4	2125	4,5	222	19,6				
99	0,1	130	5,7	—	—	227	19,5				
111	0,4	145	6,3			232	12,0				
123	2,9	165	10,6			243	14,6				
127	5,2	175	12,7			248	13,2				
						263	7,8				

Примечание. 1 — Толстомысовский силл, створ Усть-Илимской ГЭС, скв. 3006, траппы в интервале 5—280 м; 2 — Падунский силл, створ Братской ГЭС, скв. 5056, траппы в интервале 62—222 м; 3 — Усольский силл, Усть-Кутская площадь, скв. 6, траппы в интервале 2018—2125 м.

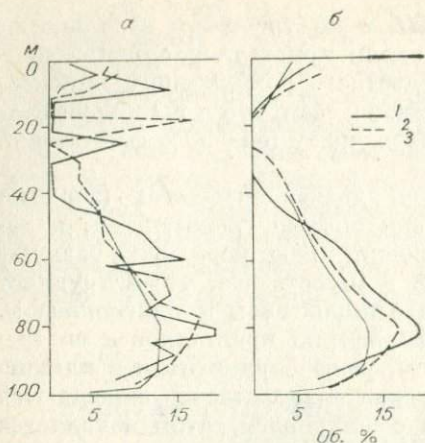


Рис. 13. Содержание оливина в диабазах (а) и направление изменения содержания оливина (б) в вертикальном разрезе Толстомысовского (1), Падунского (2) и Усольского (3) силлов.

107 м приведены к одной величине в 100 м). В средней части силлов содержание оливина изменяется от 0,1—2 до 8—10% по направлению от зоны гранофировых к зоне троктолитовых диабазов. В эндоконтактных частях трапловых силлов содержание оливина менее 10% (в среднем около 5%, как и в центральной части силлов).

В верхней части силла в гранофировых диабазах содержание оливина падает почти до нуля, но в оливиновых диабаз-пегматитах, образующих небольшие по объему шпильки, содержание оливина составляет 10—15%, чем обусловлены отдельные пики с большим содержанием оливина в верхней трети силлов (см. рис. 13, а).

На рис. 13, б приведены усредненные и идеализированные кривые распределения содержаний оливина в трапловых силлах без учета данных по диабаз-пегматитам, так как характер их формирования резко отличается от формирования основных петрографических разновидностей траплов в силлах — троктолитовых диабазов, диабазов с офитовой и пойкилоофитовой структурами и гранофировых диабазов. Степень обогащенности диабазов нижней трети трапловых силлов оливином, несомненно, отражает степень дифференциации расплава при его кристаллизации, которая зависит как от мощности траплового тела, так и от величины перегрева исходного расплава, так как оба эти фактора влияют на время становления силлов. В конкретном случае проявилось различие мощностей трапловых силлов.

Состав оливинов определялся оптическим, химическим и рентгеноструктурным методами. В ряде образцов траплов состав оливинов определялся одновременно всеми методами. При петрографических исследованиях состав оливинов определяется по углу оптических осей. Точность определения угла оптических осей составляет 1—2°, поэтому содержание форстеритовой молекулы в оливине определяется с точностью до 2—5%. Показатели преломления оливинов определялись в иммерсионных жидкостях в порошке в белом свете с точностью $\pm 0,003$ —0,006, что соответствует 1,5—3% форстеритовой молекулы. По измеренным показателям преломления и углам оптических

Таблица 14

Оптические свойства и состав оливинов из траппов южной части Сибирской платформы

№ обр.	Глубина, м	N_g'	Fo, %	N_p'	Fo, %	-2V	Fo, %
<i>Толстомысовский силл (скв. 3006)</i>							
816	7	1,774	50	1,731	50	74	50
818	12	—	—	1,702	65	80	65
822	26	—	—	1,726	53	74	50
824	34	1,857	10	1,806	10	58	10
832	60	1,816	29	1,768	30	66	30
836	74	1,787	43	1,743	44	71	43
839	85	—	—	1,710	61	76	55
849	123	1,770	52	1,727	52	74	50
850	127	—	—	1,692	71	83	73
854	142	—	—	1,690	72	84	75
880	165	—	—	1,686	74	85	78
881	169	1,743	65	1,700	66	80	65
892	222	—	—	—	—	82	70
893	227	—	—	—	—	82	70
894	232	—	—	1,706	63	82	70
896	243	1,756	58	1,714	59	77	58

Усольский силл (скв. 6, Усть-Кутская)

2440	2019	—	—	1,690	72	83	73
2441	2023	—	—	1,711	61	78	60
2442	2025	—	—	1,705	64	80	65
2375	2062	—	—	1,769	30	66	30
2376	2063	—	—	1,773	28	65	27
2377	2064	—	—	1,769	30	66	30
2432	2103	—	—	1,711	61	78	60
2434	2118	—	—	1,719	56	77	58
2436	2120	—	—	1,711	61	78	60
2419	2122	—	—	1,709	62	79	63
2422	2124	—	—	1,697	68	82	70
2423	2125	—	—	1,684	75	84	75

Падунский силл (скв. 5056)

15	75	—	—	—	—	66	30
17	81	—	—	—	—	70	40
20	90	—	—	—	—	57	7
25	109	—	—	—	—	68	35
29	145	—	—	—	—	80	64
34	195	—	—	—	—	82	70
35	205	—	—	—	—	82	70

осей состав оливинов определялся по диаграмме В. Е. Трегера (1968). Результаты определения состава оливинов оптическими методами приведены в табл. 14.

По разрезу Толстомысовского силла были отобраны 7 проб оливинов для химического анализа. Отбор проб производился магнитной сепарацией и разделением в тяжелой жидкости.

Отбор чистого оливина из трапшвов чрезвычайно труден. Полностью освободиться от сростков оливина с пироксеном и от оливина, частично замещенного вторичными продуктами, не удалось. Химические анализы (табл. 15) проводились из навесок 0,5—1,0 г. Соотношение магниальной и железистой молекул в химически проанализированных образцах было принято по соотношению Mg и Fe⁺², так как различные варианты пересчета анализов на возможные примеси посторонних минералов изменяли это соотношение не более чем на ±2% форстеритовой молекулы. Например, в обр. 832 (см. табл. 15, анализ 3) соотношение Mg : Fe⁺² равно 33 : 67. Если предполо-

Таблица 15

Результаты химического анализа оливинов из диабазов Толстомысовского силла, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	34,64	28,38	32,20	34,06	34,10	36,36	35,50
TiO ₂	1,42	1,89	1,53	1,66	1,97	1,42	0,31
Al ₂ O ₃	0,39	0,22	0,46	0,16	—	—	0,88
Fe ₂ O ₃	—	—	5,34	4,63	3,42	3,36	3,66
FeO	40,45	64,86	45,49	39,51	36,87	28,01	32,33
MgO	22,23	3,74	12,67	17,88	22,20	27,64	25,17
CaO	0,84	1,41	0,74	1,37	0,57	1,83	0,40
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,97	100,50	98,43	99,27	99,13	98,62	98,25
<i>Количества ионов в пересчете на 4(0)</i>							
Si	0,99	0,94	0,98	0,99	0,98	1,00	1,00
Al	0,02	—	0,02	—	—	—	0,02
Ti	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01
Fe ⁺³	—	—	0,12	0,10	0,07	0,07	0,08
Fe ⁺²	0,97	1,79	1,16	0,96	0,88	0,65	0,76
Mg	0,95	0,19	0,57	0,78	0,95	1,14	1,06
Ca	0,02	0,05	0,02	0,04	0,02	0,05	0,01
<i>Соотношения атомов</i>							
Fe ⁺²	50,5	90,5	67,0	55,2	48,0	36,3	41,8
Mg	49,5	9,5	33,0	44,8	52,0	63,7	58,2

Примечание. 1 — оливин из тонкозернистого приконтактного диабаза, обр. 816, скв. 3006, глуб. 7 м; 2 — оливин из диабаз-пегматита, обр. 824, там же, глуб. 34 м; 3 — оливин из диабаз-пегматита, обр. 832, там же, глуб. 59,5 м; 4 — оливин из гранофирового диабаза, обр. 836, там же, глуб. 74 м; 5 — оливин из диабаза с офитовой и пойкилофитовой структурами, обр. 849, там же, глуб. 123 м; 6, 7 — оливины из троктолитового диабаза, там же, глуб. 169 и 243 м. Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Т. А. Лахно.

жить, что большое количество Fe^{+3} в анализе обусловлено примесью магнетита (чего на самом деле нет), то соотношение $\text{Mg} : \text{Fe}^{+2}$ равно 34 : 66, т. е. изменится на 1% содержания форстеритовой молекулы. Если предположить, что все железо входит в состав оливина и присутствие Fe^{+3} является ошибкой химического анализа (поскольку в пробе весьма большое содержание железа), то соотношение $\text{Mg} : (\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3})$ равно 31 : 69, т. е. изменяется на 2% форстеритовой молекулы по сравнению с отношением $\text{Mg} : \text{Fe}^{+2}$. В еще меньшей степени искажают это отношение примеси пироксена и серпентина, поскольку в них присутствуют Mg и Fe^{+2} .

По разрезу Толстомысовского силла было оговорено 15 проб оливинов (в том числе химически проанализированных) для рентгеноструктурного анализа. Многие исследователи уделяли значительное внимание определению состава оливинов по рентгеновским данным (Васильев, 1969; Сутурин и др., 1969; Fisher et. al., 1969; Jahanbagloo, 1969; Louisnathan et. al., 1968)¹. Была установлена корреляция между составом оливинов и параметрами их элементарной ячейки. Связь между составом и параметрами элементарной ячейки имеет линейный характер. С увеличением содержания форстеритовой молекулы в оливинах эти величины уменьшаются, причем изменения параметров от фаялита к форстериту составляют:

$$a_{\text{Fa}} - a_{\text{Fo}} = 0,07\text{\AA}; b_{\text{Fa}} - b_{\text{Fo}} = 0,31\text{\AA}; c_{\text{Fa}} - c_{\text{Fo}} = 0,12\text{\AA}.$$

Эти разности лежат за пределами ошибок определения параметров элементарной ячейки.

Связь между составом и параметрами элементарной ячейки оливинов представлена в виде графиков (рис. 14), которые построены нами с учетом литературных данных (Васильев, 1969; Louisnathan, Smith, 1968; Jahanbagloo, 1969).

Многие исследователи занимались изучением зависимости величины $d(2\theta)$ некоторых дифракционных линий от содержания форстеритовой молекулы в оливинах. Наибольший практический интерес в этом отношении представляет зависимость d_{130} (Smith, Yoder, 1957; Jahanbagloo, 1969) и d_{174} (Jambor, Smith, 1964) от содержания форстеритовой молекулы. Зависимость имеет линейный характер.

Параметры и объем элементарной ячейки, значения d_{130} и d_{174} были использованы нами для определения состава оливинов Толстомысовского силла. Рентгенограммы оливинов снимались на нефльтрованном Fe-излучении в камере РКД и РКУ, диаметр образцов был 0,4 и 0,3 мм. Продолжительность съемки не превышала 2—3 ч. Пленка закладывалась в камеру

¹ Анализ более ранних работ по этому вопросу проведен Е. К. Васильевым (1969).

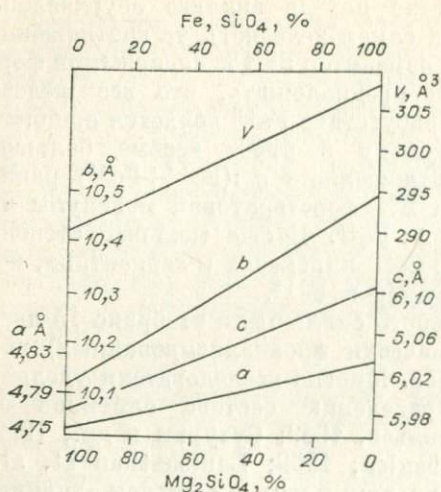


Рис. 14. Зависимость параметров элементарной ячейки от состава оливинов.

онных картин. По этому признаку их можно разделить на три группы. Образцы 816, 836 и 841 обладают худшей дифракционной картиной, линии с $\Theta > 35^\circ$ нерезкие. На рентгенограмме обр. 816 со стороны меньших значений Θ линии размыты. Параметры этих образцов определить не удалось. По характеру рефлексов можно предположить, что эти образцы представляют смесь оливинов близких, но несколько различающихся составов.

асимметрично. Промер рентгенограмм производился на компараторе ИЗА-2, положение линий на рентгенограмме определялось с точностью $\pm 0,05$ мм. Параметры решетки оливинов определялись по ранее описанной методике (Васильев, 1969). Точность определения параметров *a* и *c* составляла $\pm 0,005$ Å, параметра *b* — $\pm 0,02$ Å. Значения параметров изученных оливинов приведены в табл. 16.

Особенность рентгенограмм проанализированных образцов — это различное качество дифракционных картин.

Таблица 16

Результаты определения состава оливинов по рентгеновским данным

№ образца	Глубина, м	<i>a</i> , Å		<i>b</i> , Å		<i>c</i> , Å		<i>V</i> , Å ³		<i>d</i> ₁₁₀ , (Å)		<i>d</i> ₁₁₁ , (Å)	
		F ₀ , %	F ₀ , %	F ₀ , %	F ₀ , %	F ₀ , %	F ₀ , %	F ₀ , %	F ₀ , %	F ₀ , %	F ₀ , %		
816	7	—	—	—	—	—	—	—	—	2,804	43	—	—
818	12	4,782	60	10,284	69	6,035	53	296,8	62	—	—	1,0280	65
822	26	4,797	64	10,335	48	6,030	58	298,3	54	—	—	—	—
824	34	4,816	9	10,469	12	6,080	21	306,5	9	2,828	7	1,0410	12
832	60	4,808	20	10,398	32	6,072	24	303,6	25	2,811	33	1,0356	34
836	74	—	—	—	—	—	—	—	—	2,805	42	—	—
839	85	4,788	51	10,326	55	6,032	57	298,2	54	—	—	1,0301	56
841	90	—	—	—	—	—	—	—	—	2,814	29	—	—
849	123	4,788	51	10,322	53	6,028	60	297,9	56	2,802	47	1,0311	52
850	127	4,776	69	10,254	79	6,016	70	294,6	74	—	—	1,0250	77
854	142	4,784	56	10,297	65	6,008	76	296,0	67	—	—	1,0284	64
880	165	4,772	75	10,308	61	6,000	84	295,1	72	—	—	1,0275	67
881	169	4,784	57	10,292	67	6,026	64	296,7	63	2,794	58	1,0279	66
894	232	4,792	45	10,315	59	6,028	60	298,0	56	—	—	1,0296	58
896	243	4,788	51	10,323	57	6,020	67	297,6	58	2,795	56	1,0302	56

Образцы 818, 824, 850, 854, 880, 881 и 894 дали хорошую дифракционную картину, линии четкие, однако у рефлекса d_{174} разрешение $\alpha_1\alpha_2$ дублета не наблюдается. Дифракционные картины от образцов 822, 832, 839 и 849 по своему качеству занимают промежуточное положение между первой и второй группами. Линии с $\Theta < 60^\circ$ четкие, линии с $\Theta > 60^\circ$ широкие, их края нечеткие, рефлекс d_{174} очень широкий.

На рентгенограмме обр. 896 линии четкие и острые, у рефлекса d_{174} наблюдается расщепление $\alpha_1\alpha_2$ дублета. Судя по качеству дифракционной картины, оливин обр. 896 имеет хорошую кристалличность.

Результаты оценки состава оливинов по параметрам и межплоскостным расстояниям приведены в табл. 16. Сопоставляя полученные данные и анализируя качество рентгенограмм, можно отметить следующее: а) из-за низкого качества дифракционной картины от образцов 816, 836, 841 определение параметров ячейки затруднено; б) значительный разброс в содержаниях форстеритовой молекулы, определенных по параметрам элементарной ячейки для одного и того же образца; эти колебания могут достигать 18% Fo (обр. 896) и практически не зависят от качества рентгенограмм; в) содержание форстеритовой молекулы, определенное по d_{130} , ниже, чем определенное по d_{174} ; г) некачественная дифракционная картина наблюдается у оливинов с содержанием форстеритовой молекулы менее 55%.

Образцы пород с оливином, дающими некачественную дифракционную картину, располагаются в верхней зоне Толстомысовского траппового силла, сложенной гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами. В средней зоне силла, представленной диабазами с офитовой и пойкилоофитовой структурами, и в троктолитовых диабазах нижней зоны силла оливины содержат более 55% форстеритовой молекулы и дают хорошую дифракционную картину.

Для определения изоморфного состава оливинов используется также инфракрасная спектроскопия (Slaydon et al., 1962; Duke et. al. 1964). Некоторые образцы оливинов из Толстомысовского силла были подвергнуты ИКС-исследованию, чтобы выяснить их изоморфный состав. Оценка содержания форстеритовой молекулы в них производилась по 1-й и 5-й полосам поглощения (Duke et. al., 1964). Спектры поглощения снимались на инфракрасном спектрометре UR-20. Результаты приведены в табл. 17. Спектрограммы снимались в ИГиГ СО АН СССР аналитиком Д. К. Архипенко.

Сопоставление результатов определения состава оливинов химическим анализом, оптическими (показатели преломления и угол оптических осей) и рентгеноструктурным методам (по параметрам и объему элементарной ячейки, рефлексам d_{130} и d_{174} , и инфракрасной спектроскопией (1-я и 5-я полосы поглощения) показывает удовлетворительную сходимость резуль-

Результаты оценки состава оливинов по данным ИКС

№ образца	—		Fo, %	№ образца	—		Fo, %
	v_1 , см	v_2 , см			v_1 , см	v_2 , см	
818	980	592	74—68	849	975	585	64—55
822	970	580	54—46	850	980	595	74—74
824	955	570	18—29	854	980	592	74—68
832	965	575	42—38	880	985	598	91—79
836	970	582	54—50	881	980	595	74—74
841	970	580	54—46	896	975	588	66—61

татов химического анализа, оптических и рентгеноструктурных (параметр b и рефлекс d_{174}) измерений оливинов (табл. 18). Определения состава оливинов по параметрам a и c и объему элементарной ячейки, а также по данным инфракрасной спектроскопии дают значительный разброс содержаний форстеритовой молекулы в одном и том же образце оливина. Ни один из методов, использованных для определения состава оливинов, не позволил получить данные с точностью, превышающей $\pm 2\%$ форстеритовой молекулы. Это необходимо иметь в виду при рассмотрении приведенных в настоящей работе данных о составе оливинов, полученных каким-либо одним методом.

По химическим анализам и оптическим константам состав оливинов в траппах южной части Сибирской платформы (см. табл. 14 и 15, рис. 14) изменяется от $\text{Fo}_{75}\text{Fa}_{25}$ до $\text{Fo}_7\text{Fa}_{93}$, причем обнаружены оливины любого промежуточного состава. По данным химических анализов установлено изменение состава оливинов от $\text{Fo}_{64}\text{Fa}_{36}$ до $\text{Fo}_{10}\text{Fa}_{90}$ со следующим содержанием форстеритовой молекулы в отдельных образцах: 64, 58, 52, 50, 45, 33 и 10%. В диабазовых порфиритах эндоконтактовых зон присутствуют гломеровые скопления микровкрапленников оли-

Таблица 18

Сооставление результатов определения состава оливинов

№ образца	% Fo по данным											
	химического анализа	Np'	Ng'	$-2V$	a	b	c	V	d_{130}	d_{174}	v_1	v_2
816	49,5	50	50	50	—	—	—	—	43	—	—	—
824	9,5	10	10	10	9	12	21	9	7	12	18	29
832	33,0	30	29	30	20	32	24	25	33	34	42	38
836	44,8	44	43	43	—	—	—	—	42	—	54	50
849	52,0	52	52	50	51	53	60	56	47	52	64	55
881	63,7	66	65	65	57	67	64	63	58	66	74	74
896	58,2	59	58	58	51	57	67	58	56	56	66	61

вина и плагиоклаза. Судя по определению угла оптических осей, оливин микровкрашленников соответствует по составу хризолиту с 82% форстеритовой молекулы (Феоктистов, 1961), но эти данные не проверены рентгеноструктурным и химическим методами.

Состав оливинов в вертикальном разрезе траптовых силлов изменяется закономерно. На рис. 15 приведены составы оливинов в зависимости от относительного положения в вертикальном разрезе (мощности силлов приведены к 100 м) Толстомысовского, Падунского и Усольского силлов. В верхней части силлов (12—17 м

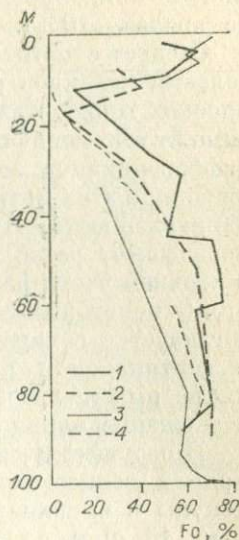


Рис. 15. Изменение состава оливинов в вертикальном разрезе Толстомысовского (1), Падунского (2), Усольского (3) траптовых силлов и Скергаардской интрузии (4).

условной 100-метровой мощности силлов) содержание форстеритовой молекулы в оливинах понижается от кровли траптовых тел к их внутренним частям от 60—70 до 7—10%. Во всей остальной части силлов содержание в оливине форстеритовой молекулы повышается по направлению к подошве силлов от 7—10 до 70—75%, хотя в отдельных горизонтах могут быть колебания в большую или меньшую сторону от линии равномерного возрастания содержания форстеритовой молекулы.

Низкие содержания форстеритовой молекулы в оливине (7—40%) отмечаются в интервале 10—40 м условной 100-метровой мощности силлов, где располагается зона гранофировых диабазов и диабаз-пегматитов, а повышенные (60—75%) — в интервале 60—90 м, который представлен зоной троктолитовых диабазов. В непосредственных эндоконтактах трапсового тела, сложенных диабазовыми порфиритами, встречаются оливины с 75—82% форстеритовой молекулы.

Для сравнения на рис. 15 дано распределение различных по составу оливинов в вертикальном разрезе Скергаардского расслоенного интрузива (Уэйджер, Браун, 1970). В этом интрузиве выделяются верхняя краевая группа пород, расслоенная серия и нижняя краевая группа; последняя не обнажена и не изучена. Мощность расслоенной серии достигает 2500 м. Составы оливинов указаны только для этой серии, поэтому ее мощность была приведена к 70 м (12—82 м условной 100-метровой мощности трапсовых тел), так как именно внутренняя часть трапсовых силлов отвечает понятию «расслоенная серия». В средней части Скергаардского интрузива (40—60 м) оливинов нет; вместо них присутствуют пикониты (магнезиально-желе-

зистые клинопироксены с содержанием кальциевой молекулы не более 10%).

Следует отметить полную идентичность в характере распределения оливинов различного состава в вертикальном разрезе плоских горизонтальных интрузивов основного состава независимо от их мощности. Это свидетельствует о том, что процессы дифференциации магматического расплава при его кристаллизации в этих интрузивах были сходными и имели одинаковую направленность. Имеющиеся данные (Уэйджер, Браун, 1970) показывают резко меняющееся содержание оливина (0—20%) в верхней части расслоенной серии и увеличение его содержания (в некоторых слоях до 70%) в нижней ее части, что вполне согласуется с характером распределения содержания оливина в вертикальном разрезе трапсовых силлов юга Сибирской платформы и не противоречит тому, что в более мощных силлах содержание оливина в их нижних частях более высокое.

В сосуществующих оливинах и плагиоклазах наблюдается прямая зависимость между содержанием форстеритовой молекулы в оливинах и анортитовой молекулы в плагиоклазах (рис. 16, а), т. е. более магниальные оливины присутствуют в тех образцах трапфов, в которых плагиоклаз является более кальциевым, а более железистые оливины сосуществуют с более натриевыми плагиоклазами.

В сосуществующих оливинах и моноклинных пироксенах зависимость между распределением MgO и FeO прямая, т. е. повышение или понижение магниальности происходит одновременно и в оливинах, и в пироксенах (рис. 16, б). Ранние пироксены, сосуществующие с оливинами, в которых содержание форстеритовой молекулы больше 50%, имеют постоянное отношение $MgO : (MgO + FeO)$, равное 78%. Такое же отношение $MgO : (MgO + FeO)$ и в оливинах из трапфов юга Сибирской платформы (см. табл. 14), что обусловлено, вероятно, соотношением магния и железа и степенью окисленности железа (парциальное давление кислорода) в исходном трапфовом расплаве.

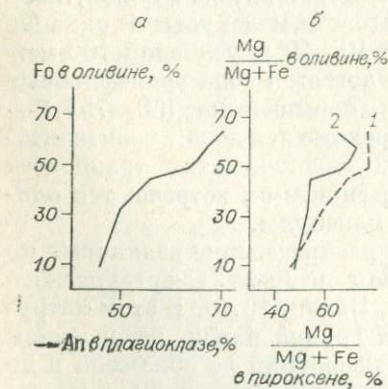


Рис. 16. Соотношение состава оливинов и плагиоклазов (а) и оливинов и моноклинных пироксенов (б) в трапхах Толстомысовского силла.

1 — ранний пироксен; 2 — поздний.

В табл. 19 приведены содержания NiO и CoO в оливинах из диабазов Толстомысовского силла, определенные количественным спектральным методом (аналитик Т. И. Елизарьева).

Содержание NiO и CoO (вес. %) в оливинах из траппов Толстомысовского силла

Окислы	№ образца						
	816	824	832	836	849	881	896
NiO	0,043	0,003	0,014	0,030	0,058	0,100	0,079
CoO	0,031	0,017	0,034	0,029	0,031	0,032	0,029
NiO : CoO	1,4	0,2	0,4	1,0	1,9	3,1	2,7

Содержание NiO показывает прямую зависимость от количества форстеритовой молекулы в оливине, содержание же CoO в оливинах с различным содержанием форстеритовой молекулы практически постоянно (рис. 17). В связи с этим отношение NiO : CoO не является показательным для оливинов, поскольку оно отражает лишь содержание NiO в оливинах.

Содержание NiO хорошо коррелируется не столько с отношением MgO : (MgO + FeO) в оливинах и пироксенах, сколько с количеством MgO в этих минералах (рис. 18).

Между содержаниями NiO и MgO в оливинах и пироксенах наблюдается нелинейная корреляция. Для параболического уравнения регрессии:

$NiO, \% = 0,0132 - 0,00344 (MgO, \%) + 0,000236 (MgO, \%)^2$
коэффициент регрессии (Длин, 1951), т. е. отношение корреляции к параболе регрессии NiO на MgO, составляет

$$\eta_{NiO/MgO} = 0,96,$$

что указывает на довольно тесную связь между NiO и MgO, выражаемую приведенной формулой. Параболическая корреляционная кривая дана на рис. 18.

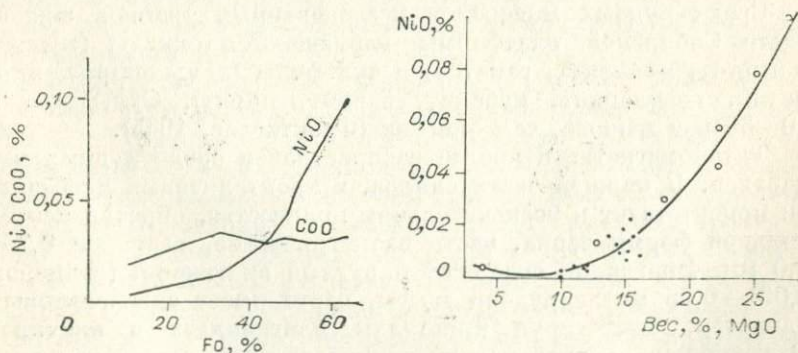


Рис. 17. Изменение содержания NiO и CoO в оливинах в зависимости от их состава.

Рис. 18. Зависимость содержания NiO и MgO в оливинах (светлые кружки) и в моноклинных пироксенах (черные кружки).

Состав оливинов из траппов южной части Сибирской платформы аналогичен составу оливинов из траппов других ее частей. Содержание форстеритовой молекулы в ранних оливинах не превышает 78% в траппах центральных (Лебедев, 1955) и южных районов Тунгусского бассейна (Ляхович, 1955), бассейна р. Вилюй (Масайтис, 1958) и других. Лишь в траппах норильского типа, несущих медно-никелевое оруденение (Годлевский, Баталиев, 1958; Годлевский, 1959; Додин, Батуев, 1971), ранние оливины содержат 82—86% форстеритовой молекулы.

Железистость фемических минералов, в частности оливина, является одним из показателей степени дифференциации при фракционной кристаллизации. В более поздних дифференциатах трапповой магмы происходит непрерывное увеличение отношения $FeO : (FeO + MgO)$ в оливине, так же как и в других фемических минералах, вследствие большей легкоплавкости железистого компонента. Поэтому повышенная магнезиальность ранних оливинов в траппах норильского типа по сравнению с оливинами траппов других частей платформы, несомненно, свидетельствует о более магнезиальном составе исходного траппового расплава, из которого формировались трапповые тела норильского типа.

СОСТАВ ТИТАНОМАГНЕТИТОВ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ТРАППОВЫХ СИЛЛОВ

Среди рудных минералов исследованных траппов южной части Сибирской платформы наблюдаются окислы (титаномагнетит, ильменит, гематит) и сульфиды (халькопирит, пирротин, пентландит, кубанит, борнит, пирит). Сульфидов в 10—30 раз меньше, чем окислов (Феоктистов, 1965).

Титаномагнетит наиболее распространен среди рудных минералов. В нижней части силлов, в троктолитовых диабазах, он присутствует в незначительном количестве, образуя неправильной формы зерна, часто изометрические, размером 0,2—2,0 мм. Иногда он содержит округлые включения (размером 0,001—0,05 мм) нерудной массы, часто имеет сидеронитовый характер, цементируя кристаллы плагиоклаза и оливина. В средней и верхней частях силлов титаномагнетит образует зерна и агрегаты зерен различного размера — от долей до 5 мм. Встречаются ксеноморфные изометрические и пластинчатые зерна, мирмекитоподобные и скелетные образования. Титано-

магнетит почти постоянно располагается в мезостазице породы. В диабаз-пегматитах и гранофировых диабазах отмечаются сростания его с халькопиритом и борнитом. Размер таких сростаний не превышает 0,05 мм. Часто сульфиды выполняют промежутки в мирмекитоподобных агрегатах минерала. В диабаз-пегматитах вокруг титаномагнетита иногда появляется неширокая кайма чистого ильменита.

Под микроскопом в отраженном свете цвет титаномагнетита светло-серый, отражательная способность средняя (около 20%). Титаномагнетит изотропный, магнитный, относительная твердость его меньше, чем у ильменита. Зерна его частично гомогенные, в других отмечаются пластинчатые выделения ильменита. В титаномагнетитах из нижней части силлов это довольно редкие вростки, и общее содержание ильменита в них незначительное. В верхней части силлов ильменитовые пластинки настолько часты, что соотношение их по объему с магнетитом в отдельных зернах почти равно. Ширина полосок ильменита 0,001—0,05 мм. В общем случае они образуют четыре системы пластинчатых вростков, а в полированных шлифах обычно три системы вростков, располагающиеся под углом 60° друг к другу.

Во всех разновидностях трапшов, но главным образом в троктолитовых диабазах, ильменит образует самостоятельные призматические, пластинчатые и «лапчатые» кристаллы размером 0,1—2,0 мм по длине и 0,01—0,2 мм по ширине. В поперечном сечении удлиненных кристаллов наблюдаются угловатые, клиновидные и правильные полигональные разрезы; иногда центральные части их выполнены нерудными минералами. В верхней части силлов имеются мирмекитоподобные и микрографические агрегаты ильменита, иногда окаймляющие зерна титаномагнетита. В таких агрегатах промежутки между зернами ильменита выполнены хлоритом, щелочным полевым шпатом, биотитом, кварцем, редко сульфидами. Гематит был обнаружен только в диабаз-пегматитах по краям зерен ильменита и титаномагнетита.

Содержание рудных минералов в трапшах изменяется в вертикальном разрезе трапшовых силлов (табл. 20) от 1,0 до 7,5% по объему, в том числе титаномагнетита 0,4—5,1%, ильменита 0,1—2,9%, сульфидов 0,02—0,36%. Подсчеты были произведены на интеграционном столике ИСА в полированных шлифах. По трапшам Усольского силла было подсчитано общее содержание рудных минералов в прозрачных шлифах.

В вертикальных разрезах Толстомысовского и Падунского силлов (рис. 19) содержание титаномагнетита увеличивается от нижней зоны силлов, сложенной троктолитовыми диабазами, к верхней зоне, в которой развиты гранофировые диабазы и диабаз-пегматиты. В Тулунском силле такая закономерность отсутствует, а в Усольском силле при общем повышенном содержании рудных минералов отмечается значительное

Содержание рудных минералов в траппах южной части Сибирской платформы, об. %

№ образца	Глубина отбора, м	Титаномагнетит	Ильменит	Сульфиды	Сумма	№ образца	Глубина отбора, м	Титаномагнетит	Ильменит	Сульфиды	Сумма
<i>Толстомысовский силл</i>						32	175	0,49	1,02	0,10	1,61
818	12	1,20	0,31	0,04	1,55	33	185	0,80	1,00	0,06	1,86
820	20	1,97	0,32	0,08	2,37	34	195	1,23	0,82	0,16	2,21
824	34	5,08	0,93	0,14	6,15	35	205	0,96	1,43	0,18	2,57
831	55	4,73	0,08	0,09	4,90	36	215	1,03	0,82	0,11	1,97
836	74	2,26	0,27	0,08	2,61	<i>Тулунский силл</i>					
843	99	3,09	0,05	0,07	3,21	1349	44	0,91	1,54	0,21	2,66
848	118	1,93	0,08	0,14	2,15	1350	47	2,12	1,87	0,36	4,35
852	135	1,34	0,15	0,02	1,51	1352	55	3,27	0,72	0,22	4,21
856	150	0,84	1,08	0,06	1,98	1354	62	1,80	0,27	0,18	2,25
880	165	1,26	0,10	0,09	1,45	1355	66	2,32	0,38	0,08	2,78
884	184	0,36	0,70	0,08	1,14	1358	74	2,57	0,56	0,16	3,29
888	203	0,36	0,62	0,06	1,04	1359	77	1,70	0,69	0,14	2,53
892	222	0,48	0,57	0,11	1,16	1362	89	2,42	0,89	0,15	3,46
897	248	0,88	0,32	0,17	1,37	1365	102	2,49	0,92	0,17	3,58
<i>Падунский силл</i>						<i>Усольский силл</i>					
13	68	1,15	0,60	0,05	1,80	2440	2019	—	—	—	6,60
15	75	3,14	2,88	0,35	6,37	2441	2023	—	—	—	4,50
16	79	1,09	2,65	0,20	3,94	2442	2025	—	—	—	5,20
20	90	1,48	2,50	0,15	4,13	2376	2045	—	—	—	4,00
23	100	3,87	2,17	0,23	6,27	2432	2103	—	—	—	4,50
25	109	2,72	1,17	0,17	4,06	2434	2118	—	—	—	7,40
26	117	2,02	0,86	0,12	3,00	2435	2119	—	—	—	5,30
28	130	0,93	1,18	0,11	2,22	2436	2121	—	—	—	4,60
29	145	0,90	0,53	0,15	1,58	2420	2123	—	—	—	5,60
31	165	0,68	1,31	0,14	2,13	2423	2125	—	—	—	5,80

увеличение содержания их в нижней зоне силла. Усольский силл пройден с частичным отбором керна, но в нем, видимо, также отсутствует закономерность в распределении содержания титаномагнетита, выявленная в Толстомысовском и Падунском силлах. Тулунский и Усольский силлы относятся к третьей фазе внедрения трапшового расплава и залегают в низах осадочного чехла платформы. Условия их становления были несколько отличными от условий формирования Падунского и Толстомысовского силлов, залегающих в верхней части осадочного чехла платформы. Меньшая мощность Тулунского и Усольского силлов и большее давление при кристаллизации расплава в них сказались на характере распределения рудных минералов в их вертикальном разрезе.

Для выяснения состава титаномагнетитов были проведены химические анализы шести проб из траппов Толстомысовского

силла (табл. 21). Данные химических анализов титаномагнетитов были пересчитаны на возможные шпинелевые молекулы, ильменит, гематит, вюстит и силикаты по методике, которой пользовались Винсент, Филлипс (Vincent, Phillips, 1954), А. И. Цветков и др. (1965). По той доли атомов, которая приходится на молекулы магнетита, ульвошпинели, ильменита и гематита, рассчитано соотношение в молекулярных процентах FeO , TiO_2 и Fe_2O_3 для построения треугольной диаграммы (рис. 20), на которой изображены химические составы титаномагнетитов Толстомысовского и Падунского трапповых силлов южной части Сибирской платформы и тешенитового силла (Австралия), по данным Уилкинсона (Wilkinson, 1957).

Химические анализы титаномагнетитов из нижней части Толстомысовского силла не проводились. В средней части силла, сложенной нормальными диабазами с офитовой и пойкилоофитовой структурами, по данным химических анализов (обр. 841 и 849) в составе титаномагнетитов содержится 30—31 вес. % молекулы магнетита, 30—44 вес. % ульвошпинели и 14—24 вес. % ильменита. В верхней части силла, сложенной гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами, в составе титаномагнетитов при том же примерно содержании молекулы магнетита (28—41 %) содержание ильменитовой молекулы увеличивается до 50—55 % и появляется молекула гематита (0—10 %) при отсутствии ульвошпинели.

Такая тенденция в изменении состава титаномагнетитов от нижних к верхним частям силлов наблюдается также в Тешениновом (Wilkinson, 1957) и Падунском силлах (табл. 22), но в титаномагнетитах Падунского силла содержание магнетитовой молекулы выше (48—52 %).

В обр. 59-10 из Падунского силла в титаномагнетите отмечается избыток FeO (молекула вюstitа). Титаномагнетиты с избытком FeO отмечались ранее в эффузивных породах Японии (Akimoto, 1954). Обр. 59-10 отобран вблизи нижнего эндоконтакта Падунского силла. В первую очередь кристаллизация траппового расплава происходит в эндоконтактах, поэтому наличие

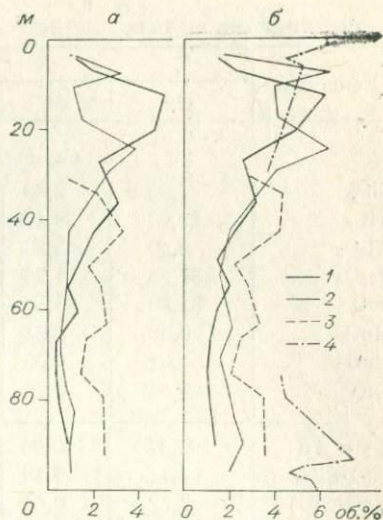


Рис. 19. Изменение содержания титаномагнетита (а) и суммы всех рудных минералов (б) в вертикальном разрезе Толстомысовского (1), Падунского (2), Тулунского (3) и Усольского (4) трапповых силлов.

Химический состав титаномагнетитов из трапнов Толстомысовского силла

Компонент	№ образца					
	816	824	832	836	841	849
<i>Содержание, вес. %</i>						
SiO ₂	7,00	2,80	1,20	1,20	3,60	3,00
TiO ₂	21,00	26,10	27,00	29,10	23,30	23,50
Al ₂ O ₃	3,40	2,90	3,10	3,60	2,20	3,80
Fe ₂ O ₃	31,88	31,28	29,56	26,63	22,38	22,77
FeO	35,38	36,64	39,99	38,31	41,17	45,02
MnO	0,36	0,45	0,43	0,55	0,66	0,53
MgO	1,01	0,25	0,36	0,19	0,53	0,90
CaO	0,84	0,56	—	0,14	0,42	0,28
С у м м а	100,87	100,98	101,64	99,72	100,26	99,80
CaO · SiO ₂	1,74	1,16	—	0,26	0,84	0,58
MgO · SiO ₂	2,52	0,61	0,90	0,49	1,31	2,22
FeO · SiO ₂	10,05	4,07	1,45	1,71	5,18	3,03
FeO · Al ₂ O ₃	5,77	4,91	5,25	6,12	3,73	6,46
MnO · Fe ₂ O ₃	1,16	1,41	1,39	1,83	2,10	1,65
FeO · Fe ₂ O ₃	27,75	28,90	41,46	28,00	30,05	31,41
FeO · TiO ₂	39,93	49,55	51,19	55,26	14,52	23,83
2FeO · TiO ₂	—	—	—	—	42,53	30,62
FeO	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	11,95	10,37	—	6,05	—	—
<i>Содержание, мол. %</i>						
FeO	45,5	46,6	50,0	48,1	59,4	56,9
TiO ₂	31,3	33,8	32,7	36,1	28,0	29,5
Fe ₂ O ₃	23,2	19,6	17,3	15,8	12,6	13,6

в таких породах титаномагнетитов с избытком FeO может свидетельствовать об очень низком парциальном давлении кислорода в исходном трапновом расплаве. Линии изменения состава титаномагнетитов в отдельных магматических телах (см. рис. 20) при кристаллизации и дифференциации расплава показывают, что в более поздних титаномагнетитах происходит замещение FeO на TiO₂ и Fe₂O₃.

Анализ порошковых рентгенограмм титаномагнетитов из трапнов Толстомысовского силла показал, что все они содержат две фазы — кубическую и ромбоэдрическую. Кубическая фаза представляет собой магнетит или твердый раствор ульвошпинель-магнетит, а в обр. 832 присутствует и то и другое (табл. 23).

Кубическая фаза образцов 816 и 824 имеет параметр чистого магнетита. В обр. 832 по рентгеновским данным устанавливают

ся ильменит, магнетит с $a=8,39 \text{ \AA}$ и третья фаза, по всей вероятности, тоже магнетитовая, но с увеличенным параметром. На рентгенограмме обр. 832 хорошо видно раздвоение магнетитовых линий 333, 440, 731 и размытие линий в области больших углов. Параметр предполагаемой фазы, рассчитанный по этим трем линиям, равен $8,45 \pm 0,02 \text{ \AA}$. По-видимому, этот образец представляет собой частично распавшийся твердый раствор, в котором магнетитовая фаза с увеличенным параметром ячейки содержит значительное количество ульвошпинелевой молекулы.

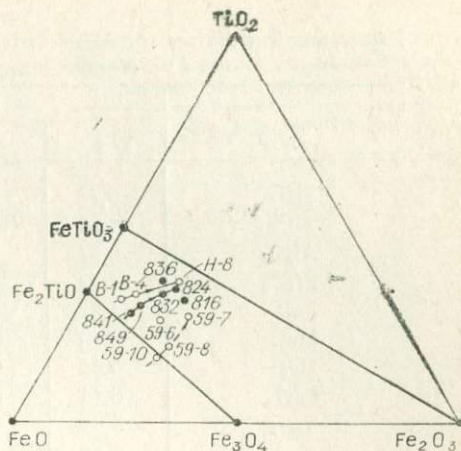


Рис. 20. Изменение состава титаномагнетитов в породах Толстомысовского (обр. 816—849), Падунского (обр. 59-6 — 59-10) и Тешенитового (обр. В-1 — В-4 — Н-8) силлов.

Обр. 836 содержит большое количество ильменита и магнетитовую фазу с параметром $a=8,40 \text{ \AA}$. Увеличение параметра по сравнению с чистым магнетитом обусловлено, вероятно, повышенным содержанием титана в решетке магнетита. Линии на рентгенограмме, особенно в области больших углов, размытые, что свидетельствует о некотором несовершенстве кристаллической структуры магнетита.

Образцы 841, 849, 881, 896 титаномагнетитов имеют увеличенный параметр элементарной ячейки по сравнению с чистым магнетитом (см. табл. 23). При этом линии на рентгенограммах четкие, без раздвоения и размытия. Содержание ильменита в этих образцах незначительное. Большой параметр элементарной ячейки титаномагнетита, по-видимому, обусловлен значительным количеством ульвошпинелевой молекулы в твердом растворе ульвошпинель-магнетит. По диаграмме зависимости параметра элементарной ячейки от состава в серии $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ (Фоминых и др., 1965) содержание ульвошпинелевой молекулы в изученных образцах титаномагнетитов составляет 50—70%.

Ромбоэдрическая фаза в распавшихся титаномагнетитах представлена ильменитом или твердым раствором ильменит — гематит, но с незначительным количеством гематитовой составляющей (не более 12 мол. %). Параметры гексагональной элементарной ячейки ильменитов приведены в табл. 24. Согласно исследованиям Позняка и Барта (Дир. и др., 1966), в серии синтеза

Химический состав титаномагнетитов из гранитов Падунского
сильса (Альмухамедов, 1968), вес. %

Компонент	№ образца			
	59-6	59-7	59-8	59-10
SiO ₂	0,75	3,18	1,25	2,90
TiO ₂	21,24	18,88	13,60	12,00
Al ₂ O ₃	0,47	4,28	4,84	4,86
Fe ₂ O ₃	34,47	36,90	38,94	34,70
FeO	41,31	34,65	37,65	42,39
MnO	0,55	0,18	1,11	Сл.
MgO	0,34	0,86	1,38	1,90
CaO	0,14	0,55	—	—
V ₂ O ₅	0,90	0,81	1,12	0,85
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,04	0,16
Сумма	100,21	100,32	99,93	99,76
CaO·SiO ₂	0,26	1,15	—	—
MgO·SiO ₂	0,85	2,12	2,10	4,74
FeO·SiO ₂	0,26	2,92	—	0,13
MgO·Al ₂ O ₃	—	—	1,87	—
FeO·Al ₂ O ₃	0,83	7,30	5,94	8,30
MnO·Fe ₂ O ₃	1,83	0,50	4,31	—
FeO·V ₂ O ₅	1,26	1,10	1,55	1,21
FeO·Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,23
FeO·Fe ₂ O ₃	48,15	41,24	51,77	50,30
FeO·TiO ₂	26,86	35,84	12,15	—
2FeO·TiO ₂	19,87	—	20,20	33,56
FeO	—	—	—	1,29
Fe ₂ O ₃	—	8,14	—	—
<i>Соотношение, мол. %</i>				
FeO	54,2	47,0	55,1	59,3
TiO ₂	25,7	26,9	19,4	16,6
Fe ₂ O ₃	20,1	26,1	25,5	24,1

Примечание. Обр. 59-6 — габбро-пегматит; обр. 59-7 — призматически-офитовый габбро-долерит; обр. 59-8 — такситоофитовый габбро-долерит; обр. 59-10 — троктолитовый долерит на границе с микродолеритом эндоконтакта подошвы сильса.

рованных минералов состава $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ объем элементарной ячейки равномерно уменьшается от ильменита ($a_{\text{hex}} = 5,089 \text{ \AA}$; $c_{\text{hex}} = 14,163 \text{ \AA}$; $v = 317,64 \text{ \AA}^3$) к гематиту ($a_{\text{hex}} = 5,0345 \text{ \AA}$; $c_{\text{hex}} = 13,749 \text{ \AA}$; $v = 301,79 \text{ \AA}^3$). На основе этих данных было рассчитано соотношение FeTiO_3 и Fe_2O_3 в ильменитовой фазе титаномаг-

нетитов Толстомысовского силла (см. табл. 24). В образцах 841 и 849 параметры элементарной ячейки ильменитов были определены по единичным слабым линиям, так как содержание ильменита в смеси с кубической фазой было низким.

По рентгеноструктурным данным в составе продуктов распада твердого раствора титаномагнетитов и данным химических анализов титаномагнетитов Толстомысовского силла были рассчитаны количественные соотношения кубической и ромбоэдрической фаз (табл. 25).

Экспериментальные исследования (Chevallier, Girard, 1950; Akimoto et al., 1957; Vincent et al., 1957; Щепочкина, 1958;

Таблица 23

Параметры элементарной ячейки кубической фазы титаномагнетитов из траппов Толстомысовского силла

№ образца	Магнетит, $a, \text{Å}$	Ульвошпинель—магнетит, $a, \text{Å}$
816	$8,38 \pm 0,01$	—
824	$8,39 \pm 0,01$	—
832	$8,39 \pm 0,01$	$8,45 \pm 0,02$
836	—	$8,40 \pm 0,01$
841	—	$8,471 \pm 0,001$
849	—	$8,472 \pm 0,002$
881	—	$8,471 \pm 0,003$
896	—	$8,445 \pm 0,005$

Таблица 24

Параметры элементарной ячейки и состав ромбоэдрической фазы титаномагнетитов Толстомысовского силла

№ образца	$a, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$v, \text{Å}^3$	FeTiO ₃ , мол. %	Fe ₂ O ₃ , мол. %
816	$5,06 \pm 0,01$	$14,24 \pm 0,02$	315,74	88,0	12,0
824	$5,07 \pm 0,01$	$14,22 \pm 0,01$	316,54	93,1	6,9
832	$5,07 \pm 0,01$	$14,22 \pm 0,01$	316,54	93,1	6,9
836	$5,07 \pm 0,01$	$14,24 \pm 0,02$	316,99	95,9	4,1
841	$5,08 \pm 0,01$	$14,18 \pm 0,04$	316,90	95,3	4,7
849	$5,09 \pm 0,01$	$14,24 \pm 0,04$	319,45	100,0	0,0

Таблица 25

Количественные соотношения (мол. %) продуктов распада титаномагнетитов из траппов Толстомысовского силла

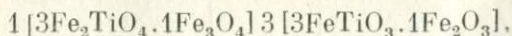
№ образца	Fe ₂ TiO ₄ —Fe ₃ O ₄		Fe ₃ O ₄	FeTiO ₃ —Fe ₂ O ₃		FeTiO ₃
	содержание	состав	содержание	содержание	состав	содержание
816	—	—	28,5	74,5	Ilm ₈₈ Hem ₁₂	—
824	—	—	25,9	74,1	Ilm ₉₁ Hem ₀₉	—
832	25,5	Ulv ₅₀ Mt ₅₀	13,2	61,3	Ilm ₉₃ Hem ₀₇	—
836	25,4	Ulv ₁₆ Mt ₈₄	—	74,6	Ilm ₉₆ Hem ₀₄	—
841	82,6	Ulv ₇₂ Mt ₂₈	—	17,4	Ilm ₉₅ Hem ₀₅	—
849	68,5	Ulv ₆₀ Mt ₄₀	—	—	—	31,5

Basta, 1960; Taylor, 1963, 1964; MacCnesney, Muan, 1959; Цветков и др., 1965) показали, что в системе $\text{FeO} - \text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ возможны несколько серий твердых растворов: ульвошпинель (Fe_2TiO_4) — магнетит (Fe_3O_4), ильменит (FeTiO_3) — гематит (Fe_2O_3), ульвошпинель — вюстит (FeO), ульвошпинель — ильменит (два последних раствора — ограниченные). Допускается существование ограниченного твердого раствора магнетит — ильменит (Chevallier, Girard, 1950).

При низких температурах наблюдается распад твердых растворов, но в некоторых случаях сохраняются гомогенные твердые растворы ульвошпинель — магнетит и ильменит — гематит. Распаду твердых растворов способствует окислительная обстановка. А. И. Цветков и Н. И. Щепочкина (1963) путем окисления ульвошпинели получили в ней пластинчатые продукты распада. А. И. Альмухамедов (1968), изучая титаномагнетиты в траппах Сибирской платформы, пришел к выводу о том, что первичные титаномагнетиты представляли собой твердый раствор ульвошпинель — магнетит, а ильменитовая составляющая появляется в результате окисления ульвошпинели.

Действительно, химические анализы титаномагнетитов из траппов Падунского силла (см. табл. 22) показывают большее содержание Fe_2O_3 , чем в титаномагнетитах Толстомысовского силла (см. табл. 21). Можно допустить, что титаномагнетиты Падунского силла испытали окисление в результате каких-то процессов преобразования траппов. Параметр элементарной ячейки кубической фазы в титаномагнетитах Падунского силла составляет 8,39—8,42 Å (Альмухамедов, 1968), а в титаномагнетитах Толстомысовского силла — 8,38—8,47 Å (см. табл. 23), что свидетельствует о лучшей сохранности гомогенного твердого раствора ульвошпинель — магнетит в титаномагнетитах Толстомысовского силла. Не произошел распад и в ильменитовой фазе титаномагнетитов Толстомысовского силла, содержащей в твердом растворе Fe_2O_3 (см. табл. 24).

Данные по составу титаномагнетитов из траппов Толстомысовского силла позволяют предположить, что в дифференциатах трапповой магмы, обогащенных MgO и FeO (троктолитовые диабазы нижней зоны траппового силла), первичный титаномагнетит был близок по составу к твердому раствору ульвошпинель — магнетит с соотношением $3\text{Fe}_2\text{TiO}_4 \cdot 4\text{Fe}_3\text{O}_4$ (см. рис. 20). В дифференциатах траппового расплава, обогащенных Fe_2O_3 и TiO_2 (гранофировые диабазы и диабаз-пегматиты верхней зоны траппового силла), первичный титаномагнетит имел более сложный состав из-за повышенного содержания Fe_2O_3 и TiO_2 . Этот состав можно выразить соотношением



Следовательно, в процессе кристаллизации и дифференциации трапного расплава состав титаномагнетита в камере силла изменяется (см. рис. 20) от твердого раствора ульвошпинель — магнетит к твердому раствору ильменит — гематит. Уже отмечалось, что в диабаз-пегматитах кристаллы титаномагнетита иногда окружены каймой чистого ильменита, т. е. процесс выделения рудных минералов из остаточного расплава заканчивается образованием ильменита, в составе которого присутствует до 15 вес. % Fe_2O_3 (химический анализ ильменита из диабаз-пегматита Падунского силла, устное сообщение Б. М. Владимирова). При выделении мономинеральных проб титаномагнетитов не удается освободиться не только от силикатных примесей, но и от такого позднего ильменита, примесь которого в проанализированных титаномагнетитах, по всей вероятности, есть, но не поддается учету.

Если при температурах кристаллизации титаномагнетитов возможна изоморфная примесь серии $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ к серии $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$, то при снижении температуры титаномагнетиты такого сложного состава неустойчивы и во всех случаях распадаются на две серии твердых растворов: кубическую $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ и ромбоэдрическую $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$, которые, в свою очередь, могут распадаться на ульвошпинель с примесью магнетита, магнетит, ильменит и гематит. Распад твердого раствора $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ на ильменит и гематит в титаномагнетитах Тостомысовского силла не установлен. По данным объема элементарной ячейки ильменита (см. табл. 24), он содержит в твердом растворе до 12 мол. % Fe_2O_3 , тогда как линия изменения состава титаномагнетитов направлена к ильменит-гематитовому твердому раствору с 25 % Fe_2O_3 . Вероятно, распад первичных титаномагнетитов происходит на ильменитовую фазу с малой (меньше 12%) долей Fe_2O_3 и на магнетитовую фазу, содержание ульвошпинели в которой будет тем больше, чем меньше в первичном титаномагнетите составляющей $3\text{FeTiO}_3 \cdot 1\text{Fe}_2\text{O}_3$.

Такое предположение находится в полном соответствии с составом кубической фазы титаномагнетитов (см. табл. 23) и количественным соотношением кубической и ромбоэдрической фаз (см. табл. 25). В направлении от нижней зоны силла, сложенной троктолитовыми диабазами, к верхней зоне силла, представленной гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами, уменьшается содержание ульвошпинели в кубической фазе титаномагнетитов и увеличивается содержание ромбоэдрической фазы, в составе которой повышается доля Fe_2O_3 (см. табл. 24). В обр. 832 произошел распад твердого раствора $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ с выделением чистого магнетита и нового твердого раствора ульвошпинель — магнетит, но с более высоким (50%) содержанием в нем Fe_2TiO_4 . Рентгеноструктурным анализом в этом образце зафиксированы две кубические фазы (см. табл. 23).

Таблица 26

Содержание редких элементов группы железа в титаномагнетитах Толстомысовского силла, вес. %

№ образца	NiO	Cr ₂ O ₃	CoO	V ₂ O ₅
816	0,0140	0,023	0,014	0,24
824	0,0042	—	0,016	0,30
832	0,0045	—	0,018	0,30
836	0,0042	—	0,017	0,44
841	0,0059	0,005	0,015	0,28
849	0,0079	—	0,018	0,35
881	0,0094	—	0,015	0,40
896	0,0102	0,048	0,026	0,64

Содержания редких элементов группы желез (Co, Ni, V, Cr) в титаномагнетитах из траппов Толстомысовского силла, определенные количественным спектральным анализом (аналитик Т. И. Елизарьева), приведены в табл. 26. Из таблицы видно, что содержания CaO и V₂O₅ не показывают какой-либо закономерности от состава титаномагнетитов. Содержание NiO и Cr₂O₃ повышается в титаномагнетитах нижней зоны траппового силла.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА МЕЖДУ ГЛАВНЫМИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ ТРАППОВ

Распространение элементов группы железа (Fe, Ti, Cr, Ni, Co, V) в диабазах трапповых интрузий южной части Сибирской платформы и изменение их содержания в процессе кристаллизации и дифференциации трапповой магмы были рассмотрены ранее (Феокистов, 1965). Установлено, что содержание FeO + Fe₂O₃ и TiO₂ увеличивается в верхней трети (по мощности) силлов (в зоне развития граптофировых диабазов и диабаз-пегматитов), а содержания Cr₂O₃ и NiO возрастают в нижней трети силлов (в зоне развития троктолитовых диабазов). Содержание CoO остается почти постоянным по всему вертикальному разрезу трапповых силлов, но более высокие содержания его чаще наблюдаются в нижней части силлов. В процессе кристаллизации и дифференциации трапповой магмы происходит накопление железа, титана и ванадия в конечных дифференциатах, тогда как хром, никель и отчасти кобальт входят в состав наиболее ранних кристаллических фаз, и в конечных дифференциатах содержание их резко падает.

Рассмотрим распределение элементов группы железа между минеральными компонентами траппов. Для 8 образцов траппов, характеризующих вертикальный разрез Толстомысовского силла, были определены содержания FeO + Fe₂O₃ (химическим анализом), TiO₂, Cr₂O₃, NiO, CoO и V₂O₅ (количественным спектральным анализом) как по породе в целом, так и для составляющих ее главных породообразующих минералов — плагиоклаза, моно-

клинного пироксена (раннего и позднего), оливина и титаномагнетита. Все другие минералы, встречающиеся в трапхах, отнесены к «прочим» (кварц, калинастровый полевой шпат, хлорит, биотит, идингсит, сульфиды, ильменит, апатит и т. д.). С учетом содержания минералов в породе (вес. %) и содержания в них того или иного элемента (вес. %) определялась доля этого элемента (вес. %), приходящаяся на каждый минерал. Избыток содержания того или иного элемента, определенного в породе, по сравнению с его суммарным количеством в плагиоклазе, пироксене, оливине и титаномагнетите относился к прочим минералам. Результаты расчета распределения элементов группы железа между минеральными компонентами трапхов приведены в табл. 27—32.

Значительная доля железа в начальные этапы кристаллизации входит в состав оливина (табл. 27, обр. 816, 881, 896), а в конечные — в пироксен-2 и титаномагнетит (обр. 836, 832, 824). По-иному распределяется титан. В средней и нижней зонах трапхового силла (обр. 849, 881, 896) он присутствует главным образом в титаномагнетите и ильмените, входящем в число «прочих минералов» (табл. 28). В верхней зоне силла титан находится преимущественно в титаномагнетите. В остальных минералах, в основном в моноклинных пироксенах, фиксируется менее 20% титана, содержащегося в породе в целом.

Хром не фиксируется количественным спектральным анализом (чувствительность 0,001 %) в верхней зоне Толстомысовского силла, сложенной гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами. В троктолитовых диабазах нижней зоны трапхового силла хром присутствует главным образом в раннем пироксене-1

Таблица 27

Содержание и распределение $FeO + Fe_2O_3$ по минеральным фазам в диабазах Толстомысовского силла, вес %

	№ образца							
	816	824	832	836	841	849	881	896
Содержание в породе . . .	12,78	15,61	17,45	15,25	13,37	12,45	9,20	12,77
В том числе:								
в плагиоклазе . . .	0,19	0,13	0,16	0,18	0,14	0,25	0,22	0,40
в пироксене-1 . . .	1,79	2,21	1,22	1,33	1,17	1,35	2,01	1,69
в пироксене-2 . . .	2,43	1,89	5,90	4,47	1,57	1,69	0,98	1,35
в оливине . . .	3,39	3,50	0,30	2,08	1,62	1,50	2,39	6,30
в титаномагнетите . . .	4,57	5,64	4,94	5,06	2,29	2,30	1,89	2,24
Распределение между минеральными фазами:								
плагиоклаз . . .	1,5	0,8	0,9	1,2	1,0	2,0	2,4	3,1
пироксен-1 . . .	14,0	14,1	7,0	8,7	8,8	10,8	21,9	13,3
пироксен-2 . . .	19,0	12,1	33,8	29,3	11,8	13,6	10,8	10,6
оливин . . .	26,6	22,4	1,7	13,6	12,1	12,1	26,0	49,4
титаномагнетит . . .	35,8	36,1	28,3	33,2	17,1	18,5	20,6	17,6
прочие минералы . . .	3,1	14,5	28,3	14,0	49,2	43,0	18,3	6,0

Содержание и распределение TiO_2 по минеральным фазам в диабазах Толетомысовского силла, вес. %

	№ образца							
	816	824	832	836	841	849	881	896
Содержание в породе . . .	2,05	3,01	2,47	2,50	2,00	1,55	1,22	1,83
В том числе:								
в плагиоклазе . . .	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07
в пироксене-1 . . .	0,15	0,10	0,07	0,10	0,08	0,12	0,18	0,11
в пироксене-2 . . .	0,19	0,14	0,33	0,24	0,08	0,11	0,07	0,09
в оливине	—	—	—	—	—	—	—	—
в титаномагнетите . . .	1,43	2,17	1,91	2,05	0,84	0,80	0,57	0,67
Распределение между минеральными фазами:								
плагиоклаз	2,4	1,3	2,4	2,4	2,5	3,9	4,9	3,8
пироксен-1	7,3	3,3	2,8	4,0	4,0	7,7	14,7	6,0
пироксен-2	9,3	4,7	13,3	9,6	4,0	7,1	5,7	4,9
оливин	—	—	—	—	—	—	—	—
титаномагнетит	69,8	72,1	77,4	82,0	82,0	51,6	46,7	36,6
прочие минералы	11,2	18,6	4,1	2,0	7,5	29,7	28,0	48,7

Таблица 29

Содержание и распределение Cr_2O_3 по минеральным фазам в диабазах Толетомысовского силла, вес. %

	№ образца							
	816	824	832	836	841	849	881	896
Содержание в породе . . .	0,048	—	—	—	0,014	0,035	0,100	0,095
В том числе:								
в плагиоклазе	—	—	—	—	—	—	—	—
в пироксене-1	0,016	—	—	—	0,003	0,018	0,063	0,081
в пироксене-2	0,005	—	—	—	—	0,002	0,007	0,006
в оливине	—	—	—	—	—	—	—	—
в титаномагнетите	0,002	—	—	—	—	—	—	0,002
Распределение между минеральными фазами:								
плагиоклаз	—	—	—	—	—	—	—	—
пироксен-1	33,3	—	—	—	21,4	51,5	63,0	85,3
пироксен-2	10,5	—	—	—	—	5,7	7,0	6,3
оливин	—	—	—	—	—	—	—	—
титаномагнетит	4,2	—	—	—	—	—	—	2,1
прочие минералы	52,0	—	—	—	78,6	42,8	30,0	6,3

(табл. 29, обр. 881, 896), а в диабазах с офитовой и пойкилоофитовой структурами средней зоны силла значительная доля хрома приходится на «прочие минералы», концентратом хрома среди которых, возможно, являются биотит и хлорит. В оливине и плагиоклазе хром отсутствует, а в пироксене-2 и титаномагнетите содержится менее 10% от общего количества хрома, определяемого в породе в целом.

Содержание и распределение NiO по минеральным фазам в диабазах Толстомысовского силла, вес. %

	№ образца							
	816	824	832	836	841	849	881	896
Содержание в породе	0,0079	0,0010	0,0017	0,0041	0,0071	0,0083	0,0140	0,0280
В том числе:								
в плагиоклазе	—	—	—	—	—	—	—	—
в пироксене-1	0,0020	—	0,0004	0,0011	0,0013	0,0025	0,0050	0,0044
в пироксене-2	0,0013	0,0002	0,0010	0,0010	0,0003	0,0012	0,0011	0,0022
в оливине	0,0036	0,0002	0,0001	0,0014	0,0028	0,0022	0,0076	0,0138
в титаномагнетите	0,0010	0,0003	0,0003	0,0003	0,0002	0,0003	0,0003	0,0033
Распределение между минеральными фазами:								
плагиоклаз	—	—	—	—	—	—	—	—
пироксен-1	25,4	—	22,2	26,8	18,3	30,1	35,7	15,7
пироксен-2	16,4	20,0	55,6	24,4	4,2	14,5	7,9	7,9
оливин	45,5	20,0	5,6	34,2	39,5	26,5	54,3	49,3
титаномагнетит	12,7	30,0	16,6	7,3	2,8	3,6	2,1	11,8
прочие минералы	—	30,0	—	7,3	35,2	25,3	—	15,3

Содержание и распределение СоО по минеральным фазам в диабазах Толетомысовского силла, вес. %

	№ образца							
	816	824	832	836	841	849	881	896
Содержание в породе	0,0062	0,0041	0,0062	0,0066	0,0060	0,0060	0,0059	0,0089
В том числе:								
в плагиоклазе	—	—	—	—	—	—	—	—
в пироксене-1	0,0015	0,0010	0,0007	0,0011	0,0009	0,0013	0,0024	0,0017
в пироксене-2	0,0016	0,0010	0,0031	0,0025	0,0009	0,0016	0,0006	0,0010
в оливине	0,0020	0,0009	0,0002	0,0014	0,0015	0,0011	0,0024	0,0051
в титаномагнетите	0,0010	0,0012	0,0013	0,0013	0,0005	0,0006	0,0004	0,0008
Распределение между минеральными фазами:								
плагиоклаз	—	—	—	—	—	—	—	—
пироксен-1	24,2	24,4	11,3	16,7	15,0	21,7	40,7	19,1
пироксен-2	25,8	24,4	50,0	37,9	15,0	26,7	10,2	11,2
оливин	32,3	21,9	3,2	21,2	25,0	18,3	40,7	57,4
титаномагнетит	16,1	29,3	21,0	19,7	8,3	10,0	6,8	9,0
прочие минералы	1,6	—	14,5	4,5	36,7	23,3	1,6	3,3

Содержание и распределение V_2O_5 по минеральным фазам в диабазах Толстомысовского силла, вес. %

	№ образца							
	816	824	832	836	841	849	881	896
Содержание в породе	0,062	0,032	0,052	0,076	0,064	0,060	0,062	0,064
В том числе:								
в плагиоклазе	—	—	—	—	—	—	—	—
в пироксене-1	0,019	0,006	0,011	0,014	0,011	0,021	0,031	0,018
в пироксене-2	0,022	0,010	0,020	0,023	0,007	0,016	0,008	0,008
в оливине	—	—	—	—	—	—	—	—
в титаномагнетите	0,016	0,015	0,021	0,035	0,010	0,012	0,011	0,021
Распределение между минеральными фазами:								
плагиоклаз	—	—	—	—	—	—	—	—
пироксен-1	30,7	18,7	21,2	18,4	17,2	35,0	50,0	28,2
пироксен-2	35,5	31,3	38,5	30,3	10,9	26,7	12,9	12,5
оливин	—	—	—	—	—	—	—	—
титаномагнетит	25,8	46,9	40,3	46,1	15,6	20,0	17,8	32,8
прочие минералы	8,0	3,1	—	5,2	56,3	18,3	19,3	26,5

В средней и нижней зонах Толстомысовского силла никель преимущественно входит в состав оливинов и пироксенов-1, а в верхней зоне силла — в состав пироксенов-2 (табл. 30). Значительная часть никеля может присутствовать в титаномагнетите и в группе «прочих минералов», где концентратом никеля является халькопирит, содержащий в нижней зоне силла редкие мельчайшие вростки пентландита (Феоктистов, 1965). На несколько нечеткое распределение никеля среди главных породообразующих минералов могло, вероятно, оказать влияние присутствие в них мельчайших вростков сульфидных минералов, избавиться от которых при выделении мономинеральных фракций очень трудно.

Кобальт распределяется довольно равномерно между всеми минералами траппов, за исключением плагиоклаза, в котором он отсутствует (табл. 31). Только в троктолитовых диабазах нижней зоны Толстомысовского силла (обр. 881, 896) значительная часть кобальта концентрируется в оливине и пироксене-1. В общем распределение кобальта между минеральными компонентами траппов примерно такое же, как и никеля.

Ванадий присутствует главным образом в титаномагнетите и пироксене, а в плагиоклазе и оливине он не фиксируется (табл. 32). В троктолитовых диабазах нижней зоны силла ванадий преобладает в составе пироксена-1, а в гранофировых диабазах и диабаз-пегматитах верхней зоны силла — в составе титаномагнетита и пироксена-2.

Таким образом, значительная часть присутствовавших в трапвовом расплаве никеля, хрома и отчасти кобальта вошла в состав ранних минеральных образований (оливин, пироксен-1), а титана и в меньшей мере ванадия — в состав более поздних титаномагнетита и пироксена-2. Закономерности распределения элементов группы железа между минеральными компонентами трапфов находятся в полном соответствии с особенностями распространения этих элементов в различных дифференциатах трапвовой магмы, устанавливаемыми при рассмотрении содержаний их в целом по породе: уменьшением содержания хрома, никеля и кобальта в остаточном расплаве при кристаллизации трапвовой магмы и накоплением титана и ванадия на конечных стадиях этого процесса.

ЦЕОЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И АССОЦИИ

В южной части Сибирской платформы цеолитизация — это составная часть гидротермально-метасоматического процесса преобразования диабазов, диабазовых порфиритов и вмещающих их туфогенных и песчано-глинистых пород, обусловленного интрузивным трапвовым магматизмом. Гидротермальные изменения трапфов и вмещающих пород выражаются в хлоритизации, карбонатизации, цеолитизации и окремнении. Одновременно в этих же породах образуются прожилки, выполненные карбонатом, цеолитами и халцедоном. Вместе с минералами группы цеолитов ассоциируют пренит, кальцит, анальцит, апофиллит, гиролит, датолит, кварц и халцедон.

Более интенсивно цеолитизация проявилась в песчано-глинистых породах карбона и перми и в туфогенно-осадочных породах пермо-триаса, развитых в северной части Иркутского амфитеатра, в бассейне среднего течения Ангары. В диабазах и диабазовых порфиритах цеолиты развиваются по полевым шпатам и вулканическому стеклу, в контактово-измененных песчано-глинистых породах — по остеклованным участкам и полевым шпатам. В туфах цеолиты замещают вулканическое стекло и полевые шпаты, а также выполняют многочисленные пустотки во включениях пузыристых лав. Содержание цеолитов в туфах может достигать 30—40% объема породы. В контактах трапфов с туфами цеолитизация развита весьма интенсивно. В туфах образуются желваки и неправильной формы жилы мощностью до 0,5 м, выполненные радиально-лучистыми, пластинчатыми, розетковидными и призматическими агрегатами цеолитов, а также кальцитом

Распределение цеолитов и сопутствующих им минералов в траппах, туфогенных и песчано-глинистых породах

Диабазы и диабазовые порфириды	Туфогенные породы	Песчано-глинистые породы
Пренит	—	—
Гарронит	—	—
Левин	—	—
Гиролит	—	—
Датолит	—	—
Томсонит	Томсонит	—
Апофиллит	Апофиллит	—
Халцедон	Халцедон	—
Кальцит	Кальцит	Кальцит
Мезолит	Мезолит	Мезолит
Стильбит	Стильбит	Стильбит
Натролит	Натролит	Натролит
Анальцим	Анальцим	Анальцим
Кварц	Кварц	Кварц
—	Ломонтит	Ломонтит
—	Гейландит	Гейландит

и хлоритом. Распределение цеолитов и сопутствующих им минералов в различных породах показано в табл. 33.

В диабазах и диабазовых порфиридах в результате их метасоматического изменения, а также выполнения миндалинов и прожилков встречаются самостоятельные образования кальцита, гарронита, левина, мезолита, стильбита, томсонита, натролита, анальцима, гиролита, апофиллита, кварца и халцедона. Чаще наблюдаются различные ассоциации минералов: кальцит — гарронит; кальцит — левин; томсонит — анальцим; гиролит — анальцит; кальцит — гарронит — анальцим; кальцит — томсонит — анальцим; гарронит — анальцим — кварц; кальцит — натролит — анальцим — апофиллит — гиролит; пренит — кальцит — анальцим — апофиллит — датолит. Наиболее распространены кальцит, анальцим, томсонит, гарронит.

В туфогенных породах в виде самостоятельных выделений были найдены лишь кальцит, ломонтит и анальцим. Обычно наблюдаются ассоциации двух-трех минералов: кальцит — стильбит; кальцит — стильбит — гейландит; кальцит — ломонтит — гейландит; кальцит — мезолит — натролит; томсонит — стильбит; стильбит — апофиллит; стильбит — гейландит; кварц — халцедон. Наиболее распространены кальцит, стильбит, натролит, мезолит, анальцим и ломонтит.

В контактово-измененных песчано-глинистых отложениях обнаружены самостоятельные образования кальцита, кварца, анальцима и гейландита, а также ассоциации: 1) кальцит — мезолит — стильбит, 2) кальцит — ломонтит — кварц, 3) каль-

цит — натролит, 4) кальцит — ломонит — мезолит — стильбит — кварц, 5) анальцим — гейландит, 6) натролит — гейландит — кварц, 7) натролит — анальцим. Наиболее распространены кальцит, стильбит, гейландит и кварц.

В рассматриваемом районе установлены 8 минералов из группы цеолитов — гарронит, левин, ломонит, мезолит, стильбит, томсонит, натролит и гейландит. Гарронит обнаружен в трапшах Сибирской платформы впервые (Феокистов и др., 1969), остальные были известны в бассейне Нижней и Подкаменной Тунгуски (Кудряшова, 1966; Еремеев, 1966; Андрусенко, 1971); в бассейне среднего течения Ангары цеолиты не изучались. В области развития эффузивных трапш (Тунгусская синеклиза) известны также морденит (Кудряшова, 1966), шабазит (Еремеев, 1967), эрионит (Белицкий, Букин, 1968), гмелинит, сколецит, гоннардит, филлипсит, гармотом и лобанит (Андрусенко, 1971), пока не установленные в южной части Сибирской платформы.

■ АНАЛЬЦИМ ■

Анальцим не включается в группу цеолитов по характеру структуры и химизму (Дир и др., 1966; Strunz, 1970), но по некоторым другим свойствам (в частности, по наличию цеолитной воды) он близок к цеолитам, и некоторые исследователи (А. и Г. Винчелл, 1953; Жданов, Егорова, 1968; Сендеров, Хитаров, 1970) рассматривают его в этой группе.

Среди гидротермальных минералов анальцим распространен широко. В диабазах и диабазовых порфиритах он выполняет миндалины, замещает плагиоклаз и присутствует с другими минералами в прожилках. В туфогенных породах анальцим развивается по вулканическому стеклу и плагиоклазу. В контактово-измененных песчано-глинистых породах он наблюдается в остеклованном цементе.

Анальцим образует тонкозернистые агрегаты (обычно в зальбандах жил, выполненных гидротермальными минералами), друзы мелких хорошо ограненных в форме тетрагон-триоктаэдров полупрозрачных кристаллов (при свободном росте в гнездах и трещинках) и радиально-лучистые агрегаты в миндалинах диабазовых порфиритов. Он изотропный, $N=1,484-1,488 \pm \pm 0,002$, но часто обладает слабым аномальным двупреломлением порядка 0,001—0,002.

Химический анализ тонкозернистого анальцима из жилы в туфе (аналитик Т. А. Лахно) показал следующие результаты (вес. %): SiO_2 — 55,78; Al_2O_3 — 22,66; CaO — 0,36; Na_2O — 13,30; H_2O^+ — 8,58; сумма — 100,68. Структурная формула: $\text{Na}_{0,94}\text{Ca}_{0,01}[\text{Al}_{0,97}\text{Si}_{2,02}\text{O}_6] \cdot 1,05\text{H}_2\text{O}$. Порошкограмма анальцима приведена в табл. 34. По данным химического анализа, в анальциме отмечается небольшой избыток SiO_2 и H_2O по сравнению

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности минералов

Анальцит		Натролит		Мезолит		Томсонит	
I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å
4	6,26	2	7,3	8	6,72	9	6,65
10	5,69	8	6,7	8	5,97	4	5,92
4	4,89	8	6,0	5	4,72	3	5,12
5	3,80	1	5,15	9	4,40	10	4,61
2	3,66	4	4,64	4	4,17	4	4,36
10	3,45	9	4,39	2	3,96	2	4,22
5	3,23	5	4,21	1	3,75	4	4,10
10	2,93	10	3,16	2	3,56	2	3,88
3	2,79	5	2,95	1	3,38	9	3,49
5	2,69	10	2,86	5	3,19	5	3,25
5	2,50	4	2,57	4	3,09	8	3,17
4	2,42	4	2,44	10	2,88	9	2,94
5	2,22	4	2,41	3	2,58	10	2,85
3	2,10	3	2,32	3	2,47	4	2,67
2	2,05	2	2,25	4	2,41	2	2,57
2	2,02	4	2,18	1	2,31	3	2,41
6	1,897	2	2,05	1	2,26	3	2,24
6	1,860	4	1,875	5	2,20	5	2,17
10	1,740	5	1,797	1	2,13	2	2,12
4	1,709	2	1,752	3	2,048	2	2,08
5	1,683	2	1,736	3	1,990	2	2,06
2	1,658	3	1,719	3	1,953	2	1,946
2	1,610	3	1,699	3	1,870	2	1,884
5	1,588	3	1,679	3	1,853	5	1,807
2	1,554	3	1,645	6	1,808	3	1,711
5	1,494	3	1,629	3	1,749	1	1,674
5	1,476	3	1,617	1	1,713	6	1,608
2	1,460	3	1,600	3	1,684	4	1,582
3	1,442	2	1,570	4	1,637	4	1,590
8	1,411	4	1,525	2	1,618	3	1,532
3	1,354	6	1,461	2	1,604	5	1,460
9	1,343	2	1,447	—	—	3	1,437
3	1,330	2	1,433	—	—	2	1,418
4	1,292	3	1,415	—	—	2	1,384
5	1,269	4	1,383	—	—	3	1,327
4	1,249	2	1,366	—	—	4	1,311
9	1,219	3	1,342	—	—	4	1,301
5	1,181	3	1,327	—	—	4	1,277
2	1,171	3	1,319	—	—	3	1,266
5	1,163	4	1,311	—	—	2	1,253
2	1,125	4	1,304	—	—	4	1,210
2	1,123	1	1,289	—	—	4	1,187
5	1,116	2	1,273	—	—	3	1,166
2	1,089	2	1,236	—	—	2	1,148
2	1,075	6	1,217	—	—	6	1,134

Примечание. Условия съемки: трубка БСВ-2, Fe — анод, D=57,3 мм, d=0,4 мм, V=30 кВ, I=16 мА, экспозиция 3 ч.

с теоретической формулой, что является обычным для природных анальцимов (Дир и др., 1966). А. и Г. Винчелл (1953) высказали предположение о том, что избыток SiO_2 и H_2O обусловлен наличием в анальциме $\text{SiSi}_2\text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в виде твердого раствора.

Анальцим встречается в ассоциации с кальцитом, пренитом, гарронитом, томсонитом, натролитом, гейландитом, гиринолитом, апофиллитом и кварцем. Время образования его весьма различное. В одних случаях он образуется раньше перечисленных минералов (в зальбандах жил), в других — кристаллизация его происходит позже тех или иных минералов (при свободном росте в пустотах гнезд и жил). Радиально-лучистые образования анальцима в ассоциации с кальцитом, гарронитом и томсонитом самые поздние, завершающие рост радиально-лучистых агрегатов томсонита и гарронита в миндалинах диабазовых порфириров. В имеющейся в нашем распоряжении коллекции горных пород анальцим в ассоциации с левином, ломонитом, стильбитом, мезолитом и халцедоном не обнаружен.

НАТРОЛИТ

Натролит — это довольно распространенный минерал, присутствует в интрузивных трапях, в туфогенных и контактово-измененных осадочных породах. Развивается по вулканическому стеклу и остеклованным участкам, реже по плагиноклазу, а чаще вместе с другими гидротермальными минералами выполняет миндалины, жеоды и трещины в диабазовых порфиритах и туфах. Натролит встречается как обособленно, так и в ассоциации с кальцитом, мезолитом, гейландитом, анальцимом и кварцем. Обычно он является более поздним образованием.

Натролит всегда имеет тонкопризматический или тонкоигольчатый габитус, образуя шестоватые или радиально-лучистые скопления белого или розоватого цвета, иногда шелковистые и полупрозрачные. В редких случаях натролит представлен плотной тонковолокнистой массой. Весьма характерны белые радиально-лучистые сростки натролита и мезолита в туфогенных породах с длиной призмочек до нескольких сантиметров. Оптические свойства натролита: $N_g = 1,486 \pm 0,002$; $N_m = 1,477$; $N_p = 1,473$; $(+)2V = 60^\circ$, удлинение положительное. Удельный вес 2,22. Порошкограмма натролита приведена в табл. 34.

Химический анализ натролита из радиально-лучистых сростков с мезолитом (аналитик Т. А. Лахно) показал следующие результаты (вес. %): SiO_2 — 46,36; Al_2O_3 — 27,33; Fe_2O_3 — 0,03; CaO — 0,68; Na_2O — 16,00; H_2O^+ — 9,68; сумма 100,08. Структурная формула: $\text{Na}_{1,98}\text{Ca}_{0,05}[\text{Al}_{2,05}\text{Si}_{2,95}\text{O}_{10}] \cdot 2,05\text{H}_2\text{O}$. Незначительное количество Na и Si замещено Ca и Al по сравнению с

теоретическим составом натролита. Как отмечают У. А. Дир и др. (1966), отклонения состава природных натролитов от теоретического небольшие и наблюдаются чрезвычайно редко.

МЕЗОЛИТ

Мезолит относится к группе натролита (Дир и др., 1966; Strunz, 1970). Встречается он несколько реже, чем натролит, но также в различных породах — в интрузивных траппах, туфогенных и контактово-измененных осадочных породах, выполняя миндалины, жеоды, трещины, а также развиваясь по стекловатым участкам и плагиоклазу. Мезолит имеет тонкопризматический или тонкоигольчатый габитус, образуя радиально-лучистые агрегаты, часто в сростании с натролитом, что характерно для его выделений в туфах. Мезолит белый или бесцветный полупрозрачный, имеет моноклинную (псевдоромбическую) сингонию. Он характеризуется очень низким двупреломлением, порядком 0,001. Показатель преломления его варьирует в пределах 1,503—1,506; удлинение \pm , удельный вес 2,24. Порошковая диаграмма мезолита приведена в табл. 34.

Химический анализ мезолита из радиально-лучистых сростаний с натролитом в туфах (аналитик Т. А. Лахно) показал следующие результаты (вес. %): SiO_2 —42,20; Al_2O_3 —28,80; Fe_2O_3 —0,44; CaO —10,52; Na_2O —5,70; H_2O —12,65; сумма — 99,98. Структурная формула: $\text{Na}_{2,2}\text{Ca}_{2,2}[\text{Al}_{2,24}\text{Si}_{2,78}\text{O}_{10}]_3 \cdot 8,3\text{H}_2\text{O}$. По сравнению с теоретическим составом — $[\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (Strunz, 1970) в нашем мезолите отмечается небольшое замещение Si на Al ($\text{Na}, \text{Ca}_{0,5}$), что можно выразить двумя типами замещений: $0,6\text{NaSi} \rightarrow 0,6\text{CaAl}$ и $0,4\text{Ca} \rightarrow 0,4\text{Na}_2$. По данным Хей (Heу, 1933), мезолит представляет собой самостоятельный вид цеолита, а Миллиген и Вейзер (Milligan, Weiser, 1937) высказали предположение о том, что мезолит является промежуточным членом (твердым раствором) ряда сколецит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) — натролит ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Постоянно наблюдающееся замещение кремния алюминием (и наоборот) в мезолитах (Дир и др., 1966) противоречит предположению Миллигена и Вейзера.

Мезолит может быть промежуточным членом ряда жисмондин ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) — анальцим ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), имеющего разрывы между анальцимом и мезолитом, мезолитом и жисмондином. Состав анализируемого нами мезолита отвечает среднему составу этого ряда ($\text{Na}_{1,0}\text{Ca}_{0,5}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), в котором 0,25NaSi замещено на 0,25CaAl.

Мезолит образует самостоятельные выделения или ассоциирует с натролитом, кальцитом, стильбитом, ломонитом и кварцем. Он является более ранним минералом по сравнению с ассоциирующимися цеолитами.

ТОМСОНИТ

Томсонит принадлежит к группе натролита (Дир и др., 1966; Strunz, 1970). Он менее распространен, чем натролит, и встречается в диабазах, диабазовых порфиритах и туфах, где замещает плагиоклазы и выполняет миндалины и трещинки. Томсонит образует самостоятельные выделения или наблюдается в ассоциации с кальцитом, анальцимом или стильбитом. В одном образце с томсонитом могут присутствовать гарронит, левин или кварц, но в ассоциации с ним они не были обнаружены, так как выполняли разные миндалины.

Томсонит имеет тонковолокнистый или тонкопризматический габитус, образуя радиально-лучистые и призматические агрегаты, очень похожие макроскопически на скопления натролита. Он белый или бесцветный. Оптические константы: $N_g=1,517 \pm 0,003$; $N_m=1,512$; $N_p=1,505$; $2V$ около 90° , удлинение \pm . Порошкограмма томсонита приведена в табл. 34.

Химический анализ томсонита, заместившего плагиоклаз в измененном диабазе, показал (аналитик Т. А. Лахно) следующие результаты (вес. %): SiO_2 — 45,25; TiO_2 — 0,23; Al_2O_3 — 25,81; Fe_2O_3 — 1,18; FeO — 0,97; MgO — 2,66; CaO — 8,22; Na_2O — 5,98; K_2O — 0,82; H_2O — 9,53; сумма — 100,65. Структурная формула (после вычитания примеси моноклинного пироксена, биотита и альбита): $\text{Ca}_{6,9}\text{Na}_{4,5}\text{K}_{0,5} \cdot [\text{Al}_{18,8}\text{Si}_{21,2}\text{O}_{80}] \cdot 22\text{H}_2\text{O}$. По сравнению с идеальным составом ($\text{Ca}_8\text{Na}_4\text{Al}_{20}\text{Si}_{20}\text{O}_{80} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$) в проанализированном нами томсоните отмечается замещение группы CaAl группой NaSi , а также частичное замещение кальция натрием. Оба этих типа замещения в томсоните считаются установленными (Дир и др., 1966).

ГАРРОНИТ

Гарронит в трапях южной части Сибирской платформы — это первая его находка на территории СССР (Феоктистов и др., 1969). Впервые он был установлен Г. Уокером (Walker, 1962) в 1950 г. в миндалинах третичных базальтов в Антрим (Северная Ирландия, плато Гаррон), а в 1957 г. этим же ученым был найден в аналогичных условиях в Восточной Исландии. Рентгеноструктурные исследования гарронита проводились Р. М. Баррером (Barrer et al., 1959) и А. М. Тейлором (Taylor, Roy, 1964). Химические анализы минерала опубликованы Г. Уокером в 1962 г.

Нами гарронит был установлен при изучении цеолитов в породах трапной формации в бассейне среднего течения Ангары. Он был идентифицирован по порошкограмме, а затем сопоставлен по оптическим и физическим свойствам с данными, опубликованными Г. Уокером (Walker, 1962). Гарронит выполняет

неправильной формы миндалины в дайкоподобных телах диабазового порфирита.

Минерал образует радиально-лучистые агрегаты размером до 7 мм, полностью выполняя миндалины. Он бесцветный, полупрозрачный. Наблюдается характерная отдельность в агрегатах перпендикулярно радиальным лучам. По направлению лучей отмечается слабо развитая спайность в двух направлениях. Твердость 4,5; удельный вес 2,17. Результаты рентгенометрического анализа, выполненного З. Ф. Ущановской в табл. 35.

Оптические константы гарронита: $N_g=1,512\pm 0,002$; $N_m=1,511$; $N_p=1,508$; $(-)2V=25-30^\circ$; плоскость оптических осей перпендикулярна удлинению, N_m совпадает с удлинением, погасание прямое. Постоянно наблюдается тонкое двойникование (прораствание), причем отдельные индивиды (размером менее 0,02 мм) повернуты по оси N_m на 90° относительно друг друга. В косых сечениях агрегатов гарронита относительно радиальных

Таблица 35

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности гарронита

Гарронит, р. Ангара				Гарронит, Ирландия (Barrger et al., 1959)		Гарронит, р. Ангара				Гарронит, Ирландия (Barrger et al., 1959)	
<i>I</i>	$d_{\text{эксп}}^\circ$ °А	$d_{\text{выч}}^\circ$ °А	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	$d_{\text{эксп}}^\circ$ °А	$d_{\text{выч}}^\circ$ °А	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
9	7,17	7,10	110	С.	7,15	4	1,937	1,931	511	Сл.	1,938
10	4,97	4,96	002	»	4,95	3	1,813	1,815	215	»	1,805
10	4,15	4,09	211	О. с.	4,12	4	1,781	1,775	440	Ср.	1,770
—	—	—	—	Ср.	4,07	4	1,745	1,745	522	О. сл.	1,745
4	3,27	3,30	003	—	—	—	—	—	—	»	1,730
—	—	—	—	Ср.	3,22	4	1,710	1,716	433	Ср.	1,705
10	3,14	3,14	103	О. с.	3,14	3	1,674	1,673	600	О. сл.	1,665
—	—	—	—	Сл.	2,88	4	1,649	1,650	610	Ср.	1,645
—	—	—	—	О. сл.	2,68	4	1,611	1,610	116	»	1,605
10	2,67	2,66	213	С.	2,66	2	1,565	1,588	540		
3	2,58	—	—	—	—	3	1,537	1,538	415		
3	2,48	2,51	400	О. сл.	2,54	3	1,501	1,497	630		
4	2,33	2,35	303	Сл.	2,34	4	1,463	1,466	316		
4	2,21	2,22	204	»	2,22	5	1,383	1,387	604		
3	2,13	2,13	323	О. сл.	2,12				1,381	406	
4	2,07	2,05	422	»	2,05	4	1,352	1,355	336		
—	—	—	—	О. сл.	2,03				1,307	731	
4	1,983	1,984	005	Сл.	1,970	4	1,307	1,305	713		
									1,266	516	
						5	1,261	1,198	653		
						4	1,200	1,198	427		

Примечание. Съемка производилась на Си-излучении (нефильтрованным) в РКД, $D=57,3$ мм, $d=0,4$ мм, экспозиция 3 ч.

лучей в скрещенных николях наблюдается структура, напоминающая черепичную крышу. Такая структура затрудняет измерение угла оптических осей. В поперечном сечении иногда проявляется ромбовидная форма отдельных индивидов, причем N_g располагается по длинной, а N_p — по короткой диагонали ромба, имеющего внутренние углы 74 и 106°.

По мнению Р. М. Баррера и А. М. Тейлора, гарронит является тетрагональным минералом, поскольку его порошковая диаграмма идентична порошковой диаграмме тетрагональной разновидности искусственного кальциевого цеолита (Barrer et al., 1959; Taylor, Roy, 1964). По Р. М. Барреру, параметры элементарной ячейки гарронита следующие: $a=10,01 \text{ \AA}$, $c=9,87 \text{ \AA}$, по А. М. Тейлору: $a=9,85 \text{ \AA}$, $c=10,32 \text{ \AA}$ (вследствие иного индирования порошковой диаграммы). Согласно исследованиям Г. Уокера (Walker, 1962), гарронит в центральной части радиально-лучистого агрегата одноосный, а в периферической — двуосный, но автор не смог определить величину угла оптических осей.

Исследованный нами гарронит всегда двуосный, хотя угол оптических осей небольшой. Тонкое двойникование агрегатов минерала не позволило провести рентгеноструктурные исследования монокристаллов по выяснению его истинной сингонии. На основании оптических свойств можно предполагать, что он ромбический (псевдотетрагональный). Были определены параметры элементарной ячейки гарронита ($a=10,04 \pm 0,02 \text{ \AA}$, $c=9,92 \pm 0,01 \text{ \AA}$) в предположении тетрагональной сингонии, поскольку его порошковая диаграмма хорошо проиндировалась в этой сингонии.

Химический анализ гарронита (аналитик Т. А. Ляхно) показал следующие результаты (вес. %): SiO_2 — 43,53; Al_2O_3 — 26,00; CaO — 12,53; Na_2O — 1,19; K_2O — 0,90; H_2O — 16,65; сумма — 100,80. Структурная формула: $\text{Na}_{0,50}\text{K}_{0,26}\text{Ca}_{2,89}[\text{Al}_{6,62}\text{Si}_{9,40}\text{O}_{32}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Химический состав его оказался близким к анализам гарронита из Антрим и Исландии (Walker, 1962). Некоторые отличия заключаются в повышенном содержании Al_2O_3 и CaO и в меньшем содержании Na_2O . В природных образцах минерала имеют место обычные для цеолитов замещения $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaSi}$ и $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na}_2$.

Мицдалины, которые выполняются гарронитом, возникли путем выщелачивания отдельных кристаллов и гломеровых скоплений плагиоклаза в диабазовом порфирите. Гарронит ассоциирует с кальцитом, анальцимом и кварцем. Кальцит образуется раньше, а анальцим — позже, располагаясь во внешних частях радиально-лучистых сростков гарронита. Кварц также более поздний. В образцах траппов с гарронитом присутствуют также томсонит и левин, но взаимоотношения с ними не ясны, так как они выполняют разные мицдалины.

Левин был обнаружен нами в траппах южной части Сибирской платформы (бассейн среднего течения Ангары) в 1968 г. (Феоктистов и др., 1969, 1971). Еще ранее он был установлен Н. И. Андрусенко в траппах бассейна верхнего течения Вилюя (центральная часть Сибирской платформы), но результаты исследования его и авторов книги были опубликованы одновременно (Андрусенко, 1971). В пределах Советского Союза левин упоминается вместе с шабазитом и гмелинитом в ловозерских пегматитах (Семенов, 1967).

Левин был открыт в 20-х годах прошлого столетия Х. Гейландом в мандельштейне с Фарерских островов. После оптических и кристаллографических исследований в те же годы Д. Брюстер дал ему название в честь минералога и кристаллографа А. Леви (Hintze, 1897). С тех пор минерал обнаружен во многих пунктах: в Ирландии, где он широко распространен в базальтах Антрима (Walker, 1951, 1960); в Исландии, Гренландии и США, Колорадо (Дана, 1937); в Богемии (Науманн, 1860), а в последние годы он стал известен в траппах Сибирской платформы (Андрусенко, 1971; Феоктистов и др., 1971).

В долине Ангары, севернее устья Илима, левин выполняет мелкие миндалины в дайкоподобных телах диабазового порфирита, а также в диабазовом порфирите верхнего эндоконтакта Толстомысовского силла. Диагностирован он по порошкограмме, оказавшейся идентичной порошкограмме левина из Антрим (Дир и др., 1966), и по оптическим константам. В дайкоподобных телах левин выполняет мелкие (1—2 мм) миндалины, часто неправильной формы. Он бесцветный, водяно-прозрачный, имеет раковистый излом, спайность в нем незаметна. В обр. 126-3 левин одноосный отрицательный, иногда отмечается двуосность с $(-)$ $2V$ до 8° ; $N_o = 1,500 \pm 0,002$; $N_e = 1,498$. Удельный вес 2,16.

В эндоконтакте Толстомысовского силла (обр. 542) левин выполняет округлые и удлиненные миндалины размером 0,5—1,0 мм. В этом образце он полупрозрачный, бесцветный в центральной части миндалины и розовато-красный по их периферии, имеет несовершенную спайность по ромбоэдру. Он одноосный положительный, $N_o = 1,481$; $N_e = 1,483$. Удельный вес 2,08. Рентгенограмма обр. 542 оказалась идентичной порошкограмме левина из обр. 126-3.

Результаты рентгеноструктурного анализа (аналитик З. Ф. Ущановская) приведены в табл. 36. Параметры элементарной ячейки (в пересчете на гексагональную элементарную ячейку): $a = 13,31 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $c = 22,6 \pm 0,1 \text{ \AA}$ для обр. 126-3; $a = 13,28 \pm 0,02 \text{ \AA}$, $c = 22,8 \pm 0,1 \text{ \AA}$ для обр. 542. Расчет по методу Х. Штрунца (Булах, 1967) показывает, что в элементарной ячейке левина содержится 108 атомов кислорода.

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности левина

Из Ан-трим (Strunz, 1956)	ASTM, № 11-582	Обр. 126-3		Обр. 542		Из Ан-трим (Strunz, 1956)	ASTM, № 11-582	Обр. 126-3		Обр. 542			
		I	d, Å	I	d, Å			I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
60	10,3	101	5	10,3	9	10,2	—	—	—	—	2	2,09	
90	8,12	012	10	8,06	10	8,07	40	2,045	—	3	2,05	1	2,03
30	7,50	003	2	7,52	4	7,44	—	—	—	2	1,967	—	—
50	6,61	110	4	6,61	4	6,63	30	1,941	—	2	1,943	2	1,952
—	—	—	5	5,58	2	5,52	—	—	—	2	1,898	—	—
80	5,126	104,202	5	5,14	8	5,12	30	1,870	—	2	1,862	4	1,872
—	—	—	—	—	1	4,93	—	—	—	2	1,838	3	1,836
20	4,671	—	2	4,74	—	—	20	1,824	—	—	—	—	—
80	4,270	211	6	4,24	4	4,19	—	—	—	—	—	1	1,800
100	4,040	024,122	10	4,03	10	4,04	60	1,781	—	6	1,789	4	1,771
60	3,818	300	5	3,80	2	3,84	30	1,741	517*	4	1,742	1	1,745
—	—	—	—	—	2	3,54	70	1,656	—	7	1,666	5	1,662
40	3,453	214	8	3,45	4	3,43	30	1,616	—	4	1,623	—	—
—	—	—	8	3,40	—	—	—	—	—	5	1,588	4	1,582
40	3,278	116	3	3,31	2	3,33	40	1,570	—	—	—	—	—
90	3,132	125	10	3,14	—	—	—	—	—	6	1,552	—	—
40	3,048	223	8	3,07	8	3,08	50	1,537	624*	4	1,536	4	1,542
30	2,858	401	4	2,82	—	—	—	—	—	3	1,499	3	1,502
100	2,780	134,042	10	2,78	8	2,79	40	1,461	—	4	1,474	2	1,468
20	2,690	306	1	2,70	—	—	50	1,421	633,544*	5	1,426	2	1,430
90	2,599	217,315	8	2,61	5	2,58	—	—	—	4	1,395	5	1,401
40	2,495	—	4	2,51	3	2,51	40	1,389	—	—	—	1	1,388
50	2,380	—	4	2,38	2	2,38	20	1,365	—	4	1,356	—	—
40	2,287	—	3	2,28	2	2,26	40	1,337	811*	4	1,346	4	1,342
40	2,212	—	4	2,21	2	2,21	20	1,308	—	3	1,308	4	1,315
50	2,117	—	4	2,12	3	2,12	—	—	—	4	1,296	3	1,294
—	—	—	—	—	—	—	40	1,287	—	7	1,284	4	1,283

Примечание. Звездочкой показано, что дополнительное индифференцирование проведено нами на основе параметров элементарной ячейки, указанных у Х. Штрунца (Strunz, 1956). Условия съемки: Fe-излучение, $D=57,3$ мм, $d=0,4$ мм, $V=35$ кВ, $I=16$ мА.

Химический анализ левина (аналитик Т. А. Ляшно) показал следующие результаты (вес. %): в обр. 126-3; SiO_2 — 42,36; Al_2O_3 — 24,90; Fe_2O_3 — 0,73; CaO — 10,92; Na_2O — 1,58; K_2O — 1,30; H_2O — 18,18; сумма — 99,97; структурная формула: $\text{Na}_{2,26}\text{K}_{1,27}\text{Ca}_{8,82}[\text{Al}_{22,07}\text{Si}_{31,89}\text{O}_{108}] \cdot 45,63\text{H}_2\text{O}$; в обр. 542: SiO_2 — 48,60; Al_2O_3 — 20,90; Fe_2O_3 — 0,80; CaO — 8,08; Na_2O — 4,50; K_2O — 0,00; H_2O — 17,10; сумма — 99,98; структурная формула: $\text{Na}_{6,40}\text{Ca}_{6,31}[\text{Al}_{17,97}\text{Si}_{35,45}\text{O}_{108}] \cdot 41,59\text{H}_2\text{O}$.

Химический состав двух изученных нами образцов левина заметно различен: в обр. 126-3 левин существенно кальциевый и содержит калий, а в обр. 542 — кальциево-натриевый без калия. По химическому составу левин из обр. 542 аналогичен мезолину, который был в 1822 г. выделен А. Берцелиусом как самостоятельный минерал, но впоследствии Дж. Дана (1855) г. и Де Клуазо

(1862 г.) идентифицировали его с левином (Hintze, 1897). Монокристалльные исследования мезолина из обр. 542 методами Лауэ, вращения и в гониометре Вайсенберга (аналитик А. А. Кашаев) показывают правотерность отнесения его к левину. Химические анализы левина (Doelter, 1921; Андрусенко, 1971; Феоктистов и др., 1971) указывают, что в нем осуществляется изоморфное замещение $\text{CaAl} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K}) \text{Si}$.

Образование левина происходит в гидротермальную стадию, после кальцита. Миндалины, которые он выполняет, возникли путем выщелачивания главным образом гломеровых скоплений плагиоклаза в диабазовом порфирите. Присутствующие в этих породах гарронит и анальцит выполняют отдельные миндалины, и их взаимоотношения с левином не выяснены.

ЛОМОНТИТ

В южной части Сибирской платформы ломонтит встречается главным образом в туфах основного состава, реже в скарпированных песчано-глинистых отложениях в экзоконтакте трапových интрузий. В интрузивных трапхах он не обнаружен, хотя севернее, в бассейне верхнего течения Вилюя, присутствует в гидротермально-измененных долеритах (Андрусенко, 1971).

Ломонтит в ассоциации с кальцитом, стильбитом и гейландитом выполняет неправильной формы трещины в туфах и контактово-измененных песчано-глинистых породах, а также широко развит в цементе туфогенных пород. Он образует призматические агрегаты белого цвета, в свежем виде полупрозрачные. Оптические константы: $N_g = 1,517 \pm 0,002$; $N_m = 1,514$; $N_p = 1,505$; $cN_g = 28^\circ$; $(-)2V = 30^\circ$. Порошкограмма ломонтита приведена в табл. 37.

Химический анализ ломонтита из туфов (аналитик Т. А. Лахно) показал следующие результаты (вес. %): SiO_2 — 53,68; Al_2O_3 — 20,44; Fe_2O_3 — 0,11; CaO — 10,84; Na_2O — 0,37; K_2O — 0,60; H_2O — 13,32; сумма — 99,36. Структурная формула: $\text{Na}_{0,2}\text{K}_{0,2}\text{Ca}_{3,6}[\text{Al}_{7,4}\text{Si}_{16,5}\text{O}_{48}] \cdot 13,7\text{H}_2\text{O}$. Рассматривая химические анализы, Кумбс (Coombs, 1952) пришел к заключению, что в ломоните возможны два типа замещения: $\text{CaAl} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K}) \text{Si}$ и $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na}_2, \text{K}_2$, тогда как А. Н. Винчелл (А. и Г. Винчелл, 1953) указывает лишь на замещение типа $\text{CaAl} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K}) \text{Si}$. В проанализированном нами ломоните по сравнению с теоретическим составом наблюдается замещение $0,4\text{CaAl} \rightarrow 0,4(\text{Na}, \text{K}) \text{Si}$. Понижение содержания воды обусловлено, видимо, частичным переходом ломонтита в леонгардит.

СТИЛЬБИТ

Стильбит (десмин) — распространенный минерал из группы цеолитов в южной части Сибирской платформы. Он встречается в диабазовых порфиритах, туфах, и в контактово-измененных

Т а б л и ц а 37

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности ломонита, стильбита, стеллерита и гейландита

Ломонит		Стильбит		Стеллерит		Гейландит	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
10	9,30	10	9,24	10	9,14	10	9,00
9	6,80	3	5,49	3	5,48	5	8,03
4	6,16	8	4,70	8	4,68	5	6,86
1	5,55	4	4,28	3	4,27	5	5,21
4	5,00	10	4,07	10	4,06	5	4,67
5	4,49	4	3,74	5	3,75	5	4,36
10	4,15	6	3,41	5	3,40	10	3,98
4	3,66	6	3,20	5	3,19	4	3,73
10	3,49	10	3,02	8	3,02	3	3,58
3	3,36	4	2,77	4	2,77	7	3,43
2	3,24	2	2,72	2	2,71	2	3,33
2	3,16	4	2,58	3	2,60	4	3,19
4	3,03	—	—	4	2,55	2	3,12
4	2,86	3	2,46	3	2,47	8	2,98
4	2,78	3	2,34	3	2,34	7	2,81
2	2,51	2	2,22	3	2,21	2	2,68
5	2,44	2	2,12	1	2,12	2	2,54
3	2,36	3	2,06	3	2,06	4	2,42
2	2,26	3	2,02	4	2,03	2	2,36
2	2,21	2	1,890	2	1,888	2	2,08
5	2,15	2	1,866	—	—	2	2,02
2	2,09	1	1,840	—	—	3	1,959
2	2,04	4	1,818	3	1,812	1	1,866
3	1,987	4	1,775	3	1,776	2	1,819
4	1,947	2	1,724	—	—	4	1,764
4	1,860	2	1,703	2	1,693	4	1,694
4	1,790	3	1,670	3	1,663	1	1,646
4	1,756	2	1,638	2	1,637	3	1,588
3	1,699	5	1,592	6	1,586	2	1,560
3	1,676	2	1,578	—	—	2	1,484
5	1,626	5	1,550	4	1,549	2	1,451
3	1,591	2	1,468	—	—	2	1,433
3	1,562	1	1,444	3	1,438	3	1,415
4	1,521	3	1,433	—	—	2	1,357
2	1,487	—	—	2	1,421	3	1,355
2	1,470	2	1,406	2	1,406	2	1,302
5	1,440	1	1,374	—	—	2	1,250
3	1,343	3	1,359	4	1,356	2	1,236
3	1,325	3	1,343	—	—	2	1,192
3	1,304	1	1,328	2	1,332	2	1,176
4	1,261	3	1,304	4	1,298	2	1,165
4	1,229	2	1,293	—	—	2	1,144
3	1,189	3	1,270	2	1,270	2	1,128
3	1,163	3	1,253	2	1,250	2	1,118
3	1,149	3	1,239	4	1,233	3	1,085

Примечание. Условия съемки: трубка БСВ-2, Fe — анод, $D=57,3$ мм, $d=0,4$ мм, $V=30$ кВ, $I=16$ мА, экспозиция 3 ч.

осадочных породах, выполая пустоты, трещинки и жилы. В жеодах и жилах стильбит образует пластинчатые, почковидные и розетковидные агрегаты. Минерал наблюдается в самостоятельных выделениях или ассоциирует с кальцитом, томсонитом, мезолитом, ломонитом, гейландитом, апофиллитом и кварцем. В жеодах и жилах в туфах встречается также стеллерит — разновидность стильбита с очень малым содержанием натрия и повышенным содержанием кремнезема.

Стильбит бесцветный, прозрачный или окрашен в розоватый и красноватый цвета. Размер пластинчатых кристаллов достигает 2—3 см. Грани кристаллов обладают сильным блеском. Оптические константы стильбита: $N_g=1,508 \pm 0,002$; $N_m=1,505$; $N_p=1,498$; $cN_p=5^\circ$; $(-)$ $2V=30^\circ$. Удельный вес 2,19. Оптические константы стеллерита: $N_g=1,497$; $N_m=1,494$; $N_p=1,488$; $cN_p=0-2^\circ$; $(-)$ $2V=30^\circ$. Удельный вес 2,17. Порошкограммы

стильбита (обр. 1705) и стеллерита (обр. 271) приведены в табл. 37.

Химический анализ (аналитик Т. А. Лахно) стильбита из туфов показал следующие результаты (вес. %): обр. 1705: $SiO_2=56,18$; $Al_2O_3=17,38$; $Fe_2O_3=0,05$; $CaO=8,55$;

$\text{Na}_2\text{O}—1,83$; $\text{H}_2\text{O}—15,86$; сумма—99,85; структурная формула: $\text{Na}_{1,6}\text{Ca}_{4,3}[\text{Al}_{9,6}\text{Si}_{26,3}\text{O}_{72}] \cdot 24,7\text{H}_2\text{O}$; обр. 271: $\text{SiO}_2=58,51$; $\text{Al}_2\text{O}_3—15,84$; $\text{Fe}_2\text{O}_3—0,06$; $\text{CaO}—8,53$; $\text{Na}_2\text{O}—0,57$; $\text{H}_2\text{O}—16,08$; сумма—99,59; структурная формула: $\text{Na}_{0,5}\text{Ca}_{4,3}[\text{Al}_{8,7}\text{Si}_{27,3}\text{O}_{72}] \cdot 25,0\text{H}_2\text{O}$. Данные анализов свидетельствуют, что в стеллерите меньше натрия и алюминия и больше кремнезема, чем в стильбите. Исходя из предположения о замещении типа $\text{CaAl}_2 \rightleftharpoons \text{NaSi}$ (А. и Г. Винчелл, 1953), кальциевый аналог стеллерита должен иметь состав $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, а стильбита — $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. В этом случае стильбит и стеллерит следует считать разными минеральными видами. Если признать правомерность замещения типа $\text{NaAl} \rightleftharpoons \text{Si}$ (Сендеров, Хитаров, 1970), то кальциевый аналог стильбита и стеллерита будет иметь состав $\text{CaAl}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, который приводится А. Г. Бетехтиным (1950) для стеллерита, а Штрунцем (Strunz, 1970) для стильбита и гейландита.

ГЕЙЛАНДИТ

Гейландит обнаружен нами в туфогенных и контактово-измененных осадочных породах. В ассоциации с кальцитом, ломонитом, стильбитом, натролитом, анальцимом, кварцем и халцедоном он выполняет пустоты и трещины, а также развивается по стекловатым участкам. Гейландит кристаллизуется в виде таблитчатых кристаллов с хорошей спайностью по (010), образующих зернистые агрегаты. Плоскость оптических осей и Ng перпендикулярны (010), $(+)2V=30^\circ$, $Ng=1,505 \pm 0,002$; $Nm=1,498$; $Np=1,497$. Порошкограмма гейландита приведена в табл. 37.

Химический анализ гейландита из туфов (аналитик Т. А. Лахно) показал следующие результаты (вес.%, за вычетом примеси анальцима и с пересчетом на 100%): $\text{SiO}_2—56,7$; $\text{Al}_2\text{O}_3—16,6$; $\text{CaO}—6,3$; $\text{Na}_2\text{O}—3,2$; $\text{K}_2\text{O}—0,2$; $\text{H}_2\text{O}—17,0$; структурная формула: $\text{Na}_{2,9}\text{K}_{0,1}\text{Ca}_{3,2}[\text{Al}_{9,2}\text{Si}_{26,7}\text{O}_{72}] \cdot 26,7\text{H}_2\text{O}$. В составе проанализированного гейландита довольно высокое содержание натрия. По соотношению Al и Si состав его соответствует идеализированной формуле $(\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (Бетехтин, 1950), тогда как Штрунц (Strunz, 1970), У. А. Дир и др. (1966) дают состав гейландита $\text{CaAl}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

ГИРОЛИТ

Гиролит — это малораспространенный кальциевый гидросиликат. Все его находки приурочены к платобазальтам (Doelter, 1914; Кудряшова, 1958), и только в Крестморе (Калифорния) он обнаружен в пегматитах (А. и Г. Винчелл, 1953). Гиролит

известен в Шотландии, Гренландии, Ирландии, Бразилии, Индии и Японии. В СССР минерал обнаружил А. В. Скропышев в начале 50-х годов в эффузивных траппах бассейна р. Нижняя Тунгуска, а В. И. Кудряшова опубликовала (1958) данные А. В. Скропышева и описала новые находки в том же районе.

Гиролит относится к группе окенита (Бетехтин, 1950). Кристаллическая структура его была изучена рядом исследователей: он может быть гексагональным или тригональным (Maskau, Taylor, 1953; Strunz, Micheelsen, 1958). X. С. Мамедов и Н. В. Белов (1958) считают его псевдогексагональным.

Нами гиролит был обнаружен в диабазах бассейна среднего течения Ангары, где он вместе с другими минералами (кальцитом, натролитом, анальцимом, апофиллитом) выполнял тонкие жилки. В этой ассоциации гиролит является более ранним образованием или одновременным с кальцитом. Он наблюдается в виде радиально-лучистых чешуйчатых агрегатов, обладает совершенной спайностью по (0001). Минерал бесцветный или имеет слабый зеленоватый оттенок. Оптические константы: $Ng = 1,549 \pm 0,002$; $Nm = 1,548$; $Np = 1,534$; $(-)2V = 10^\circ$. Порошковая диаграмма гиролита приведена в табл. 38.

Химический анализ гиролита (аналитик Т. А. Лахно) показал следующие результаты (вес. %): $SiO_2 - 54,19$; $Al_2O_3 - 1,66$; $Fe_2O_3 - 1,07$; $MnO - 0,10$; $MgO - 0,42$; $CaO - 30,87$; $Na_2O - 1,13$; $K_2O - 0,60$; $H_2O - 10,05$; сумма — 100,09. Структурная формула: $Ca_{3,6}Na_{0,2}K_{0,1}Mg_{0,1}[Al_{0,2}Fe_{0,1}Si_{5,9}O_{15} \cdot (OH)_2] \cdot 2,6H_2O$. Имеющиеся в литературе около 15 анализов гиролитов показывают довольно постоянный его состав, аналогичный на-

Таблица 38

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности минералов

Гиролит		Апофиллит		Датолит		Гиролит		Апофиллит		Датолит	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
10	22,1	10	7,8	8	3,79	1	2,19	2	2,15	3	1,660
8	11,1	1	7,1	3	3,45	3	2,03	6	2,11	7	1,641
2	7,84	1	6,56	10	3,13	2	1,920	5	2,003	2	1,555
4	5,67	2	4,66	4	3,01	10	1,841	2	1,787	3	1,526
3	4,72	10	4,52	9	2,87	2	1,743	6	1,764	3	1,324
7	4,23	10	3,94	7	2,55	2	1,589	2	1,674	3	1,302
4	3,71	9	3,58	2	2,41	1	1,532	2	1,652	3	1,263
5	3,45	3	3,36	7	2,25	2	1,417	7	1,578	3	1,228
8	3,17	4	3,19	7	2,19	1	1,389	5	1,545	4	1,195
2	2,93	2	3,04	2	2,16	2	1,352	6	1,492	4	1,138
4	2,83	10	2,98	1	2,07	2	1,283	5	1,475	4	1,094
3	2,70	3	2,68	5	1,995	1	1,220	5	1,463	4	1,070
1	2,51	10	2,49	8	1,870	2	1,200	4	1,416	4	1,060
2	2,43	2	2,42	4	1,770	2	1,061	4	1,353	4	1,035
1	2,34	3	2,20	4	1,713						

Примечание. Трубка БСВ-2, Fe — анод, $D=57,3$ мм, $d=0,4$ мм, $V=30$ кВ, $I=16$ мА, экспозиция 2,5 ч.

шему, лишь в гиролите из Шотландии (Самп, 1965) обнаружено повышенное содержание Al_2O_3 (5,54%). Идеализированная формула гиролита $Ca_4[Si_6O_{15}(OH)_2] \cdot 3H_2O$ (Бетехтин, 1950; А. и Г. Винчелл, 1953) или $Ca_4[Si_6O_{15}(OH)_2] \cdot 4H_2O$ (Мамедов, Белов, 1958).

АПОФИЛЛИТ

Апофиллит — это малораспространенный кальциевый гидросиликат слоистой структуры. В небольших количествах он часто сопровождает цеолиты. В гидротермальных проявлениях в связи с эффузивным трапповым магматизмом он отмечался в различных пунктах Тунгусской синеклизы Сибирской платформы (Лебедев, 1955; Киевленко, Андрусенко, 1957; Кудряшова, Белоусов, 1963; Анастасенко, 1963, 1966; Еремеев, 1966; Андрусенко, 1971).

В южной части Сибирской платформы (бассейн Ангары) апофиллит обнаружен нами в жилках и жеодах в интрузивных траппах в ассоциации с хлоритом, кальцитом, пренитом, датолитом, анальцимом, гиролитом, десмином и натролитом. В одних случаях он предшествует образованию анальцима, датолита и цеолитов, в других — является наиболее поздним минералом.

Апофиллит наблюдается в квадратных пластинчатых или приближающихся к кубу (при свободном росте в жеодах) кристаллах с совершенной спайностью по (001), образующих друзы или зернистые агрегаты. Он бесцветный, одноосный, положительный, $N_e = 1,540 \pm 0,002$, $N_o = 1,538$, под микроскопом обнаруживает аномальные синие или бурые интерференционные цвета. Удельный вес 2,35. В соляной кислоте расщепляется и разлагается, выделяя студенистый кремнезем. Порошкограмма апофиллита приведена в табл. 38.

Химический анализ апофиллита из жеоды в диабазе (аналитик Т. А. Лахно) показал следующие результаты (вес.%): SiO_2 — 52,26; Al_2O_3 — 0,46; Fe_2O_3 — 0,04; CaO — 25,63; Na_2O — 0,14; K_2O — 4,40; H_2O — 16,83; F — 0,31; сумма (с поправкой на фтор) — 99,92. Структурная формула: $K_{0,85}Na_{0,05}F_{0,15} \times (OH)_{0,85}Ca_{4,15}[Al_{0,09}Si_{7,91}O_{20}] \cdot 8,06H_2O$. Апофиллит всегда имеет почти теоретический состав (Дир и др., 1966). В нем наблюдается лишь частичное замещение калия натрием и кремния алюминием. Содержание фтора и группы (ОН) варьирует в широких пределах. Наш апофиллит относится к малофтористой разновидности.

ДАТОЛИТ

Кальциевый боросиликат — датолит, ассоциирующийся с цеолитами, в пределах Сибирской платформы встречается редко и в небольших количествах. Он установлен в скарнированных

породах и диабазах в западной и северо-западной частях платформы (Соболев, 1936; Лебедев, 1955; Анастасенко, 1963, 1966). В южной части Сибирской платформы он был встречен в акцессорных количествах в скарнированных породах Коршуновского железорудного месторождения (Пухнаревич, 1968).

Нами датолит обнаружен в трапях Толстомысовского силла в бассейне среднего течения Ангары. Совместно с хлоритом, кальцитом, пренитом и апофиллитом он слагает гидротермальные жилки мощностью 1—2 см. Апофиллит кристаллизуется последним, так как образует друзы кристаллов в центральной (иногда с пустотами) зоне жилок. Многочисленные кристаллы датолита размером в сотые доли миллиметра расположены внутри ранних кристаллов апофиллита, отлагавшегося на стенках трещин вслед за хлоритом, кальцитом и пренитом.

Необходимое количество чистых кристалликов датолита для оптических и рентгеноструктурных исследований было получено путем воздействия соляной кислотой на апофиллит, так как последний при этом разбухает, расщепляется и частично разлагается, высвобождая кристаллы датолита, содержащиеся в апофиллите.

Датолит образует бесцветные идиоморфные короткопризматические в комбинации с дипирамидой кристаллы без спайности. Оптические константы: $N_g = 1,668 \pm 0,002$; $N_m = 1,653$; $N_p = 1,627$; $(-)2V = 74^\circ$. Порошкограмма датолита приведена в табл. 38. Как указывают Дир и др. (1965), имеющиеся в литературе химические анализы датолита отвечают идеальной формуле $\text{CaB}[\text{SiO}_4](\text{OH})$. Несмотря на отсутствие спайности, структура датолита представляет собой чередующиеся слои, образованные тетраэдрами SiO_4 и $\text{B}(\text{O},\text{OH})_4$ (Дир и др., 1965).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ХИМИЗМА ЦЕОЛИТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ ВОДНЫХ МИНЕРАЛОВ'

Цеолиты — это своеобразная группа минералов, в кристаллической структуре которых тетраэдры SiO_4 и AlO_4 , объединенные всеми кислородными вершинами, образуют бесконечный трехмерный ажурный каркас с многочисленными полостями, сообщающимися между собой каналами и заполненными молекулами воды и катионами, компенсирующими отрицательный заряд каркаса (Дир и др., 1966; Сендеров, Хитаров, 1970). При постепенном нагревании вода может быть удалена из цеолитов без разрушения кристаллического каркаса; при охлаждении происходит их регидратация.

Отношение $\text{Al} : \text{Si}$ в различных цеолитах изменяется от 1:7 до 1:1. Однако содержание воды в цеолитах не показывает определенной зависимости от соотношения Al и Si . С. П. Жданов и Е. Н. Егорова (1968) указывают на зависимость содержа-

ния воды в кристаллах некоторых цеолитов от объема внутрикристаллических пустот, доступных для молекул воды.

Своеобразное кристаллическое строение цеолитов (наличие полостей и каналов в каркасе) позволяет предположить, что общее содержание воды в них, являющееся переменной величиной и зависящее (Бетехтин, 1950) от внешних условий (температуры и упругости паров воды в окружающей среде), должно быть взаимосвязано с объемом элементарной ячейки, приходящимся на одно и то же количество кислорода для различных цеолитов, т. е. содержание воды в цеолитах должно отражать степень компактности их кристаллической структуры.

На графике (рис. 21) показана зависимость содержания воды (в молекулярных количествах) от объема условной элементарной ячейки (Å^3) в наиболее распространенных цеолитах. Исходные данные для расчета заимствованы у У. А. Диры и др. (1966), для гарронита и левина использованы данные авторов (Феоктистов и др., 1969, 1971). Чтобы сопоставить полученные результаты для всех цеолитов, был произведен расчет для условной элементарной ячейки с 24 атомами кислорода. График показывает прямолинейную зависимость содержания воды в цеолитах от объема их условной элементарной ячейки независимо от их сингонии и соотношения в них алюминия и кремния. Намечается лишь различие в содержании воды для натриевых и кальциевых цеолитов: в анальците, натролите, гоннардите и гмелините количество молекул H_2O несколько меньше, чем в кальциевых цеолитах с тем же объемом элементарной ячейки. Это, оче-

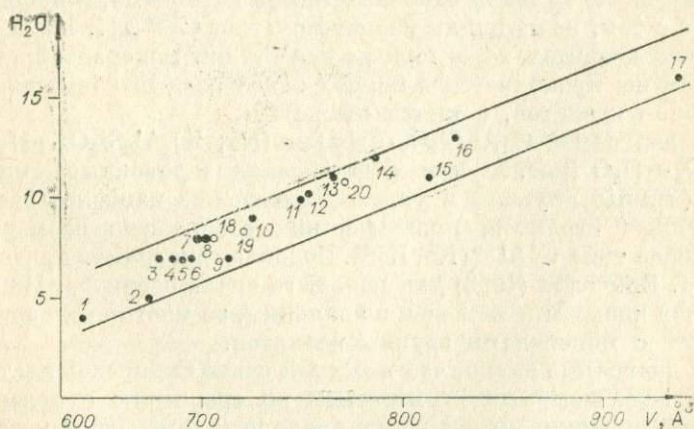


Рис. 21. Зависимость содержания H_2O в цеолитах от объема условной элементарной ячейки, рассчитанной на 24 атома кислорода.

1 — анальцит; 2 — натролит; 3 — томсонит; 4 — мезолит; 5 — ломонтит; 6 — сколецит; 7 — морденит; 8 — гейландит; 9 — гоннардит; 10 — стильбит; 11 — филлипсит; 12 — гарронит; 13 — левин; 14 — жисмондин; 15 — гмелинит; 16 — шабазит; 17 — фюзит; 18 — датолит; 19 — гиролит; 20 — апофиллит.

видно, обусловлено тем, что для компенсации отрицательного заряда кристаллического каркаса требуется в два раза меньше ионов двухвалентного кальция по сравнению с одновалентными ионами натрия, а оба они находятся в пустотах каркаса совместно с молекулами воды.

Необходимо отметить, что сопутствующие цеолитам безглиноземистые водные силикаты — гиролит, апофиллит и датолит, установленные в южной части Сибирской платформы, показывают ту же зависимость содержания воды (совместно с OH и F) от объема элементарной ячейки (см. рис. 25), рассчитанной на 24 атома кислорода.

Цеолиты, как и полевые шпаты, представляют собой алюмосиликаты щелочей и щелочных земель. Наиболее обычными катионами являются Ca, Na и K, более редкими — Ba, Sr. Катионы располагаются вместе с водой в полостях кристаллического каркаса, но тесно связаны с изменением отношения Al:Si каркаса, так как компенсируют его отрицательный заряд. В минералах группы цеолитов, так же как и в полевых шпатах, проявляется изоморфизм типа $\text{CaAl} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K})\text{Si}$, но в ограниченных пределах для каждого минерального вида, хотя отдельные группы цеолитов могут дать полный ряд от кальциевого к натриевому члену.

В природных цеолитах отмечается также изоморфизм типа $\text{Ca} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K})_2$ в еще более ограниченных пределах для каждого минерального вида, тогда как в искусственных цеолитах и экспериментальным путем в естественных цеолитах достигается полное замещение кальция одновалентными катионами, и наоборот. Вопрос о том, является ли изоморфизм типа $\text{Ca} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K})_2$ в естественных цеолитах характерным для стадии минералообразования или же проявляется в период более позднего (вторичного) изменения цеолитов, остается открытым.

На диаграмме $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O} - (\text{Na}, \text{K})_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot p\text{H}_2\text{O} - \text{Si}_4\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (рис. 22) помещены проанализированные нами цеолиты (черные кружки) и указано положение наиболее распространенных цеолитов, причем в них отображено изоморфное замещение типа $\text{CaAl} \rightleftharpoons (\text{Na}, \text{K})\text{Si}$. Подобная диаграмма приведена у А. Н. Винчелла (1953) для меньшего числа цеолитов. На приведенной диаграмме помещен и анальцит, во многих отношениях сходный с минералами группы цеолитов.

На диаграмме видно, что в южной части Сибирской платформы из недосыщенных кремнеземом по сравнению с полевыми шпатами обнаружены натролит, анальцит, томсонит и мезолит, а из пересыщенных кремнеземом — гарронит, левин, ломонтит, стильбит, гейландит и стеллерит. На наш взгляд, эти минералы образуют пять групп, различающихся насыщенностью SiO_2 , а внутри групп минералы имеют различное соотношение CaAl и $(\text{Na}, \text{K})\text{Si}$: натролит; томсонит — мезолит — анальцит; гарронит — левин; ломонтит — стильбит — гейландит; стеллерит.

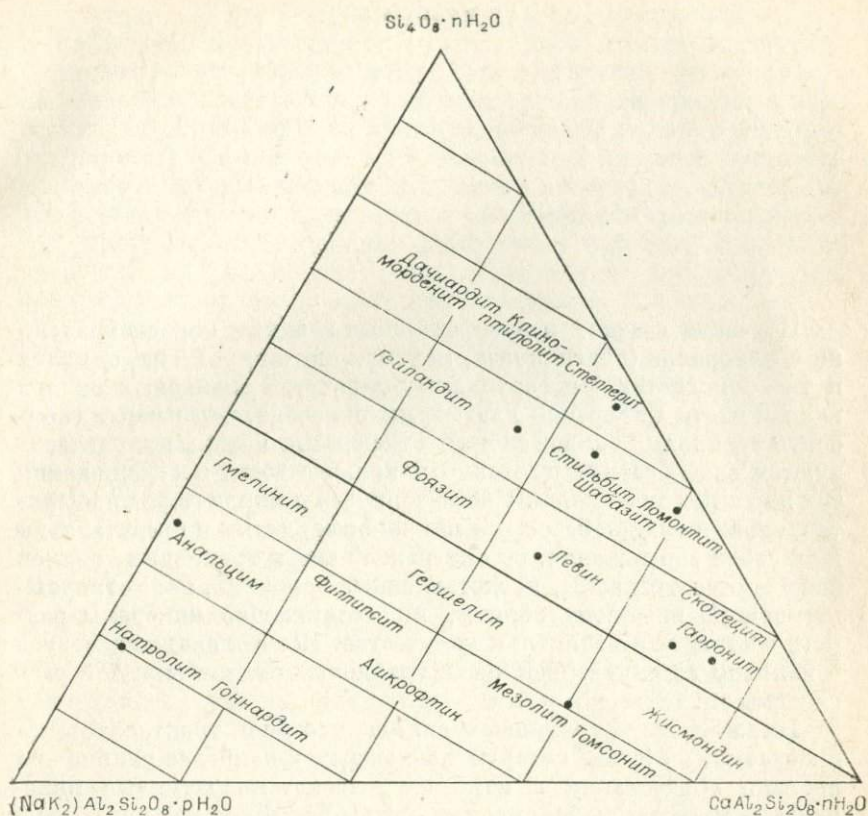


Рис. 22. Взаимоотношение и состав цеолитов.

Вблизи вершины треугольника $\text{Si}_4\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ можно было бы поместить еще одну группу минералов (гиролит — апофиллит), в которых алюминий присутствует в очень малых количествах, но они содержат много кальция по сравнению с минералами группы цеолитов.

Таким образом, разнообразие минеральных видов цеолитов определяется соотношением в них Si и Al, катионов и компактностью кристаллического каркаса (или содержанием H_2O). Исследования природных ассоциаций цеолитов показывают, что установить связь между порядком выделения минералов и изменением химического состава цеолитов или их кристаллической структуры не удастся. Различия в составе вмещающих пород и гидротермальных растворов, температурах и давлениях в процессе минералообразования в каждом конкретном случае могут обусловить различные ассоциации цеолитов и различный порядок выделения минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение состава и распределения главных породообразующих минералов (плагноклаза, моноклинного пироксена, оливина и титаномагнетита) в вертикальном разрезе трапловых силлов южной части Сибирской платформы показало, что разные горизонты трапловых силлов сложены породами, которые характеризуются своеобразным составом и количественным содержанием тех или иных минералов. Кроме верхнего и нижнего эндоконтактов, сложенных диабазовыми микропорфиритами и представляющих собой зоны закала, во внутренней части трапловых силлов выделяются три зоны, представленные породами, мало отличающимися по внешнему облику, но содержащими минералы разного состава и в различном количестве. Все это свидетельствует о наличии во внутренней части трапловых силлов скрытой слоистости.

Нижняя зона трапловых силлов сложена троктолитовыми диабазами, в составе которых наблюдаются наиболее ранние по времени образования и наиболее высокотемпературные минералы — магнезиальный оливин, кальциевый плагноклаз, магний-кальциевый моноклинный пироксен, титаномагнетит магнетит-ульвошинелевого состава (без ильменитовой молекулы). Верхняя зона трапловых силлов представлена гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами, минералы переменного состава которых более поздние и относительно низкотемпературные образования — железистые оливин и моноклинный пироксен, натриевый плагноклаз, титаномагнетит магнетит-ильменитового состава (без ульвошинелевой молекулы). Средняя зона сложена породами промежуточного состава.

Осаждение кристаллов оливина, пироксена, плагноклаза и титаномагнетита в медленно охлаждающемся магматическом расплаве — главный фактор появления слоистости в мощных интрузиях основного состава по мнению Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970). Эти исследователи считают, что именно гравитация кристаллов обуславливает фракционирование магматического расплава при его кристаллизации.

Нам представляется процесс фракционирования траплового расплава более сложным. Выявленные особенности вещественного состава главных породообразующих минералов и характер

их распределения в вертикальном разрезе трапсовых силлов (наличие двух пироксенов в каждом образце трапна, преимущественное развитие рудных минералов в верхней зоне силлов, закономерное постепенное изменение состава минералов, в вертикальном разрезе силлов, присутствие плагиоклазов с неупорядоченной структурой в нижней зоне силлов) не могут быть объяснены только проявлением гравитации кристаллов. Значительная роль в формировании скрытой расслоенности трапсовых силлов принадлежит явлениям диффузии вследствие градиента концентраций различных ионов, возникающего при выделении кристаллических фаз в зонах кристаллизации расплава.

Кристаллизация расплава в трапсовых силлах происходила одновременно от кровли и подошвы по направлению к центральной части, причем более быстро процесс кристаллизации происходит в нижней зоне силла, на что указывает характер температурного поля вблизи трапсовых силлов. Осаждающиеся кристаллы (главным образом ранее кристаллизующийся оливин) из верхнего фронта кристаллизации не могли достигнуть нижней зоны кристаллизации, так как вновь переходили в расплавленное состояние во внутренней зоне силла, сохранявшей значительно более высокую температуру, чем температура на фронте кристаллизации. Этот процесс и явления диффузии вследствие градиента концентрации обеспечивали ту степень фракционирования магматического расплава, которая устанавливается при изучении химизма пород и минералов в трапсовых силлах.

Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железотитановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы. — «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1968, ч. 97, вып. 4, с. 394—405.

Анастасенко Г. Ф. Датолит, пренит и апофиллит из бассейна р. Курейки. — «Тр. НИИГА», 1963, т. 133, с. 210—216.

Анастасенко Г. Ф. Кристаллы датолита из пород трапповой формации северо-запада Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 3, с. 706—709.

Андрусенко Н. И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., «Недра», 1971. 228 с.

Белицкий И. А., Букин Г. В. Первая находка эрионита в СССР. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 1, с. 169—172.

Белов И. В. Диабазо-гранофировый комплекс пород Абана (юго-западная часть Сибирской платформы). — «Тр. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР. Серия геол.», 1961, вып. 16, с. 109—128.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950. 956 с.

Васильев Е. К. Применение корреляционного анализа при изучении изоморфизма в оливинах и гранатах. М., «Наука», 1969. 102 с.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953, 561 с.

Владимиров Б. М. Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, Иркутск, 1962, вып. 10. 151 с.

Гиллер Я. Л. Таблицы межплоскостных расстояний. М., «Недра», 1966. 264 с.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Л., Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.

Годлевский М. Н., Баталиев А. Д. Фемпческие минералы дифференцированных трапповых интрузий Норильского района. — «Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва», 1958, № 12, с. 196—224.

Дана Э. С. Описательная минералогия. М., ОНТИ, 1937. 423 с.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1965, т. 2, 406 с.; 1966, т. 4, 482 с.; т. 5, 406 с.

Длин А. М. Математическая статистика в технике. М., «Сов. наука», 1951. 292 с.

Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола. — «Тр. НИИГА», т. 167, 1971, с. 31—100.

Додин Д. А., Шатков В. А. О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 2, с. 435—438.

Еремеев В. В. Цеолиты бассейна р. Тэтэрэ (бассейн р. Подкаменной Тунгуски). — В кн.: Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., «Наука», 1967, с. 119—150.

Жданов С. П., Егорова Е. Н. Химия цеолитов. Л., «Наука», 1968 158 с.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Г., Костюк В. П., Бобричевич А. П. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагноклазов. — «Зап. Всес. минерал. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 5, с. 529—541.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 248 с.

Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-1, Норильск-2, горы Черной). — «Тр. НИИГА», 1971, т. 167, с. 197—304.

Киевленко Е. Я., Андрусенко Н. И. Поиски и разведка месторождений исландского шпата. М., Госгеолтехиздат, 1957. 84 с.

Коул В. Ф., Серум Х., Тэйлор В. Х. Структуры плагноклазов. — В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1956, с. 9—27.

Кудряшова В. И. Гиролит из эффузивных траппов среднего течения р. Н. Тунгуски. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 123, № 3, с. 538—541.

Кудряшова В. И. Гидротермальная минерализация в связи с траппами среднего течения Нижней Тунгуски. Автореф. канд. дисс. М., 1966. 28 с.

Кудряшова В. И., Белоусов Г. Е. Зеленый апофиллит с р. Нидым (Эвенкийский нац. округ). — «Тр. Минералог. музея АН СССР», 1963, вып. 14, с. 205—208.

Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — «Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР (№ 46). Серия петрограф.», 1955, вып. 161. 198 с.

Ляхович В. В. Материалы к петрографии траппов южной части Тунгусского бассейна. — «Тр. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР. Серия геол.», 1955, вып. 2, с. 66—86.

Мамедов Х. С., Белов Н. В. Кристаллическая структура слюдоподобных Са — гидросиликатов: окенита, некоита, трускоттита, гиролита. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 121, № 4, с. 720—723.

Марфунии А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962. 275 с.

Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Виллюй). — «Тр. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та. Новая серия», 1958, вып. 22. 136 с.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971. 311 с.

Науманн К. Ф. Основания минералогии. Спб., 1860. 700 с.

Настеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Титан в пироксенах дифференцированных траппов. — «Геохимия», 1966, № 8, с. 972—979.

Пухнаревич М. М. О борной акцессорной минерализации на некоторых месторождениях Ангаро-Илима. — «Матер. III молодежн. конф.», Иркутск, 1968, с. 43—45.

Семенов Е. И. Цеолиты Ловозерского щелочного массива. — В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М., «Наука», 1967, с. 14—29.

Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., «Наука», 1970. 283 с.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. — «Тр. Арктич. ин-та», т. 43, 1936. 224 с.

Сутурин А. Н., Сутурин Т. А., Шестаков Ю. Г. О взаимосвязи параметров кристаллической решетки и степени железистости оливинов. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 5, с. 1159—1160.

Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., «Недра», 1968. 198 с.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 552 с.

Феоктистов Г. Д. Чунский диабазовый силл. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 130, № 2, с. 409—411.

Феокистов Г. Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары. — «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР», 1961, вып. 7: 158 с.

Феокистов Г. Д. Полевые шпаты траппов бассейна р. Ангары. — «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. минералог. об-ва», 1962, вып. 3, с. 134—137.

Феокистов Г. Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы и распределение в них элементов группы железа. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1965, с. 113—167.

Феокистов Г. Д. Контактный метаморфизм песчано-глинистых пород вблизи трапповых силлов в южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1972. 100 с.

Феокистов Г. Д., Кузнецов Г. А. Дубынинский диабазовый силл (р. Ангара). — «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. минералог. об-ва», 1962, вып. 4. с. 169—173.

Феокистов Г. Д., Ущановская З. Ф. Об упорядоченности плагиоклазов в трапповых силлах юга Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 6, с. 1407—1410.

Феокистов Г. Д., Ущановская З. Ф., Лахно Т. А. О находке гарронита в СССР. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 3, с. 670—672.

Феокистов Г. Д., Ущановская З. Ф., Кашаев А. А., Лахно Т. А. О находке левина в траппах Сибирской платформы. — «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1971, ч. 100, вып. 6.

Феокистов Г. Д., Черненко А. И. К определению фаз внедрения трапповой магмы по радиологическим данным. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск. 1971, с. 61—63.

Фоминых В. Г., Еремина М. В., Юников Б. А. Ульвошпинель в титаномagnetитовых месторождениях Урала. — «Тр. Ин-та геол. Уральского филиала АН СССР», 1965, вып. 70, с. 65—69.

Цветков А. И., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеева Н. А. О природе пластичных образований в титаномagnetите. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 2, с. 16—32.

Цветков А. И., Щепочкина Н. И. Высокотемпературное окисление ульвошпинели. — «Геол. рудн. месторождений», 1963, № 3, с. 103—104.

Щепочкина Н. И. Физико-химические исследования титанатов бария и железа. — «Тр. Ин-та геол. рудн. месторождений, петрограф., минералог. и геохим.», 1958, вып. II, с. 3—15.

Akimoto S. Thermo-magnetic study of ferromagnetic minerals contained in igneous rocks. — «Geomag. and Geoelectr.», 1954, v. 6, № 1, p. 1—46.

Akimoto S., Katsura T., Joshida M. Magnetic properties of Fe_2TiO_4 — Fe_2O_4 system and their change with oxidation. — «Geomagn. and Geoelectr.», 1957, v. 9, № 4, p. 165—173.

Bambauer H. V., Corlett M., Eberhard E., Viswanathan K. Variation in X-ray powder patterns of low structural plagioclases. — «Schweiz. Min. Petr. Mitt.», 1965, v. 45/1, p. 327—330.

Bambauer H. V., Corlett M., Eberhard E., Viswanathan K. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. — «Schweiz. Min. Petr. Mitt.», 1967, v. 47/1, p. 333—349.

Bambauer H. V., Eberhard E., Viswanathan K. The lattice constants and related parameters of plagioclases (low). — Schweiz. Min. Petr. Mitt.», 1967, v. 47/1, p. 351—364.

Barrer R. M., Bultitude F. W., Kerr I. S. Some properties of, and a structural scheme for the harmotome zeolites. — «Chem. Soc.», 1959, № 4, p. 1521—1528.

Basta E. Z. Natural and synthetic titanomagnetites (the system Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 — $FeTiO_3$). — «Neues Jahrb. Min. Abhandl.», 1960, Bd. 94, H. 2, p. 1017—1026.

Brown G. M. Pyroxenes from the early and middle stages of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — «Mineral. Mag.», 1957, v. 31, № 238, p. 511—543.

- Brown G. M.** The effect of iron substitution on the unit cell dimensions of the common clinopyroxenes. — «Amer. Mineral», v. 45, 1960, p.15—38.
- Cann J. R.** Gyrolite and reyerite from 'S Airde Beinn, northern Mull.— «Mineral. Mag.», 1965, v. 35, № 269, p. 1—4.
- Chevallier R., Girard J.** Synthèse de titanomagnetites. — «Bull. Soc. Chim. France, ser. 5», t. 17, 1950, № 5—6, p. 576—581.
- Coombs D. S.** Cell size, optical properties and chemical composition of laumontite and leonhardtite. — «Amer. Mineral.», 1952, v. 37, p. 812—830.
- Doelter C.** Handbuch der Mineralchemie. B. II. Dresden — Leipzig, T. 1, 1914. 848 S; T. 2, 1917. 1144 S; T. 3, 1921. 472 S.
- Duke D. A., Stephens J. D.** Infrarad investigation of the olivine group minerals. — «Amer. Mineral.», 1964, v. 49, N. 9—10, p. 1388—1406.
- Emmons R. C., Crump R. M., Ketner K. B.** High- and low-temperature plagioclase. — «Bull. Geol. Soc. America», 1960, v. 71, № 9, p. 1417—1420.
- Fisher G. W., Medaris L. G.** Cell dimension and X-ray determinative curve for synthetic Mg—Fe olivines.—«Amer. Mineral.», 1969, v. 54, № 5—6, p. 741—753.
- Goodyear I., Duffin W. I.** The identification and determination of plagioclase feldspars by the X-ray powder method. — Mineral. Mag.», 1954, v. 30, p. 306—326.
- Hamilton D. L., Edgar A. D.** The variation of the 201 reflection in plagioclases. — «Mineral. Mag.», 1969, v. 37, № 285, p. 16—25.
- Hess H. H.** Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Part 1. — «Amer. Mineral.», v. 34, 1949, № 9—10, p. 621—666.
- Hey M. H.** Studies on the zeolites. Part V. Mesolite. — «Mineral. Mag.», 1933, v. 23, p. 421—432.
- Hintze C.** Handbuch der Mineralogie. B. II. Silicate und Titanate. Leipzig, 1897, 1841 S.
- Jahanbagloo I. C.** X-ray diffraction study of olivine solid solution series. — «Amer. Mineral.», 1969, v. 54, № 1—2, p. 246—250.
- Jambor J. L., Smith C. H.** Olivine composition determination with small-diameter X-ray powder cameras. — «Mineral. Mag.», 1964, v. 33, № 264, p. 730—748.
- Kuno H.** Ion substitution in the diopside — ferropigeonite series of clinopyroxenes. — «Amer. Mineral.», 1955, v. 40, p. 70—93.
- Kuno H., Hess H. H.** Unit cell dimensions of clinoenstatite and pigeonite in relation to the common pyroxenes. — «Amer. J. Sci.», 1953, v. 251, p. 741—752.
- Louisnathan S. J., Smith J. V.** Cell dimensions of olivine. — «Mineral. Mag.», 1968, v. 36, № 284, p. 1123—1134.
- MacChesney J. B., Muan A.** Studies in the system iron oxide—titanium oxide. — «Amer. Mineral.», 1959, v. 44, № 9—10, p. 926—945.
- MacDougall I.** Optical and chemical studies of pyroxenes in a differentiated Tasmanian dolerite.—«Amer. Mineral.», 1961, v. 46, № 5—6, p. 661—687.
- Mackay A. L., Taylor H. F. W.** Gyrolite. — «Mineral. Mag.», 1953, v. 30, № 220, p. 80—91.
- Milligan W. O., Weiser H. B.** The mechanism of the dehydration of zeolites. — «J. Phys. Chem.», 1937, v. 41, p. 1029—1040.
- Muir I. D.** The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — «Mineral. Mag.», 1954, v. 29, № 214, p. 690—714.
- Muir I. D.** Transitional optics of some andesines and labradorites. — «Mineral. Mag.», 1955, v. 30, № 228, p. 545—568.
- Murrey R. J.** The clinopyroxenes of the Garbh Eilien sill, Shiant Isles.— «Geol. Mag.», 1954, v. 91, № 1, p. 17—31.
- Poldervaart A., Hess H. H.** Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. — «J. Geol.», 1951, v. 59, № 5, p. 472—489.
- Slaydon R. E., Ehlmann A. J.** Infrarad and X-ray analysis of olivines. — «Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.», 1962, № 68, p. 273—274.

Smith I. V. The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. I. Soda-rich plagioclases. — «Mineral. Mag.», 1956, v. 31, № 31, p. 47—68.

Smith I. V. Effect of temperature, structural state and composition on the albite, pericline and accline — «A» twins of plagioclase feldspars. — «Amer. Mineral.», 1958, v. 43, № 5—6, p. 546—551.

Smith I. V., Gay P. The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. II. — «Mineral. Mag.», 1958, v. 31, № 240, p. 744—762.

Smith I. V., Yoder H. S. Variation in X-ray powder patterns of plagioclase feldspars. — «Amer. Mineral.», 1956, v. 41, p. 632—647.

Strunz H. Die Zeolithe Gmelinit, Chabasit, Levyn (Phakolith, Herschelit, Seebachit, Offretit). Ns. Yb. Miner. Monatshefte, 1956, № 11, s. 250—259.

Strunz H. Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1970. 621 s.

Strunz H., Micheelsen H. Calcium phyllosilicates. — «Naturwissenschaften», 1958, v. 45, p. 515—520.

Taylor R. W. Liquidus temperatures in the system $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$. — «Amer. Ceram. Soc.», 1963, v. 46, № 6, p. 276—279.

Taylor R. W. Phase equilibria in the system $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ at 1300°C. — «Amer. Mineral.», 1964, v. 49, № 7—8, p. 1016—1030.

Taylor A. M., Roy R. Zeolite studies. IV: Na — P zeolites and the ion-exchanged derivatives of tetragonal Na — P. — «Amer. Mineral.», 1964, v. 49, № 5—6, p. 656—682.

Tuttle O. F., Bowen N. L. High-temperature albite and contiguous feldspars. — «J. Geol.», 1950, v. 58, p. 572—583.

Vincent E. A., Phillips R. Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1954, v. 6, № 1, p. 1—26.

Vincent E. A., Wright J. B., Chevallier R., Mathiew S. Heating experiments on some natural titaniferous magnetites. — «Mineral. Mag.», 1957, v. 31, № 239, p. 624—655.

Wager L. R., Deer W. A. The petrology of the Skaergaard intrusion, Røngerdlugssuaq, East Greenland. — «Medd. od Gronland», 1939, v. 105, № 4, p. 1—352.

Walker G. P. L. The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland. I. The distribution of chabasite habits and zeolites in the Garron plateau area, County Antrim. — «Mineral. Mag.», 1951, v. XXIX, № 215, p. 773—791.

Walker G. P. L. The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland. III. Regional distribution. — «Mineral. Mag.», 1960, v. XXXII, № 250, p. 503—527.

Walker G. P. L. Garronite, a new zeolite, from Ireland and Iceland. — «Mineral. Mag.», 1962, v. 33, № 258, p. 173—186.

Wilkinson J. F. G. Titanomagnetites from a differentiated teschenite sill. — «Mineral. Mag.», 1957, v. 31, № 237, p. 443—454.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	стр. 3
Распространение и внутреннее строение траптовых силлов в южной части Сибирской платформы	4
Состав плагиоклазов и их распределение в вертикальном разреze траптовых силлов	7
Состав моноклиных пироксенов и их распределение в верти- кальном разрезе траптовых силлов	18
Состав оливинов и их распределение в вертикальном разрезе траптовых силлов	32
Состав титаномагнетитов и их распределение в вертикальном разрезе траптовых силлов	44
Распределение элементов группы железа между главными породообразующими минералами траптов	54
Цеолитовая минерализация	60
Заключение	80
Литература	82

МИНЕРАЛОГИЯ ТРАПОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Геннадий Дмитриевич Феохтистов,
Зинаида Федоровна Ущуповская,
Евгений Константинович Васильев,
Татьяна Аристарховна Лазно,
Татьяна Ивановна Елизарьева*

Ответственный редактор
Геннадий Дмитриевич Феохтистов

Редактор *Е. Г. Макеенко*
Художественный редактор *В. П. Мандриченко*
Художник *С. М. Кудрявец*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Н. В. Клопотная, Л. Я. Егорова*

Сдано в набор 10 апреля 1975 г. Подписано в печать 4 ноября 1975 г. МН 12304.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 5,5 печ. л., 5,8 уч.-изд. л.
Тираж 1000 экз. Заказ № 503. Цена 58 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99,
Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077,
Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 58 коп.

1621

30

///