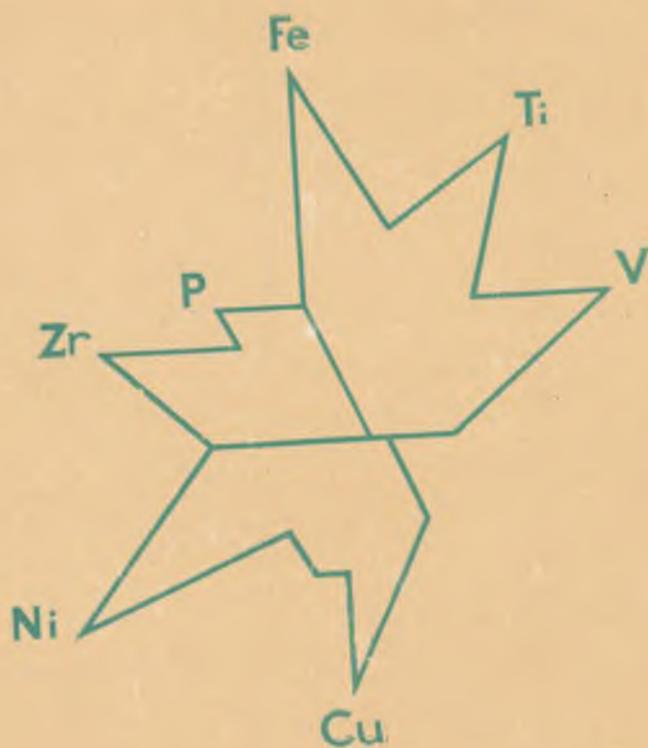


Н. М. ЧЕРНЫШОВ, В. С. ЧЕШОКОВ

ТРАППЫ

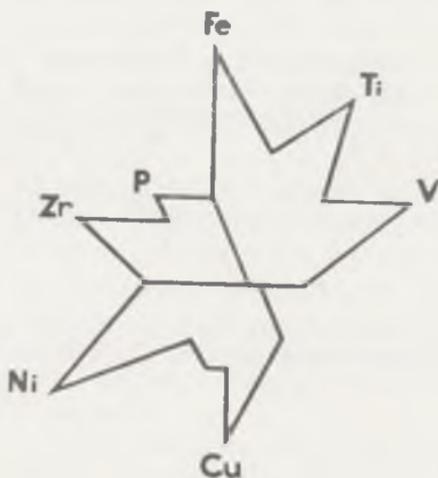
КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ
АНОМАЛИИ



Н.М. ЧЕРНЫШОВ, В.С. ЧЕСНОКОВ

ТРАППЫ

КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ



ВОРОНЕЖ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ВОРОНЕЖСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1983

Траппы Курской магнитной аномалии. Чернышов Н. М., Чесноков В. С. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983.— 276 с.

Впервые для территории Курской магнитной аномалии доказано наличие позднепротерозойской вулканоплутонической трапповой формации. Дана детальная характеристика геолого-петрографических, минералогических, петрогеохимических особенностей и физических свойств всех образований, слагающих указанную трапповую ассоциацию. На этой основе выявлено своеобразие эволюции трапповой расплава как процесса внутрикамерной кристаллизационной дифференциации, установлен его стадийно-ритмичный характер. Наиболее существенным и принципиально новым является вывод об установлении благоприятных физико-химических условий для формирования интересного в промышленном отношении титан-ванадиевого оруденения.

Рассчитано на геологов, научных работников, аспирантов и студентов старших курсов геологических факультетов вузов.

Библ. ссылок 174, ил. 70, табл. 95.

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Воронежского университета

Научный редактор —
д-р геол.-минер. наук проф. М. Н. Годлевский

Рецензенты:
д-р геол.-минер. наук проф. В. П. Семенов,
канд. геол.-минер. наук С. П. Молотков

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курская магнитная аномалия (КМА) — крупнейший железорудный бассейн в центре Европейской части СССР с весьма благоприятными экономико-географическими условиями. На основе исторических решений XXV и XXVI съездов КПСС идет интенсивное формирование и развитие территориально-производственного комплекса КМА.

В комплексном освоении природных ресурсов КМА и перспективном развитии этого крупнейшего территориально-производственного региона важное значение имеют проявления основного-ультраосновного магматизма, с которым, как известно, в пределах Восточно-Европейской, Сибирской и других платформ связаны месторождения меди, никеля, кобальта, хрома, титана, ванадия, алмазов, платиноидов и других ценных металлов. Особый интерес в этой связи приобретают выявленные в последние годы в докембрии КМА траппы, представляющие собой своеобразную вулканоплутоническую ассоциацию основных пород. Траппы принадлежат к числу характерных магматических формаций древних платформ, с которыми связаны крупнейшие месторождения никеля, кобальта, платиноидов, железа, титана, ванадия и др. Ряд петрологов высказывается о несомненной региональной и косвенной связи с траппами алмазоносных кимберлитов. Важно подчеркнуть, что проблема траппов (базальтов плато) в самом широком смысле теснейшим образом связана с проблемой происхождения базальтовой магмы, ее выплавлением и дифференциацией. Последовательное применение анализа парагенезисов траппов в совокупности с данными о других более древних вулканоплутонических ассоциациях основного-ультраосновного магматизма позволяет подойти к решению ряда вопросов, связанных с верхней мантией, выявлением состава и эволюции палеомантии.

Многолетними (1964—1980 гг.) исследованиями нами накоплен большой фактический материал по геологии, петрографии, минералогии, геохимии и рудоносности траппов. В предлагаемой работе, по существу, впервые систематизирован материал о траппах КМА, кроме личных данных использованы исследования ряда геологов и геофизиков ПГО «Центргеология». Неодинаковая и неравноценная геолого-геофизическая степень изученности (и прежде всего разбуренности) эффузивных и интрузивных траппов предопределила различный уровень описания и несколько ограничила возможности применения методов количественной оценки различных членов единой вулканоплутонической ассоциации.

Особенно детально освещаются трапповые интрузии, которые характеризуются своеобразной автономной внутренней структурой, а также закономерным изменением состава и количественного распределения минералов, петрогенных и рудообразующих компонентов и элементов-примесей, и вследствие различной полноты проявления внутрикамерной дифференциации слагаются специфическими сингенетически родственными рядами пород. Охарактеризован минеральный состав и петрографические, петрофизические особенности главных типов пород интрузивной и эффузивной фаций траппов. Довольно подробно рассмотрен состав и свойства главных породообразующих, вторичных, рудных, акцессорных минералов, выступающих в качестве важных дополнительных критериев в оценке комагматичности эффузивных и интрузивных пород единой трапповой формации и других петрологических аспектов. Детальные исследования химизма траппов показали, что наиболее отчетливо единство пород этой ассоциации проявляется в петрогеохимических особенностях, а также в характере ассоциирующих и антагонистических парагенезисов породо- и рудообразующих элементов, выступающих, кроме того, в качестве важного критерия металлогенической специализации. Дается краткая характеристика рудоносности траппов, освещаются некоторые вопросы их петрологии.

Все исследования выполнены на кафедре минералогии и петрографии Воронежского государственного университета. Помощь авторам оказывали сотрудники кафедры — С. М. Фролов, В. Л. Бочаров, В. В. Буковшин, В. В. Багдасарова, В. Н. Левин, Г. Г. Дмитренко, Н. М. Сомова, А. С. Алехина. Рисунки выполнены Г. К. Чесноковой, химические анализы — В. Г. Брюханчик, рентгеноструктурные — Т. Ф. Грачевой; ко-

личественный спектральный анализ минералов производился в лабораториях ИГЕМ АН СССР, ИМГРЭ АН СССР и Кольского филиала АН СССР (аналитики — Р. В. Кортман и Е. Медникова). Успеху работы способствовало тесное сотрудничество с геологами и геофизиками ПГО «Центргеология». Постоянное содействие в проведении исследований оказывали И. Н. Леоненко, В. Н. Силаков, В. Г. Пименов, Н. И. Литовченко, М. С. Егоров, В. А. Казанцев. В монографии учтены советы и замечания профессора М. Н. Годлевского (ЦНИГРИ), члена-корреспондента АН СССР профессора Г. И. Горбунова (Кольский филиал АН СССР), доктора геолого-минералогических наук В. И. Гоньшаковой. Авторы считают своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность всем этим лицам.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КМА

СТРАТИГРАФИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ

Территория КМА входит в состав Воронежского кристаллического массива и образует в его пределах Центральную мегасинклинорную структурно-формационную зону, в которой, в свою очередь, выделяются Белгородско-Михайловская, Алексеевско-Воронежская (Оскольско-Щигровская), Орловско-Тимская синклинорные зоны и разделяющий их Курский (Курско-Бесединский) горст-антиклинорий. В докембрии КМА принято выделять образования четырех структурных ярусов (структурно-формационных комплексов): ранне- и позднеархейского, ниже- и позднепротерозойского. Эти ярусы отвечают длительным тектоно-магматическим этапам протеосинклинального, протогeosинклинального и раннеплатформенного развития земной коры КМА. Каждому из них соответствуют специфические, в разной степени метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические (вулканоплутонические) ассоциации горных пород (табл. 1).

К раннеархейскому структурному ярусу относятся метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций образования обоянской серии, а также весьма различные по составу и условиям образования ассоциации магматических пород. Обоянская серия сложена гнейсами и гнейсогранитами, постоянно отмечаются пачки и линзовидные тела амфиболитов, являющиеся интенсивно метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями [140]. В составе серии присутствуют железистые и безрудные кварциты, принадлежность которых к архейским образованиям дискуссионна. С наибольшей достоверностью к архейским следует отнести специфические железистые образования Курско-Бесединского района [34, 101, 160], слагаю-

щие невыдержанные по мощности (0,2—0,35 м) и небольшие по протяженности (1—7 км) тела, ассоциирующие с габбро-перидотитовыми интрузивами бесединского комплекса [135, 140, 148] и в большей мере — с вулканитами основного и среднего состава, претерпевшими метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций [103, 126, 149].

В структурном отношении образования обоянской серии занимают межполосовые аномальные зоны — центральную (Курский срединный массив), восточную (Ливенско-Касторненский купол), западную (Шептуховско-Комаричский купол). Внутреннее строение этих структур изучено крайне слабо.

Позднеархейский структурный ярус объединяет образования михайловской серии и сопряженные с ними магматогенные и ультраметаморфогенные формации. Метаморфизованные эффузивно-осадочные образования михайловской серии имеют двух- или трехчленное строение [44, 102]. Нижняя часть толщи сложена массивными и сланцевыми амфиболитами, метадиабазами, кристаллическими сланцами, метапесчаниками, гнейсами с прослоями слабородных и безрудных кварцитов. В составе верхней части толщи преобладают метавулканиты (кератофиры, кварцевые кератофиры, дациты, кварцевые порфиры и их пирокластические аналоги), в меньшей мере развиты метапесчаники и кварциты.

Формационный анализ образований михайловской серии позволяет предположить, что нижняя [137, 140] и верхняя ее части представляют собой единый с закономерно понижающейся основностью нормальный ряд вулканогенных пород диабаз-спилит-кератофировой или диабаз-спилитовой формации [45, 83, 103, 136]. В совокупности с цепочечными поясами тел гипербазитов железногорского комплекса основные вулканиты щелочной оливин-базальтовой серии и в меньшей мере кислые вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования представляют собой по существу контрастный офиолитовый вулканоплутонический формационный тип [136, 140], приуроченный к двум сложноскладчатым синклинорным зонам — Михайловской и Оскольско-Щигровской, облекающим куполообразные раннеархейские структуры. По характеру разреза и специфике магматизма эти синклинорные зоны соответствуют офиолитовым поясам внутренних структур протгеосинклинали раннего докембрия [45, 140, 159].

Ниже протерозойский структурный ярус характеризуется значительной тектонической перестройкой, акти-

Возрастные под- группы	Возраст, млн. лет	Геотектонические этапы	Стратифицированные образования		Эффузивные образования	
			серии, свиты, толщи	состав	формации	первичный состав
1	2	3	4	5	6	7
Верхний протерозой	PR ₂	1650 ± 50	Глазунов- ская се- рия	Базальтовые афириты и порфириты, андезито- базальты	Трапповая	Толентовые базальты, андезито- базальты
PR ₁		1900 ± ±100	Ос- коль- ская серия	Курба- лин- ская свита	Базальт- андезит- риолито- вая	Риолиты
				Тим- ская свита		

Интрузивные и ультраметабазитные образования				Эндогенная рудогения: месторожде- ния (М), ру- допроявле- ния (Р), геохимиче- ская специа- лизация (С)
формации	комплексы	состав		
8	9	10		11
Трапповая (габбро- долеритовая)	Сморodinский (никитовский)	Габбро- долери- ты, доле- рит-пег- матиты	Вулка- но-плу- тони- ческая ассо- циация	Ni (C) Ti, V (P)
Щелочно-уль- траосновная (?)	Волоконовский	Пироксениты		Ti, Nb, Zr TR (C)
Гранит-аляски- товая (нормаль- ных и субще- лочных грани- тов)	Лискинский (атамановский)	Граниты биоти- товые порфиро- видные		Mo, Pb, Zr TR, U (C)
Габбро-норит- гипербазитовая	Мамонский (троснянско-ма- монский), вклю- чая малоархан- гельский	1. Габбро-нори- ты, пироксени- ты, перидоти- ты, дуниты (оливиниты) 2. Габбро-нори- ты		Ni, Co Cu, (P) Cr (C)
Габбро-диорит- гранодиорито- вая	Стойло-никала- евский, вклю- чая волотов- ский	1. Грано- диориты, габбро- диориты 2. Габбро- диабазы, габбро- амфибо- литы	Вулка- но- плуто- ниче- ская ассо- циация	Au (P) Pb, Cu Zr (C)

	1	2	3	4	5	6	7	
Нижний протерозой	PR ₁ ²		Протоорогенный					
				Терригенное осадконакопление (курская серия)				
Верхний архей	AR ₂	2300±100 2600±100	Протогеосинклинальный	Михайловская серия	Лебединская свита	Метаэффузивы среднего и кислого состава, их пирокластические аналоги и вулканогенно-осадочные породы	Андезит-дацит-риолитовая	Андезиты, дациты, риолиты
				Александровская свита	Амфиболиты зеленокаменные сланцы	Коматиит-базальтовая	Толситовые базальты, спилиты, коматииты	
Нижний архей	AR ₁	3000±150	Прогессинклинальный	Обоянская (покровская) серия	Гнейсы, амфиболиты, мигматиты	Базальтовая	Толситовые базальты (андезиты?)	
				Формирование сиалической протокоры диорит-тона				
Катархей		4000(?)						

8	9	10	11	
Сиенитовая	Гостищевский (игуменский)	Сиениты щелочно-полевошпатовые, пироксен-рогово-обманковые	Ti, V, Ni, Co Ba, Sr (C)	
Мигматит-гранит-граносиенитовая	Павловский	Биотит-амфиболовые граносиениты, граниты, граптодиориты, мигматиты	Ti, V, Ni, Co, TR, Ba, Sr (C)	
Мигматит-тоналит-плагиогранитная	Осколецкий	Плагиограниты, мигматит-граниты	Nb, Ta, Cu, Ti (C)	
Мигматит-плагиогранитная	Салтыковский (яковлевский)	Плагиограниты, граптодиориты, тоналиты	V, Ti, Co Ni, Cu, Zn (C)	
Гипербазитовая (дунит-гарцбургитовая)	Железнодорожный (жидеевский)	Дуниты, гарцбургиты, серпентиниты	Вулкано-плутоническая ассоциация	Fe, Ni, Cr (P)
Чарнокит-эндербитовая (?)	Чарнокитовый	Основные чарнокиты, гранулиты, эндербиты		
Габбро-пироксенит-периодитовая	Бесединский	Габбро-нориты, горблендиты, пироксениты, периодиты	Вулкано-плутоническая ассоциация	Fe (P) Cr, Ni Au (C)

Литового состава

визацией существовавших и заложением новых глубинных разломов, что привело к формированию главнейших прото-авлакогеновых структур КМА, выполненных осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями курской и оскольской серий.

Курская серия сложена метаформизованными в различной степени осадочными и в меньшей мере вулканогенно-осадочными породами, несогласно залегающими на образованиях михайловской и обоянской серий [44]. В разрезе серии выделяются нижняя, средняя и верхняя свиты. Нижняя свита представлена двумя толщами — аркозовой (конгломераты, метатравелиты и метапесчаники, кварциты, в меньшей степени сланцы и метаалевролиты) и филлитовидной (сланцы, алевролиты, безрудные кварциты, реже гнейсы, мраморизованные доломиты, амфиболиты и тальк-амфиболовые сланцы). Средняя свита сложена преимущественно железистыми кварцитами, ритмично чередующимися с подчиненными прослоями и пачками «внутрирудных» сланцев [101, 103, 160]. Верхняя свита преимущественно сланцевая, с прослоями и пачками мраморизованных известняков и доломитов, иногда в низах разреза свиты присутствуют безрудные кварциты, метапесчаники, конгломераты.

Оскольская серия [29] включает в себя залегающие с угловым и стратиграфическим несогласием на породах курской серии разнообразные по литологическому составу образования (терригенно-обломочные и вулканогенные), для которых характерна грубая ритмичность (конгломераты, конглобрекции, гравелиты, метапесчаники, метасланцы). В составе серии отмечаются также ритмичные грубо- и тонкослоистые железорудные образования, доломиты, мраморизованные известняки [102]. Верхняя часть разреза серии (тимская свита) представлена существенно вулканогенной толщей (кварцевые порфиры, их туфы, туффиты, туфосланцы, реже амфиболиты, амфиболовые сланцы, диабазовые и андезитовые порфиры и их туфы, диабазы и габбро-диабазы), содержащей субвулканические тела основного состава.

Позднепротерозойский (раннеплатформенный) структурный ярус соответствует новому этапу активизации зон глубинного заложения северо-западного и субмеридионального направлений, приуроченных к системе краевых разломов серии грабенообразных впадин [35, 109, 128, 132, 139, 153], в которых формировалась трапловая вулкано-плутоническая толлит-базальтовая ассоциация. Она включает как

вулканогенные (платобазальты, иногда андезитовые порфи-риты и их пирокластические аналоги) образования глазунов-ской толщи [69, 132, 134, 137], так и многочисленные в раз-ной мере дифференцированные интрузивные тела смородин-ского комплекса [66, 127, 134, 139, 153, 156], сложенные габ-бро-долеритами, долерит-пегматитами, диоритами и грани-тами.

МАГМАТИЗМ И ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

С каждым из выделенных тектоно-магматических этапов развития КМА связаны специфические магматические и ульт-раметагенные образования [145]. Нижнеархейскому этапу соответствуют формации, встречающиеся в выступах и крае-вых частях раннеархейского основания: 1 — существенно ба-зальтоидная (андезит-базальтовая) в составе обоянской се-рии; 2 — габбро-пироксенит-перидотитовая (бесединский комп-лекс). Магматогенные, а также ультраметагенные форма-ции позднеархейского этапа (в переработанных выступах раннеархейского основания и их краевых частях, подвергших-ся позднеархейской складчатости) представлены: 3 — ба-зальт-спилит-кератофировой [48, 84, 136, 145] или коматиит-базальтовой и андезит-дунит-липаритовой в объеме михай-ловской серии [71, 145]; 4 — дунит-гарцбургитовой (железно-горским комплексом [126] или жидеевским [67]); 5 — мигма-тит-плагиигранит-гранитная (салтыковский комплекс [103]). С нижнепротерозойским этапом связаны следующие форма-ции: 6 — андезит-базальтовая и липаритовая (тимская и кур-бакинская свиты); 7 — габбро-диорит-гранодиоритовая (стой-ло-николаевский комплекс [30]); 8 — мигматит-гранитная; 9 — габбро-норит-гипербазитовая (мамонский комплекс [67, 103, 125, 147]); 10 — субщелочных гранитов (атамановский комплекс) и 11 — сиенитов (гостищевский тип). Позднепро-терозойский (раннеплатформенный) этап характеризуется формированием формаций: 12 — трапповой толеит-базальто-вой (глазуновская толща) и 13 — в разной мере дифферен-цированных габбро-долеритовых интрузий (смородинский комплекс).

Особенности магматизма, пространственно-временной и структурной общности интрузивных комплексов и продуктов вулканизма позволяют объединять магматические образова-ния в более крупные, чем конкретные вулканогенные серии и интрузивные комплексы, петрологические единицы — вулканог-

плутонические ассоциации (формации 1 и 2, 3 и 4, 6 и 7, 12 и 13) [134, 137]. Выделенный ряд магматических ассоциаций выявляет общую эволюцию магматизма, заключающуюся в последовательном смещении ареалов магматической деятельности к востоку и окраинным частям региона, в закономерном перемещении зон становления массивов в более верхние части земной коры, в росте степени щелочности и кислотности более молодых продуктов и изменении связанного с ними набора полезных ископаемых [137]. Кроме того, от ранних к поздним тектоно-магматическим этапам наблюдается эволюция состава магматических продуктов от ультраосновного к основному до полного преобладания последнего в платформенных условиях. Общая характеристика базит-гипербазитовых комплексов КМА приведена в табл. 1. Многообразие метаморфических и магматических образований различной формационной принадлежности привело к образованию многочисленных рудных формаций [30, 46, 50, 102, 103].

Глава I

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

ГЕОЛОГИЯ

Трапповая формация КМА объединяет интрузивные (смородинский комплекс) и вулканогенные (глазуновская толща) комагматичные образования, представляющие собой различные фации единой вулcano-плутонической ассоциации. Ранее интрузивные образования комплекса были отнесены к троснянско-мамонскому комплексу и описаны как габбро, габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты с повышенным содержанием в них титана и ванадия [103]. Дальнейшие исследования показали, что эти образования сходны с траппами Сибирской платформы [25, 31, 34, 64, 124, 127]. Учитывая особое генетическое положение интрузивных траппов, мы в пределах КМА выделили их в самостоятельную габбро-долеритовую группу [132, 156].

Необходимо указать, что исследователи придерживаются различных взглядов на выделение и объем смородинского комплекса. Так, Е. Е. Захаров с соавт. [49] и Е. М. Крестин с соавт. [66] аналоги этого комплекса в пределах Орловской области вначале описывали как единый орловский, а затем выделили никитовский и смородинский комплексы [67]. Некоторые различия между ними носят, на наш взгляд, скорее, фациальный характер и достаточны лишь для разделения их на структурно-вещественные типы в составе одного комплекса. Близость геологического возраста, приуроченность к единым структурно-тектоническим зонам, общность главных черт внутреннего строения, состава, металлогенической специализации не дают оснований рассматривать их в ранге самостоятельных комплексов и тем более формаций.

Радиологические данные (табл. 2) свидетельствуют о

Радиологический возраст образований трапповой формации КМА

№ анализа	Материал пробы	Радиологический возраст	Лаборатория	Источник
1	Плагиоклаз	1371	ИГФМ АН УССР	[126]
2	Роговая обманка	1477	Воронежская ГРЭ	«
3	Плагиоклаз	1338	«	«
4	Калиевый полевой шпат	1798	ИГФМ АН УССР	«
5	Биотит	1640	«	«
6	Валовая проба	1856	«	«
7	Плагиоклаз	1810	МГРИ	[68]
8	«	1830	«	«
9	«	1800	«	«
10	«	1900	«	«
11	«	1800	«	«
12	«	1780	«	«
13	«	1820	«	«

Примечание. 1—3 — Такситовый габбро-долерит (скв. 3021, гл. 545,5 м; скв. 3024, инт. 502,0—510,0 м; скв. 3024, инт. 502,0—510,0 м); 4—5 — микроклиновый гранит (скв. 3021, инт. 348,0—365,0 м); 6 — оливниновый габбро-долерит (скв. 3019, гл. 389,0 м); 7 — оливнинсодержащий габбро-долерит (скв. 2922, гл. 328,0 м); 8 — трахитоидный кварцсодержащий габбро-долерит (скв. 2910, гл. 379,5 м); 9 — пегматоидное габбро (скв. 2904, гл. 411,3 м); 10—12 — базальтовый афирит (скв. 2916, гл. 427,0 и 651,0 м; скв. 2919, гл. 590,4 м); 13 — базальтовый порфирит (скв. 2916, гл. 320,7 м).

том, что формирование трапповых образований могло происходить в течение 1300—1900 млн. лет, однако они лишь подтверждают соответствие этих образований позднепротерозойскому этапу развития региона, но не дают достаточных оснований более определенно судить об их возрасте. Пространственное размещение (рис. 1) указанной ассоциации обусловлено приуроченностью к северной и северо-западной частям ВКМ и определяется системой краевых разломов, местами вторгавшихся (по наиболее ослабленным северо-западным и субмеридиональным зонам) в пределы массива и испытавших тектоническую активизацию раннеплатформенного этапа в связи с формированием обрамляющих авлакогенов [15, 35, 97, 109]. Разнообразие возникавших при этом региональных и локальных структурных элементов не только предподре-

делило различные формы проявления и пространственного размещения траппового магматизма, но и сказалось на морфологии, размерах, внутренней структуре, составе и степени дифференцированности интрузивных тел. Совокупность этих признаков позволяет выделить три структурно-вещественных (или геолого-структурных [152]) типа интрузивов: полнодифференцированные (тип А), дифференцированные (тип Б) и недифференцированные (тип В) *.

Полнодифференцированные тела (тип А) приурочены к нижнепротерозойским северо-восточным и северо-западным региональным тектоническим зонам, активизированным в раннеплатформенный этап развития ВКМ, и обычно расположены в местах их пересечения. Типичным представителем этой группы является Смородинский интрузив (рис. 2), имеющий значительные черты сходства с дифференцированными телами трапповой формации древних и молодых платформ. Расположен он в пределах Зиновьевско-Мантуровской зоны, разделяющей Курский срединный массив и Тим-Ястребовский грабен-синклиорий. Наиболее детально исследованный, он выступает в качестве эталонного для одноименного интрузивного комплекса ВКМ. Смородинский интрузив имеет воронкообразную форму и значительные размеры (площадь — более 8 км², вскрытая мощность разреза — около 900 м). Внутреннее строение его при общем асимметричном характере отличается наличием краевой и центральной субфаций, отчетливо выраженной вертикальной зональностью, включающей нижнюю расслоенную и верхнюю такситовую серии, зону контаминированных пород кровли (рис. 3, 4). Породы, слагающие интрузив, образуют сингенетически родственный ряд от оливиновых и троктолитовых габбро-долеритов до долерит-пегматитов и гранитов (табл. 3). «Нижняя» контактовая зона сложена порфиrowыми микродолеритами («зона закалки») и оливиновыми долеритами мощностью 0,5—1,5 м. Экзоконтактовые изменения проявлены здесь слабо и заключаются в появлении зон ороговикования гнейсов и амфиболитов, тремолитизации серпентинитов, хлоритизации габбро-норитов. Мощность этих зон не превышает 1 м. «Верхний» контакт проявляется зоной микрогаббро (до 2,4 м) и мощной (до 140 м) зоной контаминированных пород кровли, насыщенной (около 20% объема) жильными дериватами интрузии диоритового и гранитного состава, имеющими резкий се-

* Здесь и далее вместо полного наименования «структурно-вещественный тип» будет употребляться сокращенное — «тип».

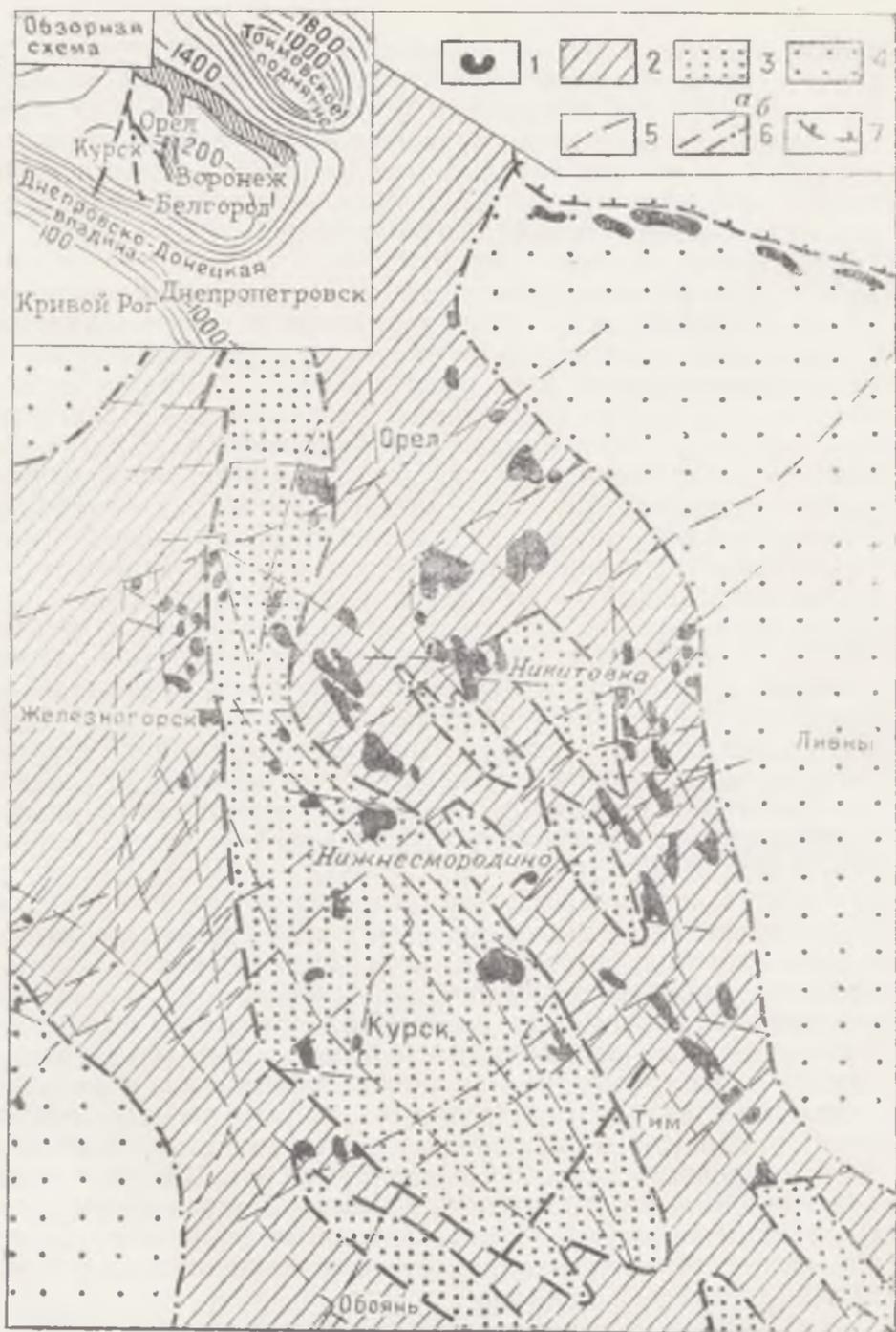


Рис. 1. Схема размещения образований трапповой формации КМА: 1 — образования трапповой формации КМА; 2 — синклиорные зоны (породы михайловской, курской и оскольской серий); 3 — антиклинорные зоны (гранитогнейсовые и гранитные массивы, переработанные нижнепротерозойской складчатостью); 4 — архейские гранитные и гранитогнейсовые массивы; 5 — тектонические нарушения; 6 — структурно-тектонические границы синклиорных и антиклинорных зон (а) и архейских массивов (б); 7 — границы ВКМ

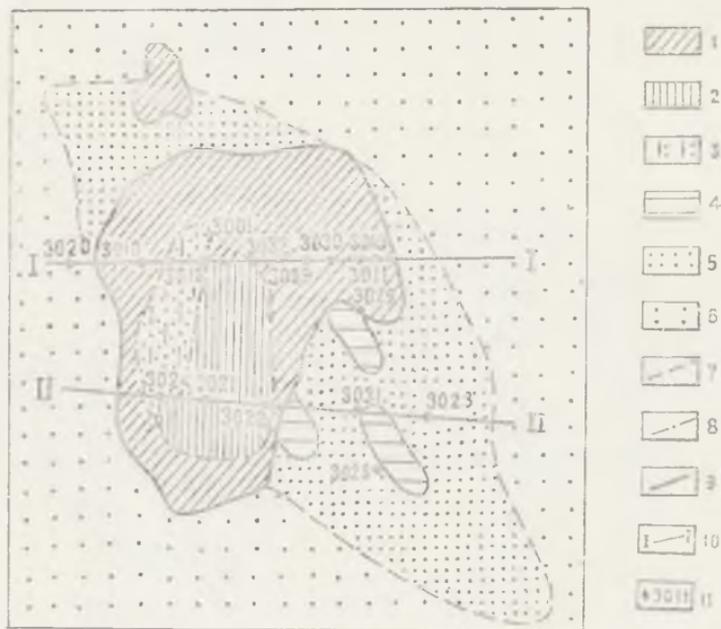


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Смородинского интрузива.

Смородинский интрузив: 1 — породы расслоенной серии (краевая субфация); 2 — породы такситовой серии (центральная субфация); 3 — контаминированные породы кровли. Вмещающие породы: 4 — серпентиниты мамонского интрузивного комплекса; 5 — амфиболиты; 6 — гнейсы обоянской серии. Прочие обозначения: 7 — границы субфаций; 8 — границы зоны контаминированных пород кровли; 9 — границы Смородинского массива; 10 — линии геологических разрезов; 11 — скважины

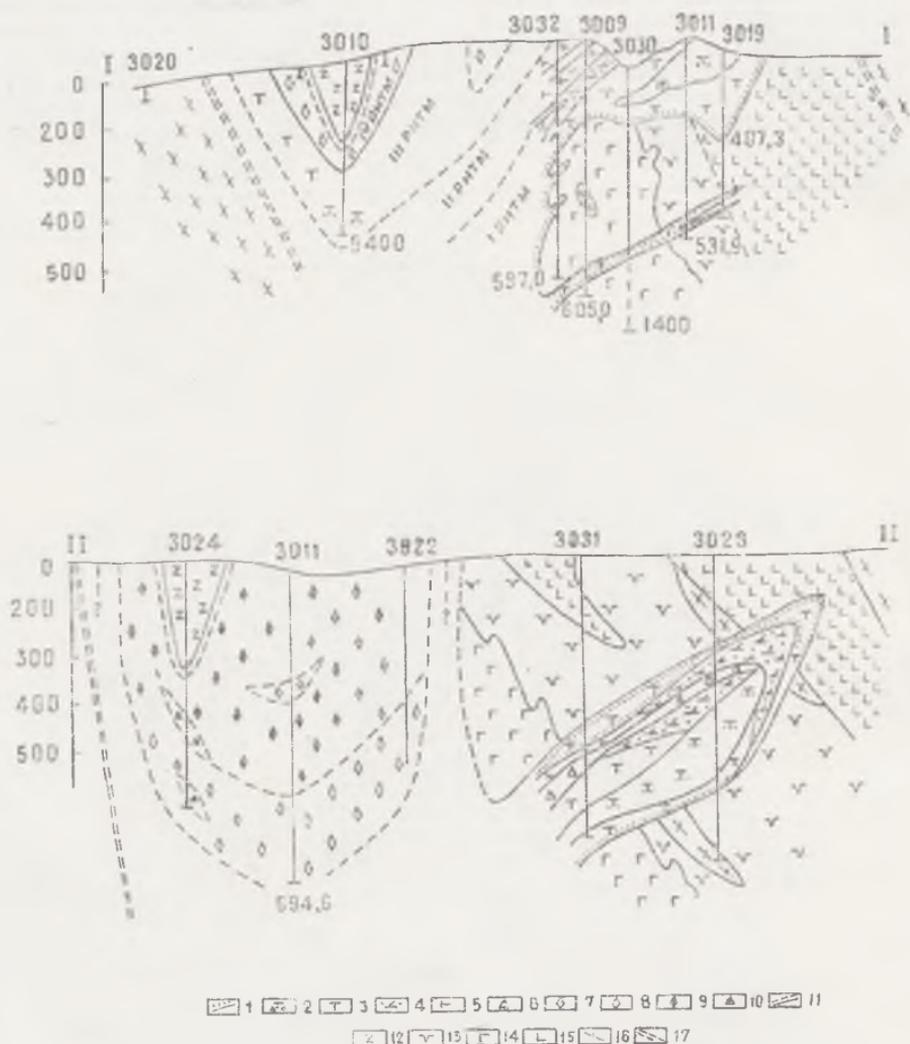


Рис. 3. Разрезы Смородинского интрузива по линиям I—I и II—II. Породы Смородинского интрузива: 1—породы контактовой закаленной зоны; 2—троктолитовые, 3—оливиновые, 4—оливиносодержащие и 5—кварцсодержащие габбро-долериты; 6—долерит-пегматиты; 7—оливин-, 8—кварцсодержащие и 9—амфиболизированные такситовые габбро-долериты, 10—меланократовые долерит-пегматиты; 11—«верхние» контактовые микрогаббро; 12—контаминированные породы кровли. Вмещающие породы: 13—серпентиниты; 14—габбро-нориты мамонского комплекса; 15—габбро-амфиболиты, перемежающиеся с гнейсами (16) обоянской свиты; 17—линии тектонических нарушений

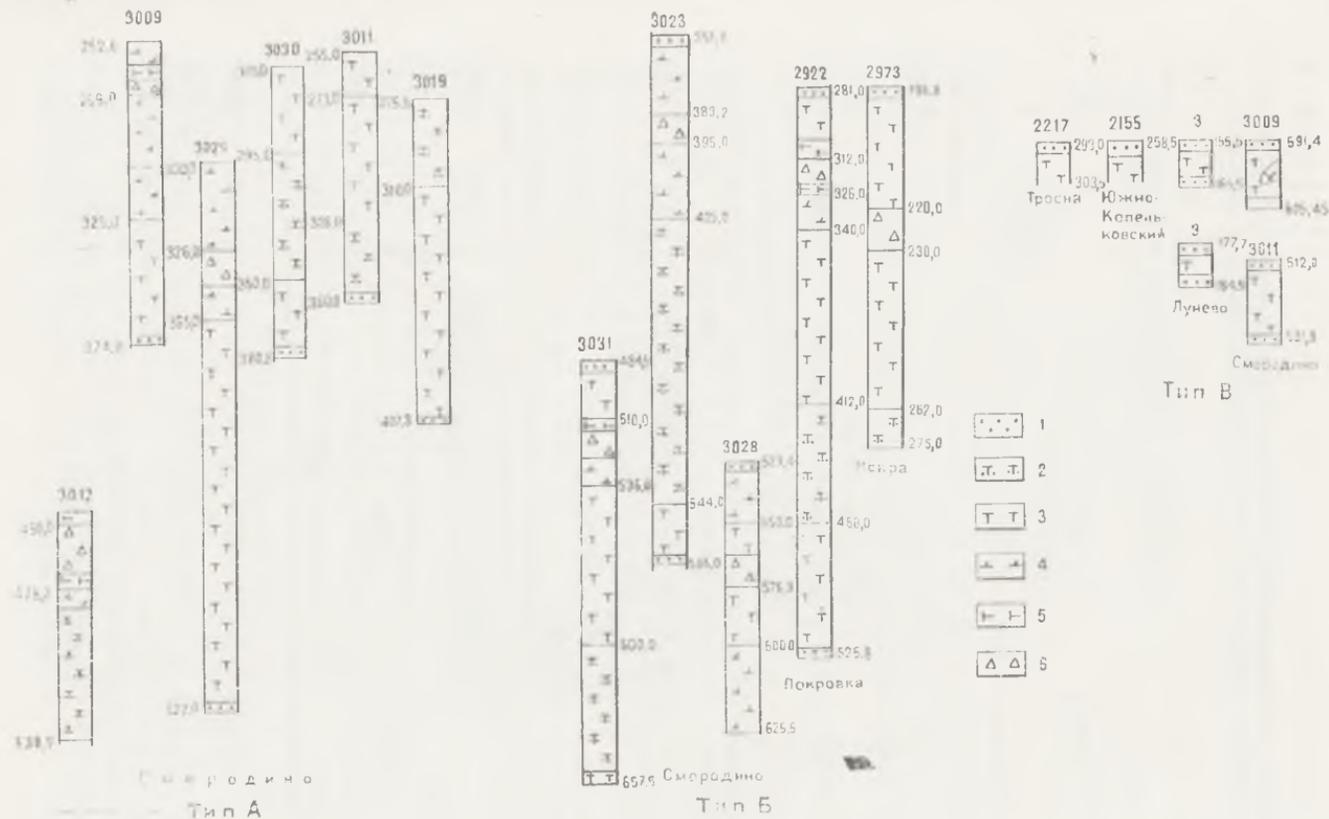


Рис. 4. Геологическое строение интрузивов трапловой формации КМА (по данным скважин):
 1 — контактовые, 2 — троктолитовые, 3 — оливниновые, 4 — оливинсодержащие и 5 — кварцсодержащие габбро-долериты; 6 — долерит-легматиты

Таблица 3

Распределение петрографических видов и разновидностей в естественном сингенетическом ряду пород полнодифференцированных интрузивов (тип А)

Стадия кристаллизации	Естественный сингенетический ряд пород						
	Серии и ритмы	петрографические виды и разновидности		мощность, м	соотношение, об. %		
1	2	3		4	5		
ЗаклЮчительная	Дайковая	Гра-нит-изя		Биотитовый гранит	44,0	6,04	
				Плагиогранит			
		Диоритовая	Диориты	биотит-кварцевый	5,45	0,75	
				кварц-роговообманковый	10,20	1,39	
			биотит-роговообманковый	7,95	1,08		
Главная	Контактовая («верхняя»)			Порфиroidное роговообманковое микрогаббро	2,40	0,33	
		Такситовая	IV ритм	Такситовые габбро-долериты		Меланократовый долерит-пегматит амфиболлизированный	22,3
				кварцсодержащий	149,80	20,55	
				оливинсодержащий	83,10	11,40	
					6,50	0,88	
	Расслоенная	III ритм			Кварцсодержащий габбро-долерит	6,70	0,92
					Лейкократовый долерит-пегматит	15,80	2,17
			Габбро-долериты			кварцсодержащий	8,20
				оливинсодержащий	5,00	0,69	
				троктолитовый	67,80	9,30	
II ритм		Габбро-долериты			оливинсодержащий	13,00	1,79
			кварцсодержащий	5,00	0,68		
			Лейкократовый долерит-пегматит	4,0	0,55		
				Оливинсодержащий габбро-долерит	31,0	4,25	

1	2	3	4	5	
	I ритм	Оливинсодержащий габбро-долерит	36,0	4,94	
		Лейкократовый долерит-пегматит	15,0	2,06	
		Габбро- долериты	оливинсодержащий	21,0	2,88
			троктолитовый	54,0	7,40
			оливиновый	68,0	9,33
Ран- няя	Контактная («нижняя»)	Оливиновый долерит	5,0	0,69	
		Порфиновый микродолерит	0,5	0,07	

кущий контакт с материалом субстрата, который нередко сохраняется в виде шпировидных «останцов».

Дифференцированные интрузивы (тип *Б*) тяготеют к краевым частям Курского срединного массива (интрузивы «Искра», «Покровка» и др.), контролируются северо-восточными разрывными нарушениями второго порядка или слагают своеобразные «отщепления» полнодифференцированных тел (см. рис. 3, восточная часть Смородинского массива). По форме они близки к силам, средняя мощность их составляет 300—350 м, площадь выхода на эрозионную поверхность докембрия — 0,5—1,0 км². В строении этих тел принимают участие породы, соответствующие расслоенной серии интрузивов типа *А* (табл. 4, см. рис. 4), а также близкие по мощности, составу и структуре две симметричные контактовые зоны (нижняя и верхняя), сложенные порфиrowыми микродолеритами и оливиновыми долеритами. Симметричный характер их строения нарушается лишь приуроченностью троктолитовых габбро-долеритов к нижней части разреза, а долерит-пегматитов — к верхней при заметном убывании содержания оливина в том же направлении. Кроме того, полностью отсутствуют такситовые габбро-долериты и кислые дифференциаты — диориты и граниты.

В группу недифференцированных интрузивов (тип *В*) включены дайковые тела (Лунево, Тросна и др.), которые, будучи приуроченными к северо-восточным разрывным нарушениям более высоких порядков, развиты в пределах всех структурно-тектонических зон КМА. Средняя их мощность

Таблица 4

Распределение петрографических видов и разновидностей в естественных сингенетических рядах пород интрузивов типа Б и В

Стадия кристаллизации	Серии и ритмы	Сингенетические ряды пород			
		петрографические виды и разновидности	мощность, м	соотношение, об. %	
Ранняя	Контактная («верхняя»)	Тип Б			
		Порфиновый микродолерит	0,5	0,2	
		Оливиновый долерит	5,1	1,5	
Главная	Расслоенная (в объеме одного полного ритма)	Габбро-долериты	оливиновый	20,0	6,0
			оливинсодержащий	19,0	5,7
			кварцсодержащий	4,0	1,2
			Долерит-пегматит	11,0	3,3
			кварцсодержащий	3,0	0,9
		Габбро-долериты	оливинсодержащий	21,0	6,3
			оливиновый	96,0	28,8
	троктолитовый	110,0	33,0		
	оливиновый	40,5	12,2		
Ранняя	Контактная («нижняя»)	Оливиновый долерит	2,4	0,7	
		Порфиновый микродолерит	0,5	0,2	
Ранняя	Контактная («верхняя»)	Тип В			
		Порфиновый микродолерит	0,5	2,5	
		Оливиновый долерит	5,0	25,0	
Главная	Отсутствуют	Оливиновый габбро-долерит	9,0	45,0	
		Оливиновый долерит	5,0	25,0	
Ранняя	Контактная («нижняя»)	Порфиновый микродолерит	0,5	2,5	

не превышает 20 м. Они характеризуются симметричностью внутреннего строения. Сингенетически родственный ряд пород представлен контактными разностями порфировых микродолеритов и оливиновых долеритов, а также оливиновыми габбро-долеритами.

Автономность внутренней структуры каждого выделенного типа интрузивов характеризуется не только количеством петрографических видов и разновидностей, но и характером их распространенности, повторяемости в разрезе, ритмичностью [150]. Наиболее четко выраженной последовательностью и полнотой ритма отличается расслоенная серия дифференцированных интрузивов (тип *Б*) и крайне ограниченной — дайковые тела (тип *В*). В расслоенной серии полнодифференцированных интрузивов выделяются три неполных ритма, образующие чрезвычайно обширный сингенетический ряд пород с постепенными переходами и последовательной сменой оливиновых габбро-долеритов оливинсодержащими, а затем и кварцсодержащими габбро-долеритами, долерит-пегматитами. Эти тела характеризуются наличием в верхней трети разреза такситовой серии неоднородных по составу и структуре пород (такситовые оливин-, кварц- и амфиболсодержащие габбро-долериты, долерит-пегматиты), жильных диоритов, гранитов, являющихся, как и в некоторых интрузивах Сибирской платформы [25, 91], продуктами кристаллизации остаточного расплава, завершающими становление массивов.

Таким образом, тип структурно-тектонических зон, размеры и форма магматических камер или каналов определили объем внедряющейся магматической массы, время становления и кристаллизации. Приуроченность массивов типа *А* к глубинным структурам первого порядка обуславливает их значительные размеры и высокую степень дифференциации. Внедрение базитового расплава по линейным разломам более высокого порядка предопределило их силлообразную форму, ускорило период полной кристаллизации. Эти особенности характерны именно для производных базальтоидных магм [18, 25, 51, 93, 127].

Эффузивная фация трапвого магматизма (глазуновская толща) развита в северной и северо-восточной частях КМА в подвижных зонах (Зиновьевско-Мантуровская, Дросковская), синклиналиях (Орловская, Архангельско-Колпнянская, Воскресенская), реже в антиклиналиях (Гвоздовская, Глазуновская, Поныревская), где сохраняется лишь в нало-

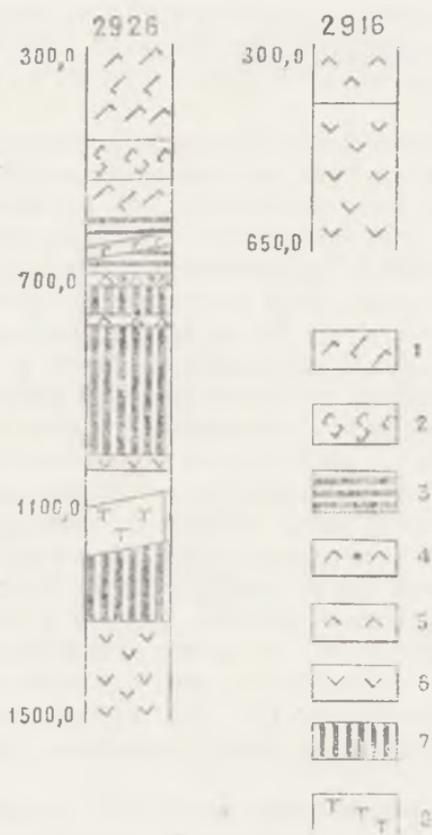


Рис. 5. Геологическое строение туфолавовых образований эффузивной фации трапповой формации КМА (по данным скважин):

1 — плагиопорфирит; 2 — пироксен-плагиоклазовый порфирит; 3 — туфы порфиритов; 4 — миндалекаменные базальты; 5 — плагиофировый базальт; 6 — офировый базальт; 7 — туфы базальтов; 8 — габбро-долериты

женных грабенах и тектонических мульдах среднепротерозойского тектоно-магматического этапа стабилизации ВКМ. Установленная в пределах Никитовского участка неполная мощность толщи достигает 1200 м. В ее строении (рис. 5) отчетливо выделяются две пачки: а) верхняя, сложенная преимущественно плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их вулканокластическими аналогами (лавовые брекчии, кластолавы, вулканические брекчии, туфы), мощностью до 330 м, которая вследствие, очевидно, значительного эрозионного среза развита не повсеместно; б) нижняя, более мощная (до 800 м), существенно базальтовая (плагиофировые и афировые базальты, лавовые и вулканические брекчии, кластолавы, их туфы, реже порфириты). Эти пачки включают ряд стратифицированных почти горизонталь-

ных (около 9°, судя по пространственной ориентировке вкрапленников плагиоклаза, элементам флюиальности, контактовым взаимоотношениям пород и другим признакам) прослоев и потоков (мощностью от первых метров до первых десятков метров), которые различаются текстурно-структурными особенностями, соотношениями эффузивного и вулканокластического материала. По данным И. Н. Быкова с соавт. [14], в нижней пачке выделяются 9 потоков плагиофирических и 11 потоков афировых базальтов. Е. М. Крестин [69, 70] также подразделяет эту пачку на несколько самостоятельных.

ПЕТРОГРАФИЯ

ИНТРУЗИВНАЯ ФАЦИЯ

Своеобразие условий внутрикамерной дифференциации исходного магматического расплава предопределило появление в определенных частях разреза интрузивов широкого набора пород (порфирические микродолериты, долериты, габбро-долериты, долерит-пегматиты, микрогаббро, диориты, граниты), занимающих на классификационных диаграммах самостоятельные поля (рис. 6). Каждый петрографический вид, выступающий в качестве основной классификационной единицы**, характеризуется определенным количественно-минералогическим и химическим составом, специфическими типами структур и текстур. Весьма характерно, что общность исходного магматического расплава, эволюционный характер гравитационно-кристаллизационной дифференциации обуславливают полное или почти полное соответствие петрографических видов определенным стадиям кристаллизации (табл. 5). Таким образом, все породы в порядке расположения их в разрезах и соответственно в порядке последовательности их кристаллизации от основных до средних и кислых образуют единый сингенетически родственный ряд, обладающий, подобно дифференцированным интрузиям других регионов [61], комплементарными свойствами. Ниже приводится петрографическая характеристика главнейших видов и разновидностей пород в соответствии с их последовательностью в сингенетическом ряду по следующим петрогенетическим группам: а) породы контактовых зон (начальная стадия кристаллиза-

** В принятой нами схеме классификации использованы основные принципы, детально разработанные для подобных образований Сибирской платформы [25, 38, 64, 78, 85].

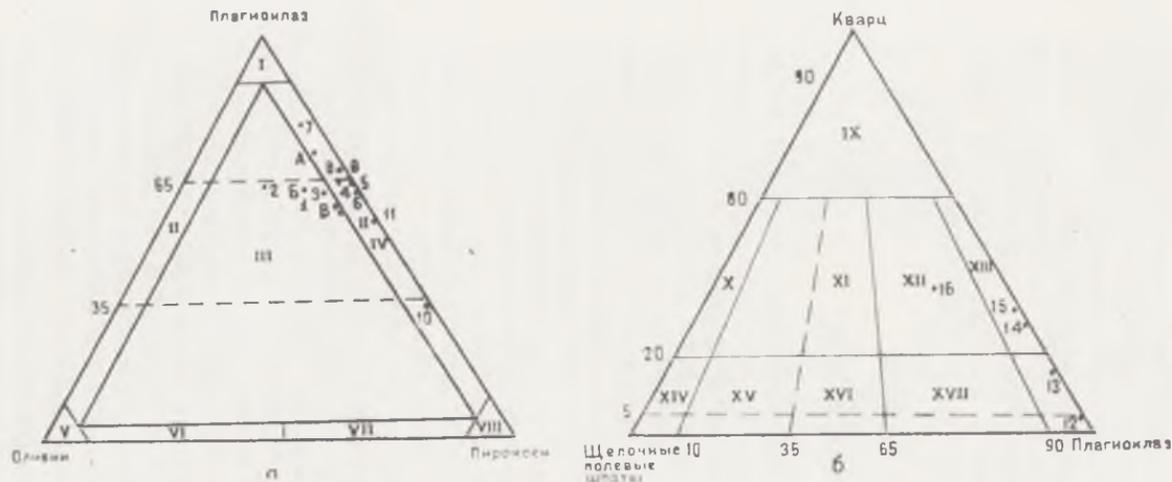


Рис. 6. Положение пород интрузивной фации трапповой формации КМА (по Международной классификации 1972 г.) [39]:

Базит-гипербазитовые породы (а): I — анортозиты (плагиоклазиты); II — троктолиты; III — оливиновые габбро-нориты; IV — оливинсодержащие габбро-нориты; V — дуниты; VI — плагиоклазовые перидотиты (лерцолиты); VII — плагиоклазовые оливиновые пироксениты (вебстериты); VIII — пироксениты. Штриховыми линиями обозначены границы между лейко-, мезо- и меланократовыми разностями габброидов.

Диориты, граниты, сиениты (б): IX — кварцолиты и богатые кварцем гранитоиды; X — щелочно-полевошпатовые граниты; XI — граниты; XII — гранодиориты; XIII — плагиограниты; XIV — щелочно-полевошпатовые сиениты; XV — сиениты; XVI — монцониты; XVII — монцодиориты; XVIII — диориты (габбро)-анортозиты.

Интрузивные породы трапповой формации КМА:

1 — оливиновые долериты; 2—5 — соответственно троктолитовые, оливиновые, оливин- и кварцсодержащие габбро-долериты; 6 — долерит-пегматиты; 7—9 — оливин-, кварцсодержащие и амфиболлизированные такситовые габбро-долериты; 10 — меланократовые долерит-пегматиты; 11 — роговообманковые микрогаббро; 12—14 — диориты биотит-кварцевые, биотит-роговообманковые и роговообманковые, 15 — плагиограниты; 16 — биотитовые граниты

Таблица 5

Распределение петрографических видов и разновидностей в обобщенном естественном сингенетическом ряду пород интрузивной фации траппов КМА

Стадия кристаллизации	Серия и ритмы		Обобщенный сингенетический ряд		Мощность, м	Соотношение, об. %	Мощность, м	Соотношение, об. %	Мощность, м	Соотношение, об. %
			Петрографические виды и разновидности							
1	2		3		4	5	6	7	8	9
Заключительная	Гранитная		Биотитовый гранит		44,0	6,04				
			Плагиогранит		5,45	0,75				
	Диоритовая		Биотит-кварцевый диорит		6,4	0,88				
Кварц-роговообманковый диорит			10,2	1,39						
Биотит-роговообманковый диорит			7,95	1,08						
Главная	Контактная		Порфиroidное роговообманковое микрогаббро		2,4	0,33				
	Гакситовая	Такситовый	Меланократовый долерит-пегматит		22,3	3,06				
			Амфиболлизированный такситовый габбро-долерит		149,8	20,55				
			Кварцсодержащий такситовый габбро-долерит		83,1	11,40				
			Оливинсодержащий такситовый габбро-долерит		6,5	0,88				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
	Рит-мич-но-рас-слоен-ная	Обобщенный расслоенный	Лейкократовый долерит-пегматит	34,8	4,78	11,0	3,3		
			Кварцосодержащий габбро-долерит	19,9	2,73	7,0	2,1		
			Оливиносодержащий габбро-долерит	106,0	14,54	40,0	12,0		
			Оливиновый габбро-долерит	103,8	14,13	156,5	47,0	9,0	45,0
		Троктолитовый габбро-долерит	121,8	16,70	110,0	33,0			
Ранняя	Контактовая	Оливиновый долерит	5,0	0,69	7,5	2,2	10,0	50,0	
		Порфиновый микродолерит	0,5	0,07	1,0	0,4	1,0	5,0	
		Типы интрузивов	А		Б		Б		

ции); б) породы расслоенной и такситовой серий (главная стадия кристаллизации); в) жильные и шлировые обособления среднего и кислого состава (заклучительная стадия кристаллизации); г) породы, испытавшие воздействие интрузии (зона контаминированных пород кровли).

Породы контактовых зон

К породам контактовых зон относятся порфиновые микродолериты и оливиновые долериты, слагающие в интрузиях типа А нижнюю, а в остальных — нижнюю и верхнюю контактовые зоны, мощность которых не превышает 1,5 м. Их роль в разрезах интрузивов возрастает (см. табл. 5) от типа А (0,76%) к типам Б (2,6%) и В (65%), обнаруживая прямую зависимость от размеров тел. В полнодифференцированных телах на контакте с зоной контаминированных пород кровли развиты своеобразные «верхние» контактовые микрогаббро. Мощность их не превышает 2,4 м (0,33% от обобщенного разреза интрузива).

Порфиновые микродолериты представляют собой зону «закалки» мощностью до 0,5 м. Подобные образования встречаются во многих интрузивах трапповых формаций («закаленное краевое габбро», по Л. Уэйджеру, Г. Брауну [120]; «субфация контакта», по П. В. Иншину [55]; «контактовые габбро-долериты», по В. В. Золотухину, Ю. В. Васильеву [52]). Макроскопически они обладают темно-серой до черной окраской и афанитовым обликом; структура их порфировая, с интерсертальной основной массой. Порфиновые вкрапленники, количество которых колеблется от 4 до 14,6% (табл. 6), представлены таблитчатыми (0,15×0,3 мм) слабозональными кристаллами основного (An₆₀) плагиоклаза (8,5%) и более мелкими (0,01—0,1 мм) и редкими (1,8%) округлыми зернами оливина — хризолита (Fa₂₇), обычно повсеместно серпентинизированного и имеющего характерную биотит-хлоритовую реакционную оторочку. Основная масса (21,8%) сложена беспорядочно расположенными мельчайшими (0,01—0,1 мм) слабо сдвойникованными лейстами более основного (An₇₀) плагиоклаза и хлоритизированным мезостазисом с тонкораспыленной рудной вкрапленностью (магнетит, ильменит, в меньшей мере пирротин, халькопирит, пентландит, макинавит). Наибольшим количеством вкрапленников (14,6%) и наименьшим содержанием микролитов плагиоклаза (12,8%) в основной массе отличаются микродолериты

Количественно-минералогический состав пород контактовых зон

Минералогический состав	Геолого-структурные типы интрузивов			Среднее
	А	Б	В	
<i>1. Порфиновые микродолериты</i>				
1. Вкрапленники				
плагноклаз	14,1	2,3	12,8	8,5
оливин	0,5	1,8	1,4	1,8
Всего	14,6	4,1	14,2	10,3
2. Основная масса				
лейсты плагноклаза	12,8	36,1	23,8	21,8
вулканическое стекло	72,6	58,3	59,8	61,0
вторичные минералы	—	0,6	2,1	1,2
общее содержание плагноклаза в породе	29,9	38,4	36,6	36,0
Количество подсчетов	2	3	3	8
<i>2. Оливиновые долериты</i>				
Плагноклаз	56,7	48,2	57,5	56,3
Оливин	7,9	2,4	3,2	5,8
Пироксен	31,7	44,2	33,5	33,4
Рудные минералы	2,8	4,1	3,1	3,0
Биотит	0,9	1,0	2,7	1,5
Количество подсчетов	6	2	3	11
<i>3. Порфиرويدное роговообманковое микрогаббро</i>				
Плагноклаз	47,8			47,8
Рудные минералы	7,0			7,0
Биотит	3,6			3,6
Апатит	0,3			0,3
Кварц	Ед. зн.			Ед. зн.
Роговая обманка	41,3			41,3
Количество подсчетов	2			2

Примечание. Здесь и далее количественно-минералогический состав пород приводится в объемных процентах.

полнодифференцированных массивов. Содержание оливина в порфириновых микродолеритах близко к средневзвешенному его количеству в интрузиве.

Оливиновые долериты обычно образуют постепенные переходы с порфириновыми микродолеритами, от которых они отличаются полным исчезновением стекловатого мезостазиса,

тонко- и мелкозернистым строением. Структура их приобретает типичные черты долеритовой и отчасти пойкилоофитовой с элементами порфиroidной. Из рудных минералов встречены магнетит, ильменит, пирротин, реже халькопирит и пирит. Установлено максимальное количество оливина в оливиновых долеритах полнодифференцированных тел, а пироксена — в интрузивах типа Б.

По морфогенетическим признакам среди плагиоклазов выделяются три типа: а) таблитчатые ($0,2 \times 1,12$ мм), соответствующие лабрадору (Ap_{60}) и присутствующие в незначительном количестве (14—16% от общего их количества); б) призматические ($0,3 \times 0,8$ мм), имеющие также ограниченное распространение (до 10%); в) количественно преобладающие лейцитовидные ($0,3 \times 0,04$ мм), которые, как и призматические выделения, имеют зональное строение и близкий к ним состав (ядро — Ap_{80} , внешняя зона — Ap_{70}). Оливины изометрической формы ($0,3 \times 0,2$ — $0,6 \times 0,4$ мм) по составу соответствуют гиалосидериту (Fa_{43-47}), реже хризолиту (Fa_{30}); последний в значительной мере серпентинизирован. Пироксен, содержание и размер зерен которого возрастают ($0,08 \times 0,04$ — $0,2 \times 2,0$ мм) по мере увеличения степени раскристаллизованности пород, представлен преимущественно авгитом ($En_{40}Wo_{36}Fa_{24}$). Биотит, образующий с магнетитом своеобразные симплектитовые сростания, развивается по пироксену.

«Верхние контактовые» микрогаббро представлены мезократовыми темно-зеленовато-серыми массивными породами с убывающей в направлении к контакту зернистостью; структура их офитовая, с элементами порфиroidной. На фоне мелкозернистой массы выделяются относительно крупные ($0,5$ — $1,5$ мм) таблитчатые кристаллы плагиоклаза, реже отмечаются гломерозернистые агрегаты мелко таблитчатого плагиоклаза и мелкие ксенолиты кровли. Количественно-минералогический состав микрогаббро: плагиоклаз — 47,8%, роговая обманка — 41,3%, рудные — 7,0%, биотит — 3,6%. Встречены также апатит (0,3%) и кварц (единичные зерна). В рудной ассоциации главными минералами являются магнетит, ильменит, а также пирротин и халькопирит, тяготеющие к зоне эндоконтакта. Среди плагиоклазов различаются два типа: а) порфиroidные таблитчатые ($1,2 \times 0,8$ мм) и призматические ($3,0 \times 1,0$ мм) кристаллы (Ap_{5c-55}); б) гломерозернистые агрегаты субориентированных мелких ($0,32 \times 0,16$ мм) полисинтетически сдвойникованных зерен

(Ap_{35-40}). Роговая обманка (от $0,5 \times 0,15$ до $0,32 \times 0,38$ мм) — повышенной железистости ($f=45$ мол. %), содержит реликты клинопироксенов (авгит), по периферии замещается хлоритом. С ней тесно ассоциирует бурый ($f=55-58$ мол. %) биотит ($0,4 \times 0,16$ мм). Акцессорные минералы представлены тонкими ($0,6 \times 0,04$ мм) игольчатыми кристаллами апатита, титаномagnetитом и сфеном. Микрогаббро, таким образом, обнаруживают, с одной стороны, существенную близость средневзвешенному составу (расхождение в содержании главных породообразующих минералов не превышает $\pm 1,5\%$), что вообще характерно для пород контактовых зон трапповых интрузий, а с другой — характеризуются некоторым обогащением минералами позднемагматической ассоциации, что отражает воздействие остаточных растворов.

Породы расслоенной серии

Наличие расслоенной серии — весьма существенная особенность интрузивных тел трапповой формации КМА. При наибольшей симметричности и простоте разреза в дайковых телах (тип В) имеет место единственный представитель расслоенной серии — оливиновый габбро-долерит. В силлах (тип Б) объему расслоенной серии соответствует один наиболее полно представленный ритм (оливиновый, троктолитовый, оливиновый габбро-долериты; кварцсодержащий габбро-долерит, долерит-пегматит, кварцсодержащий габбро-долерит; оливинсодержащий и оливиновый габбро-долериты). В составе ритма выделяются три зоны: нижняя и верхняя оливиновые и средняя безоливиновая (с кварцем). В строении расслоенной серии полнодифференцированных интрузий выделяются три неполных ритма (см. табл. 3): 1) оливиновый, троктолитовый, оливиновый и оливинсодержащий габбро-долериты; долерит-пегматит и оливинсодержащий габбро-долерит; 2) оливиновый габбро-долерит, долерит-пегматит, кварцсодержащий и оливинсодержащий габбро-долериты; 3) троктолитовый и оливинсодержащий габбро-долериты; кварцсодержащий габбро-долерит, долерит-пегматит, кварцсодержащий габбро-долерит. Нижняя оливиновая зона полностью проявлена только в первом ритме, верхняя обычно сокращена до минимума, а в третьем ритме отсутствует. Значение средней безоливиновой (с кварцем) зоны постепенно возрастает от первого ритма к третьему.

Характеристика отдельных ритмов и зон, их полнота,

повторяемость в разрезе сходных петрографических разновидностей пород выступают как специфические признаки, отражающие своеобразие становления структурно-вещественных типов интрузивов. Общие особенности для расслоенных серий заключаются в постепенном изменении петрографических разновидностей (скрытая расслоенность), начиная от троктолитового габбро-долерита, через оливиновый, оливинсодержащий и кварцсодержащий габбро-долериты к долерит-пегматитам. В совокупности вся гамма изменений носит дополняющий и комплементарный характер [61], отражая направленность эволюционного процесса внутрикамерной кристаллизационной дифференциации магматического расплава.

Габбро-долериты являются наиболее широко распространенными породами смородинского интрузивного комплекса (табл. 7). В силлах (тип *Б*) они составляют 94,1%, в дайках (тип *В*) — 45%, в полнодифференцированных телах (тип *А*) — до 90% разреза. Троктолитовые габбро-долериты развиты лишь в дифференцированных интрузивах (типы *А* и *Б*), оливиновые габбро-долериты встречаются во всех типах интрузивов. Оливинсодержащие габбро-долериты совместно с кварцсодержащими разностями образуют своеобразную оторочку вокруг долерит-пегматитов. В распределении разновидностей реализуется главнейшее свойство сингенетически родственного ряда пород — его комплементарность.

Внешне габбро-долериты представляют собой серые и зеленовато-серые преимущественно среднезернистые породы с типичной пойкилоофитовой структурой. Количественно-минералогический состав их в различных типах интрузивов отличается значительными колебаниями (табл. 8) в соответствии с выделенными разновидностями при их закономерном положении в разрезах и определенной последовательностью в сингенетическом ряду. Общей особенностью количественного распределения порообразующих минералов в габбро-долеритах является заметное уменьшение количества оливина и пироксенов и возрастание содержания плагиоклаза, кварца, биотита, апатита и отчасти окиснорудных минералов по мере возрастания степени дифференцированности интрузивных тел.

Плагиоклаз представлен несколькими морфогенетическими типами: а) таблитчатые ($0,1 \times 0,3$ — $1,0 \times 2,0$ мм) и зональные ($А_{p58-60}$), имеющие сравнительно ограниченное распространение (8—15%); б) призматические и лейстовидные ($0,05 \times 0,01$ — $0,5 \times 0,2$ мм); полисинтетически sdвойникован-

Тип ритма	Сингенетический обобщенный ряд пород основной стадии кристаллизации		I	
			1	2
			Такситовый	Меланократовый долерит-пегматит Такситовые габбро-долериты
Расслоенный	Габбро-долериты	оливиновый оливинсодержащий кварцсодержащий	36,0	15,7
		Долерит-пегматит	15,0	6,6
	Габбро-долериты	кварцсодержащий оливинсодержащий оливиновый	21,0	9,2
		троктолитовый оливиновый	35,0	15,3
			54,0	23,6
Общая мощность			229,0	

Примечание. 1 — Мощность; 2 — соотношение мощностей, об. %.

ные и зональные, при этом состав центральных зон от ранних к поздним членам габбро-долеритового ряда меняется от битовнита-лабрадора (An₈₀₋₇₀) до андезина (An₇₀₋₅₀ — An₄₂₋₃₅). При общем неравномерном распределении плагиоклаза в том же ряду габбро-долеритов намечается тенденция к увеличению размерности и образованию агрегатов с субпараллельной ориентировкой кристаллов, привносящих в структуру породы элементы трахитоидности. Оливин встречается в виде хризолита (Fa₃₅), слагающего мелкие (до 0,5 мм) изометрично-овальные, большей частью серпентинизированные зерна в габбро-долеритах нижних частей ритмов; и в виде количественно преобладающего, особенно в поздних дифференциатах и верхних частях ритмов, гиалосидерита (Fa₄₂₋₄₅) и гортнолита (Fa₅₃₋₆₀), образующих более крупные (1,5—2,0 мм)

в различных типах интрузивов трапповой
КМА

Структурно-вещественные типы											
ритм (тип А)						Всего		тип Б		тип В	
II		III		IV				1	2	1	2
расслоенные				такситовый							
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
				22,3	8,5	22,3	3,4				
				149,8	57,2	149,8	23,2				
				83,1	31,8	83,1	12,8				
				6,5	2,5	6,5	1,0				
13,0	24,5							20,0	6,2		
5,0	9,4	6,7	6,5			49,0	7,6	19,0	5,8		
4,0	7,6	15,8	15,3			11,7	1,8	4,0	1,2		
						34,8	5,4	11,0	3,4		
31,0	58,5	8,2	7,9			8,2	1,3	30	0,9		
		5,0	4,8			57,0	8,8	21,0	6,5		
						35,0	5,4	96,0	29,6		
		67,8	65,5			121,8	18,8	110,0	33,9		
						68,0	10,5	40,5	12,5	9,0	100,0
53,0		103,5		261,7		647,5		324,5		9,0	

овально-вытянутые кристаллы, иногда частично замещенные боулингом и идингситом (?). Среди пироксенов преобладают моноклинные разновидности — авгит (En₄₀₋₄₅ Wo₃₇₋₄₇ Fs₁₃₋₁₈) и пижонит-авгит (En₆₃₋₆₈ Wo₃₁₋₃₅ Fs₁₅₋₂₅). Сосуществующий ортопироксен — гиперстен (En₆₅₋₆₈ Fs₃₂₋₃₇) — более железистый. Пироксены обладают сравнительно меньшим идиоморфизмом, более значительными размерами (от 0,1×0,05 в ранних до 0,5×0,15 — 4,6×6,0 мм в поздних членах габбро-долеритового ряда), а также широким развитием своеобразных пертитовых структур распада твердого раствора. Нередко по пироксенам развиваются амфиболы — роговая обманка, актинолит, тремолит. Рудные минералы — магнетит, ильменит, иногда сульфиды — слагают ксеноморфные зерна размером 0,04×0,05 — 0,15×0,05 мм. Биотит, не-

Количественно-минералогический состав (об.%) и структурные трапповой

Породы	Тип интрузивов	Кол.-вс под-счетов (n)	Мине				
			1	2	3	4	5
<i>Жильные</i>							
Гранит микроклиновый	A	2	—	—	45,1	—	—
Гранит плагиоклазовый		1	—	—	65,4	—	—
Диорит биотит-кварцевый		4	—	—	55,0	—	—
Диорит кварц-роговообманковый	A	2	—	—	46,0	—	—
Диорит биотит-роговообманковый		4	—	—	62,2	—	—
Среднее		10	—	—	56,0	—	—
<i>Такситовая</i>							
Меланократовый долерит-пегматит	A	4	—	—	30,3	—	62,0
Пегматоидный такситовый габбро-долерит амфиболсодержащий		12	—	—	56,3	—	Зн.
Такситовый кварцсодержащий габбро-долерит	A	9	—	—	54,0	—	24,7
Такситовый оливинсодержащий габбро-долерит		4	—	—	69,6	2,9	15,7
Среднее		25	—	—	57,6	0,5	11,4
<i>Расслоенная</i>							
Долерит-пегматит	A	3	—	—	40,2	—	33,7
«	B	6	—	—	55,7	—	26,4
Среднее		9	—	—	50,7	—	28,9
Габбро-долерит кварцсодержащий	A	4	—	—	61,5	—	30,1
«	B	2	—	—	53,4	—	34,2
Среднее		6	—	—	58,8	—	31,5

особенности пород различных типов интрузий формации КМА

ралы								Структура
6	7	8	9	10	11	12	13	
<i>образования</i>								
34	4,1	—	—	35,2	Зн.	14,4	1,2	Гипидиоморфнозернистая
Зн.	5,4	—	—	29,2	Зн.	—	—	
2,0	19,0	0,2	0,3	23,0	0,5	—	—	Пойкилофитовая с элементами гломерокристаллической
5,1	3,5	34,4	—	9,3	1,6	—	—	
0,5	4,9	7,6	20,7	3,5	0,6	—	—	Панидиоморфнозернистая и пегматитовая
2,0	10,3	10,1	8,6	12,5	0,5	—	—	
<i>серия</i>								
2,4	2,1	3,0	Зн.	0,2	Зн.	—	—	Переходная от пойкилофитовой к офитовой, иногда таксито-офитовая
3,8	5,4	1,0	29,8	3,0	0,7	—	—	
5,7	2,2	Зн.	12,2	1,0	0,2	—	—	Гигантозернистая и пегматитовая
0,4	1,2	0,6	9,6	Зн.	Зн.	—	—	
4,0	3,6	0,5	20,2	1,8	0,4	—	—	Гигантозернистая и пегматитовая
<i>серия</i>								
10,0	3,9	1,0	7,4	3,0	0,8	—	—	Гигантозернистая и пегматитовая
8,0	0,8	1,1	5,1	2,6	0,3	—	—	
8,7	1,8	1,1	5,9	2,7	0,5	—	—	Гигантозернистая и пегматитовая
2,5	1,3	2,3	Зн.	2,3	Зн.	—	—	
5,2	1,0	4,1	Зн.	2,1	Зн.	—	—	Гигантозернистая и пегматитовая
3,4	1,2	2,9	Зн.	2,2	Зн.	—	—	

Породы	Тип интрузивов	Кол.-вс под-счетов	Минералы				
			1	2	3	4	5
Габбро-долерит оливинсодержащий	A	6	—	—	59,2	1,6	35,6
То же	B	3	—	—	68,0	3,1	25,6
Среднее		9	—	—	62,2	2,1	32,2
Габбро-долерит оливинный	A	15	—	—	60,9	7,1	28,6
То же	B	6	—	—	60,2	8,5	26,8
«	B	2	—	—	44,0	8,6	34,1
Среднее		23	—	—	59,2	7,6	28,6
Габбро-долерит троктолитовый	A	12	—	—	63,3	16,5	14,7
То же	B	3	—	—	57,1	19,9	20,6
Среднее		15	—	—	62,1	17,1	15,9
Оливинный долерит	A	6	—	—	56,7	7,9	31,7
То же	B	1	—	—	48,3	2,5	44,2
«	B	3	—	—	57,5	3,2	33,5
Среднее		10	—	—	56,3	5,8	33,4
Порфиновый микродолерит	A	1	72,6	14,1	12,8	0,5	—
То же	B	3	58,3	2,3	36,1	1,8	—
«	B	3	59,8	12,8	23,8	1,4	—
Среднее		7	61,0	8,5	21,8	1,8	—

Примечание. 1 — Вулканическое стекло; 2 — плагиоклаз порфи-
6 — рудные минералы (магнетит, ильменит и др.); 7 — биотит; 8 — ро
и др.); 10 — кварц; 11 — апатит; 12 — микроклин; 13 — мусковит.

редко присутствующий в повышенных количествах в трокто-
литовых и оливинных габбро-долеритах (с переходами иногда
в биотитсодержащие разновидности), тесно ассоциирует с маг-
нетитом с образованием симплектитовых сростаний. Для апата-
та характерна тесная ассоциация с плагиоклазом.

Долерит-пегматиты являются специфическими породами
дифференцированных интрузивов (типы А и В), в верхней
трети расслоенной серии которых они образуют различной
мощности (0,2—16,0 м) обособленные горизонты и шпильки,
при этом по мере перехода от нижних к верхним ритмам их

Минералы								Структура
6	7	8	9	10	11	12	13	
2,7	0,7	0,3	Зн.	0,1	Зн.	—	—	Пойкилофитовая
2,2	0,4	0,6	Зн.	Зн.	Зн.	—	—	
2,5	0,6	0,4	Зн.	Зн.	Зн.	—	—	
1,9	1,3	—	—	Зн.	0,2	—	—	
3,1	1,0	0,2	—	0,2	Зн.	—	—	
2,1	—	—	11,2	—	Зн.	—	—	
2,2	1,1	0,1	0,1	0,1	0,1	—	—	
2,4	3,0	—	—	Зн.	0,1	—	—	
1,2	1,2	—	—	Зн.	Зн.	—	—	
2,2	2,6	—	—	Зн.	0,1	—	—	
2,8	0,9	—	—	—	—	—	—	Микродолеритовая с пере- ходом в пойкилофитовую
4,1	1,0	—	—	—	—	—	—	
3,1	2,7	—	—	—	—	—	—	
3,0	1,5	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	Порфирово-интерсерталь- ная
—	—	—	0,6	—	—	—	—	
—	—	—	2,1	—	—	—	—	
—	—	—	1,2	—	—	—	—	

ровых вкрапленников; 3 — плагиоклаз; 4 — оливин; 5 — пироксены;
говая обманка; 9 — вторичные минералы (актинолит, тремолит, хлорит

роль возрастает на 6—15% относительно объема соответст-
вующих ритмов (см. табл. 5). Долерит-пегматиты представ-
ляют собой средне- и крупнозернистые светло-серые породы
со своеобразной пойкилопегматитовой структурой, обуслов-
ленной разноориентированными вростками пироксена в пла-
гиоклазах. Количественно-минералогический состав долерит-
пегматитов полнодифференцированных массивов отличается
от одноименных пород в силлах (тип В) значительно мень-
шим содержанием плагиоклаза и повышенным — пироксена,
а также заметным накоплением рудных и вторичных мине-

ралов, биотита, апатита, кварца при относительно постоянном содержании роговой обманки (см. табл. 8).

Плагиоклаз образует крупные (3—10 мм) таблитчатые кристаллы со сложным двойникованием и слабо проявленной зональностью. При сравнительно постоянном составе центральных частей кристаллов (An_{50-52}) краевые их зоны испытывают значительное снижение основности в ряду долерит-пегматитов нижнего (An_{48}), среднего (An_{41}) и верхнего (An_{35}) ритмов расслоенной серии полнодифференцированных интрузивов. Плагиоклаз включает закономерно ориентированные таблитчатые и призматические вроски (0,05—2,5 мм) пироксена, которые, кроме того, образуют самостоятельные кристаллы со специфическим двойникованием и крестообразными сростками. Состав пироксенов: авгит ($En_{46} Wo_{37} Fs_{14}$) до пижонит-авгита ($En_3 Wo_{35} Fs_{28}$) и реже пижонита ($En_{60} Wo_8 Fs_{32}$). Позднемагматическая ассоциация минералов — кварц (нередко в виде мирмекитовых вросток в плагиоклазе), апатит, роговая обманка ($f=53-58$ мол. %), ильменит, а также мирмекитовые сростания биотита ($f=62$ мол. %) и магнетита выполняют интерстиционное пространство.

Таким образом, закономерное изменение минерального состава, общность структур и закономерности положения в разрезе свидетельствуют не только о генетической связи этих пород, но и о формировании их под влиянием единого фактора — кристаллизационной дифференциации.

Породы такситовой серии

Породы такситовой серии (оливин-, кварц-, кварц-биотит-содержащие амфиболизированные такситовые габбро-долериты, меланократовые долерит-пегматиты), составляющие около 36% обобщенного разреза полнодифференцированных интрузивов (см. табл. 5), образуют шширообразные обособления, реже — невыдержанные горизонты. Преобладающие в составе серии зеленовато-серые такситовые габбро-долериты (32,8%) характеризуются крупнозернистым сложением и весьма неравномерным распределением породообразующих минералов, такситовым обликом и совмещением элементов разных типов структур — офитовой, пойкилоофитовой, гипидиоморфнозернистой. Преобладающими являются элементы пойкилоофитовой структуры. Такситовые габбро-долериты характеризуются непостоянным содержанием породообразующих и рудных минералов (см. табл. 8). В ука-

занном ряду от оливинсодержащих к кварц- и биотитсодержащим разностям наблюдается заметное увеличение рудных минералов — титаномagnetита, ильменита, образующих нередко существенные концентрации (8—10%) биотита, кварца, апатита, циркона, сфена, рутила, сульфидов при снижении количества плагиоклаза и пироксена.

Плагиоклаз встречается нескольких разновидностей: а) ранний зональный таблитчатый (2—4 мм); по содержанию в породе (8—14%) и составу (Ap_{60} — ядро, Ap_{48} — краевые зоны) обнаруживает сходство с подобными кристаллами габбро расслоенной серии; б) широко развитый зональный (Ap_{77} — ядро, Ap_{68} — внешние каемки) лейстовидный и призматический полисинтетически сдвойникованный; в) поздний мелкотаблитчатый (0,1—1,5 мм) незональный (Ap_{42}), образующий нередко гломеропорфировые агрегаты. Оливин образует два типа: а) гиалосидерит (Fe_{35}), слагающий мелкие (0,1—1,5 мм) единичные зерна; б) гортнолит (Fe_{60}), крупные (3—4 мм) кристаллы которого окружены полизональной реакционной оторочкой (оливин — гиперстен — магнетит — актинолит — тремолит — биотит), что обуславливает появление элементов венцовой структуры, весьма характерной для троктолитов и троктолитовых габбро расслоенных интрузивов. Иногда зерна оливина полностью замещены гиперстен-магнетитовыми агрегатами. В виде самостоятельных выделений ортопироксен-бронзит ($En_{73}Fs_{27}$) встречается реже и обычно замещен вторичными амфиболами — актинолитом, тремолитом и роговой обманкой. Характерна пониженная железистость ($f=20—35$ мол. %) роговой обманки по сравнению с самостоятельными ее кристаллами ($f=42$ мол. %). Биотит ($f=55$ мол. %) развивается в виде реакционных оторочек не только вокруг оливина и рудных интеркумулятивных выделений, но и по бронзиту, и плагиоклазу. Редко встречается (в виде реликтов) клинопироксен-салит ($En_{30-40}Wo_{46}Fs_{14-22}$).

Меланократовые долерит-пегматиты, составляющие около 3% разреза полнодифференцированных интрузивов, образуют неправильные штирообразные обособления среди такситовых габбро-долеритов и характеризуются среднезернистым строением. Количественно-минералогический состав их приведен в табл. 8. Плагиоклаз слагает полисинтетически сдвойникованные крупнотаблитчатые (3—5 мм) уплощенного облика кристаллы (Ap_{55}), окруженные гломеропорфировыми скоплениями более мелких (0,6—0,8 мм) таблитчатых зерен.

(An_{35}). Пироксены образуют как самостоятельные (кумулятивные) кристаллы, так и пегматоидные вроски в плагиоклазах и представлены авгитом ($En_{37} Wo_{37} Fs_{26}$), реже феррогиперстеном ($En_{62} Ep_{38}$). Рудные минералы (ильменит, титаномагнетит, магнетит, пирротин, пирит, халькопирит), биотит, роговая обманка, кварц, апатит и вторичные минералы выполняют интерстиционное пространство. Структура породы близка к пойкилопегматитовой в долерит-пегматитах расслоенной серии, от которых описываемые долерит-пегматиты отличаются резко пониженным содержанием плагиоклаза, кварца, апатита и рудных минералов.

Жильные образования

С заключительными стадиями становления полнодифференцированных интрузивов связано формирование шширообразных и в большей мере жильных образований диоритового (лампрофирового) и гранитного состава, насыщающих породы такситовой серии (до 13,4%) и контаминированную зону кровли (19,2%). Общий объем их составляет 10,1% от обобщенного разреза полнодифференцированных интрузивов.

Диориты, на долю которых приходится 3—3,5% разреза, приурочены преимущественно к такситовой серии и значительно реже к гибридным породам кровли (не более 1,5%). Они образуют как мелкие (первые сантиметры), так и мощные (до нескольких метров) жильные тела и шшировые обособления. Контакты их сложнозвильстые, с массой тонких полосовидных прожилков, как бы «пропитывающих» вмещающие такситовые габбро-долериты. Характерно своеобразное «обтекание» диоритовым материалом крупных кристаллов плагиоклаза. На контактах наблюдается частичная биотитизация роговых обманок.

Среди диоритов выделяется несколько разновидностей, различающихся структурными особенностями и количественно-минералогическим составом (табл. 9); биотит-роговообманковые (единиты), преобладающие кварц-роговообманковые (спессартиты) и биотит-кварцевые (керсантиты). Структура диоритов меняется от офитовой с элементами порфиroidной (биотит-роговообманковые диориты) до типичной пойкилоофитовой (кварц- и биотит-роговообманковые диориты). В отличие от габбро-долеритов пойкилитовые вроски плагиоклаза находят обычно в биотите и роговой обманке, реже в кварце.

Таблица 9

Количественно-минералогический состав диоритов и гранитов трапповой
формации КМА

Породообразующие минералы	Диориты			Среднее	Граниты		Среднее
	биотит-ро- говообман- ковые	кварц-ро- говообман- овые	биотит- кварцевые		плаггио- гранит	биотито- вый гра- нит	
Плагиоклаз	62,2	46,0	55,0	56,0	65,4	45,1	51,9
Рудные минералы	0,5	5,1	2,0	2,0	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Биотит	4,9	3,5	19,0	10,3	5,4	4,1	4,5
Апатит	0,6	1,6	0,5	0,5	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Кварц	3,5	9,3	23,0	12,5	29,2	35,2	33,2
Роговая обманка	7,6	34,4	0,2	10,1	—	—	—
Актинолит-тремолитовая группа амфиболов	20,7	—	0,3	8,6	—	—	—
Микроклин	—	—	—	—	—	14,4	9,6
Мусковит	—	—	—	—	—	1,2	0,8
Количество подсчетов	4	2	4	10	1	3	4

Плагиоклаз встречается двух типов: а) таблитчатый и таблитчато-призматический ($1,2 \times 1,0$ — $1,2 \times 0,4$ мм) зонального строения ($Ап_{68-50}$ — ядро, $Ап_{33-20}$ — краевая зона); б) призматический ($Ап_{40-42}$), обычно количественно преобладающий и образующий самостоятельные незональные пойкилитовые с резорбированными гранями (0,6—0,2 мм) вросстки в роговых обманках и биотите. Ксеноморфные зерна (1,0—3,0 мм) роговой обманки ($f=75$ мол. %) и биотита (до 3 мм), обычно менее железистого ($f=62-50$ мол. %), часто ассоциируют с рудными минералами (магнетит, ильменит, титаномагнетит), которые, кроме того, совместно с сульфидами — пирротинном, халькопиритом, пиритом — образуют обособленные гнездообразные скопления. Кварц образует крупные (2,0—3,5 мм) ксеноморфные зерна, мелкие выделения в интерстициях, гломерокристаллические агрегаты.

Граниты (см. табл 9) серые плагиоклазовые (0,7%) и количественно преобладающие розовые микроклиновые (до 6% обобщенного разреза) представляют собой жильные тела различной мощности (от нескольких сантиметров до 20 м) среди амфиболизированных разностей такситовых габбро-долеритов и дайковые тела в зоне контаминированных пород кровли. Преимущественная приуроченность диоритов к такситовой серии, а гранитов — к контаминированным породам кровли отражает, по всей вероятности, пространственно-временное их соподчинение в пределах единого сингенетического ряда полнодифференцированных интрузивов. Обе разновидности гранитов, кроме того, встречаются и среди эффузивов глазуновской толщи. На контакте с габбро-долеритами в гранитах появляется маломощная мелкозернистая зона ороговикования, а в экзоконтактах наблюдается обогащение биотитом; при пересечении ими диоритов в последних проявляется хлоритизация биотита и роговой обманки. В гибридных породах кровли жилы гранитов имеют более отчетливый секущий характер и в изобилии содержат ксенолиты вмещающих пород.

Структура пород преимущественно гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз ($Ап_{20}$), в той или иной мере пелитизированный и серицитизированный, слагает таблитчатые ($1,0 \times 5,0$ мм), реже призматические ($0,1 \times 1,0$ мм), интенсивно корродированные кварцем и микроклином кристаллы; зональность их выражена слабо. Биотит, как и в диоритах, умеренной железистости ($f=50-52$ мол. %). Среди рудных минералов возрастает роль сульфидов.

Гибридные породы кровли

Гибридные породы (обычно количественно преобладающие габбро-диориты, габбро-амфиболиты, порфиroidные плагиограниты) являются постоянной составной частью исключительно полнодифференцированных массивов, в которых они занимают значительную (около 140 м) часть разреза и слагают верхнюю экзоконтактовую зону (см. рис. 4), что вообще характерно для интрузивов трапповой формации [18, 38, 52, 78, 92, 120, 121] и зависит от полноты предшествующей кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы.

На гибридное происхождение этих пород указывают присутствие шпировидных «останцов» (от 0,5 до нескольких метров), материала субстрата, непостоянный минеральный состав, неоднородное распределение минералов, разнотернистость, наличие реликтовых (габбровая, гипидиоморфнозернистая) и новообразованных (гранобластовая, порфиорогранобластовая, замещения) структур, повышенное содержание аксессуарных минералов (апатит, сфен, циркон), широкое развитие микроклинизации, окварцевания, антипертитовых и пойкилитовых сростаний, наличие своеобразных интерстиционных кварц-полевошпатовых агрегатов с псевдопойкилитовой структурой, сходных с гранофиловым мезостазиом трапповых образований Сибирской платформы и других районов.

Количественно-минералогический состав гибридных пород характеризуется следующими значениями (об. %): а) габбро-диориты: плагиоклаз зональный (An_{53-25}) и незональный (An_{20}) — 59,0, клинопироксены (преимущественно авгит, реже гиперстен) — 14,3, биотит — 11,1, роговая обманка — 6,5, кварц — 5,5, рудные минералы — 3,1, апатит — 0,2; б) габбро-амфиболиты: плагиоклаз — 68,4, роговая обманка — 20,6, биотит — 6,4, рудные минералы — 2,7, кварц — 1,6, апатит — 0,3, сфен и циркон — единичные зерна; в) порфиroidные плагиограниты: плагиоклаз — 55,5, кварц — 33,8, микроклин — 2,4, циркон — 2,4, сфен — 1,6, рудные минералы — 1,6, биотит — 0,2, хлориты — 2,6.

Геолого-петрографический анализ образований интрузивной фации траппов КМА позволил выявить, таким образом, общие и специфические для каждого выделенного структурно-вещественного типа интрузивов особенности. Из наиболее существенных следует указать следующие: а) расслоенный (и ритмично-расслоенный) характер интрузивных тел; б) со-

вокупность пород, слагающих интрузивные тела и образующих сингенетически родственные ряды, основные свойства которых заключаются в их комплементарности и пространственно-временной зависимости от положения в разрезе каждого члена ряда, т. е. в отражении эволюционного характера внутрикамерной кристаллизационной дифференциации магматического расплава; в) повсеместное развитие закаленных контактовых зон, представленных порфиrowыми микродолеритами, постепенно переходящими в оливиновые долериты, а затем в оливиновые габбро-долериты; г) ведущий характер пойкилоофитовой структуры, а среди породообразующих минералов — преобладание плагиоклаза (60%) над пироксеном (20%) и резко пониженная роль оливина (6%), а также многообразие морфогенетических типов главнейших породообразующих минералов, особенно плагиоклаза и оливина.

Вместе с тем неодинаковые геолого-структурные условия становления массивов предопределили для каждого структурно-вещественного типа интрузивов ряд специфических признаков. Прежде всего это проявляется в характере сингенетически родственных рядов пород; самым простым и наиболее симметричным из них оказался ряд пород, слагающих недифференцированные дайковые тела. По мере перехода к более дифференцированным телам сингенетические ряды усложняются, в строении тел все сильнее проявляются элементы анизотропии (в типе *Б* — развитие расслоенной серии с более проявленной оливиновой зоной в нижней трети разреза; в типе *А* — возникновение ритмичности расслоенной серии, формирование такситовой серии, жильных образований среднего и кислого состава, контаминация пород кровли, еще более значительное усиление элементов асимметрии). Анализ средневзвешенного количественно-минералогического состава в разной степени дифференцированных интрузий позволил выявить (табл. 10): а) свойственные полнодифференцированным телам заметные качественные изменения породообразующих минералов от ранних к поздним дифференциатам и насыщенность последних минералами, богатыми кремнеземом, щелочами, летучими компонентами, а также устойчивая ассоциация с ними железотитановых окислов; б) преобладающее развитие в интрузивах типа *Б* и *В* минералов ранних стадий кристаллизации (пироксены, оливины) и вулканического стекла.

Средневзвешенный количественно-минералогический состав интрузивов трапповой формации КМА

Породообразующие минералы	Типы интрузивов			Средневзвешенный состав интрузивной фации
	А	Б	В	
Плагиоклаз	57,12	59,59	50,47	58,17
Оливин	4,06	10,79	5,78	5,78
Пироксен	18,88	25,43	31,36	20,60
Рудные минералы	3,48	2,32	2,49	3,10
Биотит	3,16	1,01	1,98	2,51
Апатит	0,29	0,01	—	0,22
Кварц	3,37	0,19	—	2,44
Роговая обманка	7,35	0,25	—	5,29
Актинолит-тремолитовая группа амфиболов	2,13	0,17	5,04	1,65
Микроклин	0,10	—	—	0,07
Мусковит	0,01	—	—	0,01
Вулканическое стекло	0,05	0,22	2,88	0,16
Количество подсчетов	92	25	9	126

ЭФФУЗИВНАЯ ФАЦИЯ

Эффузивная фация траппов КМА включает собственно эффузивные (афировые, плагиофировые базальты, плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты) и вулканокластические образования (агломератовые кластолавы, вулканобрекчии, туфы), по составу соответствующие базальтам и порфиритам.

Базальты. По наличию вкрапленников и структурно-текстурным особенностям среди базальтов выделяются афировые, плагиофировые и реже пироксен-плагиофировые разновидности. Представлены они палеотипными зеленовато-серыми и темно-серыми до черных плотными афанитового, иногда миндалекаменного облика участками (особенно в краевых частях потоков), переходящими в лавовые брекчии.

Афировые базальты, залегающие в основании толщи, в большинстве случаев не имеют вкрапленников. Состоят они из беспорядочно расположенных сдвойникованных и в разной мере расщепленных лейст (0,05×0,01 мм), зональных микролитов плагиоклаза (An₂₈₋₃₅, иногда An₄₅), пятнистых

выделений актинолита ($f \cong 60$ мол. %), развивающегося по авгиту ($En_{45} Wo_{42} Fs_{13}$), единичных зерен оливина (Ca_{35-40}), продуктов девитрификации вулканического стекла (агрегаты актинолита, тремолита, хлорита, биотита, а также более кислого плагиоклаза, эпидота, клиноцоизита и тонкой сыпи окиснорудных (магнетит, титаномагнетит) и сульфидных (пирит, пирротин, халькопирит) минералов. Редкие, иногда зональные мидалины выполнены актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом, кварцем, кальцитом. В пределах отдельных потоков афировых базальтов наблюдаются уменьшение лейст и микролитов плагиоклаза, переход его в дендритовидные выделения, а также заметное увеличение роли темноцветных минералов. Структура породы преимущественно реликтовая, гиалопилитовая и микроофитовая, в базальтах нижних частей разреза переходит в интерсертально-микроофитовую, микропорфиритовую и гиалиновую.

Плагиофировые базальты слагают верхнюю часть нижней пачки туфолоавовой толщи. Порфиновые вкрапленники (3—10%) размером от $0,8 \times 0,2$ до $1,5 \times 0,5$ мм представлены двойникованным, обычно сосюритизированным, хлоритизированным и частично альбитизированным, иногда образующим гломеропорфиры скопления, плагиоклазом (An_{48-60}), а также гиперстеном ($En_{65} Fs_{35}$), замещенным актинолитом и хлоритом, реже — единичными выделениями оливина (Ca_{35-40}). Основная их масса характеризуется несколько большей степенью раскристаллизованности. Состоят базальты из тонких ($0,05 \times 0,01$ мм) лейст и микролитов ($0,1 \times 0,8$ мм) плагиоклаза (An_{34-42}), агрегатов актинолита, хлорита, эпидота, клиноцоизита, тонкой сыпи рудных минералов — магнетита, титаномагнетита, сульфидов, являющихся продуктами разложения вулканического стекла, а также из редких мидалин, выполненных хлоритом и эпидотом. Структура породы порфирная с элементами флюидальности (в краевых частях потоков), реликтовая интерсертальная, пойкилоофитовая, реже гиалопилитовая.

Характерная особенность базальтов и прежде всего афировых разностей и их лавовых брекчий, агломератовых кластолав — широкое развитие эпидота, образующего зоны (до 3,0 м), многочисленные прожилки (от 1—2 мм до 3—4 см), своеобразные эпидотовые гнезда. В ассоциации с эпидотом находятся карбонаты, кварц, альбит, а также значительные скопления сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит), доля

которых особенно велика в нижних частях разрезов глазуновской толщи.

Плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды, участками переходящие в лавовые брекчии того же состава, слагают верхнюю часть глазуновской толщи. Для них характерны темно-серая и зеленоватая, иногда пятнистая окраска, палеотипный, плотный, участками (для лавовых брекчий) брекчневидный облик и хорошо выраженная порфировая структура. Порфировые вкрапленники (30—60% объема породы) представлены преимущественно плагиоклазом в плагиоклазовых разностях и пироксеном, количество которого достигает 8—10% в пироксен-плагиоклазовых порфиридах. Плагиоклаз (Ap_{20-35}) образует сравнительно крупные (от $1,0 \times 0,5$ до $2,0 \times 0,5$ мм) таблитчатые и количественно преобладающие призматические зональные и интенсивно корродированные кристаллы, в значительной мере замещенные сосюритом, цоизитом, эпидотом, хлоритом и пренитом. Призматические ($0,6 \times 0,1$ до $0,4 \times 2,6$ мм) кристаллы пироксена почти нацело замещены хлоритом, роговой обманкой, биотитом и магнетитом, который развит главным образом по периферии псевдоморфоз.

Сравнительно хорошо раскристаллизованная основная масса (особенно в центральных частях потока) состоит из мелких ($0,1 \times 0,05$ до $0,25 \times 0,05$ мм) субпараллельно ориентированных призм плагиоклаза (Ap_{28-35}), придающих породе флюидалный облик, и беспорядочно расположенных мелких (до 0,15 мм) зерен амфиболов, альбита, рудных минералов. Кроме того, присутствует апатит. В отдельных участках порода эпидотизирована и карбонатизирована. Структура породы порфировая, с реликтовой пилотакситовой основной массой. На ее фоне встречаются линзовидные и овальные (до 0,3 мм) миндалины, выполненные альбитом, кварцем и хлоритом.

Вулканокластические породы составляют до 25% разреза глазуновской толщи и представлены агломератовыми кластолавами, вулканическими брекчиями, грубыми и зернистыми туфами базальтов и порфиритов. Размер обломков агломератовых кластолав и вулканических брекчий колеблется от 0,5 до 10 см, преобладают обломки в 2—4 см. Форма их округлая, угловато-округлая, неправильная в вулканических брекчиях и угловатая в кластолавах. Количество обломков колеблется от 10 до 70%. В агломератовых кластолавах и вулканических брекчиях нижней пачки обломки представле-

ны афировыми и плагиофировыми, иногда миндалекаменными базальтами. В верхней пачке толщи состав обломков менее однородный (порфиристы, иногда афировые базальты, в отдельных случаях амфиболиты и сланцы). Резко преобладающие здесь порфиристы представлены плагиоклазовыми и плагиоклаз-пироксеновыми разностями, по петрографическим особенностям они близки или идентичны соответствующим породам лавовых потоков.

Цементирующая масса агломератовых кластолав и вулканических брекчий имеет типичный туфовый характер и в зависимости от положения в разрезе толщи состоит из мелких обломков базальтов или порфиритов и их основной массы, осколочных зерен разложенных плагиоклазов (Ap_{48-60} в базальтовых и Ap_{35-40} в порфиритовых разностях), темноцветных минералов (амфиболы с реликтами пироксенов, хлориты), а также из обломков разложенного, хлоритизированного и частично амфиболитизированного вулканического стекла. Размеры обломков цементирующей массы колеблются от 1—2 см до сотых и тысячных долей миллиметра. Если цементирующая масса представлена еще более мелкообломочным материалом, она оказывается сложенной из лейстовидных зерен плагиоклаза (Ap_{30-54} , редко до Ap_{5-20}), отдельных агрегатов игольчатого и тонкопризматического актинолита ($f=30-32$ мол. % в порфиристых разностях и $f=60-65$ мол. % в базальтовых туфах), погруженных в мелкозернистую массу амфибола, эпидота, хлорита, карбоната, вторичного альбита (Ap_{4-6}), кварца и рудных минералов (пирит, пирротин, магнетит). В зависимости от количественного соотношения обломочного материала и его агрегатного состояния структура цементирующей массы изменяется от кристаллокластической до литокристаллокластической.

Агломератовые кластолавы и вулканические брекчии иногда подвергаются интенсивной карбонатизации и эпидотизации. Эпидот, карбонаты и кварц, нередко в ассоциации с сульфидами — пирротин, пиритом, халькопиритом, образуют, как и в лавовых потоках, многочисленные прожилки мощностью 1—30 мм.

Мелкообломочные разности пирокластических пород базальтового и порфиритового состава, представленные темносерыми до зеленовато-серыми грубыми и зернистыми (псаммитовыми и алевролитовыми) туфами, не только встречаются среди агломератовых кластолав и вулканических брекчий, но и образуют прослои среди отдельных потоков лав. Грубые

туфы характеризуются хорошо выраженным обломочным строением, менее отчетливо проявленным у зернистых туфов. Размер кластического материала колеблется от 1 до 15 мм в грубых туфах и от десятых и сотых долей до 1—2 мм в зернистых. Форма обломков чаще остроугольная или угловато-округлая, реже округлая. По петрографическим особенностям туфы базальтов и порфиритов в значительной мере сходны с цементирующей массой более грубообломочных пирокластических пород (агломератовые кластолавы и вулканические брекчии) базальтового и порфиритового (андезитового) состава. Кроме обломков пород резко повышается роль обломков кристаллов — главным образом плагиоклаза, реже кварца и пироксена. Зернистые туфы характеризуются кристалловитрокластической и кристаллолитокластической структурой. В отдельных участках туфов развиты зоны интенсивной карбонатизации и эпидотизации.

Глава II

МИНЕРАЛОГИЯ

В составе траппов КМА установлено и в разной степени изучено около 50 минералов, относящихся к породообразующим, рудным и аксессуарным, позднемагматическим и вторичным ассоциациям.

Химические и рентгеноструктурные анализы, результаты которых в большинстве случаев публикуются впервые, выполнены в лабораториях геологического факультета ВГУ*. Количественный спектральный анализ минералов проводился в лабораториях ИГЕМ АН СССР, Кольского филиала АН СССР, ИМГРЭ АН СССР. Основные закономерности распределения указанных минеральных ассоциаций в траппах, особенности морфологии, состава, свойств минералов дают богатую информацию об условиях кристаллизации магматического расплава и основных тенденциях формирования концентраций рудных минералов, а также являются корреляционными признаками при установлении комагматичности пород интрузивной и эффузивной фаций.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

О л и в и н

Оливин составляет значительную часть троктолитовых (15—20%) и оливиновых (7—12%) габбро-долеритов. Кроме того, он развит в оливинсодержащих и такситовых (1—5%) габбро-долеритах. Средневзвешенное его содержание в различных структурно-вещественных типах интрузивов со-

* Химические анализы выполнены В. Г. Брюханчик, рентгеноструктурные — Т. Ф. Грачевой.

ставляет 4,1 (тип А), 10,8 (тип Б) и 5,8% (тип В). В эффузивных образованиях оливин Fa_{35-40} встречается крайне редко. В генетически родственном ряду пород дифференцированных интрузий наблюдается уменьшение его содержания (до полного исчезновения) от ранних к поздним дифференциатам. Эта закономерность проявляется также в пределах отдельных ритмов, нижние части которых сложены троктолитовыми и оливиновыми габбро-долеритами (рис. 7).

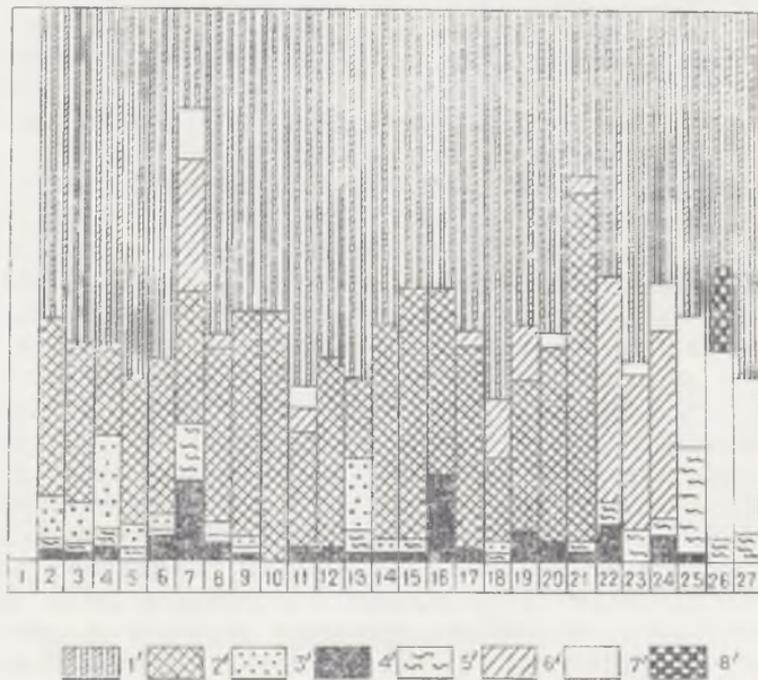


Рис. 7. Диаграмма количественно-минералогического состава сингенетического ряда пород полнодифференцированных интрузивов траппов КМА:

1' — плагиоклазы; 2' — пироксены; 3' — оливины; 4' — окиснорудные минералы; 5' — биотит; 6' — амфиболы; 7' — кварц; 8' — микроклин. Породы сингенетического ряда: 1 — порфировые микродолериты; 2 — оливиновый долерит; 3, 5 — оливиновые габбро-долериты; 4, 13 — троктолитовые габбро-долериты; 6, 8, 9, 12, 14 — оливинсодержащие габбро-долериты; 7, 10, 16 — габбро-пегматиты; 11, 15, 17 — кварцсодержащие габбро-долериты; 18, 19, 20 — такситовые габбро-долериты (18 — оливинсодержащие, 19 — кварцсодержащие, 20 — амфиболизированные); 21 — меланократовый долерит-пегматит; 22 — микрогаббро; 23, 24, 25 — диориты (23 — биотит-роговообманковый; 24 — кварц-роговообманковый, 25 — биотит-кварцевый); 26 — плагиограниты; 27 — гранит-аплиты

По составу и кристалломорфологическим признакам выделяются два типа оливинов. Ранняя его генерация, развитая преимущественно в микродолеритах и в меньшей мере в других оливинсодержащих разностях пород, слагает серпентинизированные мелкие ($0,08 \times 0,3$ мм) изометричные вкрапленники и зерна. Подобно дифференцированным трапповым интрузиям других регионов [25, 52, 63, 120], такой оливин, являющийся, очевидно, интрателлурическим, характеризуется относительным постоянством состава, повышенной магнетизальностью (хризолит Fe_{23-30}) и ассоциирует обычно с наиболее ранним (кумулятивным) таблитчатым плагиоклазом (An_{60-65}). Вследствие изменения физико-химических условий периода внутрикамерной кристаллизации расплава зерна оливина испытали заметное реакционное воздействие.

Резко преобладающий слабо серпентинизированный оливин второй генерации представлен сравнительно крупными ($1,5 \times 0,8$), преимущественно ксеноморфными, иногда изометричными выделениями гялосидерита (Fe_{35-50}) и реже гортнолита (Fe_{50-60} ; табл. 11). Зависимость состава оливина от положения в разрезе интрузий выражена не столь отчетливо, хотя в целом установлено некоторое увеличение роли гортнолита в поздних дифференциатах. Наличие вростков плагиоклаза в оливине, который, в свою очередь, нередко полностью включен в пироксены, свидетельствует о более ранней по отношению к пироксенам и близкоодновременной с плагиоклазом кристаллизации оливина. В большинстве пород контакты зерен оливина с другими породообразующими минералами четкие. Исключения представляют лишь поздние дифференциаты — оливинсодержащие такситовые габбро-долериты, в которых ксеноморфные зерна оливина сопровождаются реакционными оторочками («коронами»), представленными (от центра к периферии) гиперстеном, симплектитом магнетита и гиперстена, роговой обманкой (замещенной актинолит-тремолитовым агрегатом), биотитом, хлоритом. Ширина «короны» колеблется от 0,3 до 0,8 мм. Мощность каждой зоны непостоянная, но последовательность смены оторочек сохраняется. Нередко оливин сохраняется в виде реликтовых «глазков» или своеобразных «теневых» псевдоморфоз, распознаваемых по специфическому рисунку выделений магнетита из симплектитовых сростаний. В самих же плагиоклазах на контактах с «коронами», подобно расслоенным габброидным интрузиям Станового хребта [161], заметно снижается основность (на 7—10%). Образование реак-

Кристаллооптические свойства и состав оливина грантов КМА

Поро- да	ng	nm	np	2V	ng—np	Содержание фаялита, %	Генерация
1	1,726	1,710	1,688	—83	0,038	27	I
2	1,763	1,751	1,726	—78	0,037	47	II
	1,724	1,705	1,685	—84	0,038	23	I
3	1,754	1,740	1,715	—78	0,039	43	II
	1,725	1,709	1,686	—84	0,037	27	I
4	1,740	1,724	1,702	—81	0,038	34	I
	1,763	1,747	1,721	—76	0,042	45	II
5	1,736	1,719	1,696	—82	0,023	32	I
	1,790	1,774	1,745	—72	0,045	57	II
6	1,725	1,709	1,687	—84	0,038	27	I
	1,788	1,773	1,744	—72	0,044	57	II
7	1,742	—	1,697	—	0,032	35—40	—
8	1,706	—	1,674	—	0,032	18	—

Примечание. Породы интрузивной фации: 1 — порфиновый микродолерит; 2 — оливиновый долерит; 3 — оливиновый габбро-долерит; 4 — троктолитовый габбро-долерит; 5 — оливинсодержащий габбро-долерит; 6 — оливинсодержащий такситовый габбро-долерит. Породы эффузивной фации; 7 — пироксен-плагиоклазовый порфирит; 8 — плагиофировый базальт. Содержание фаялита определялось по диаграмме Полдерваарта [172].

ционных «корон» вокруг оливина является, вероятно, следствием неравновесности условий формирования такситовых габбро-долеритов.

Результаты химических анализов оливина (табл. 12) надежно коррелируются с данными оптических и рентгеноструктурных исследований (см. табл. 11, рис. 8). Наряду с основными минералообразующими элементами — магнием, железом и кремнием — в оливинах присутствуют CaO (1,68—4,59%), Na₂O (0,20—0,40%), MnO (0,48—0,58%), Al₂O₃ (0,75%), TiO₂ (0,13—0,40%). Постоянными элементами-примесями (табл. 13) оливина являются Co (200—300 г/т), Ni (600—700 г/т), Mo (10—20 г/т), Ba (50—70 г/т), Zn (300—500 г/т) и Pb (20 г/т). Повышенное содержание CaO и MnO связано, по-видимому, с присутствием в твердом растворе монтичеллитового компонента (см. табл. 12) и тефроит-кне-

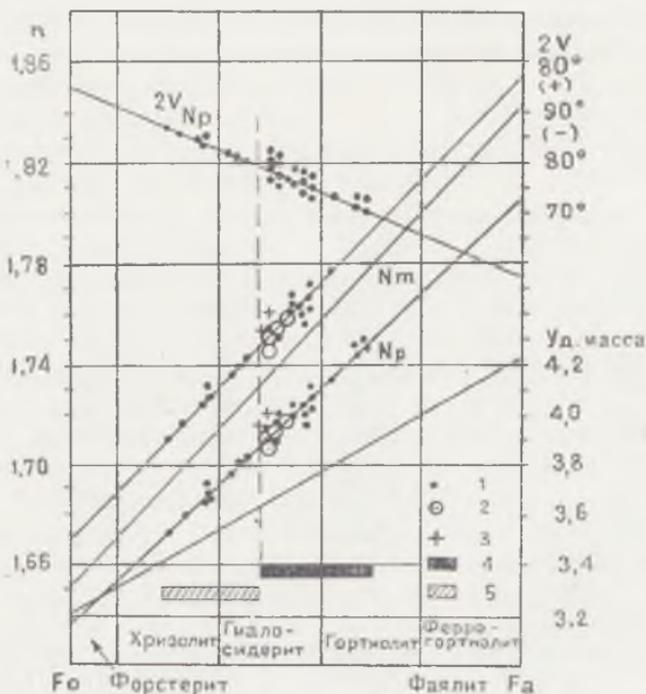


Рис. 8. Состав оливина по оптическим и рентгеноструктурным данным:

1 — по данным оптических исследований; 2 — по данным химических анализов; 3 — состав оливина из базальтов; 4, 5 — состав оливина интрузивной фации (4 — II генерация, 5 — I генерация)

белитовой серии промежуточного состава. Присутствие же натрия в оливинах объясняется проявлением здесь гетеровалентных замещений типа $2(\text{Mg}, \text{Fe}^{II}) \rightleftharpoons \text{Na}(\text{Fe}, \text{Al})$. Низкое содержание алюминия, который входит в структуру обычно по чермакитовой схеме замещений $(\text{Mg}, \text{Fe}^{III})\text{Si} \rightleftharpoons (\text{Al}, \text{Fe})\text{Al}$ и которого иногда недостаточно для заполнения вакансии в кремнекислородных тетраэдрах, компенсируется значительными концентрациями в минерале окисного железа (0,52—1,51%).

Химический состав и кристаллохимические формулы оливина

Оксиды	Порода				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,69	34,03	34,59	34,48	38,47
TiO ₂	0,40	0,13	0,13	0,13	—
Al ₂ O ₃	0,35	0,00	0,25	0,75	1,55
Cr ₂ O ₃	0,00	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,51	1,45	1,37	0,52	1,70
FeO	33,05	38,83	35,58	35,76	21,15
MgO	24,51	21,58	23,75	23,04	36,04
MnO	0,48	0,58	0,51	0,56	0,35
NiO	—	0,06	0,04	0,06	—
CaO	1,68	3,82	3,80	4,59	0,85
Na ₂ O	0,30	0,20	0,20	0,40	0,12
K ₂ O	0,10	0,00	0,00	0,00	0,07
P ₂ O ₅	0,10	—	—	—	—
Сумма	100,17	100,68	100,22	100,29	100,30
Ng	1,760	1,765	1,754	1,752	—
Np	1,715	1,735	1,714	1,719	—
2V _{Np}	75	78	75	75	—
<i>Количество ионов на формульную единицу</i>					
Si	1,973	1,987	1,984	1,990	1,962
Ti	0,009	0,003	0,003	0,003	—
Al	0,012	—	0,008	0,025	0,050
Fe ²⁺	0,033	0,031	0,029	0,011	0,034
Fe ³⁺	0,815	0,923	0,839	0,837	0,474
Mg	1,068	0,914	0,998	0,961	1,440
Mn	0,010	0,014	0,012	0,013	0,008
Ni	—	0,001	0,001	0,001	—
Ca	0,053	0,116	0,115	0,137	0,024
Na	0,017	0,011	0,011	0,022	0,006
K	0,004	—	—	—	0,002
<i>Нормативный состав</i>					
Fo	53,4	45,7	49,9	48,1	72,0
Fa	41,3	42,7	38,6	38,2	25,6
CaMgOSiO ₄	5,3	11,6	11,5	13,7	2,4

Примечание. 1, 2 — Троктолитовый габбро-долерит (скв. 3012, гл. 512,2—518,0 м); 3 — оливиновый габбро-долерит (скв. 2973, гл. 247,0—248,0 м); 4 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м); 5 — оливиновый габбро-долерит Норильского района [22].

Содержание малых элементов в оливинах траппов КМА, г/т

Элементы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
Ti	300	300	200	300	200	300	400
V	—	20	—	10	—	—	20
Cr	—	—	—	—	—	20	—
Mn	3000	3000	7000	3000	4000	3000	2000
Co	200	700	200	200	300	200	700
Ni	500	700	300	500	700	700	700
Sr	—	50	—	—	—	—	50
Ba	60	80	500	70	50	50	70
Sc	—	20	—	—	30	—	20
Cu	5	20	10	20	20	50	30
Zn	300	500	500	500	300	500	400
Pb	20	10	20	—	20	20	—
Mo	10	10	20	1,0	10	10	10
Ga	—	—	—	30	—	—	—
Nb	30	20	—	—	—	20	20

Примечание. 1, 2 — Оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м); 3 — оливиновый габбро-долерит (скв. 2973, гл. 210,0 м); 4 — троктолитовый габбро-долерит (скв. 3019, гл. 292,0—297,0 м); 5—7 — троктолитовый габбро-долерит (скв. 3012, гл. 512,2—518,0 м).

Пироксены

В траппах КМА развиты ромбические и моноклинные пироксены. Средневзвешенное их содержание закономерно уменьшается по мере увеличения полноты дифференцированности интрузивов (тип В — 31,4%, тип Б — 25,4%, тип А — 18,9%). В пределах отдельных ритмов их распределение менее закономерное. Максимальные концентрации пироксенов приурочены к ранним дифференциатам.

Ромбические пироксены встречаются довольно редко (не более 3—5%). Они приурочены к наиболее обогащенным оливином дифференциатам, а в породах такситовой серии встречаются крайне редко. По кристалломорфологическим признакам, размерам и соотношению с другими породообразующими минералами выделяется несколько его разновидностей: а) мелкие (0,01—0,05 мм), находящиеся в сложных

срастаниях с клинопироксеном или образующие самостоятельные выделения, ксеноморфные зерна преимущественно гиперстена (En_{70-53}, Fs_{30-47}), бронзита (En_{80-70}, Fs_{20-30}), реже энстатита (En_{91}, Fs_9); б) закономерно ориентированные параллельные (001) тонкие пластинчатые вроски в клинопироксене, состав которых, судя по углу погасания ($c : Ng = 0-3^\circ$) и плеохроичной (розовой по Np) окраске, близок к гиперстену; в) агрегаты ксеноморфных зерен бронзита (En_{73-75}, Fs_{27-25}) в реакционных зонах («коронах»), развивающиеся по оливино троктолитовых и оливинсодержащих такситовых габбро-долеритов. В интрузивных траппах ромбический пироксен, таким образом, характеризуется разнообразием форм выделения и широким колебанием состава (табл. 14). В эффузивных породах он образует призматические, в значительной мере амфиболизированные и хлоритизированные вкрапленники и представлен преимущественно гиперстеном (En_{65}, Fs_{35}).

Моноклинный пироксен является одним из наиболее рас-

Таблица 14

Кристаллооптические свойства и состав ромбических пироксенов

Порода	2V	ng	np	ng—np	CNg	Состав		
						En	Es	минерал
1	—52	1,714	1,700	0,014	0	60	40	Гиперстен
2	—52	1,708	1,694	0,013	3	61	39	«
	—58	1,714	1,702	0,014	0	66	34	
3	+80	1,674	1,666	0,008	9	91	9	Энстатит
	—58	1,708	1,694	0,014	12	66	34	Гиперстен
	—70	1,694	1,681	0,013	0	75	25	Бронзит
4	—65	1,698	1,688	0,010	—	73	27	Гиперстен
	—70	1,694	1,681	0,013	0	75	25	Бронзит
5	—59	1,709	1,694	0,015	0—8	66	34	Гиперстен
6	Не опр.	1,710	1,697		Не опр.	65	35	«
7	Не опр.	1,710	1,700		Не опр.	64	36	«

Примечание. Породы интрузивной фации: 1 — оливиновый габбро-долерит; 2 — троктолитовый габбро-долерит; 3 — оливинсодержащий габбро-долерит; 4 — оливинсодержащий такситовый габбро-долерит; 5 — меланократовый долерит-пегматит. Породы эффузивной фации: 6 — афировый базальт; 7 — пироксен-плагноклазовый базальт. Содержание определялось по диаграмме Хесса [168].

пространенных минералов траппов и характеризуется значительным разнообразием кристалломорфологических особенностей и состава. Его форма и размеры находятся в определенной зависимости от положения пироксенсодержащих пород в разрезе интрузивов. В долеритах мелкие ($0,08 \times 0,04$ мм), близкие к идиоморфным зерна пироксена слагают интеркумулятивные агрегаты. В габбро-долеритах он образует резко ксеноморфные кристаллы, содержащие многочисленные пойкилитовые вроски плагиоклаза (иногда до 30—50% площади) и оливина, а также значительное количество (10—15%) тонкопластинчатых пироксеновых продуктов распада. Размер ойкокристаллов в этих породах при переходе от нижних к верхним ритмам расслоенной серии закономерно возрастает от $0,15 \times 0,05$ мм до 3—5 см. В долерит-пегматитах моноклинный пироксен приобретает идиоморфный призматический облик. Кристаллы его (0,1—0,5 мм) деформированы, сдвойникованы, иногда слабо зональны. Последнее свойство подчеркивается интенсивностью окраски — бурой или зеленым цветом центральных и периферических частей.

По данным кристаллооптических исследований (табл. 15, рис. 9) выделены две разобщенные областью несмесимости группы богатых и бедных кальцием моноклинных пироксенов. В первой, количественно преобладающей, группе выделяются: а) авгит ($\text{En}_{42-47}, \text{Wo}_{36-40}, \text{Fs}_{22-23}$), который является единственным клинопироксеном контактовых оливиновых долеритов, редким в габбро-долеритах и преобладающим в эффузивных траппах; б) субкальциевый авгит ($\text{En}_{51-38}, \text{Wo}_{31-35}, \text{Fs}_{18-27}$), наиболее характерный для пород расслоенной серии; в) салит ($\text{En}_{42-38}, \text{Wo}_{45-48}, \text{Fe}_{12-14}$), имеющий подчиненное развитие в ассоциации с авгитом и субкальциевым авгитом в породах расслоенной и такситовой серий. Встречающиеся в субкальциевом авгите преимущественно в виде пластинок распада бедные кальцием пироксены представлены клиноэнстатитом ($\text{En}_{93-97}, \text{Wo}_2, \text{Fs}_{1-5}$), клиногиперстеном ($\text{En}_{64}, \text{Wo}_4, \text{Fe}_{32}$) и пижонитом ($\text{En}_{60-62}, \text{Wo}_8, \text{Fe}_{30-32}$). Подобные структуры распада пироксенов весьма характерны для многих расслоенных интрузий трапповой формации [18, 41, 120].

Существование богатых и бедных кальцием пироксенов подтверждается и результатами химических анализов мономинеральных фракций (табл. 16), отражающих, как прави-

Кристаллооптические свойства и состав моноклинных пироксенов

Порода	2V	Ng	Np	Ng—Np	cNg	Состав по диаграмме Хесса [168]			
						Ep	Wo	Es	минерал
<i>Интрузивная фация</i>									
1	+44	1,726	1,700	0,026		37	36	27	Авгит
2	+32	1,710	1,684	0,026		54	31	14	Субкальциевый авгит
3	+57	1,714	1,686	0,028	45	42	47	11	Салит
	+43	1,710	1,686	0,024	34	48	37	15	Авгит
4	+28	1,716	1,686	0,030		64	4	32	Клинопироксен
	+57	1,718	1,690	0,028	45	38	48	14	Салит
5	+32	1,710	1,684	0,026		54	31	15	Субкальциевый авгит
	+46	1,714	1,690	0,024		44	38	18	Авгит
6	+39	1,706	1,682	0,024		54	32	14	Пижонит-авгит, субкальциевый авгит
	+32	1,710	1,684	0,026	38	52	31	17	Субкальциевый авгит
7	+42	1,710	1,692	0,018	40	46	34	20	То же
	+43	1,714	1,690	0,024	45	45	36	19	«
8	+60	1,706	1,700	0,006		21	49	30	Салит
	+44	1,726	1,693	0,028	—	38	36	26	Авгит
9	+40	1,720	1,696	0,024	41	41	34	25	Субкальциевый авгит
10	+44	1,710	1,700	0,010	—	37	36	27	Авгит
11	+50	1,670	1,657	0,013	24	93	2	5	Клиноэнстатит
12	+42	1,720	1,694	0,026	50	46	37	17	Авгит
13	+40	1,727	1,694	0,033	42	41	38	21	«
14	+48	1,720	1,694	0,026	41	39	40	21	«
15	+50	1,670	1,653	0,017	24	97	2	1	Клиноэнстатит
16	+40	1,720	1,694	0,026	39	43	34	23	Субкальциевый авгит
17	+24	1,718	1,686	0,032	—	62	8	30	Пижонит
18	+44	1,726	1,700	0,026	43	37	36	27	Авгит
19	+36	1,720	1,694	0,026	35	43	33	24	Субкальциевый авгит
20	+44	1,726	1,700	0,026	46	37	36	27	Авгит
21	+20	1,716	1,690	0,026	—	60	8	32	Пижонит
22	+55	1,718	1,690	0,028	—	39	46	15	Салит
23	+56	1,720	1,691	0,029	43	40	46	14	«
24	+48	1,712	1,686	0,026	42	46	41	13	Авгит
<i>Эффузивная фация</i>									
25	+47	1,714	1,692	0,022	44	45	43	12	Авгит

Примечание. Породы интрузивной фации: 1 — порфиновый микродолерит; 2, 4 — оливниковый габбро-долерит; 3, 12 — троктолитовый габбро-долерит; 5, 7, 8, 11, 13 — оливниносодержащий габбро-долерит; 6, 9, 15 — долерит-пегматит; 10, 14, 16 — кварцсодержащий габбро-долерит; 17, 18 — такситовый габбро-долерит. Породы эффузивной фации: 19 — плагиофоровый базальт.

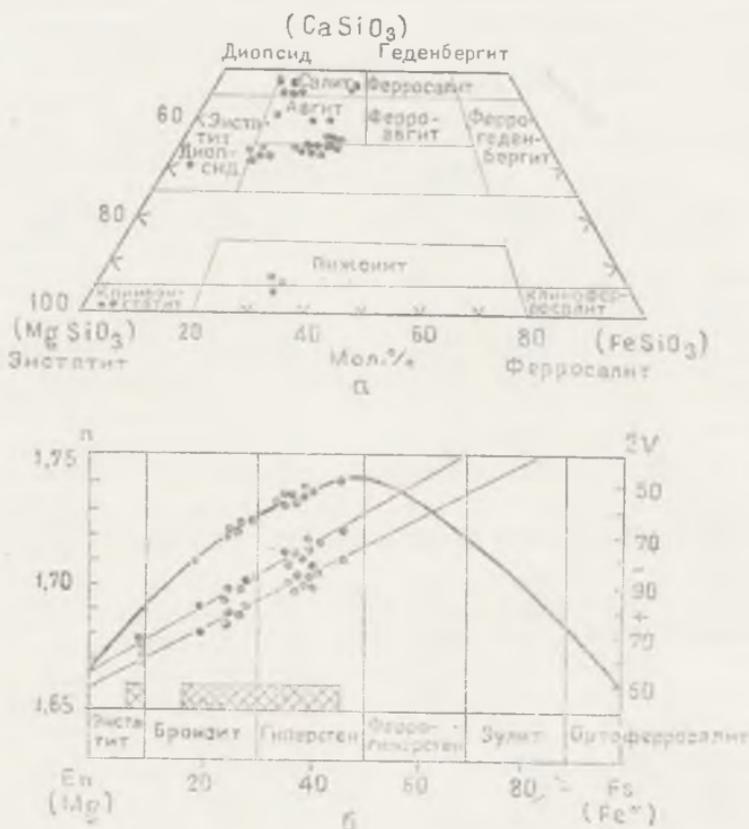


Рис. 9. Состав клинопироксенов (а) и ортопироксенов (б) графитов КМА (по диаграмме Хесса). Заштрихованное поле — состав ортопироксенов

ло, общий состав пироксеновой фазы. Следует отметить, что в пироксенах существенную роль играют также алюминий и щелочи. Для учета последних использована диаграмма (Еп, Wo, Fs — авгит-жадеит; рис. 10), отражающая степень гетеровалентных замещений по чермакитовой схеме $(Mg, Fe, Ca)Si \rightleftharpoons (Al, Fe^{III})Al$. По схеме $2(Mg, Fe, Ca) \rightleftharpoons (Na, K)(Al, Fe^{III})$ рассчитаны кристаллохимические формулы пироксенов по основе $3(Na+K)+2(Mg+Fe^{III}+Ca+Mn)+(Al+Fe+Cr)=4$, применение которой исключает отклонение структурных формул от типовых в результате погрешностей

*Химический состав и кристаллохимические формулы
моноклинных пироксенов*

Оксиды	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,54	49,88	49,95	51,11	49,19	51,08	49,67
TiO ₂	0,72	1,20	0,71	0,88	0,82	0,92	0,88
Al ₂ O ₃	3,42	2,89	2,14	3,15	2,59	2,37	2,98
Cr ₂ O ₃	0,00	0,21	0,00	0,00	0,02	0,00	—
Fe ₂ O ₃	2,91	2,86	9,28	4,18	6,21	10,39	7,34
FeO	18,58	7,90	10,38	9,65	12,00	9,20	6,93
MgO	12,96	14,92	19,16	16,90	16,52	20,51	15,28
MnO	0,00	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,10
CaO	13,96	19,21	8,29	13,32	12,25	4,98	16,78
Na ₂ O	0,40	0,40	0,40	0,50	0,30	0,20	0,40
K ₂ O	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,10
P ₂ O ₅	0,17	—	—	—	—	0,34	0,22
Сумма	100,86	99,49	100,34	99,72	99,94	100,23	100,68

Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Co	0,00	—	—	—	—	сл.	0,00
Cu	0,02	—	—	—	—	0,01	0,00
Nb	Не опр.	1,725	1,725	Не опр.	1,720	Не опр.	Не опр.
Nr	Не опр.	1,704	1,704	1,693	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Количество ионов на формульную единицу

Si	1,885	1,874	1,811	1,862	1,840	1,772	1,820
Ti	0,020	0,034	0,021	0,025	0,023	0,028	0,025
Al	0,148	0,127	0,097	0,143	0,116	0,112	0,134
Cr	—	0,006	—	—	0,001	—	—
Fe ^{'''}	0,080	0,080	0,268	0,120	0,179	0,314	0,210
Fe	0,571	0,247	0,334	0,308	0,381	0,308	0,221
Mg	0,709	0,832	1,098	0,960	0,939	1,225	0,868
Mn	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003
Ca	0,549	0,770	0,341	0,544	0,498	0,214	0,685
Na	0,028	0,029	0,029	0,037	0,022	0,016	0,029
K	0,010	—	—	—	—	0,010	0,005
f	48,6	30,7	36,2	32,1	38,4	34,7	34,6
f'	44,6	22,9	23,4	24,3	28,9	20,1	20,5
Mg(En)	36,7	42,2	53,2	49,0	46,4	58,6	43,1
Fe(Fs)	34,8	18,7	30,2	23,2	28,9	31,1	22,8
Ca(Wo)	28,5	39,1	16,6	27,8	24,7	10,7	34,1

Окислы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
EW	86,7	87,9	80,3	85,0	84,1	77,4	81,1
AV	9,5	9,2	16,8	11,3	13,7	20,0	15,5
Ja	3,8	2,9	2,9	3,7	2,2	2,6	3,4

Примечание. 1 — Долерит-пегматит (скв. 3028, гл. 567,7 м); 2, 3 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м); 4, 5 — троктолитовый габбро-долерит (4 — скв. 3012, гл. 512,2—518,0 м, 5 — скв. 3019, гл. 292,0—297,0 м); 6, 7 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит (6 — скв. 3021, гл. 585,0—589,0 м, 7 — скв. 3024, гл. 558,0 м).

Расчет коэффициентов f , f' , Mg , Fe , Ca произведен по общепринятым формулам [43]:

$$f = \frac{(Fe''' + Fe'' + Mn + Cr + Ti)}{Fe''' + Fe'' + Mn + Cr + Ti + Mg} \cdot 100;$$

$$f' = \frac{Fe'' + Mn}{Fe'' + Mn + Mg} \cdot 100;$$

$$Fe = \frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg + Ca}; \quad Mg = \frac{Mg \cdot 100}{Fe + Mg + Ca}; \quad Ca = \frac{Ca \cdot 100}{Fe + Mg + Ca};$$

(En, Fs) = $R^{2+}Si_2O_6$ (энстатит + ферросилит + диопсид + геденберgit); AV = $(R^{2+}, R^{3+})_2(AlSi)_2O_6$; Ja = $(R^{1+}, (R^{3+})_2)S_2O_6$ (жадеит — омфацит).

химического анализа и загрязнения анализируемого материала микровключениями посторонних минералов. Отсюда следует, что гетеровалентные замещения, играющие существенную роль в химическом составе пироксенов, выражаются в преобладании чермакитовой схемы ($Av = 9,2—20\%$) над схемой $2(Mg, Fe, Ca) \rightleftharpoons (Na, K)(Al, Fe''')$.

Среди других элементов, входящих в состав клинопироксенов, присутствуют Ti, V, Co, Ni, Zn, Cu, Mo, Sc, Sr, Ba, Zr, Nb, Ga, Y, при этом зеленые и бурые разновидности, за небольшим исключением (Cr, Ti), близки по содержанию элементов-примесей (табл. 17). Эти элементы характерны и для ромбических пироксенов, которые отличаются от моноклинных несколько пониженной концентрацией Ti, V и Cr (табл. 18).

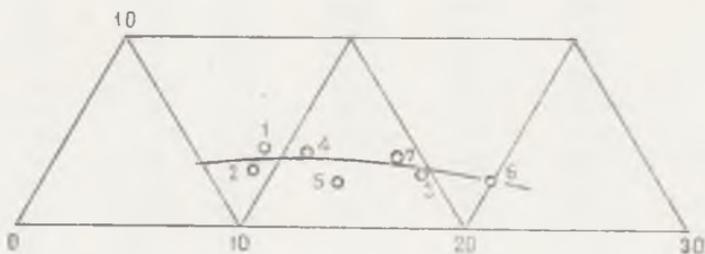
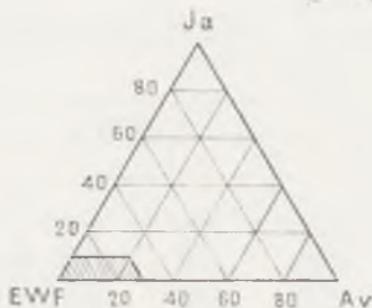


Рис. 10. Положение фигуративных точек составов моноклиновых пироксенов в системе EWF—Av—Ja. 1—7— номера анализов (соответствуют номерам в табл. 16)

Плагиоклазы

Плагиоклазы являются единственными породообразующими минералами, присутствующими во всех разновидностях интрузивных пород. Средневзвешенные содержания плагиоклаза в разных интрузивах (типы А, Б, В) относительно близки (57,1; 59,6 и 50,5% соответственно), однако в зависимости от положения пород в сингенетически родственном ряду его количество колеблется от 20 до 70%. В эффузивных и пирокластических породах содержание плагиоклаза увеличивается по мере перехода от практически лишенных вкрапленников плагиоклаза базальтов к плагиофировым разностям (3—10%), плагиоклазовым и пироксен-плагиоклазовым порфиритам (30—60%).

По кристалломорфологическим особенностям, составу, степени упорядоченности, характеру соотношения с другими породообразующими минералами [151] выделяется несколько

Содержание малых элементов в моноклинных пироксенах траппов КМА.
в г/т

Элементы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
Ti	3000	5000	7000	4000	5000	5000	3000
V	200	500	300	300	300	400	200
Cr	300	3000	300	700	700	1000	200
Mn	3000	2000	1500	2000	2000	5000	2000
Co	200	100	200	100	150	100	100
Ni	300	300	300	300	300	300	300
Sr	—	100	200	50	100	200	200
Ba	70	50	70	50	50	40	30
Sc	50	70	50	100	200	500	30
Cu	20	10	20	30	30	150	10
Zn	300	200	200	300	200	300	200
Pb	20	—	—	7	20	—	—
Y	30	50	—	50	70	30	20
Zr	70	70	80	100	100	100	70
Mo	7	3	3	3	3	5	3
Ga	10	7	3	5	10	5	5
Nb	—	10	20	—	—	20	15

Примечание. 1, 2, 3 — Оливинсодержащий габбро-долерит (1 — скв. 3009, гл. 282,8—283,7 м; 2 — скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м; 3 — скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м); 4, 5 — троктолитовый габбро-долерит (скв. 3012, гл. 515,2—518,0 м); 6 — плагиофировый базальт (скв. 2916, гл. 330,8—355,5 м); 7 — афиртовый базальт (скв. 2916, гл. 551,0 м).

ко генераций плагиоклазов (рис. 11): 1) таблитчатые ($l:d$ от 1 до 2) ранние кумулятивные и поздние интеркумулятивные; 2) призматические ($l:d$ от 2 до 4); 3) лейстовидные ($l:d$ более 4) разности. Кроме того, в контактовых микродолеритах и эффузивных траппах наряду с лейстами широко развиты микролиты.

Ранняя генерация (таблитчатые, таблитчато-призматические полисинтетически сдвойникованные кристаллы размером от $0,1 \times 0,3$ до $1,0—2,0$ мм) присутствует повсеместно в количестве 8—15%. В контактовых оливиновых микродолеритах, плагиофировых базальтах и порфиритах она представлена слабозональными порфиоровыми вкрапленниками. Состав плагиоклаза этой генерации, подобно траппам других регионов [25, 53, 63, 120], отличается наибольшей стабильно-

Содержание малых элементов в ортопироксенах траппов КМА

Элементы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
Ti	1000	3000	2000	5000	2000	5	3000
V	200	300	200	200	200	200	200
Cr	100	200	100	50	300	1000	200
Mn	2000	2000	2000	1500	1500	10000	2000
Co	100	100	100	100	200	150	100
Ni	50	50	70	300	100	200	300
Sr	—	—	100	200	100	100	200
Ba	50	70	50	60	70	20	30
Sc	30	50	50	40	30	30	30
Cu	10	30	20	20	10	20	10
Zn	300	200	300	300	300	300	200
Pb	7	—	10	—	—	—	—
Y	30	—	30	—	—	—	20
Zr	—	—	—	80	50	100	70
W _o	3	2	5	4	10	5	3
Ga	3	5	5	3	5	3	5
Nb	10	10	—	30	20	—	15

Примечание. 1 — Оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м); 2, 3, 4, 5 — троктолитовый габбро-долерит (скв. 3019, гл. 512,2—518,0 м); 6 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит (скв. 3021, гл. 585,0—589,6 м); 7 — афировый базальт (скв. 2916, гл. 551,0—661,0 м).

стью и относится к лабрадору (Ap_{60-55} ; табл. 19, 20; рис. 12) средней и слабой (0,2—0,5) упорядоченности; в породах эффузивной фации он значительно изменен и соответствует андезин-лабрадор (Ap_{48-30} в базальтах) и андезину (Ap_{35-45} в порфиритах).

Вторая количественно преобладающая (до 60%) генерация плагиоклаза обладает призматическим и лейстовидным (0,05×0,01—0,5×0,2 мм) обликом. Особенно велика роль этого плагиоклаза в интрузивных траппах, где он выступает в качестве своеобразного индикатора изменения внутренних параметров магматической системы. По мере перехода от ранних к поздним дифференциатам наблюдается увеличение размерности (от 0,1 до 7 мм) кристаллов за счет их «адкумулятивного дорастания» с образованием четко проявленной прямой зональности.

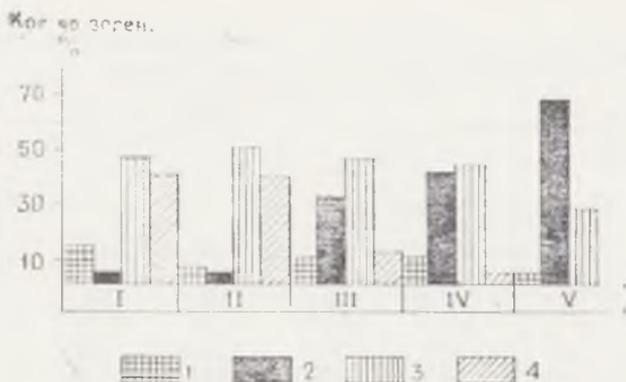


Рис. 11. Кристаллооптические типы плагиоклазов и их количественное распределение в полнодифференцированных интрузивах трапповой формации КМА.

Типы плагиоклазов: 1 — кумулятивные таблитчатые; 2 — интеркумулятивные таблитчатые; 3 — призматические; 4 — лейстовидные. Породы: I — троктолитовые; II — оливинсодержащие; III — такситовые оливинсодержащие; IV — такситовые амфиболлизированные габбро-долериты; V — граниты

Центральные части («ядра»), как и лейсты в порфирировых микродолеритах, имеют состав Ap_{80-70} . К поздним дифференциатам содержание анортитовой составляющей постепенно понижается до Ap_{50} . Степень упорядоченности возрастает до 0,5—0,8. Состав периферических зон («оболочек») снижается от Ap_{60-70} до Ap_{35} , обнаруживая отчетливую зависимость от положения породы в сингенетически родственном ряду. Для этих зон характерна наиболее высокая степень упорядоченности (0,8—1,0), а ее закономерное возрастание от ранних к поздним дифференциатам свидетельствует о замедлении скорости охлаждения кристаллизующейся системы. В эффузивных траппах лейсты и призматические кристаллы плагиоклаза соответствуют лабрадор-андезину (Ap_{54-45}).

Плагиоклаз поздней генерации представлен исключительно таблитчатыми интеркумулятивными кристаллами (0,1—1,5 мм). Встречаясь в небольшом количестве в оливини кварцсодержащих габбро-долеритах, он получает наибольшее развитие в долерит-пегматитах, такситовых габбро-долеритах, особенно в диоритах и гранитах. Плагиоклаз располагается в интерстиционном пространстве, образует глеме-

Кристаллооптические свойства и состав плагиоклазов

Порода	ng	np	2V	Содержание Ап	Генерация	К-во замеров (n)	Положение замеров
1	1,567	1,558	—	60	I	4	Таблитчатые зерна
2	1,570	1,561	—	65	I	8	Корродированное таблитчатое зерно
	1,558	1,550	—	44	III	4	Край незонального таблитчатого зерна
3	1,567	1,558	—	60	I	4	Таблитчатые зерна
	1,558	1,553	—	45	III	4	Незональное зерно
4	1,565	1,555	—	56	II	2	«
5	1,555	1,546	30	35	III	7	Незональное таблитчатое зерно
6	1,546	1,540	+88	45	—	4	Вкрапленник
7	1,558	1,549	—	43	—	2	«
8	1,648	1,541	—	29	—	1	Обломок кристалла
9	1,534	1,528	—	54	—	1	Лейста в основной массе
10	1,543	1,534	—	15	—	1	Обломок кристалла

Примечания. Породы интрузивной фации: 1 — оливиновый долерит; 2 — оливиновый габбро-долерит; 3 — троктолитовый габбро-долерит; 4 — оливиносодержащий габбро-долерит; 5 — долерит-пегматит. Породы эффузивной фации: 6 — плагиопорфирит; 7 — пироксен-плагиоклазовый порфирит; 8 — туф порфиритов; 9 — афировый базальт; 10 — туф базальта. Состав плагиоклазов определен по диаграмме В. Е. Трегера [117].

робластовые агрегаты, интенсивно корродирует более ранние генерации, незонален, тонкополисинтетически сдвойникован. Его состав меняется от андезина (Ап₅₀₋₄₀) в габбро-долеритах и долерит-пегматитах до андезин-олигоклаза (Ап₃₅₋₂₀) в диоритах и гранитах, а степень упорядоченности возрастает от 0,5 до 0,65—1,0. В эффузивных траппах поздний плагиоклаз представлен олигоклаз-альбитом (Ап₄₋₂₀).

Химические анализы (табл. 21) мономинеральных фракций, отражающие в большей мере лишь валовой состав плагиоклазовой фазы, не выходят за пределы значений, установленных оптическими исследованиями. Наряду с основными

Результаты измерения плагиоклазов на столике Федорова

Поро- да	Координаты двой- никовой оси (В) или нормали к шву (Д)			Символ	2V	Содер- жание Ап	Тем- пера- тура	Положение замеров
	Ng	Nm	Np					
1	42	59	64	В 010	+86	68	I	Порфиновый таб- литчатый вкрапленник
	39	57	71	В 010	104	59	II	Лейста
	66	37	65	В 001	-81	80	II	Ядро зонального кристалла
2	32	65	72	В 010	67	56	I	Таблитчатое зерно
	48	56	60	В 001	+79	70	II	Периферия зональ- ного кристалла
3	45	62	60	Д 010	92	75	II	Ядро зонального кристалла
	36	66	65	Д 010	102	71	II	Периферия зональ- ного кристалла
	36	60	71	В 010	90	60	I	Таблитчатое зерно
4	44	60	62	Д 010	+84	80	II	Ядро зонального кристалла
	50	50	65	Д 010	+74	65	II	Периферия зональ- ного кристалла
	56	48	61	В 001	+82	60	I	Таблитчатое зерно
5	41	61	63	В 010	+86	67	II	Ядро зонального кристалла
	31	62	80	В 010	91	47	II	Периферия зональ- ного кристалла
6	30	61	83	В 010	91	47	III	Слабозональное таблитчатое зерно
	36	60	74	Д 010	97	60	I	Таблитчатое зерно
7	29	66	74	Д 010	104	56	II	Периферия зональ- ного зерна
	25	66	83	Д 010	88	45	II	Периферия зональ- ного кристалла
8	16	76	85	В 021	-85	43	-	Таблитчатый вкрап- ленник

Примечание. Породы интрузивной фации: 1 — порфиновый микродолерит; 2 — оливиновый долерит; 3 — оливиновый габбро-долерит; 4 — троктолитовый габбро-долерит; 5 — оливиновый габбро-долерит; 6 — долерит-пегматит; 7 — кварцсодержащий габбро-долерит; 8 — биотит-роговообманковый диорит. Породы эффузивной фации: 9 — плагиоклазовый порфирит.

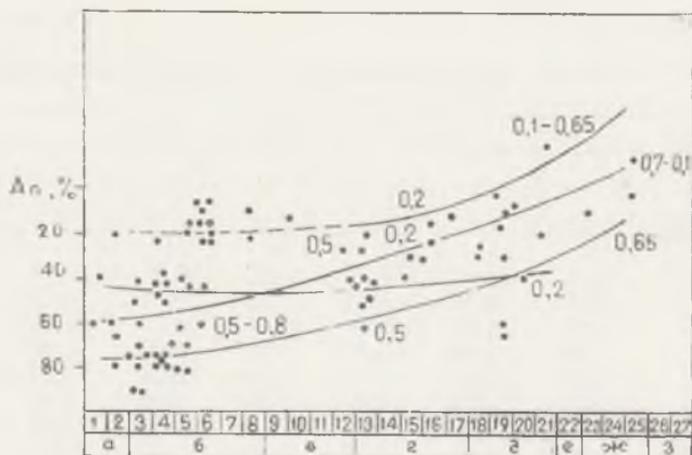


Рис. 12. Состав плагиоклазов полнодифференцированного Смородинского интрузива.

Стадии и субстадии кристаллизации: *а* — начальная (прото- и ранняя кристаллизация); *б, в, г, д* — основная ритмично-расслоенная (*б* — первый, *в* — второй, *г* — третий расслоенные ритмы, *д* — четвертый такситовый ритм); *е* — поздняя (верхняя контактовая); *жс, з* — заключительная (*жс* — диоритовая, *з* — гранитная). Породы сингенетического ряда: 1 — порфиоровый микродолерит; 2 — оливниновый долерит; 3, 5 — оливниновые габбро-долериты; 4, 13 — троктолитовые габбро-долериты; 6, 8, 9, 12, 14 — оливниновые габбро-долериты; 7, 10, 16 — долерит-пегматиты; 11, 15, 17 — кварцсодержащие габбро-долериты; 18 — оливинсодержащие; 19 — кварцсодержащие; 20 — амфиболлизированные такситовые габбро-долериты; 21 — меланократовый долерит-пегматит; 22 — микрогаббро; 23, 24, 25 — диориты (23 — биотит-роговообманковые, 24 — кварц-роговообманковые, 25 — биотит-кварцевые); 26 — плагиограниты; 27 — гранит-аплиты. Линиями обозначено направление эволюции главных генераций плагиоклаза, точками — частный состав, арабскими цифрами на графике — степень упорядоченности (по диаграмме А. С. Марфунина).

минералообразующими элементами (Ca, Na, Si, Al) в плагиоклазах траппов присутствуют Fe, Mg, а также K, роль которого несколько возрастает в поздних дифференциатах, где появляется щелочной полевой шпат. Расчеты кристаллохимических формул выполнены по катионам с учетом гетеровалентной схемы замещения $(Na, K) \rightleftharpoons Ca, Al$ по уравнению: $3(Na+K) + 2(Ca+Mg+Fe^{II}) + (Al+Fe^{III}) = 4$, что, с одной стороны, исключило влияние свободного кремнезема (кварца) на результаты пересчетов, а с другой — позволило

Химический состав и кристаллохимические формулы плагиоклазов

Оксиды	Порода						
	*1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,56	49,02	50,70	52,31	50,57	50,78	51,18
TiO ₂	0,20	0,36	0,12	0,16	0,16	0,20	0,10
Al ₂ O ₃	26,69	29,23	28,24	27,57	28,13	28,33	28,15
Fe ₂ O ₃	1,20	0,98	0,80	0,23	1,00	0,99	0,40
FeO	0,89	0,71	0,54	1,06	0,36	0,71	0,90
MgO	0,75	2,16	0,00	0,40	0,40	1,81	0,00
MnO	0,00	0,00	0,05	0,05	0,04	0,00	сл.
CaO	10,89	13,03	15,13	13,43	15,02	12,61	14,50
Na ₂ O	3,60	3,60	3,60	4,00	3,60	3,60	3,20
K ₂ O	0,70	0,20	0,40	0,60	0,50	0,40	0,40
P ₂ O ₅	0,51	0,25	0,02	0,02	0,02	0,34	0,48
Сумма	99,99	99,54	99,60	99,83	99,80	99,77	99,31

Количество ионов на формульную единицу

Si	2,403	2,383	2,407	2,458	2,416	2,402	2,375
Ti	0,007	0,012	0,004	0,005	0,005	0,007	0,003
Al	1,516	1,491	1,485	1,446	1,461	1,481	1,541
Fe ³⁺	0,043	0,032	0,027	0,007	0,033	0,033	0,014
Fe ²⁺	0,036	0,026	0,020	0,039	0,013	0,026	0,035
Mg	0,054	0,139	—	0,026	0,026	0,119	—
Ca	0,562	0,604	0,723	0,640	0,710	0,600	0,721
Na	0,336	0,302	0,312	0,345	0,308	0,310	0,288
K	0,043	0,011	0,022	0,034	0,028	0,022	0,023

Нормативный состав

Ап	59,0	60,5	58,9	53,7	57,9	59,1	62,2
Аб	33,6	30,2	31,2	34,5	30,8	31,0	28,8
Ог	4,3	1,1	2,2	3,4	2,8	2,2	2,3
CaCaSi ₃ O ₈	3,1	8,2	7,7	8,4	8,5	7,7	6,7
SiO ₂	55,50	52,11	53,94	54,49	56,80	52,64	52,26
TiO ₂	0,35	0,32	0,16	0,00	0,16	0,36	0,00

Окислы	Порода						
	8	9	10	11	12	13	14
Al ₂ O ₃	25,83	27,35	25,93	28,10	24,61	26,17	27,65
Fe ₂ O ₃	0,97	0,74	0,40	0,83	1,00	0,94	1,39
FeO	0,72	0,91	0,91	0,57	0,36	0,73	0,38
MgO	1,81	0,72	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00
MnO	0,00	Сл.	0,00	Сл.	0,00	Сл.	0,00
CaO	9,57	11,97	12,61	12,31	11,74	13,47	15,11
Na ₂ O	5,00	4,60	5,20	3,00	4,00	4,40	3,00
K ₂ O	0,40	0,60	0,60	0,40	0,40	0,40	0,80
P ₂ O ₅	0,27	0,43	0,51	0,00	0,20	0,51	0,00
Сумма	100,42	99,75	99,72	99,70	99,27	99,98	91,68

Количество ионов на формульную единицу

Si	2,516	2,483	2,570	2,316	2,458	2,486	2,384
Ti	0,012	0,010	0,005	—	0,006	0,012	—
Al	1,370	1,415	1,312	1,656	1,445	1,374	1,497
Fe ³⁺	0,033	0,024	0,013	0,028	0,038	0,032	0,048
Fe ²⁺	0,027	0,033	0,033	0,024	0,015	0,027	0,015
Mg	0,121	0,047	—	—	—	0,024	—
Ca	0,462	0,563	0,592	0,660	0,627	0,643	0,743
Na	0,436	0,391	0,441	0,291	0,386	0,380	0,267
K	0,023	0,034	0,034	0,025	0,025	0,022	0,046

Нормативный состав

Ap	47,2	50,7	42,5	68,4	53,6	50,2	61,6
Ab	43,6	39,1	44,1	29,1	38,6	38,0	26,7
Or	2,3	3,4	3,4	2,5	2,5	2,2	4,6
CaCaSi ₃ O ₈	6,9	6,8	10,0	—	6,3	9,6	7,1

Примечание. 1 — Оливиновый долерит (скв. 3019, гл. 407,0 м); 2, 3, 4 — оливиновый габбро-долерит (2 — скв. 3019, гл. 322,0 м; 3 — скв. 3011, гл. 268,0 м; 4 — скв. 3023, гл. 561,0 м); 5, 6 — троктолитовый габбро-долерит (5 — скв. 3023, гл. 444,0 м; 6 — скв. 3011, гл. 311,0 м); 7 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3028, гл. 420,0—428,0 м); 8, 9, 10 — долерит-пегматит (8 — скв. 3028, гл. 567,7 м; 9 — скв. 3012, гл. 469,6—470,6 м; 10 — скв. 3032, гл. 270,0—283,0 м); 11 — такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 576,4 м); 12 — меланократовый долерит-пегматит (скв. 3021, гл. 585,0—589,6 м); 13 — оливиновый габбро-долерит (скв. 2926, гл. 1165—1180 м); 14 — плагиопорфирит (скв. 2922, гл. 572,0—572,5 м).

выявить некоторые ранее не отмечавшиеся для траппов особенности химизма плагиоклазов, т. е. избыток суммарного количества катионов Na, K, Ca над Al и Si по сравнению с теоретической величиной для каждого конкретного состава в серии An—(Ab+Or). Подобные отклонения от типовых формул могут свидетельствовать о том, что часть кальция замещает алюминий в радикале $[Al, Si]_4$ в виде минала $Ca[CaSi_3]O_8$. В составе плагиоклазов траппов КМА (рис. 13)

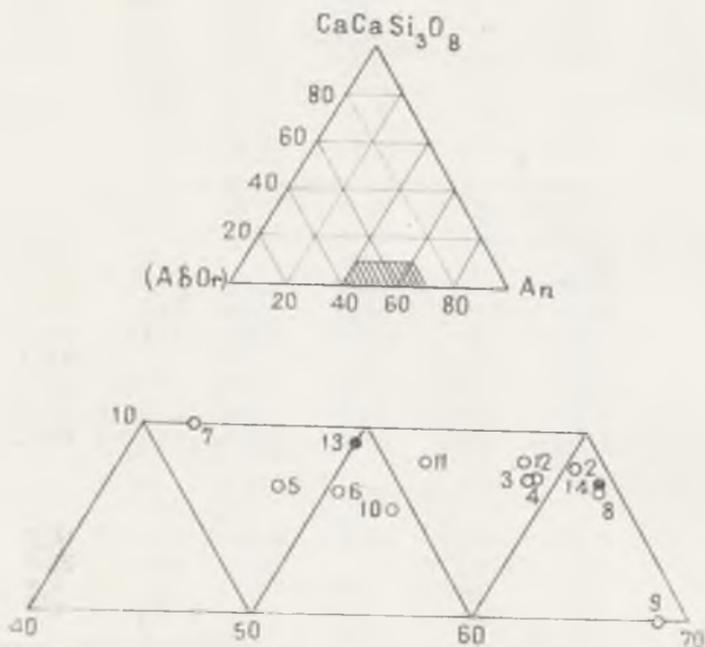


Рис. 13. Положение фигуративных точек составов плагиоклазов в системе (Ab, Or) — An — Ca Ca Si₃O₈. Номера анализов соответствуют номерам в табл. 21

содержание $Ca[Ca, Si_3]O_8$ компонента достигает 10%, что отражает реализацию гетеровалентных схем замещения $2Al \rightleftharpoons Ca Si$; анортит — $Ca[CaSi_3]O_8$ и $(Na, K)Al \rightleftharpoons 2Ca$ (альбит+ортоклаз — $Ca[CaSi_3]O_8$). Постоянными элементами-примесями плагиоклаза являются Ti (500—70 г/т), Sr (300—700 г/т), Ba (200—1000 г/т), Cu, Ge, Zr, Ga (20—50 г/т),

Содержание малых элементов в плагиоклазах траппов КМА, г/т

Элементы	П о р о д а													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ti	700	400	500	500	500	700	300	400	400	700	500	400	230	400
V	10	10	5	8	10	7	10	10	10	5	5	10	10	10
Cr	10	Сл.	200	10	10	10	10	—	—	30	20	Сл.	Сл.	10
Mn	100	60	200	70	100	100	30	80	40	70	70	100	100	100
Co	—	—	20	—	30	10	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	10	10	50	—	10	10	10	10	—	—	10	10	10	10
Sr	—	300	—	500	—	300	1000	450	1000	700	—	600	300	1000
Ba	300	150	200	100	300	100	220	150	300	500	700	100	100	220
Cu	50	40	50	200	50	50	30	50	10	30	30	90	70	30
Zr	—	—	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	10	—	20	—	10	10	—	—	—	15	5	—	—	—
Be	2	1	2	—	1	—	1	1	1	1	1	1	1	1
Y	10	10	10	—	20	20	—	10	30	20	—	10	10	30
Zr	50	30	30	—	50	30	50	90	90	30	30	30	90	90
Mo	2	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ge	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	50	80	10	30	30	20	65	80	65	50	30	80	80	80
La	200	—	1000	30	200	50	—	—	—	—	200	—	—	100
Nb	10	—	20	15	10	10	—	—	—	10	10	—	—	—
Ag	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	3

Примечание. 1, 2 — Оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3009, гл. 282,8—283,5 м); 3 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3009, гл. 300,6—302,6 м); 4 — оливиновый габбро-долерит (скв. 3009, гл. 329,0 м); 5, 6 — троктолитовый габбро-долерит (скв. 3012, гл. 512,2—518,0 м); 7, 8 — долерит-пегматит (скв. 3032, гл. 283,0 м; скв. 3012, гл. 465,0 м); 9 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит (скв. 3021, гл. 585,0—589,6 м); 10 — амфиболлизированный такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 364,0 м); 11 — меланократовый долерит-пегматит (скв. 3021, гл. 581,6—582,4 м); 12, 13 — оливинсодержащий габбро-долерит (12 — скв. 2922, гл. 337,0 м; 13 — скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м); 14 — оливиновый габбро-долерит (скв. 2926, гл. 1171,0 м).

Ni (10—50 г/т), Pb, Nb (10—20 г/т), V, Be (1—10 г/т), реже встречаются Mo, Zп, Со (табл. 22).

А м ф и б о л ы

Амфиболы входят в состав позднемагматической и наложенной минеральных ассоциаций. В интрузивных траппах (тип А) роговая обманка развита (7,4%) в такситовых габбро-долеритах, долерит-пегматитах, диоритах, где ассоциирует с биотитом, кварцем, плагиоклазом поздней генерации, окиснородными минералами и апатитом. В интрузивах типа Б ее содержание снижается до 0,3%, а в недифференцированных телах она практически отсутствует. Амфиболы тремолит-актинолитового ряда ($f=30$ мол. %) наиболее характерны для эффузивной фации траппов.

Позднемагматическая зеленая и бурая роговая обманка интрузивных траппов обладает повышенной железистостью (табл. 23, рис. 14) по сравнению со светлой синевато-зеленой автометаморфической ($f=42—58$ и $28—35$ мол. % соответственно). Железистость роговых обманок эффузивных траппов колеблется от 30 до 65 мол. %.

Для амфиболов характерно низкое содержание щелочей и гидроксильной группы, незначительные концентрации Al_2O_3 и повышенное содержание кальция (табл. 24). По соотношению разновалентных катионов в шестерной и четверной координациях, а также по количеству щелочей фигуративные точки амфиболов на диаграмме Халлимонда (рис. 15) занимают промежуточное положение между серией тремолит-актинолита и обыкновенной роговой обманкой с незначительной долей эденитовой составляющей (Тр, Ак_{32—50}) Ра_{52—26}Эд_{15—24}.

Специфика химического состава описываемых амфиболов выражается в повышенном содержании Са, который кроме позиции М₄ частично занимает вакантные в структуре А-позиции и компенсирует дефицит двухвалентных катионов в октаэдрической координации, что приближает высококальциевую роговую обманку (см. табл. 24) к богатому кальцием амфиболу — истисунту [41]. По содержанию элементов-примесей (табл. 25) она отличается высокой концентрацией Zr (100 г/т), Zп (300 г/т), Sc (100 г/т) и низкой — Сг (50 г/т). По сравнению с другими минералами роговая обманка обнаруживает максимальные концентрации Sr (100 г/т) и Y (70 г/т).

Кристаллооптические свойства и состав амфиболов траппов КМА

По- ро- да	2V	Ng	Np	Ng—Np	C : Ng	Плеохроизм	Железистость, по В. С. Соболеву [113]
<i>Интрузивная фация</i>							
1	—68	1,690	1,678	0,012	17	Ng — зеленая	85
	—	1,688	1,666	0,022	15	Ng — бурая	85
						Np — желто-зеленая	
2	—73	1,678	1,662	0,016	16	Ng — бледно-зеленая	62
3	—	1,690	1,666	0,024	17	Ng — сине-зеленая	85
						Np — желтая	
	—70	1,680	1,654	0,026	15	Ng — сине-зеленая	76
	—70	1,680	1,666	0,016	15	Ng — травяно-зеленая	76
4	—80	1,660	1,646	0,014	10	Ng — бледно-зеленая	55
	—73	1,678	1,660	0,018	16	Ng — сине-зеленая	74
5	—	1,678	1,663	0,015	16	Ng — зеленая	74
						Np — желтая	
6	—	1,680	1,654	0,026	15	Ng — зеленая	75
						Np — светло-зеленая	
	—	1,682	1,666	0,016	15	Ng — травяно-зеленая	50
						Np — желто-зеленая	
<i>Эффузивная фация</i>							
7	—71	1,678	1,658	0,020	—	Ng — желтый	60
						Np — зеленый	
8	—	1,653	1,636	0,017	13	Ng — очень слабый в светло-зеленых тонах	32
9	—70	1,653	1,637	0,017	13	Ng — синева-зеленый	30—32
						Np — бесцветный	
10	—64	1,670	1,654	0,016	—	Ng — желтый	30—32
						Np — зеленый	
11	—61	1,670	1,654	0,016	—	Ng — желтый	50
						Np — зеленый	
12	—73	1,678	1,658	0,020	—	Ng — желтый	65
						Np — зеленый	
13	—	1,668	1,646	0,022	—	Ng — желтый	68
						Np — зеленый	
14	—	1,657	1,640	0,017	—	—	15

Примечание. Интрузивная фация: 1 — долерит-пегматит (скв. 3023, гл. 390,0 м; скв. 3028, гл. 566,0 м); 2 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3009, гл. 282,6 м); 3 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 502,0 м); 4 — амфиболизированный такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 494,0 и 500,0 м); 5 — кварц-роговообманковый диорит (скв. 3021, гл. 537,8 м); 6 — биотит-кварцевый диорит (скв. 3021, гл. 538,0 и 570,0 м). Эффузивная фация: 7 — плагиопорфирит (скв. 2926, гл. 544,0 м); 8 — туф порфирита (скв. 2926, гл. 618,8 м); 9, 10 — афировый базальт (скв. 2926, гл. 651,0 и 647,5 м); 11, 12 — агломератовый туф базальта (скв. 2926, гл. 692,0 и 970,0 м); 13 — пироксен-плагиоклазовый порфирит (скв. 2926, гл. 497,0—500,7 м); 14 — плагиоклазо-афировый базальт (скв. 2926, гл. 760,0—770,0 м).

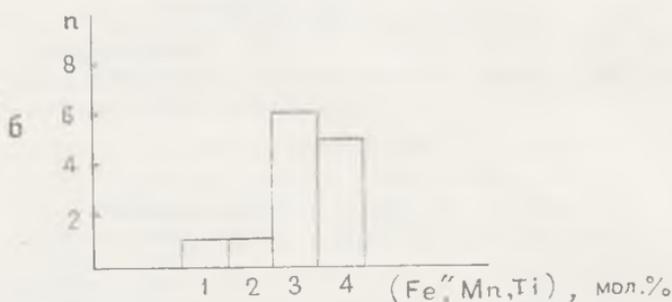
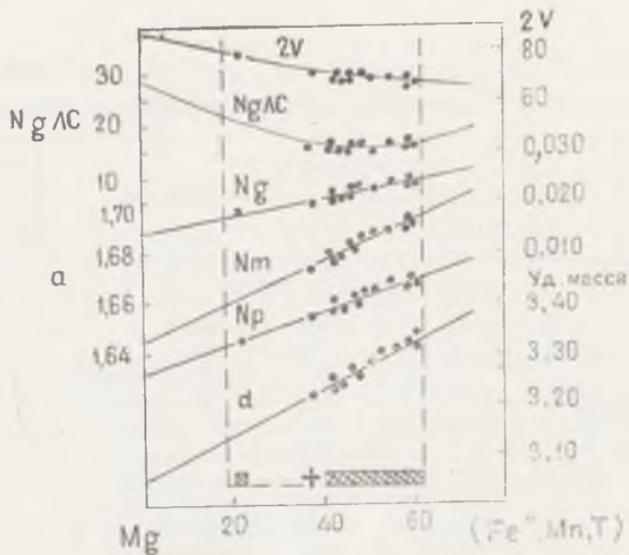


Рис. 14. а. Состав роговых обманок [117]. Заштриховано поле составов роговых обманок траппов КМА, положение роговой обманки по данным химического анализа показано крестиком; б — частота встречаемости роговых обманок различной железистости (Fe'' , Mn , Ti), мол. %: 1 — 20—30; 2 — 30—40; 3 — 40—50; 4 — 50—60

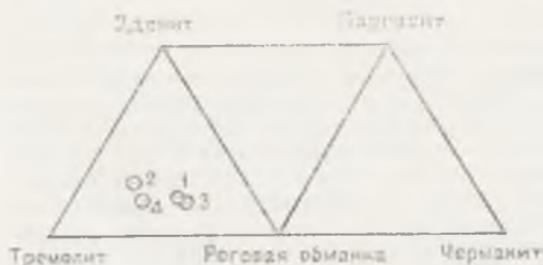


Рис. 15. Диаграмма химических составов роговых обманок [20]. Номера анализов соответствуют номерам в табл. 24

Химический состав и кристаллохимические формулы амфиболов

Окислы	Порода			
	1	2	3	4
SiO ₂	48,93	48,94	48,20	47,12
TiO ₂	0,92	1,02	0,44	0,84
Al ₂ O ₃	3,86	4,17	4,19	3,39
Cr ₂ O ₃	0,00	—	Сл.	0,00
Fe ₂ O ₃	5,50	5,31	4,30	4,25
FeO	11,37	11,42	10,22	10,32
MgO	14,27	13,63	8,82	14,33
MnO	0,01	0,05	0,03	0,03
CaO	13,97	13,43	22,19	17,59
Na ₂ O	0,40	0,70	0,40	0,40
K ₂ O	0,20	0,20	0,20	0,20
P ₂ O ₅	0,09	—	0,15	0,15
П. п. п.	1,12	0,34	1,10	0,70
Сумма	100,64	99,21	100,24	99,32
H ₂ O	0,08	0,16	0,02	0,10
<i>Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH)</i>				
Si	7,237	7,371	7,276	7,158
Ti	0,102	0,127	0,050	0,096
Al	0,674	0,758	0,745	0,608
Fe ^{'''}	0,611	0,603	0,488	0,485
Fe ^{''}	1,406	1,438	1,290	1,311
Mg	3,146	3,060	1,985	3,245
Y+Z	13,176	13,357	11,834	12,903
Ca	2,214	2,167	3,589	2,862
Mn	—	0,006	0,003	0,003
Na	0,114	0,203	0,116	0,117
K	0,037	0,038	0,038	0,038
X+A	2,365	2,414	3,746	3,020

Окислы	1	2	3	4
ОН	1,106	0,342	1,109	0,708
Σ	0,894	1,658	0,891	1,292
f	39,1	40,1	47,3	35,7
f'	30,9	32,1	39,4	28,8

Кристаллохимические формулы

1. $(\text{Ca}_{0,390} \text{Na}_{0,114} \text{K}_{0,037})^{x_{0,541}} (\text{Ca}_{1,824} \text{Mg}_{0,176})_2^{v_{III}} (\text{Mg}_{2,970} \text{Fe}^{II}_{1,406} \times \text{Fe}^{III}_{0,611} \text{Al}_{0,013})_5^{v_{II}} [(\text{Al}_{0,661} \text{Ti}_{0,102} \text{Si}_{7,237})_8 \text{O}_{22}] (\text{O}_{0,894} \text{OH}_{1,106})_2$;
2. $(\text{Ca}_{0,530} \text{Na}_{0,203} \text{K}_{0,038})^{x_{0,771}} (\text{Ca}_{1,637} \text{Mg}_{0,357} \text{Mn}_{0,006})_2^{v_{III}} \times (\text{Mg}_{2,703} \text{Fe}^{II}_{1,438} \text{Fe}^{III}_{0,603} \text{Al}_{0,256})_5^{v_{II}} [(\text{Al}_{0,502} \text{Ti}_{0,127} \text{Si}_{7,371})_8 \text{O}_{22}]^{IV} \times (\text{O}_{1,658} \text{OH}_{0,342})_2$;
3. $(\text{Ca}_{0,426} \text{Na}_{0,116} \text{K}_{0,038})^{x_{0,580}} (\text{Ca}_{1,997} \text{Mn}_{0,003})_2^{v_{III}} \times (\text{Ca}_{1,166} \text{Mg}_{1,995} \text{Fe}^{II}_{1,290} \text{Fe}^{III}_{0,488} \text{Al}_{0,071})_5$;
4. $(\text{Ca}_{0,768} \text{Na}_{0,117} \text{K}_{0,038})^{x_{0,923}} (\text{Ca}_{1,997} \text{Mn}_{0,003})^{v_{III}} (\text{Ca}_{0,097} \text{Mg}_{3,245} \times \text{Fe}^{II}_{1,311} \text{Fe}_{0,347})_5^{v_{III}} [(\text{Fe}^{III}_{0,138} \text{Al}_{0,608} \text{Ti}_{0,096} \text{Si}_{7,158}) \text{O}_{22}] \times (\text{O}_{1,292} \text{OH}_{0,708})_2$.

Примечание. 1 — Амфиболлизированный такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 433,0 м); 2—4 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 502,1; 576,4 и 590,8 м); f и f' — общая и частная железистость.

Биотит

Биотит характерен для интрузивных пород и крайне редко встречается в эффузивных трапхах. Средневзвешенное содержание его в интрузивах возрастает от недифференцированных (1,0%) к дифференцированным (2,0%) и полнотифференцированным (3,20%). Установлено увеличение количества биотита в ряду от оливиновых долеритов (0,9%) к оливиновым и такситовым габбро-долеритам (1—5%) и диоритам (5—19%). Это связано, очевидно, с изменением соотношений минералообразующих компонентов в процессе кристаллизационной дифференциации. Согласно эмпирическим данным [170], биотит может появляться в породе при значении соотношения окислов $\frac{1}{3}\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - \text{Ca} - \text{FeO} - \text{MgO}$ от —2 и выше, становясь главным железомagneзиальным минералом при значении этого соотношения выше +5. В сингенетическом ряду пород смородинского комплекса значение

Содержание малых элементов в роговой обманке, биотите, эпидоте
и кальците траппов КМА, г/т

Элементы	Минералы			
	1	2	3	4
Ti	—	—	230	100
V	200	300	90	—
Cr	50	20	300	150
Mn	1500	400	2000	6000
Co	70	100	10	—
Ni	70	100	30	—
Sr	100	—	300	300
Ba	50	1000	30	10
Sc	100	—	—	—
Cu	30	10	20	10
Zn	300	200	500	—
Pb	—	7	—	—
Y	70	—	—	—
Zr	100	300	90	10
Mo	5	7	—	—
Ga	10	20	50	—
Nb	—	20	—	—
Li	—	100	—	—
Ag	—	—	3	8

Примечание: 1 — Роговая обманка из кварцсодержащих такситовых габбро-долеритов (скв. 3024, гл. 502,1 м); 2 — биотит из кварцсодержащего такситового габбро-долерита (скв. 3024, гл. 502,1 м); 3 — эпидот из пирокластических аналогов базальтов (скв. 2926, гл. 1323,0 м); 4 — кальцит из пирокластических аналогов базальтов (скв. 2926, гл. 1323,0 м).

этого параметра возрастает от $-13,7$ до $+20,9$, что соответствует общей тенденции возрастания количества биотита в процессе дифференциации.

По кристалломорфологическим особенностям, взаимоотношениям с другими минералами траппов и отчасти по составу установлены три типа биотита: а) количественно преобладающий интеркумулативный мелкочешуйчатый (0,01—0,02 мм), образующий с окиснорудными минералами симплектитовые сростания в габбро-долеритах и долерит-пегматитах, и крупночешуйчатый (0,5—2,5 мм), содержащий пойкилитовые вросстки плагиноклаза и кварца в диоритах и гранитах; б) реакционный, узкие изолированные чешуйки

(0,01—0,04 мм) которого слагают краевые оторочки полизональных «корон» по оливину; в) вторичный мелкочешуйчатый в ассоциации с актинолитом и хлоритом, развивающийся по пироксенам и роговой обманке.

Биотит (табл. 26, рис. 16) характеризуется устойчивой

Таблица 26

Кристаллооптические свойства и состав биотита

Порода	Ng	Np	Ng—Np	2V	Плеохроизм	Общая железистость, мол. %
1	1,658	1,615	0,043	(—)8	Ng — темно-коричневый	62
	1,658	1,603	0,055	—	Np — светло-желтый Ng — темно-зеленый	62
2	1,658	1,603	0,055	(—)18	Np — желто-зеленый	62
					Ng — коричнево-бурый	
3	1,650	1,615	0,035	(—)4	Np — светло-желтый	55
					Ng — коричнево-бурый	
4	1,654	1,597	0,057	(—)8	Np — светло-желтый	58
					Ng — коричневый	
5	1,656	1,600	0,056	(—)23	Np — светло-желтый	60
					Ng — темно-коричневый	
6	1,658	1,612	0,046	—	Np — светло-коричневый	62
					Ng — густо-бурый	
7	1,645	1,603	0,042	(—)12	Ng — коричневый	60
					Np — светло-желтый	
8	1,645	1,609	0,036	(—)10	Ng — зеленовато-бурый	50
					Np — зеленовато-бурый	
8	1,651	1,600	0,051	—	Ng — зеленовато-желтый	52
					Np — —	

Примечание. 1 — Долерит-пегматит (скв. 3028, гл. 566,0 м); 2 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3009, гл. 280,7 м); 3 — амфиболлизированный такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 494,0 м); 4 — биотит-роговообманковый диорит (скв. 3021, гл. 593,2 м); 5 — кварц-роговообманковый диорит (скв. 3021, гл. 500,0 м); 6 — биотит-кварцевый диорит (скв. 3021, гл. 537,8 м); 7 — плагиогранит (скв. 3022, гл. 510,0 м); 8 — пироксен-плагиоклазовый порфирит (скв. 2926, гл. 500,0 м).

общей железистостью (58—62 мол. %) и магnezиальностью (40—47 мол. %) и заметными колебаниями оксилепидомеланового (10—22 мол. %) и лепидомеланового (30—58 мол. %)

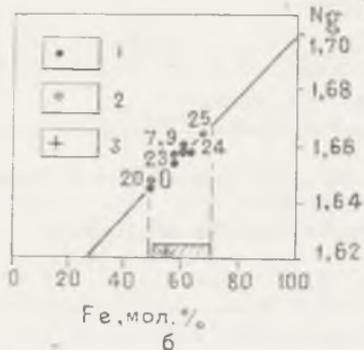
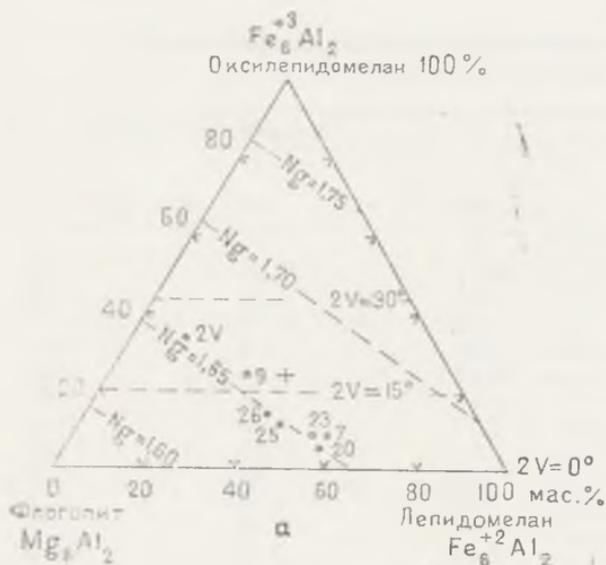


Рис. 16. Диаграммы состава биотита:

a — зависимость оптических свойств от состава биотита; *б* — общая железистость биотита [113]. 1 — Интрузивная фация (номера точек соответствуют положению породы в сингенетическом ряду, см. рис. 12); 2 — эффузивная фация (см. табл. 26); 3 — по данным химического состава (см. табл. 27).

компонентов. В гранитах железистость биотита снижается ($i = 50$ мол. %). Пониженной железистостью отличается и вторичный биотит.

Биотиты интрузивных траппов содержат (табл. 27) повышенное количество закисного (18,2—19,9%) и окисного (4,0—5,5%) железа, MgO (10,1—13,3%), CaO (1,7—3,9%), а также TiO_2 (1,9—2,1%), обуславливающего бурые и коричневые тона плеохроизма. Среди элементов-примесей присутствуют (г/г): Ba (1000), V (300), Zn (200), Co, Ni и Li (100), Zr (30), Cr, Ca и Nb (20), Cu (10), Mo и Pb (7). Биотит траппов является единственным носителем лития [119] и концентрирует Ba.

Химический состав и кристаллохимические формулы биотита, эпидота и кальцита

Окислы	Биотит		Эпидот	Кальцит
	1	2	3	4
SiO ₂	33,26	35,21	38,93	2,92
TiO ₂	2,14	1,85	0,24	0,00
Al ₂ O ₃	15,75	14,83	21,94	1,17
Fe ₂ O ₃	5,51	3,96	9,78	0,00
FeO	18,14	19,87	0,88	0,36
MgO	13,30	10,12	1,60	0,00
MnO	0,08	0,13	0,06	0,13
CaO	1,68	3,91	23,80	53,83
Na ₂ O	0,40	0,40	0,20	0,20
K ₂ O	7,20	7,20	0,20	0,10
P ₂ O ₅	0,35	—	0,28	0,30
П. п. п.	2,16	0,70	2,54	40,58
Сумма	99,97	98,18	100,45	99,59

Кристаллохимические формулы

1. $(K_{0,694} Na_{0,058} Ca_{0,132})_{0,884} (Mg_{1,499} Fe^{II} Mn_{0,005} Fe^{III}_{0,313} AN_{0,037})_{3,000} \times (Al^{IV}_{1,366} Ti_{0,122} Si_{2,512})_4 O_{10} (OH)_2$;
2. $(K_{0,697} Na_{0,058} Ca_{0,245})_{1,0} (Ca_{0,080} Mg_{1,145} Fe^{II}_{1,261} Mn_{0,008} F^{III}_{0,226} \times Al^{IV}_{0,104})_{2,824} \times (Al^{IV}_{1,223} Ti_{0,105} Si_{2,672})_4 O_{10} (OH, F)_2$;
3. $(Ca_{1,779} Mg_{0,164} Fe^{II}_{0,051} Mn_{0,006})_2 (Fe^{II}_{0,664} Al_{2,336})_3 [(Ti_{0,014} \times Si_{2,986})_3 O_{12}] (OH)$;
4. $(Ca_{0,970} Al_{0,023} Fe^{III}_{0,005} Mn_{0,002}) [CO_3]$.

Примечание. 1 — Амфиболизированный такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 433,0 м); 2 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 550,0 м); 3, 4 — афировые базальты (скв. 2926, гл. 1486,0 м).

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В этой группе минералов кроме амфиболов и биотита широко распространены хлориты, серпентины, эпидот и карбонаты.

Хлориты встречаются в такситовых габбро-долеритах, контактовых микродолеритах и в породах эффузивной фации; развиваются главным образом по пироксенам, амфиболам, биотиту, вулканическому стеклу и плагиоклазу. В габбро-долеритах установлены [124] зеленый брунсвицит и густо-зеленый рипидолит (табл. 28, 29). Состав последнего характери-

Оптические свойства хлоритов, серпентинов, эпидота и карбонатов

Пор- ода	Минерал	Ng	Np	Ng—Np	Прочие свойства
1	Брунсвитгит	1,654	1,650	0,004	Ng, Np — зеленый, удлинение положительное, $c : Ng = 0-7^\circ$ (образует псевдоморфозы по пироксену и амфиболу)
2	Хризотил	1,567	1,558	0,009	Ng, Np — желто-зеленый, плеохроизм отсутствует, удлинение положительное, $c : Ng = 0-5^\circ$, характер погасания ровный и волнистый (развивается по оливину)
3	Эпидот	1,754	1,726	0,028	Ng, Np — бледно-желтый с зеленоватым оттенком, плеохроизм от светло-желтых по Np до желтовато-зеленых по Ng (гнезда эпидозита)
4	Сидерит	1,873	1,636	0,237	Изометричные желтовато-бурые зерна с хорошо выраженной ромбоздрической спайностью
5	Кальцит (жильный)	1,678— 1,680	1,485— 1,490	0,193— 0,190	Полигональные изометричные слабоудлиненные бесцветные кристаллы

Примечание. 1 — Троктолитовый габбро-долерит (скв. 3011, гл. 307,5 м); 2, 3, 4 — оливиновый и троктолитовый габбро-долериты (скв. 3011, гл. 275,0; 314,8 и 499,8 м); 5 — афировые базальты (скв. 2926, гл. 1486,0 м).

зуются следующей кристаллохимической формулой: $(Mg_{6,0}$

$Fe_{3,0} Al_{3,0})_{12} (Si_{5,0} Al_{3,0})_8 O_{20}](OH)_{16}$ при $b = 9,264 \text{ \AA}$, $a = 14,1$,
 $R \left(\frac{Fe_{обш}}{Fe+Mg} \right) = 0,6$. Брунсвитгит в отличие от рипидолита содержит несколько больше Fe и Si.

Серпентины в габбро-долеритах развиваются исключительно по оливину и представлены хризотилом и антигоритом. Хризотил образует тонкие (0,01 мм) с неровными границами шнуры, взаимно пересекающиеся и образующие петли, в ячейках которых развиты волокнистые агрегаты. В ас-

Рентгенограммы хлоритов и серпентинов из троктолитового габбро-долерита (скв. 3011, гл. 307,5 м)

Рипидолит			Смесь хлорита с антигоритом		
hkl	d(Å)	i	hkl	d(Å)	i
001	14,1	10	001	(15,0)	0
002	7,31	10	301	—	—
003	—	—	020	(4,59)	4
	—	—	910	—	—
004	3,592	8	102; 102	3,59	4
005	2,880	1	930	(3,65)	1
131; 202	2,650	1	160.1	(3,18)	1/2
132; 201	—	—	931	—	—
132; 203	2,460	2	003; 18.0.0	2,68	3
133; 202	—	—	17.01; 303	2,65*	4
133; 204	—	—	15.0.2	2,52*	4
001	—	—	16.0.2	—	—
135; 204	—	—	932	—	—
135; 206	—	—	15.0.3	—	—
136; 205	—	—	004; 104	—	—
137; 207	1,743	1	933	1,751	1/2
137; 206	1,704	1	17.0.3	—	—
137; 208	—	—	24.3.0	—	—
060	1,544	8	060	1,540*	4
062; 331	1,510	3	15.0.4	—	—
0.0.10	—	—	061	—	—
208	—	—	17.0.4; 934	—	—
262	—	—	934	1,464	1/2
			205	—	—
			—	1,396	1/2
			—	1,329	1/2

Условия съемки: Со-излучение, V = 40 кВ, I = 15 мА, экспозиция — 12 ч, D_к = 66 мм; d_{обр} = 0,3 мм (аналитик Т. Ф. Грачева, ВГУ); * — отражения, свойственные антигориту.

социации с волокнами хризотила иногда находится удлиненно-пластинчатый антигорит. Обе разновидности характеризуются интенсивной желто-зеленой окраской и имеют близкие оптические свойства (см. табл. 28).

Значительная часть таких псевдоморфоз по оливину сложена слабо поляризующейся или почти изотропной массой хлоритоподобного густо-зеленого и зеленовато-бурого минерала, рентгенограммы которого (см. табл. 29) свидетельствуют о весьма несовершенной его структуре, соответствующей хлориту и отчасти антигориту.

Эпидот характерен для пород эффузивной фации, значительно реже отмечается в габбро-долеритах. Он развивается совместно с серицитом, цоизитом, иногда с альбитом и хлоритом по плагиоклазу, реже по пироксену, роговой обманке и совместно с хлоритом, пренитом, кварцем и альбитом выполняет миндалины. Кроме того, в базальтах, порфиритах и их пирокластических продуктах эпидот образует в ассоциации с карбонатом, кварцем, альбитом, хлоритами и сульфидами прожилки, жилы, сравнительно мощные (1,5—3,0 м) зоны, а также крупные (до 30 см), почти мономинеральные гнездообразные скопления (эпидозиты). В центре шпироподобных и гнездообразных скоплений в массе кальцита встречаются отдельные идиоморфные бледно-желтые с зеленоватым оттенком прозрачные кристаллы с характерными габитусными (100), (011), (001), (110), (101) гранями.

Эпидот (см. табл. 27, 28) относится к промежуточному члену клиноцоизит-эпидотового ряда с содержанием 77 мол. %

$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ и 23 мол. % $\text{Ca}_3\text{Fe}^{+3}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ при повышенном количестве MgO (1,60%) и TiO_2 (0,24%). Среди элементов-примесей присутствуют (г/т): Zп (500), Сг и Sr (300), Zr (90), Ga (50), Ba и Ni (30), Cu (20), Co (20), Ag (3).

Карбонаты представлены сидеритом, в большей мере магнезиальной разностью кальцита, ассоциирующих с эпидотом, кварцем, хлоритами и сульфидами. Широко распространенные, особенно в эффузивной фации траппов, жильные карбонаты представлены преимущественно кальцитом. Оптические свойства карбонатов приведены в табл. 28. Химический анализ жильного кальцита показал (см. табл. 27) присутствие в нем Si, Al, Mn, щелочей и фосфора. В переменных количествах в кальците установлены (г/т): Sr (300), Cr (150), Cu, Ba и Zr (20), Ag (8).

РУДНЫЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В составе траппов КМА установлено (табл. 30) более 30 рудных и акцессорных минералов магматического и метаморфического генезиса, относящихся к самородным элементам (графит, платина), карбидам (муассанит), сульфидам и их аналогам (пирит, марказит, пирротин, халькопирит, пентландит, борнит, халькозин, миллерит, кубанит, макинавит, валлериит, галенит, сфалерит, молибденит, киноварь, аурипигмент), окислам и гидроокислам (хромит, магнетит, титано-

Минералы	Фации									
	интрузивная								эффузивная	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Графит			+							
Платина			+(?)							
Муассанит										122,5
Пирит	59,25	108,0	70,5	4030,5	130,0	790,0	185,0	60,5	115,0	21,6
Пирротин	62,0	125,0	+	147,5	300,0	+	+	15,0	220,0	44,0
Халькопирит		0,08	0,05	6,87		6,1	10,45	0,65	30,5	21,57
Борнит	+						+			
Халькозин				+				+		
Миллерит									+	
Галенит			+		0,02	0,02		+	0,05	0,08
Сфалерит	+		+							2,84
Киноварь						+		+	0,05	0,13
Молибденит				+	1,6			+	0,05	
Марказит	35,0							+	0,05	
Аурипигмент									+	
Хромит										+
Магнетит с титаномагнетитом	25700,0	56700,0	16000,0	34645,0	1400,2	23500,0	28340,0	34500,0	180,0	226,8
Ильменит	4160,0	19100,0	7000,0	19727,5	20000,0	24000,0	10895,0	915,0	66,5	27,9
Рутил	+	+	+	36,5	+	0,02	8,0	+	+	0,67
Лейкоксен		+		36,5			+	+		+
Гематит		15000,0	+			+	130,0		26700,0	+
Корунд (рубин)										13,8
Лимонит				108,0		+	+	30,0	2850,0	+
Гётит							+			
Циркон	0,59	70,0	0,04	124,0	3,0	102,0	22,03	0,01	0,6	35,17
Сфен				1,9		+		0,015	0,55	29,74
Гранат		+	+				+	+	45,0	43,4
Эпидот										121,9
Дистен									+	0,03
Турмалин					+	+			+	+
Апатит	0,29	821,0	0,5	1485,0	6,0	601,0	10,05	+	0,2	23,3
Монацит										+
Флюорит									0,1	
Сидерит									+	
К-во минералогических проб	2	2	2	1	2	2	2	2	2	1

Примечание. 1 — Троктолитовые габбро-долериты (скв. 3019, гл. 292,0—297,0 м; скв. 3012, гл. 512,2—518,0 м); 2 — оливинсодержащие габбро-долериты (скв. 3009, гл. 300,6—302,6 м; скв. 3009, гл. 282,8—283,7 м); 3 — долерит-пегматиты (скв. 3032, гл. 270,0—283,0 м; скв. 3012, гл. 469,6—470,7 м); 4 — такситовые габбро-долериты (скв. 3024, гл. 502,1—510,7 м; скв. 3021, гл. 273,5—312,0 м); 5 — меланократовый долерит-пегматит (скв. 3021, гл. 582—589, м); 6 — оливиновый габбро-долерит (скв. 2910, гл. 368,0—389,3 м; скв. 2973, гл. 247,0—248,0 м); 7 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 2922, гл. 330,8—335,5 м; скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м); 8 — оливиновый габбро-долерит (скв. 3009, гл. 601,5—603,5 м; скв. 3, гл. 153,3—165,3 м); 9 — базальты (скв. 2916, гл. 329,0—350,0 м; скв. 2916, гл. 553,0—651,3 м); 10 — плагиопорфириты (скв. 2926, гл. 760,0—770,0 м).

магнетит, ильменит, рутил, корунд, гематит, лимонит, гетит, лейкоксен), фосфатам (апатит, монацит), карбонатам (кальцит, сидерит), галоидам (флюорит), силикатам (циркон, сфен, гранаты, дистен, эпидот, турмалин).

При общей близости видового состава интрузивные траппы по сравнению с образованиями эффузивной фации обладают более высоким содержанием магнетита, титаномагнетита, ильменита, а также апатита и циркона (рис. 17), которые в совокупности с сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит) образуют циркон-апатит-сульфидно-ильменит-магнетитовую

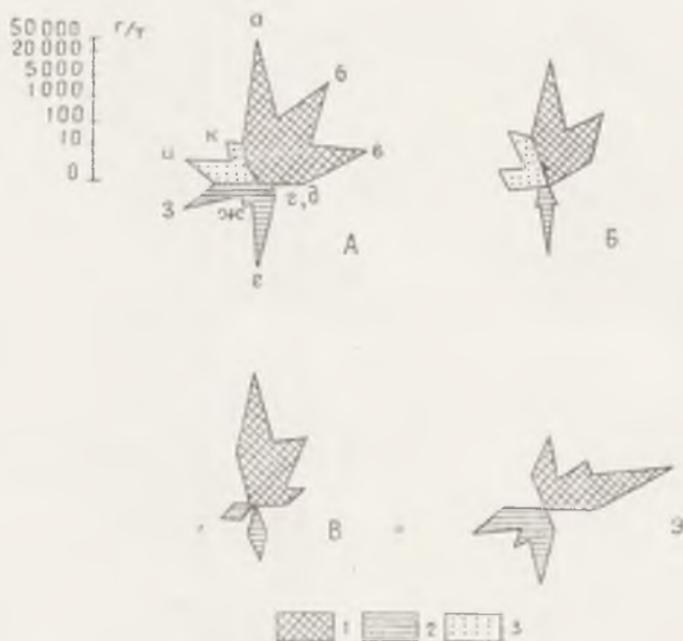


Рис. 17. Диаграммы характерных ассоциаций аксессуарных минералов траппов КМА:

А — полнодифференцированные интрузивы (тип А); Б — дифференцированные интрузивы (тип Б); В — недифференцированные интрузивы (тип В); Э — эффузивная фация траппов. Ассоциация аксессуарных минералов: 1 — магнетит-ильменит-гематит-сфен-рутиловая (а — магнетит, б — ильменит, в — гематит, г — сфен, д — рутил); 2 — сульфидная пирит-халькопирит-пирротинная (е — пирит, ж — халькопирит, з — пирротин); 3 — циркон-апатитовая (и — циркон, к — апатит)

ассоциацию, резко отличающуюся от других магматических пород основного состава докембрия ВКМ [130]. Для эффузивных пород характерно широкое развитие гематита, появление среди аксессуарных минералов флюорита, аурипигмента, миллерита, дистена. По мере увеличения степени дифференцированности интрузивных тел отмечается возрастание содержания ильменита от 915 до 1330 г/т, сульфидов — от 76,3 до 1080 г/т, рутила, циркона и апатита — от единичных знаков до 8,1; 43,8 и 513,8 г/т соответственно. Породы недифференцированных тел отличаются пониженным содержанием аксессуарных минералов; они сходны с базальтоидами глазуновской толщи. В разрезах полнодифференцированных интрузивов наблюдается увеличение количества рудных и аксессуарных минералов до максимального в такситовых габбро-долеритах и долерит-пегматитах, где железотитановые минералы образуют концентрации, близкие к промышленным [132, 156].

Титаномагнетитовое оруденение в такситовых кварцсодержащих габбро-долеритах и долерит-пегматитах представлено серией прерывистых рудных тел линзовидной и шпирообразной формы, кулисообразно расположенных относительно друг друга. Сопоставление оруденения данного типа с хорошо изученными месторождениями титана [13, 80, 88, 162, 163] позволяет предположить, что участки с повышенной концентрацией рудных минералов могут иметь протяженность около 100 м при мощности до нескольких десятков метров. Границы рудных тел с вмещающими породами постепенные. Само оруденение представлено неравномерно распределенной, иногда сидеронитовой вкрапленностью рудных минералов. Вкрапленники (до 15—18% объема породы) имеют ксеноморфную форму и приурочены к скоплениям темноцветных минералов или находятся в промежутках между кристаллами плагиоклаза и роговой обманки. Сложены они ильменитом, титаномагнетитом и магнетитом; в небольшом количестве присутствуют сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит). В их составе установлены гематит, ульвёшпинель, пентландит, кубанит, макиновит.

Максимальное количество титаномагнетита приурочено к ранним дифференциатам массива, а ильменита — к более поздним. Магнетит распространен повсеместно, но наибольшие его концентрации обнаружены в IV ритме.

Ильменит является основным титаносодержащим минералом интрузивных траппов. Его содержание возрастает

от 0,5—1,0% в габбро-долеритах до 15% в такситовых габбро-долеритах и долерит-пегматитах (табл. 31, рис. 18), где он совместно с титаномагнетитом образует близкие к промышленным концентрации.

Т а б л и ц а 31

Количественно-минералогический состав (об. %) титаномагнетитовой минерализации в скв. 3024 (массив Смородино)

Минералы	Глубина, м								
	423,0	446,8	484,9	500,0	520,0	569,0	572,5	574,0	576,0
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ильменит	3,77	2,31	3,60	4,51	7,30	2,22	8,04	3,40	16,37
Магнетит и титаномагнетит	3,13	3,88	3,01	2,14	4,20	2,86	5,59	7,60	17,32
Пирротин	—	0,10	—	0,05	0,40	—	0,39	0,10	1,03
Пирит	0,90	0,31	0,26	0,12	0,10	0,19	0,09	0,20	0,19
Халькопирит	0,01	—	—	—	Сл.	0,01	0,02	—	0,01
Силикаты	92,19	93,40	93,13	93,18	88,00	94,72	85,87	88,70	65,08

Примечание. 1, 3, 4 — Амфиболлизированные такситовые габбро-долериты; 2 — меланократовый долерит-пегматит; 5—9 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит.

По морфологическим особенностям и соотношению с другими минералами выделяется несколько морфогенетических типов (генераций) ильменита. Ранняя его генерация в виде тонкой эмульсионной вкрапленности (0,001—0,005 мм), мелких округлых и призматических зерен располагается вдоль плоскостей спайности пироксенов и амфиболов. Количественно преобладающие крупные (до 0,1—0,5 мм) эвгедральные зерна ильменита и их аллотриоморфнозернистые агрегаты (1—5 мм) поздней генерации резко ксеноморфны по отношению к оливину, пироксенам и плагиоклазу. Биотит иногда образует вокруг ильменита реакционные оторочки. В тесной ассоциации с ильменитом постоянно находится титаномагнетит. От ранних к поздним дифференциатам обычно несколько увеличивается содержание самостоятельных образований ильменита и снижается доля титаномагнетита, что характерно и для трапловых интрузий Сибири [33]. Обычно он имеет двойниковое или решетчатое строение, обусловленное

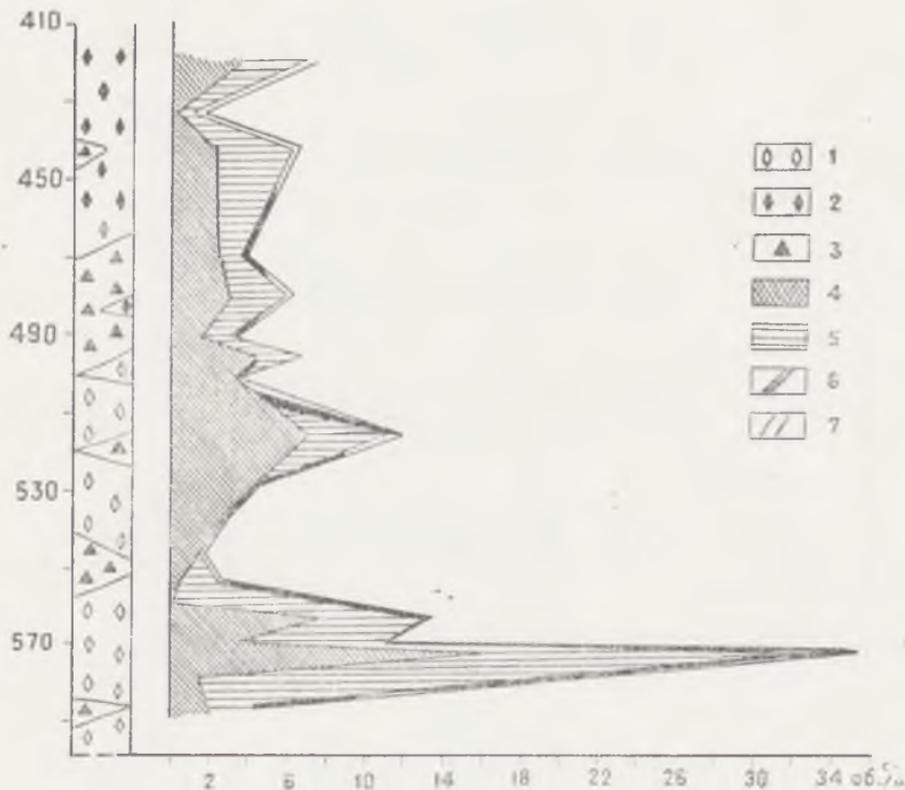


Рис. 18. Особенности распределения и количественно-минералогическая характеристика рудной вкрапленности по скв. 3024 (интрузив Смородино):

1 — оливинсодержащий габбро-долерит; 2 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит; 3 — меланократовый долерит-пегматит; 4 — ильменит; 5 — магнетит; 6 — пирротин; 7 — пирит

серией параллельных или разноориентированных (преимущественно по 1011) узких (0,08—0,1 мм) пластинок, и содержит продукты распада твердых растворов, общее количество которых не превышает 10%. Для последних наиболее характерен магнетит, реже встречается шпинель и гематит. Включения гематита, образующие ориентированные по (0001) цепочки овальных и линзовидных зерен, наблюдаются обычно в центральных частях крупных зерен ильменита. Разрыв смешимости и распад твердых растворов с обособлением ильменита и гематита, как установлено экспериментально [108], происходит при температуре ниже 600°C; вы-

Химический состав ильменитов интрузивной фации траппов КМА

Оксиды	Порода									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	Н. о.	3,54	2,38	0,65	1,19	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1,14	1,55
TiO ₂	45,71	41,00	44,65	34,20	47,74	44,17	46,29	44,11	45,43	44,67
Al ₂ O ₃	Н. о.	4,60	1,38	—	2,04	Н. о.	Н. о.	Н. о.	2,50	—
Cr ₂ O ₃	—	Сл.	0,14	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	11,44	12,77	12,41	29,83	—	13,51	10,53	8,50	1,07	9,62
FeO	42,10	35,19	37,41	33,00	37,50	41,21	42,62	43,36	41,72	39,35
MgO	Н. о.	1,62	0,95	—	—	Н. о.	Н. о.	—	0,99	—
MnO	0,11	0,63	0,38	0,66	0,92	0,41	0,33	0,42	0,44	0,55
CaO	Н. о.	0,32	0,35	0,90	10,01	Н. о.	Н. о.	Н. о.	5,50	2,77
V ₂ O ₅	Н. о.	0,10	0,07	—	—	Н. о.	Н. о.	Н. о.	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,30	0,40
K ₂ O	—	—	—	—	—	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,40	0,30
P ₂ O ₅	Н. о.	—	—	0,26	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	—	0,26
H ₂ O	0,08	—	—	—	—	0,06	0,06	0,02	—	—
С у м а	99,36	99,77	100,12	99,50	99,40	99,30	99,67	99,39	99,49	99,47

Соотношение ведущих окислов

RO ₂	0,8890	0,8204	0,8665	0,7017	0,9685	0,8670	0,8980	0,9120	0,9492	0,9066
R ₂ O ₃	0,1110	0,1796	0,1335	0,2985	0,0315	0,1330	0,1020	0,0880	0,0508	0,0933
RO	0,9100	0,7804	0,8056	0,7749	1,1139	0,9000	0,9190	0,9970	1,1404	0,9594

7. Заказ 613

Пересчеты на минералы

FeTiO ₃	88,9	82,6	81,9	50,2	52,4	86,7	89,8	91,2	63,9	88,7
Fe ₂ O ₃	9,0	13,5	12,2	30,4	—	10,0	8,1	0,3	—	9,6
TiO ₂	—	5,9	5,0	19,4	—	—	—	—	—	1,6
Fe ₃ O ₄	2,1	—	—	—	—	3,3	2,1	8,5	1,2	—
Fe ₂ TiO ₄	—	—	—	—	17,4	—	—	—	17,9	—
CaTiO ₃	—	—	—	—	30,0	—	—	—	17,0	—

Примечание. Породы полнодифференцированных интрузивов: 1, 2 — троктолитовый габбро-долерит (1 — скв. 3012, гл. 518,0 м; 2 — скв. 3019, гл. 292,0—297,0 м); 3, 4 — амфиболитизированные такситовые габбро-долериты (3 — скв. 3021, гл. 273,6—318,0 м; 4 — скв. 3024, гл. 433,0 м); 5, 6, 7 — кварцсодержащие такситовые габбро-долериты (скв. 3024, гл. 502,1—510,7 м); 8 — меланократовый долерит-пегматит (скв. 3021, гл. 581,6—582,4 м). Породы дифференцированных интрузивов: 9 — оливиновый габбро-долерит (скв. 2910, гл. 368,0—389,0 м); 10 — долерит-пегматит (скв. 2926, гл. 1123,8—1134,7 м).

Анализы 2, 3, 4, 5, 9, 10 (из коллекции А. Н. Плаксенко и В. С. Чеснокова) выполнены в лаборатории ИМГРЭ АН СССР (аналитик — А. Б. Архангельская); анализы 1, 6, 7, 8 — в лаборатории ВГУ (аналитик — В. Г. Брюханчик). В ильмените (анализы 2 и 9), кроме того, установлены Nb₂O₅ (0,033 и 0,031%); Ta₂O₅ (0,003 и 0,002% соответственно). Н. о. — компонент не определялся.

ше этого температурного уровня оба минерала образуют неограниченные твердые растворы. Тончайшие оторочки и прожилки гематита и ильменита относятся к более поздней его генерации. Другие продукты распада (шпинель и магнетит) приурочены к краевым частям зерен или к границам пластинок двойникования, в которых слагают как обособленные, так и, подобно ильменитам ряда известных месторождений и рудопроявлений [8, 57, 162], совместные выделения. Для крупнозернистых разностей характерна тесная ассоциация ильменита и титаномагнетита с апатитом, что в известной мере указывает на значительную роль летучих компонентов (фосфора, фтора и др.). Соотношение ильменита с сульфидами — пирротинном и халькопиритом — свидетельствует о его более ранней кристаллизации, так как они не только отчетливо корродируют, но нередко содержат его в виде своеобразных реликтовых «вростков». Ильменит иногда замещается лейкоксеном.

К самым поздним образованиям следует, вероятно, отнести (тысячные, реже сотые доли миллиметра) изометричные или удлиненно-игольчатые и призматические кристаллы ильменита, приуроченные к трещинам спайности, и отдельности во вторичных минералах, развивающихся по пироксенам. Возникновение подобных выделений связано с явлениями перекристаллизации и метаморфизма богатых титаном пород.

Расчеты химических анализов (табл. 32, рис. 19) показали, что помимо ильменитового компонента (50,2—88,7%) в нем в различных количествах присутствуют гематит, рутил, магнетит, шпинель, ульвешпинель, а также перовскит,

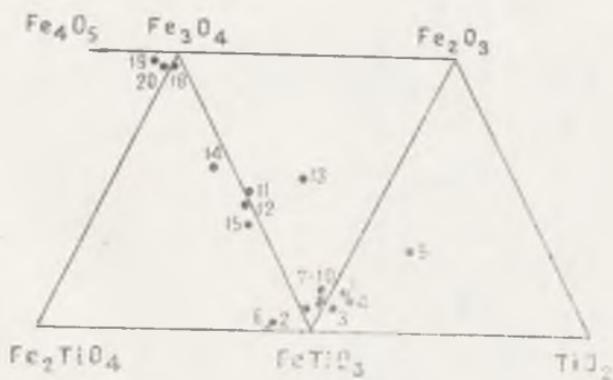


Рис. 19. Диаграмма химических составов ильменита (1—10), титаномагнетита (11—15) и магнетита (18—20) из пород интрузивных траппов КМА. Номера анализов соответствуют номерам в табл. 32, 36

видимые выделения которых под микроскопом не установлены. По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 33) ильменита выявлены следующие параметры элементарной ячейки: $a_h = 5,080 \div 5,092$, $c_h = 14,060 \div 14,093 \pm 0,003$ А. Микротвердость и отражательная способность ильменита (табл. 34) несколько ниже по сравнению с известными данными.

Постоянными элементами-примесями (табл. 35) в ильмените являются (г/т): V (100—3500), Ni и Co (10—200), Cu (40—300), Zn (80—500), Zr (10—2000), Cr (0—1000). Наиболее высокие концентрации V, Ni, Co и Cu установлены в ильменитах полнодифференцированных интрузивов, при этом ильмениты габбро-долеритов обогащены Co, Ni и Cu, а ильмениты долерит-пегматитов и такситовых габбро-долеритов — V и Cr [144].

Титаномагнетит также является ведущим окисно-рудным минералом титаносодержащих руд и аксессуарной минеральной ассоциации траппов. Количественное его содержание испытывает значительные колебания (11,5; 6,7 и 48,6% от суммы рудных минералов в интрузивах типа А, Б и В соответственно). Значительная контрастность распределения титаномагнетита характерна и для различных дифференциатов интрузивов (от десятых долей до 75% от суммы рудных минералов); его концентрация достигает максимума в долерит-пегматитах (73%) и оливинсодержащих габбро-долеритах (75%) при одновременном понижении содержания ильменита.

По морфологическим особенностям, внутренней структуре и взаимоотношениям с другими минералами установлено несколько разновидностей (генераций) титаномагнетита. Вероятно, наиболее ранними его выделениями следует считать тончайшую (тысячные доли миллиметра) сидеронитоподобную вкрапленность в минералах кумулуса (плагноклаз, пироксены, оливин) и в межзерновом пространстве, а также округлые, пальцеобразные, тонкопластинчатые и иной формы мирмекитовые его сростания с плагноклазом и роговой обманкой. Количественно преобладающий в составе пород и руд титаномагнетит поздней генерации слагает обычно крупные (0,5—5 мм) ксеноморфные выделения, на долю которых приходится от 15 до 35 об. % рудной части вкрапленных руд. В крупнозернистых разновидностях пород и руд титаномагнетит совместно с магнетитом и ильменитом образует и более крупные агрегаты гип- и аллотриоморфнозернистой структу-

Рентгенограммы и параметры элементарных ячеек ильменита

№ линии	Порода													
	1		2		3		4		5		6		7	
	l	$\frac{d\alpha}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$
1	4	3,72	2	3,71	3	3,71	5	3,73	4	3,69	4	3,76	4	3,70
2	4	3,02	2	(3,03)	2	(3,03)	4	(3,03)	3	(3,02)	4	(3,04)	—	—
3	—	—	1	2,80	1	2,80	1	(2,79)	—	—	—	—	—	—
4	10	2,74	10	2,74	10	2,74	10	(2,74)	10	2,75	10	2,74	10	2,74
5	8	2,53	8	2,53	8	2,54	9	2,53	8	2,54	8	2,53	9	2,53
6	1	2,46	—	—	—	—	1 _M	2,47	—	—	—	—	—	—
7	4	2,27	4	2,23	5	2,20	4	2,23	6	2,23	3	2,23	3	2,23
8	—	—	—	—	—	—	1	2,06	1	(2,17)	—	—	—	—
9	3	(1,907)	1	(1,894)	2	(1,902)	1	1,904	—	—	1	(1,902)	—	—
10	6	1,868	4	1,864	5	1,866	7	1,864	5	1,866	6	1,868	6	1,865
11	10	1,725	8	1,719	8	1,723	9	1,723	6	1,721	8	1,725	8	1,720
12	—	—	—	—	—	—	1	(1,660)	1	1,648	—	—	—	—
13	1	1,630	—	—	—	—	1	1,632	1	1,634	—	—	1	1,63
14	1	1,619	—	—	—	—	1	1,621	1	1,612	—	—	—	—
15	6	1,508	5	1,504	6	1,505	7	1,505	6	1,502	5	1,503	7	1,504
16	6	1,471	5	1,465	6	1,471	7	1,468	6	1,467	5	1,471	7	1,465
17	1	1,339	1	1,339	3	1,341	4	1,340	1	1,338	1 _p	1,339	1	1,347
18	1	1,273	1	1,272	2	1,272	4	1,270	1	1,268	1 _p	1,272	3	1,270
19	1	1,186	1	1,184	1 _p	1,189	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1	1,154	1 _p	1,153	1 _p	1,155	2 _p	1,156	1	1,151	1 _p	1,156	2	1,147
21	1	1,119	1 _p	1,117	1 _p	1,118	2 _p	1,118	1	1,115	1 _p	1,118	2	1,111
22	1	1,0748	1 _p	1,0748	1 _p	1,0748	2 _p	1,075	1	1,074	1 _p	1,0748	3	1,069
23	—	—	1 _p	—	—	—	2 _p	1,062	—	—	—	—	1	1,050

Параметры элементарной решетки

a	5,092±0,03	5,088±0,03	5,092±0,03	5,080±0,03	—	5,088±0,03	—
c	14,060±0,03	14,067±0,03	14,060±0,03	14,093±0,03	—	14,067±0,03	—

Примечание. 1, 2 — Троктолитовый габбро-долерит (скв. 3012, гл. 512,5—518,0 м); 3—6 — кварц-содержащий такситовый габбро-долерит (3, 4 — скв. 3024, гл. 502,1—510,7 м, 5 — скв. 3024, гл. 576,1 м, 6 — скв. 3024, гл. 558,0 м); 7 — эталон, по В. И. Михееву [95].

Условия съемки: Fe-излучение; $D_k=66$ мм; $d_{обр}=0,3$ мм; $U=40$ кВ; $I=15$ мА; экспозиция — 12 ч (аналитик — Т. Ф. Грачева).

Отражательная способность (R) и микротвердость (H) ильменита, магнетита и титаномагнетита

Минерал	п	R, %									п	H, кг/мм ²	
		Длина волны, нм										пределы колебаний	среднее
		441	462	489	524	553	585	519	666	688			
Ильменит, R ₀	30	17,2	17,5	17,7	17,8	18,1	18,0	18,2	18,1	17,9	82	632,2—959,9	750,8
R _e	30	14,2	14,4	14,2	14,6	14,6	15,0	15,0	14,7	14,5	—	—	—
Магнетит	30	20,5	20,6	20,4	20,1	20,3	20,0	19,9	19,9	19,7	31	532,5—683,0	633,7
Титаномагнетит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	238	570,0—675,0	615,0

Примечание. Здесь и далее п — количество замеров.

Содержание малых элементов в ильменитах траппов КМА, г/т

Элементы	Структурно-вещественный тип А					Структурно-вещественный тип Б		
	расслоенная серия		такситовая серия			6	7	8
	1	2	3	4	5			
Sc	25	—	—	—	30	6,3	25	30
V	2000	100	1000	900	2000	633	1100	1000
Cr	—	—	12	3	500	6,3	—	—
Mn	2500	5000	5000	5333	3000	2666	1500	3000
Ce	150	10	55	40	80	26	110	100
Ni	200	60	42	43	80	23	200	200
Cu	200	70	60	93	80	146	75	150
Zn	200	—	250	300	100	233	40	200
Ga	4	1	4	2	3	2,3	3	4
Sr	—	—	—	33	—	33	—	—
Zr	1250	5	65	70	—	33	125	700
Nb	—	6	0,7	1	—	—	2,5	—
Mo	5	—	—	1,6	—	1	0,5	—
Ag	—	—	—	0,2	—	0,2	—	—
Sn	—	4	1	1,3	—	1,5	1,5	—
St	—	—	—	—	3	—	25	—
Ba	25	—	—	3,3	—	36	40	—
Vb	—	—	—	2,3	—	3,3	—	—
Ti	—	100	—	—	—	—	15	—
Yb	—	10	—	10	10	43	7,5	—
n	2	1	4	3	1	8	2	1

Примечание. 1 — Троктолитовый габбро-долерит (скв. 3012, гл. 512,2—518,0 м); 2 — долерит-пегматит (скв. 3032, гл. 276,5 м); 3, 4, 5 — кварцосодержащий такситовый габбро-долерит (3 — скв. 3024, гл. 502,1—510,7 м; 4 — 576,1 м; 5 — скв. 3021, гл. 585,0—589,1 м); 6, 7 — оливинный габбро-долерит (6 — скв. 2910, гл. 368,0—383,0 м; 7 — скв. 2973, гл. 247,0—248,0 м); 8 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3023, гл. 420,0—428,0 м). Анализы выполнены в лаборатории Кольского филиала АН СССР.

ры, выделяясь среди них несколько большим идиоморфизмом. В таких агрегатах титаномагнетит иногда замещается лейкоксоном, гематитом и сульфидами (преимущественно пиритом). Реже встречается мелкая (тысячные и сотые доли миллиметра) поздняя вкрапленность титаномагнетита, иног-

да совместно с магнетитом, во вторичной роговой обманке и хлоритах.

Для внутреннего строения титаномагнетита характерно наличие четко выраженных решетчатых и пластинчатых структур распада твердых растворов. Наиболее типичная решетчатая (и микрорешетчатая) структура образована пересекающимися пластинчатыми вростками ильменита. Пластинки ильменита шириной 0,005—0,05 мм имеют ровные и резкие границы, в местах пересечения иногда наблюдается их сужение, что, как известно, является одним из характерных признаков распада твердых растворов [2]. Несколько реже встречающаяся грубопластинчатая структура обусловлена развитием в одном направлении сравнительно крупных (до 0.1 мм) пластинок ильменита с тонким двойникованием по (1011). Грубопластинчатыми выделениями ильменита нередко пересекаются тонкопластинчатые и решетчатые структуры. При суждении о последовательности формирования таких структур эти данные, на наш взгляд, свидетельствуют о разновременных и неодинаковых условиях образования решетчатых и грубопластинчатых вростков ильменита в титаномагнетитах.

В ряде случаев пластинчатые вростки ильменита и прежде всего их краевые части сопровождаются разнообразными по морфологии (точечная вкрапленность, веретенообразные тельца, мелкие пластинки и т. п.) выделениями (0.005) обыкновенной шпинели. Однако более широко и нередко совместно с обыкновенной шпинелью в составе титаномагнетита отмечаются вростки ульвёшпинели, представленные мельчайшими (тысячные доли миллиметра) пластиночками, расположенными параллельно грани (100) магнетита и образующими тончайшую прямоугольную сетку или серию параллельных цепочек. По мере приближения к пластинчатым вросткам ильменита обычно происходит постепенное уменьшение размеров решетчатых образований ульвёшпинели вплоть до полного исчезновения. Иногда встречаются более сложные зигзагообразные ее выделения, ориентированные в одном направлении. В таких выделениях просматривается решетчатая структура ильменита, возникшего, вероятно, за счет ульвёшпинели. На светлом фоне титаномагнетита ульвёшпинель выглядит более темной, с кремовым оттенком, и обладает отчетливой анизотропией. Рентгенометрически ульвёшпинель в титаномагнетите устанавливается по наличию раздвоенной линии (220) с межплоскостным расстоянием

2,99 Å. Рассчитанное по этой линии a_0 ульвёшпинели составляет 8,46 Å. Наличие в титаномагнетите структур распада твердого раствора магнетит—ульвёшпинель в соответствии с существующими представлениями [76, 165] и экспериментальными данными [57, 108] говорит о том, что распад титаномагнетита (ильменомангнетита) на магнетит, ильменит и шпинель осуществляется при температуре не ниже 600—700°C.

Значительная неоднородность внутренней структуры титаномагнетита, наличие в нем продуктов распада твердых растворов и ряд других факторов заметно отражаются на его твердости (570—675 кг/мм², средняя — 615 кг/мм², см табл. 34) и химическом составе. Расчеты химических анализов показали (табл. 36): помимо количественно преобладающих магнетитового (30,9—59,1%) и ильменитового (31,6—53,3%) компонентов в титаномагнетите присутствует ульвёшпинель (до 17%), а также гематит. В титаномагнетите среди элементов-примесей (табл. 37) заметно преобладают V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, Ga, Zr; в меньших количествах присутствуют Sc, Ba, Nb, Mo, Yb, Tl, Pb. Рудный титаномагнетит по сравнению с аксессуарным обогащен V, Cr и отчасти Zn. Особый интерес представляет V₂O₅, содержание которого по данным химических анализов подчас достигает 1%. В свою очередь, аксессуарный титаномагнетит из ранних дифференциатов содержит в повышенных концентрациях Co, Ni, Cu, Ga, Zr.

Магнетит характерен для аксессуарной минеральной ассоциации траппов и является одним из главных минералов титаномагнетитовых руд. Наиболее обогащены магнетитом порфировые микродолериты (36,8% объема рудной аксессуарной ассоциации), троктолитовые (41,3%) и оливиновые габбро-долериты (45,7—60,5%), полнодифференцированные интрузивные тела (31,7%). В такситовых габбро-долеритах и долерит-пегматитах магнетит совместно с другими окиснорудными минералами (ильменит, титаномагнетит) образует скопления титаномагнетитовых руд, где на его долю приходится 25—35% объема рудной массы.

По морфологическим особенностям и взаимоотношениям с другими минералами установлено несколько генераций магнетита: а) мелкие округлые каплевидные включения в силикатах кумулуса, а также графические сростания с пироксенами (вследствие, вероятно, одновременной кристаллизации в точке эвтектики, предположительно отвечающей составу,

Химический состав магнетитов и титаномагнетитов интрузивной фации траппов КМА

Окислы	Магнетит			Титаномагнетит						
	Структурно-вещественные типы интрузивов									
	А						Б			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0,62	0,23	0,40	2,23	2,66	0,57	1,25	6,07	2,04	6,77
TiO ₂	1,79	1,13	2,28	18,62	21,93	20,06	14,42	21,98	17,88	20,03
Al ₂ O ₃	—	0,62	1,30	2,92	—	—	4,35	2,23	3,46	3,68
Cr ₂ O ₃	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	64,52	63,54	61,17	38,32	36,05	49,27	41,58	27,04	35,72	35,02
FeO	31,83	32,64	32,26	33,71	36,85	30,49	34,64	33,99	37,63	28,62
MgO	0,80	—	—	—	—	—	1,00	—	—	1,74
MnO	—	0,02	0,04	0,37	0,48	—	0,30	0,63	0,44	0,99
CaO	—	1,50	1,64	1,77	1,17	—	1,32	2,78	1,63	2,49
V ₂ O ₅	—	—	—	0,88	—	—	1,01	0,43	0,84	0,63
H ₂ O	—	—	—	0,92	—	—	—	0,97	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	3,72	0,70	—
С у м м а	99,56	99,30	99,08	99,84	99,14	100,34	99,87	99,84	100,34	99,97
TiO ₂	224	141	285	2330	2745	2511	1805	2751	2238	2507
Fe ₂ O ₃	4040	3954	3830	2399	2257	3085	2604	1693	2237	2193
FeO	4430	4543	4504	4692	5129	4243	4821	4731	5237	3983
Σ TiFe'''	4264	4095	4115	4729	5002	5596	4409	4444	4475	4700
TiO ₂	0,052	0,035	0,069	0,493	0,549	0,449	0,409	0,619	0,500	0,533
Fe ₂ O ₃	0,948	0,965	0,931	0,507	0,451	0,551	0,591	0,381	0,500	0,467
FeO	1,039	0,109	1,094	0,992	1,025	0,758	1,093	1,064	1,170	0,848
Fe ₃ O ₄	94,8	89,1	90,6	49,9	45,1	30,9	59,1	38,1	50,0	31,5
FeTiO ₃	1,3	—	—	49,3	52,4	44,9	31,6	55,5	33,0	53,3
FeTiO ₂	—	—	—	0,8	—	24,2	—	—	—	15,2
Fe ₂ TiO ₄	3,9	3,5	6,9	—	2,5	—	9,3	6,4	17,0	—
Fe ₄ O ₅	—	7,4	2,5	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 2, 3 — Амфиболлизированный такситовый габбро-долерит (1 — скв. 3024, гл. 433,0 м; 2 — 502,1—510,7 м; 3 — 576,9 м); 4, 5 — долерит-пегматит (скв. 3032, гл. 276,5 м); 6 — меланократовый долерит-пегматит (скв. 3021, гл. 581,6—582,4 м); 7 — оливниновый габбро-долерит (скв. 2973, гл. 247,0—248,0 м); 8 — оливнинсодержащий габбро-долерит (скв. 3023, гл. 375,0 м); 9 — долерит-пегматит (скв. 2926, гл. 1123,0—1135,0 м); 10 — оливниновый габбро-долерит (скв. 3, гл. 158,3 м).

Содержание малых элементов в титаномагнетитах интрузивной фации траппов КМА, г/т

Элементы	Структурно-вещественные типы интрузивов							
	А					Б		
	расслоенная серия			такситовая серия				
1	2	3	4	5	6	7	8	
Sc	—	—	3	—	—	20	3	3
V	1000	2500	3000	4500	20000	3000	3000	2000
Cr	—	40	40	30	4000	100	200	50
Mn	800	1000	1200	600	1000	1000	400	2000
Co	200	300	100	30	200	100	100	50
Ni	500	1000	50	200	200	200	20	80
Cu	50	150	100	150	30	50	15	70
Zn	30	1400	300	1400	400	300	100	300
Ga	20	80	100	80	10	30	70	50
Zr	200	90	120	90	—	—	150	150
Nb	—	—	10	—	—	—	—	—
Mo	—	—	10	—	20	—	15	5
Ba	50	30	—	30	—	100	—	—
Yb	—	3	—	7	—	—	—	—
Ti	—	100	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	10	—	—	10	—	—

Примечание. 1 — Троктолитовый габбро-долерит (скв. 3012, гл. 512,2—518,0 м); 2 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3009, гл. 282,8—284,7 м); 3 — долерит-пегматит (скв. 3032, гл. 270,0—283,3 м); 4 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 576,0 м); 5 — меланократовый долерит-пегматит (скв. 3021, гл. 581,6—582,4 м); 6 — троктолитовый габбро-долерит (скв. 2910, гл. 368,0—389,0 м); 7, 8 — оливинсодержащие габбро-долериты (скв. 2922, гл. 330,8—355,5 м).

по К. О. Кратцу [65], $\text{Si}:\text{Mgt}=78:22$); подобные сростания нередко отмечались в траппах Сибири [80], диабазах Прионежья [65] и габбро-норитах ВКМ [126]; б) ксеноморфные зерна (0,3—0,5 мм), которые совместно с ильменитом и титаномагнетитом образуют сидеронито- и шшироподобные агрегатные (с аллотриоморфнозернистой структурой) скопления (до 3,5—4,5 мм) в составе титаномагнетитовых руд; располагаются они в интерстициях породообразующих минералов кумулуса — оливина, плагиоклазов, пироксенов; в) густая пылевидная вкрапленность и изометричные зерна, концентрирующиеся с титаномагнетитом по трещинам спайно-

сти в позднемагматической роговой обманке и биотите, а также в ассоциации с хлоритами и актинолитом. Магнетит титаномагнетитовых руд содержит включения ульвёшпинели и частично замещается сульфидами и гематитом.

Результаты пересчета химического состава магнетита на миналы (см. табл. 36, рис. 19) свидетельствуют о постоянном присутствии в нем ульвёшпинели (3,5—6,9%), иногда ильменита и предположительно железистой разновидности браунмиллерита [42]. Помимо постоянного присутствия титана (см. табл. 36) в магнетите установлен (табл. 38) ряд других

Таблица 38

Содержание малых элементов в магнетитах интрузивной фации траппов КМА, г/т

Элементы	Структурно-вещественные типы интрузивов						
	А				Б		В
	расслоенная серия		такситовая серия				
	1	2	3	4	5	6	7
Ti	2000	2200	4400	1300	2250	4750	2500
V	1500	2166	8900	1500	200	3500	800
Cr	150	233	262	80	80	265	60
Mn	600	266	520	200	2000	675	1500
Co	200	266	78	20	35	245	100
Ni	300	850	147	200	500	700	70
Cu	250	333	72	150	80	825	100
Zn	200	366	460	1000	750	200	100
Ga	100	93	42	—	90	60	60
Zr	100	93	32	50	95	150	100
Nb	—	—	2	—	5	—	10
Mo	5	3	15	—	5	—	4
Ba	—	17	3	10	10	20	—
Yb	—	—	1	—	—	5	—
Tl	150	50	—	—	—	—	80
Pb	—	6	8	—	—	—	4
n	1	3	5	1	2	2	1

Примечание. 1 — Троктолитовый габбро-долерит (скв. 3012, гл. 512,2—518,0 м); 2 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 3009, гл. 282,8—302,0 м); 3 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит (скв. 3024, гл. 502,1—510,7; 558,0 и 576,9 м); 4 — такситовый амфиболизированный габбро-долерит (скв. 3024, гл. 433,0 м); 5 — троктолитовый габбро-долерит (скв. 2910, гл. 368,0—389,0 м); 6 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 2922, гл. 330,8—355,5 м); 7 — оливиновый габбро-долерит (скв. 3, гл. 158,3 м).

элементов-примесей: V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, Ga, Zr, Mo, а также Ba, Nb, Tl, Pb. Весьма характерно, что аксессуарный магнетит из ранних дифференциатов обогащен Co, Cu, Ga, Zr, Tl, отчасти Cr, а из титаномагнетитовых руд содержит повышенное количество V (до 8900 г/т). Наличие в составе рудного магнетита повышенного содержания титана обусловливает некоторое увеличение параметров элементарной ячейки (табл. 39, анализы 1 и 4, для которых TiO_2 равен 1,13 и 2,28% соответственно). Отражательная способность и твердость магнетита (см. табл. 34) близки к эталонным [105].

Наличие ряда генераций железотитановых окисных минералов и широкое развитие структур распада твердых растворов свидетельствуют о том, что их выделение происходило по существу на всем протяжении процесса кристаллизации, начиная от возникновения титаномагнетит-ульвешпинелевой ассоциации до ильменит-ульвешпинелевой, магнетит-титаномагнетитовой и магнетит-ильменитовой парагенетической.

Сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит, реже пентландит, макинавит, валериит, миллерит, кубанит) в интрузивных траппах входят в состав аксессуарной минеральной ассоциации (см. табл. 30), при этом их содержание испытывает определенную зависимость от полноты дифференциации (14,6; 9,6 и 8,6% от общей суммы рудных минералов в типах А, Б и В соответственно). Наиболее высокие концентрации сульфидов приурочены к порфировым и оливиновым долеритам начальной стадии кристаллизации (26% от суммы рудных минералов), а также к диоритам (20,7%) и гранитам (36,3%), завершающим процесс становления интрузивов. В габбро-долеритах доля сульфидов невелика (6,1—8,4%), несколько обогащены ими рудные зоны такситовых габбро-долеритов и долерит-пегматитов. Форма выделения сульфидов в этих рудах крайне разнообразна и обычно подчиняется контурам соседних агрегатов рудных и силикатных минералов. В широких пределах варьируют размер (0,01—3 мм) и количество (0,2—3 об.%) сульфидных вкрапленников. Наиболее характерны вкрапленники изометрично-угловатых очертаний. Нередко они слагают тонкие секущие жилки и прожилкообразные выделения на границе между окиснорудными и силикатными минералами. Магнетит и титаномагнетит обычно интенсивно корродируются и замещаются сульфидами с образованием глубоких бухтооб-

№ ли- нии	Порода													
	1		2			3			4		5		6	
	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	(hkl)	I	$\frac{d\alpha}{n}$	(hkl)	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1	3	4,88	3	4,82	111	4	4,83	—	4	4,88	—	—	—	—
2	3	(3,26)	3	(3,28)	220 β	2	(3,27)	220 β	3	(3,27)	—	—	3	3,31
3	8	2,96	7	2,97	220	6	2,96	220	7	2,96	4	2,94	6	2,99
4	5	(2,79)	5	2,79	311 β	5	2,79	311 β	5	(2,78)	—	—	5	(2,807)
5	10	2,53	10	2,538	311	10	2,52	311	10	2,53	10	2,52	10	2,54
6	3	2,42	3	2,427	222	1	2,43	222	2	2,42	—	—	3	2,428
7	3	(2,347)	3	(2,322)	400 β	1	(2,29)	400 β	2	(2,31)	—	—	3	(2,310)
8	6	2,10	6	2,11	400	5	2,09	400	5	2,09	5	2,08	7	2,098
9	4	(1,781)	3	(1,787)	333 β	3	(1,778)	333 β	3	(1,777)	—	—	4	(1,785)
10	4	1,715	4	1,710	422	3	1,707	422	4	1,711	3	1,708	5	1,710
11	3	1,639	4	1,643	440 β	3	(1,634)	440 β	3	1,631	—	—	2	(1,632)
					333			333						
12	7	1,618	7	1,624	511	6	1,614	511	9	1,614	8	1,613	9	1,612
13	8	1,483	8	1,489	440	8	1,480	440	9	1,481	8	1,478	9	1,479
14	2	1,326	2	1,331	620	—	—	—	1	1,326	—	—	3	1,325
15	5	1,282	5	1,285	533	3	1,279	533	5	1,277	—	—	5	1,277
16	2	1,266	2	1,271	622	1	1,264	622	3	1,264	—	—	2	1,264
17	2	1,212	2	1,209	731 β	—	—	—	1	1,211	—	—	3	1,209
18	—	—	3	1,127	642	2p	1,122	642	3	1,123	3	1,120	4	1,119
19	6	1,094	5	1,097d ₁	731	4p	1,092	731	у	1,090	6	1,092	8	1,091
								553						
20	4	1,049	3	1,053d ₁	800	2p	1,049	800	3	1,050	3	1,049	6	1,047

Параметры элементарной ячейки

a_0	$8,392 \pm 0,002 \text{ \AA}$	$8,400 \pm 0,004 \text{ \AA}$	$8,389 \pm 0,005 \text{ \AA}$	$8,395 \pm 0,002 \text{ \AA}$	$8,393 \pm 0,003 \text{ \AA}$
-------	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-------------------------------

Примечание. 1—5 — тахситовые кварцсодержащие габбро-долериты (скв. 3024: 1 — гл. 502,1—510,7 м; 2 — гл. 502,1—510,7 м; 3 — гл. 558,0 м; 4 — гл. 576 м); 6 — мелалократовый долерит-пегматит (скв. 3024, гл. 484,8 м); 7 — эталон, по В. И. Михееву [95]. Химические анализы для 1 и 4 магнетитов приведены в табл. 36 (анализы 1, 2, 3 соответственно).

Условия съемки: Fe-излучение; $D_K = 66$ мм; $d_{\text{обр}} = 0,3$ мм; $U = 40$ кВ; $I = 15$ мА; экспозиция 12 ч (аналитик — Т. Ф. Грачева).

разных заливов, при этом пирротином замещается только магнетит, пластинки же ильменита, являющиеся продуктами распада твердых растворов, сохраняются. Окиснорудные минералы иногда содержат мелкие включения сульфидов. Каплеобразные выделения и отдельные вроски сульфидов с овальными очертаниями встречаются и в породообразующих силикатах. Все это свидетельствует о длительном процессе кристаллизации сульфидов, однако главная их масса несомненно формировалась позже титаномagnetитовых руд.

В эффузивных, пирокластических и туфогенно-осадочных породах глазуновской толщи сульфиды отличаются не только более разнообразным составом (пирротин, пирит, халькопирит, пентландит, миллерит, марказит, галенит, сфалерит, молибденит, киноварь, аурипигмент), но и значительной контрастностью распределения. Помимо сульфидной аксессуарной ассоциации (см. табл. 30) пирротин и пирит образуют зоны колчеданного оруденения. Такие зоны мощностью от первых метров до 15—25 м (скв. 2926, 2916 и др.) в большей мере тяготеют к базальтам и их пирокластическим аналогам. Распределение сульфидов в них неравномерное — от бедной вкрапленности (3—5% объема породы) до густо вкрапленных (25—30%) и массивных гнездобразных скоплений, прожилков (1—5 см) и жил (0,3—1,5 м) в ассоциации с эпидотом, кварцем, карбонатами, альбитом. В составе колчеданного оруденения выделяются две минеральные ассоциации — существенно пирротиновая (преобладающая) и пиритовая. В этих ассоциациях присутствуют халькопирит (от единичных зерен до 22% объема рудной массы), реже пентландит (единичные зерна — 8%), сфалерит, молибденит, а также более ранние окиснорудные минералы (магнетит, ильменит, гематит, сидерит, лейкоксен и др.).

Пирротин образует основную массу (75—95%) вкраплений и мономинеральных агрегатов. В пирокластических породах, кварц-эпидотовых и существенно эпидотовых жилах и прожилках вкрапленность обычно крупнее, чем в порфиритах и базальтах. В интрузивных траппах наиболее крупные (0,4—1 мм) выделения аксессуарного пирротина приурочены к такситовым габбро-долеритам и долерит-пегматитам, отчасти к порфирировым и оливиновым долеритам (от 17 до 30% всей рудной массы). Размер вкрапленников составляет тысячные и сотые доли миллиметра. Агрегатные выделения пирротина в зонах колчеданного оруденения имеют аллотриоморфнозернистую структуру и сложены неправильными,

полигональными или несколько удлиненными полисинтетически сдвойникованными зернами (1—2 мм) и нередко содержат пламенивидные и веретенообразные вроски пентландита (единичные зерна — 3—8%). Ассоциирующий с пирротином халькопирит не только образует взаимные сростания, но и корродирует его. В целом же пирротин из колчеданных руд представлен моноклинной модификацией (табл. 40) или сростаниями моноклинной и гексагональной фаз. Данные о физических свойствах пирротина (отражательная способность, микротвердость) из колчеданных руд приведены в табл. 41, химический состав и кристаллохимическая форму-

Таблица 40

Рентгенограммы пирротина из титаномагнетитового оруденения

№ линий	1		2		3		
	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl
1	5	2,98	5	2,98	6	2,98	200
2	3	2,93	3	2,92	—	—	—
3	8	2,65	8	2,64	7	2,64	201; 111
4	1	2,53	—	—	7	2,63	201; 111
5	4	2,28	4	2,27	—	—	—
6	10	2,06	10	2,06	10	2,067	202
7	10	1,02	—	—	10	2,050	202
8	2	1,903	2	1,899	—	—	—
9	III	1,773	—	—	—	—	—
10	8	1,729	8	1,723	10	1,717	020
11	2III	1,612	—	—	1	1,603	203; 113
12	1	1,584	1	1,592	4	1,591	203; 113
13	3	1,447	1	1,439	4	1,447	401; 221
14	—	—	—	—	4	1,436	401; 221
15	4	1,430	1	423	6	1,424	004
16	3	1,33	2	1,323	6	1,320	402
17	3	1,322	2	1,316	6	1,313	402
18	III	1,184	—	—	2	1,173	403; 223
19	III	1,172	—	—	2	1,163	403; 223
20	4	1,102	2III	1,104	2	1,105	411; 421
21	4	1,094	2III	1,096	6	1,099	314
22	—	—	2	1,092	4	1,092	314
23	—	—	2	1,051	4	1,0484	712; 532
24	—	—	2	1,044	10	1,0422	712; 532

Примечание. Пирротин моноклинный: 1 — скв. 3024, гл. 566,6 м; 2 — скв. 3024, гл. 576,1 м; 3 — по данным А. Д. Генкина с соавт. [22].

Условия съемки: Fe-излучение; $D_k=66$ мм; $d_{обр}=0,3$ мм; $U=40$ кВ; $I=15$ мА; экспозиция 12 ч (аналитик — Г. Ф. Грачева).

Таблица 41

Отражательная способность (R) и микротвердость (H) пирротина и пирита из колчеданного оруденения КМА

Минерал	R, %										H, кг/мм ²						
	Кол-во замеров	Длина волн, нм										Кол-во замеров	пределы колебаний	среднее	K ₀	наиболее вероятное значение	
		441	462	489	524	553	585	619	666	688							
Пирротин																	
Миним. отр.	30	37,7	36,1	38,3	39,9	41,2	43,1	45,2	46,5	46,7	30	259,9—321,0	287,3	1,23	277,0		
Максим. отр.	30	31,3	28,8	30,2	31,7	32,9	34,3	35,7	36,9	36,6	—	—	—	—	—		
Пирит	30	44,4	45,1	48,4	50,5	51,8	52,6	53,0	53,7	53,4	30	1144,0—1398,8	1222,5	1,22	1242		

ла — в табл. 42. Помимо Ni (2700 г/т), Co (400 г/т), Ti (2000 г/т) спектральным анализом в его составе обнаружены Zп (500 г/т), Y (30 г/т), Zr (30 г/т), Ba (30 г/т).

Таблица 42

Химический состав пирротина и пирита зоны колчеданного оруденения в афировых базальтах (эффузивная фация траппов КМА)

Окислы	Порода	
	1	2
SiO ₂	0,48	1,10
TiO ₂	0,20	0,16
Al ₂ O ₃	0,47	1,08
Fe ₂ O ₃ + FeO	58,79	45,47
MgO	0,36	0,72
CaO	2,00	1,50
P ₂ O ₅	0,24	0,24
Ni	0,27	0,23
Co	0,04	0,17
Cu	0,04	0,13
S	36,92	48,86
С у м м а	99,81	99,66

Fe_{0,7}S

Fe_{2,38}

Примечание. 1 — Пирротин (скв. 2926, гл. 1486,5 м); 2 — пирит (скв. 2926, гл. 1398,0 м).

Пирит характерен для рудной и акцессорной ассоциаций траппов. Им обогащены полнодифференцированные тела (6,8% от суммы рудных минералов), а в их разрезе — породы такситового ритма (9,1%), диориты (16,2%) и граниты (35%). В титаномагнетитовых рудах на его долю приходится примерно 25—35% от общей массы сульфидов. Пирит слагает хорошо образованные кристаллы и неправильной формы самостоятельные агрегаты, а также развивается по магнетиту, титаномагнетиту, халькопириту и пирротину, подчас полностью замещая последний.

В эффузивных и пирокластических породах пирит нередко образует существенно пиритовые (60—90% от сульфидной массы) зоны в измененных эпидотизированных, хлоритизированных и карбонатизированных туфах базальтов, которые также содержат повышенные концентрации халькопирита (4—22% от суммы сульфидов), иногда самостоя-

тельные выделения пентландита (до 8%) при практически полном отсутствии пирротина. В колчеданных рудах пирит слагает разнообразные по морфологии вкрапленные и мономинеральные агрегатные выделения (0,1—1,5 мм) или сплошные массы с гип- и панидиоморфнозернистой структурой. Широко распространены также его футлярообразные кристаллы (1—2 мм). Нередко пирит замещает пирротин или располагается в промежутках зерен пирротина с образованием петельчатых структур. Физические характеристики пирита из зон колчеданного оруденения приведены в табл. 40. Химический состав его (см. табл. 41) отличается некоторым избытком серы, постоянным присутствием TiO_2 (0,16%), Ni (0,23%), Co (0,17%), Cu (0,13%), а также Zп (300 г/т), Mn (100, г/т), Zг (50 г/т), V (30 г/т), Ва (10 г/т).

Халькопирит отмечается постоянно в титаномагнетитовых и колчеданных рудах и в составе акцессорной ассоциации траппов, но присутствует в незначительном количестве (0,5—5% от суммы рудных минералов). Несколько обогащены халькопиритом оливинсодержащие габбро-долериты, долерит-пегматиты и диориты (4,5%). Низки его концентрации в базальтах и порфиритах (30,5 и 21,6 г/т). В титаномагнетитовых рудах он присутствует спорадически. Обогащены халькопиритом лишь зоны колчеданного оруденения, особенно существенно пиритового состава, где на его долю приходится 4—8%, а в отдельных случаях до 22% от суммы рудных минералов. Он присутствует в полиминеральных вкрапленниках, корродирует пирротин, образует тонкие прожилки, самостоятельные зерна (0,05—1 мм) и их агрегаты, находится в тесном срастании с пиритом или частично замещает его. В халькопирите из титаномагнетитовых скоплений отмечается кубанит в виде пластинок распада.

Другие сульфиды и их аналоги (марказит, макшавит, млллитерит, валернит, галенит, сфалерит, молибденит, киноварь, аурипигмент) встречаются спорадически. Пентландит присутствует постоянно (единичные зерна) в составе акцессорной ассоциации интрузивных траппов и спорадически, но в несколько большем количестве (от единичных зерен до 3, а иногда до 8% от суммы рудных минералов) — в колчеданных рудах (в ассоциации с пирротинном).

Из акцессорных минералов особый интерес представляют апатит и циркон, распределение которых определяется процессами дифференциации. Кристалломорфологические признаки, состав элементов-примесей и другие свойства этих

минералов широко используются при решении петрологических и металлогенических вопросов.

Апатит представлен двумя морфогенетическими типами. Первый из них, ассоциирующий преимущественно с плагиоклазом, в габбро-долеритах и реже в других разновидностях траппов образует мелкие (от $0,1 \times 0,08$ до $0,1 \times 0,2$ мм) игольчатые и короткопризматические ($d:l=1:1$; $1:1:5$; $1:2$) с сильно корродированными шероховатыми гранями (101 и 001) водянопрозрачные кристаллы, нередко с тонкодисперсными включениями сульфидов. Количественно резко преобладающий (особенно в долерит-пегматитах, такситовых габбро-долеритах, диоритах) и ассоциирующий с магнетитом и ильменитом второй тип апатита образует крупные ($0,2 \times 0,4$ мм и более) кристаллы. Среди них выделяются: а) удлинено-призматические ($d:l=1/3$) сильно корродированные и призматические с характерными габитусными гранями призмы (1010) и пинакоида (0001) полупрозрачные, дымчатые и светло-серые, с тонкими включениями сульфидов, окиснорудных и темноцветных породообразующих минералов; б) столбчатые, иногда уплотненные по $L_2 \perp 1120$, короткопризматические ($d:l=1:2$; $1:1,5$), с преобладающим развитием граней (1010), (1120), (1010), (0001), непрозрачные и светло-серые, с включениями биотита и хлоритизированных амфиболов; в) неправильной формы полупрозрачные зерна и их агрегаты с многочисленными включениями рудных и силикатных минералов. Постоянными элементами-примесями, очевидно, изоморфно входящими в аксессуарный апатит, являются Mn, Ti, Cu, Sr, Zr, а также редкоземельные (табл. 43) и радиоактивные элементы [141].

Циркон образует два морфогенетических вида. Первый, ассоциирующий с пироксенами, биотитом, иногда с плагиоклазом, слагает мелкие (0,08—0,15 мм) изометричные тетрагонально-призматические и короткопризматические ($d:l=1:1$, $1:2$), иногда оплавленные и пятнистые, прозрачные, бледно-розовые с сиреневым оттенком кристаллы ($N_e=1,942$, $N_o=1,901$) с преобладающим развитием граней (110) по сравнению со (100), (111) и (131). Второй тип циркона, приуроченный к поздним дифференциатам, ассоциирует с биотитом (и нередко включен в него), а также с амфиболами, хлоритами и окиснорудными минералами. Он образует крупные ($0,1 \times 0,3$ мм) удлинено-призматические ($d:l=1:3$) кристаллы ($N_e=1,965—1,975$, $N_o=1,922—1,928$) с преимущественным развитием призматических граней (110) и (100),

Содержание элементов группы TR_2O_3 в акцессорном апатите, мас. %

Элементы	Порода		
	1	2	3
La_2O_3	0,031	0,040	0,040
CeO_2	Сл.	0,14	0,15
Pr_2O_3	—	—	0,049
Nd_2O_3	0,056	0,11	0,090
Er_2O_3	—	Сл.	—
Yb_2O_3	0,0016	0,00076	0,0046
Lu_2O_3	—	—	0,00042
Y_2O_3	0,074	0,12	0,11
ΣTR_2O_3	0,16	0,42	0,44

Примечание. Апатит из: 1 — такситового амфиболизированного габбро-долерита (тип А, скв. 3021, гл. 273,6—312,0 м); 2 — такситового габбро-долерита (тип А, скв. 3024, гл. 433,0 м); 3 — оливинсодержащего габбро-долерита (тип Б, скв. 2922, гл. 342,0 м). Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИМГРЭ АН СССР и МГ СССР.

отражая существенную роль летучих компонентов и особенно щелочей, стимулирующих преобладающий рост этих граней. Характерно также асимметричное (относительно $P \perp L_4$) развитие граней, которое выразилось в преобладании дипирамиды (111) с одной стороны и (131) — с другой. Постоянными элементами-примесями в цирконе являются (табл. 44) Ti, Mn, P, Ga и радиоактивные элементы [141], реже встречаются Yb, Pb.

Таблица 44

Содержание малых элементов в цирконах траппов КМА

Элементы	Порода			
	1	2	3	4
Ti	—	7000	5000	1000
Mn	70	300	300	200
Cu	2	10	2	10
Pb	—	—	—	10
Ga	—	5	5	3
Yb	2000	—	—	—

Примечание. 1—3 — Кварцсодержащие такситовые габбро-долериты (скв. 3024, гл. 502,1 м); 4 — амфиболизированные такситовые габбро-долериты (скв. 3021, гл. 273,5 м).

Рентгенограммы муассанитов из основных и ультраосновных пород ВКМ и Приазовья

№ линий	Эталон		КМА				Юго-восток ВКМ		Приазовье	
	1		2		3		4		5	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	1	—	1	(2,861)	1	(2,89)	2	(2,90)	—	—
2	4	—	4	(2,76)	2	(2,77)	4	(2,76)	—	—
3	60	2,62	5	2,61	2	2,64	5	2,61	8	2,69
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	70	2,51	10	2,51	10	2,51	10	2,51	10	2,51
6	50	2,35	5	2,36	8	2,35	5	2,35	7	2,36
7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	40	2,17	4	2,17	3	2,17	4	2,17	4	2,18
10	30	2,00	1	1,998	1	2,08	2	1,988	2	2,01
11	—	—	3	1,697	4	(1,697)	3	1,695	4	1,708
12	30	1,67	3	1,674	2	1,674	3	1,670	3	1,683
13	—	—	2	(1,565)	1	(1,561)	1	(1,561)	—	—
14	80	1,54	10	1,539	10	1,539	4	1,537	10	1,552
15	—	—	2	(1,449)	3	1,447	3	(1,445)	—	—
16	50	1,42	5	1,420	6	1,420	6	1,417	5	1,434
17	—	—	—	—	—	—	6	1,327	—	—
18	80	1,31	10	1,313	10	1,312	8	1,315	10	1,324
19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	30	1,29	3	1,287	3	1,287	2	1,290	6	1,297
21	20	1,22	2	1,220	3	1,257	2	1,258	5	1,264
22	—	—	2	(1,150)	3	(1,152)	—	—	1	1,141
23	20	1,13	3	1,134	1	1,133	1	1,134	—	—
24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	—	—	3	(1,102)	3	(1,102)	—	—	—	—
26	40	1,09	6	1,090	5	1,089	5	1,089	7	1,096
27	—	—	2	(1,074)	2	(1,074)	—	—	—	—
28	10	1,06	2	1,065	—	—	—	—	3	1,08
29	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,07
30	40	1,04	6	1,044	6	1,044	5	1,044	6	1,047
31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
32	—	—	3	1,006	—	—	—	—	4	1,009
33	—	—	1	1,004	—	—	—	—	—	—
34	50	0,998	6	0,999	6	1,000	8	0,999	9	1,001
35	—	—	3	0,999	3	0,999	4	0,999	5	0,988
36	40	0,986	5	0,988	6	0,989	—	—	8	0,978
37	—	—	3	0,988	3	0,987	—	—	3	0,973
38	50	0,973	4	0,980	—	—	—	—	—	—

№ линий	Эталон		КМА				Юго-восток ВКМ		Приазовье		
	1		2		3		4		5		
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
Параметры элементарной ячейки		$a_0 = 3,081 \text{ \AA}$		$a_0 = 3,081 \text{ \AA}$		$a_0 = 3,082 \text{ \AA}$					
		$c_0 = 15,085 \text{ \AA}$		$c_0 = 15,060 \text{ \AA}$		$c_0 = 15,074 \text{ \AA}$					

Примечание. 1 — Эталон карбида кремния [99]; 2—3 — зеленовато-голубой и синий муассанит из траппов глазуновской толщи (скв. 2926, гл. 760—770 м); 4 — зеленовато-голубой муассанит из оливиновых габбро-норит-троктолитов (скв. 7229, гл. 566,0—587,0 м; Елань-Колосовский массив юго-востока ВКМ [143]); 5 — муассанит из вулканических брекчий щелочных базальтоидов Приазовья.

Условия съемки: Fe-излучение; $V = 40 \text{ кВ}$; $I = 15 \text{ mA}$; экспозиция — 12 ч; $E_k = 57,3 \text{ мм}$; $d_{обр} = 0,3 \text{ мм}$ (аналитик — Т. Ф. Грачева). Для 5: $FeK_{\alpha_1+\alpha_2}$ -излучение; $D_k = 57,3 \text{ мм}$; $V = 40 \text{ кВ}$; $I = 10 \text{ mA}$; экспозиция = 4 ч [77].

Муассанит установлен [143] в значительном количестве (122,5 г/т) в пробе, взятой из потока плагиопорфиров (см. табл. 30). Представлен он зернами неправильной формы (0,05—0,31 мм), редко с одной-двумя выраженными гранями. Цвет голубой, голубовато-зеленый, синий, темно-синий, отдельные его зерна имеют неравномерную окраску. Микротвердость муассанита составляет 2563 кг/мм^2 , удельный вес — $3,18—3,21 \text{ г/см}^3$. Минерал анизотропен, обладает высокими цветами интерференции, ярко окрашенные зерна плеохроируют в голубых и зеленоватых тонах, показатель преломления значительно выше 2,080.

Гексагональная модификация $d\text{-}sic|| (6H)$ установлена для голубых и зеленых разновидностей муассанита (табл. 45). Рентгенографические его характеристики обнаруживают значительное сходство с муассанитом из дифференцированных габбро-гипербазитовых среднепротерозойских субплатформенных интрузий юго-востока ВКМ [143] и магматических брекчий щелочно-базальтоидных магматических образований Приазовья [77]. Присутствие в некоторых зернах муассанита рудных минералов, постоянно встречающихся в составе

аксессуарных минеральных ассоциаций основных-ультраосновных пород, подтверждает его природное происхождение.

Природный муассанит образуется в гетерогенных условиях при магматических, метаморфических и гидротермальных процессах. Однако установлено, что зарождение разных модификаций муассанита в таких образованиях, как кимберлиты, магматические брекчии, трубки взрыва, происходит в глубинных зонах в условиях высоких температур и давлений [7, 90]. Несомненно, что известные в настоящее время находки муассанита в пределах ВКМ и УКЩ, тесная связь его с основным-ультраосновным магматизмом разных этапов платформенного развития представляет особый интерес в решении проблемы алмазности Русской платформы.

Глава III

ПЕТРОХИМИЯ

Петрохимическая характеристика траппов КМА приводится на основе результатов более 240 химических анализов коллекции авторов, большинство из которых опубликовано в справочнике [128].

В отдельные таблицы (табл. 46—49) сведены средневзвешенные химические составы различных структурно-вещественных типов интрузивных траппов и слагающих их ритмов. Расчет средневзвешенных значений производился главным образом на основании учета соотношения мощностей петрографических «слоев», обычно представленных одной петрографической разновидностью, и данных распределения плотностей, колебания которых имеют диапазон от 2,85 до 2,27 г/см³ в наиболее распространенных разновидностях, т. е. существенно не меняют общего значения средневзвешенного. Следует отметить, что аналогичным образом рассчитывались средневзвешенные для многих трапповых интрузий Сибирской платформы [98]. В качестве одного из критериев проверки степени надежности расчетов средневзвешенных значений учитывалась известная их близость составу «закаленных» контактовых зон [52, 120]. С целью получения более контрастного выражения устанавливаемых генеральных тенденций дифференцированного изменения вещественного состава в процессе становления различных структурно-вещественных типов интрузивов было рассчитано балансовое распределение (табл. 50). За основу расчета было принято допущение, что в случае идеально равномерного распределения среднее содержание компонента должно быть одинаковым в любой породе и одновременно отвечать средневзвешенному значению для всего интрузива в целом. Следова-

тельно, если общий объем интрузива и содержание в нем компонента принять за 100 %, то отклонения реальных значений от «идеальных» позволят установить условный избыток или дефицит компонента и в конечном счете выявить ассоциации «накапливающихся» компонентов для отдельных этапов дифференциации и определить специфику этого процесса в целом. Надежность примененного приема подтверждалась данными статистического анализа (табл. 51). Статистические параметры распределения пороодообразующих и рудных компонентов позволяют с достаточной степенью надежности сравнивать и оценивать различные члены трапповой ассоциации на петрохимической основе. Вычисление статистических оценок параметров распределения осуществлялось в вычислительном центре ВГУ и в отделе математических методов ВСЕГЕИ.

Наряду с анализом распределения пороодообразующих и рудных компонентов в целях металлогенического прогнозирования применялся метод многократной корреляции [11, 28, 136], позволяющий наиболее полно использовать всю металлогеническую информацию, заложенную в химических анализах, и, в частности, выделить комплекс ассоциаций химических элементов разной степени общности. Программа «Многократная корреляция» реализована в отделе математических методов ВСЕГЕИ. На основании матриц составлены коррелятивные ассоциации элементов, антагонистических друг другу. Внутри каждой ассоциации взаимоотношение элементов характеризуется степенью положительной коррелятивной связи, равной порядку цикла, на котором коэффициент корреляции достигает заданного уровня значимости, т. е. наиболее сильные связи характеризуются наименьшим порядковым циклом и наоборот. Получены и исследованы коррелятивные антагонистические ассоциации элементов пород интрузивной и эффузивной фаций. Все эти данные, отражающие особенности химизма траппов, использовались для построения как общеизвестных [47], так и ряда специальных диаграмм [27, 74].

Траппы КМА, согласно классификации А. Н. Заварицкого [47], по соотношению Al, Ca и щелочей относятся к нормальному ряду. Для них характерно устойчивое преобладание Na над K, Fe над Mg. Однако содержание окислов и их петрохимические соотношения обнаруживают заметные вариации вследствие различных условий кристаллизации магматического расплава. Анализ средневзвешенных соста-

Средневзвешенные составы и числовые характеристики
полнодифференцированных интрузивов (тип А)
и слагающих их ритмов

Компо- ненты	Порода									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Средневзвешенные составы</i>										
SiO ₂	47,23	47,66	49,03	50,50	50,93	51,20	47,89	54,70	71,35	51,92
TiO ₂	1,34	1,66	1,37	1,33	1,31	1,87	1,73	1,46	0,34	1,47
Al ₂ O ₃	13,37	13,58	15,15	13,90	12,87	14,48	13,51	14,38	13,31	14,32
Fe ₂ O ₃	4,30	2,80	3,21	4,81	4,82	5,33	6,10	4,43	0,88	4,20
CaO	11,69	12,50	10,18	9,35	9,38	7,80	9,64	7,11	2,45	8,54
MnO	0,13	0,14	0,12	0,14	0,13	0,06	0,13	0,10	0,06	0,10
MgO	7,54	7,20	7,60	6,59	5,97	6,77	6,28	3,74	0,81	6,40
CaO	10,64	10,57	9,47	9,46	10,37	8,78	10,07	7,80	2,41	8,82
Na ₂ O	2,10	2,46	2,24	2,38	2,72	2,77	3,00	3,55	5,02	2,74
K ₂ O	0,43	0,64	0,52	0,61	0,74	0,40	0,50	0,84	2,75	0,67
P ₂ O ₅	0,25	0,20	0,25	0,28	0,35	0,42	0,54	0,46	0,18	0,33
SO ₃	0,40	0,16	0,38	0,25	0,16	0,06	0,30	0,63	0,25	0,21
П. п. п.	0,58	0,43	0,48	0,40	0,25	0,06	0,31	0,80	0,24	0,28
Кол-во анали- зов	3	2	14	6	9	37	1	15	10	97

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

a	5,2	6,2	5,5	6,1	7,0	6,6	7,2	9,0	14,6	7,0
c	6,3	5,9	7,0	6,2	5,0	6,4	5,8	5,2	1,3	6,1
b	34,0	33,0	30,0	29,5	30,2	27,6	31,8	21,6	5,8	27,0
s	54,5	54,9	57,5	58,2	57,8	59,4	55,7	64,2	78,3	59,9
f'	43,4	42,9	42,4	44,1	42,6	43,2	45,1	49,8	51,7	43,1
m'	37,3	36,5	43,7	37,7	32,8	41,3	33,3	29,7	22,5	39,9
c'	19,3	20,6	13,9	18,2	24,6	15,5	21,6	20,5	25,8	17,0
n	88,0	85,8	87,5	86,7	84,6	91,8	90,6	85,7	73,3	87,3
t	2,0	2,6	2,0	1,9	1,9	2,7	2,6	2,0	0,3	2,2
φ	10,7	6,5	9,3	13,8	13,3	16,2	16,2	17,9	12,4	13,0
Q	-7,7	-8,5	-3,0	-2,0	-3,4	-0,8	-9,3	+5,2	+26,1	-0,3
a/c	0,82	1,05	0,79	0,98	1,40	1,03	1,24	1,73	11,23	1,15

Примечание. Контактная зона: 1 — порфиновые микродолериты; 2 — оливковые долериты. Расслоенная и такситовая серии: 3, 4, 5, 6 — средневзвешенные составы I, II, III ритмов расслоенной и IV — такситовой серий соответственно. «Верхняя» контактная зона: 7 — роговообманковые микрогаббро. Жильная серия; 8 — диориты; 9 — граниты; 10 — средневзвешенный состав полнодифференцированных интрузивов.

Средневзвешенные составы и числовые характеристики дифференцированных (тип Б) и недифференцированных (тип В) интрузивов, слагающих их ритмов и эффузивных траппов

Компоненты	Тип Б				Тип В				Эффузивная фацция
	1	2	3	4	5	6	7	8	
<i>Средневзвешенные составы</i>									
SiO ₂	47,85	47,36	47,89	47,88	47,88	47,80	47,90	47,83	49,08
TiO ₂	1,28	1,55	1,23	1,23	1,97	1,44	1,38	1,44	0,98
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,001	0,002	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	14,30	14,35	14,23	14,23	15,16	15,45	16,0	15,68	16,24
Fe ₂ O ₃	3,34	3,21	3,30	3,30	3,90	3,62	1,73	2,78	1,42
FeO	10,86	11,58	10,86	10,88	11,46	10,97	11,55	11,26	11,24
MnO	0,17	0,14	0,14	0,14	0,19	0,17	0,17	0,17	0,15
MgO	7,40	7,40	8,23	8,21	6,88	7,10	6,80	6,95	6,28
CaO	10,50	10,33	10,07	10,08	7,80	8,90	9,88	9,29	10,28
Na ₂ O	2,30	2,40	2,29	2,29	2,65	2,22	2,56	2,40	2,75
K ₂ O	0,55	0,55	0,50	0,51	0,85	0,69	0,75	0,72	0,53
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,18	0,19	0,56	0,19	0,63	0,40	0,18
SO ₃	0,40	0,33	0,34	0,34	0,35	0,38	0,30	0,34	0,14
П. п. п.	0,87	0,50	0,73	0,72	0,76	1,06	0,34	0,73	0,88
Кол-во анализов	7	3	31	41	3	10	5	18	20

Числовые характеристики (по А. Н. Заварцкому)

а	5,8	6,1	5,7	5,7	7,3	5,8	6,8	6,4	6,8
б	6,7	6,6	6,6	6,6	6,6	7,7	7,4	7,5	7,6
в	32,0	32,3	32,6	32,6	29,4	29,8	29,3	29,5	28,1
г	55,5	55,0	55,1	55,1	56,7	56,7	56,5	56,6	57,5
д	42,0	42,8	40,6	40,8	50,0	47,3	43,9	45,6	43,5
е	39,0	38,6	42,5	42,3	40,0	41,2	39,8	40,7	38,3
ж	19,0	18,6	16,9	16,9	10,0	11,5	16,3	13,7	18,2
з	87,1	87,6	88,1	88,1	81,9	83,0	83,7	84,8	89,9
и	2,0	2,5	1,9	1,9	3,1	2,2	2,2	2,2	2,0
к	9,2	8,4	8,8	8,8	11,3	10,8	5,2	8,0	4,4
л	-7,3	-8,8	-7,8	-7,8	-7,8	-5,9	-8,0	-7,1	-6,2
а/с	0,87	0,92	0,86	0,86	1,11	0,76	0,92	0,85	0,90

Примечание. Интрузивная фацция: 1, 5 — порфиновые микродолериты; 2, 6 — оливиновые долериты; 3, 7 — средневзвешенные составы расслоенной серии (для типа Б) и центральной зоны (для типа В). Средневзвешенные составы структурно-вещественных типов интрузивов: 4 — дифференцированные (тип Б); 8 — недифференцированные (тип В). Эффузивная фацция: 9 — базальты.

Нормативные составы по CIPW, петрохимические коэффициенты и соотношения полнодифференцированных интрузивов (тип А) и слагающих их ритмов

Компоненты	Порода									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Нормативные составы (мас.%) по CIPW [47]</i>										
ог	2,20	3,34	2,78	3,33	4,45	2,23	2,78	5,02	16,10	3,88
аб	17,80	16,77	18,35	20,44	23,06	23,59	25,20	29,84	42,40	23,02
ап	25,90	26,42	30,30	25,31	20,58	25,87	22,22	20,82	5,58	25,03
ди	21,50	21,60	13,63	16,33	23,93	13,01	19,99	11,86	4,69	13,64
ху	17,40	5,52	25,86	19,12	14,33	17,56	17,12	10,02	2,75	19,50
ол	4,60	17,63	—	—	—	—	—	—	—	—
Q	—	—	0,24	4,42	3,00	5,65	0,12	10,32	25,62	4,82
и+mt	8,82	7,11	7,76	9,83	9,37	11,28	12,22	10,34	2,35	9,24
ар	0,30	0,30	0,67	0,67	0,66	1,01	1,35	1,34	0,34	0,67
<i>Петрохимические коэффициенты и соотношения</i>										
К фракц.	68,0	68,0	63,8	68,2	70,4	66,0	71,5	75,5	80,4	66,6
M	32,0	32,0	36,2	31,8	29,6	34,0	28,5	24,5	19,6	33,4
SL	28,90	28,13	32,00	27,89	25,26	29,35	24,6	19,01	6,8	28,38
S _{диф}	1,55	1,74	1,34	1,42	1,57	1,15	1,50	1,90	3,02	1,33
S _{окис}	0,37	0,22	0,32	0,51	0,51	0,68	0,63	0,62	0,36	0,49
Общая щелочн.	10,8	13,8	13,1	14,4	17,2	15,9	15,9	28,7	187,68	17,8
K _{калиев}	17,0	26,0	18,8	20,4	21,4	12,6	14,3	19,1	35,4	19,6
S _{натриев}	13,1	16,0	16,7	16,8	19,2	21,1	19,1	30,8	150,8	22,4
Na ₂ O+K ₂ O	5,3	6,5	5,6	5,9	6,8	6,2	7,3	8,0	10,9	6,6
SiO ₂	15,99	15,30	13,39	14,16	14,20	13,13	15,74	11,54	3,33	12,74
Fe ₂ O ₃ +FeO	2,53	3,10	2,76	2,99	3,46	3,17	3,50	4,39	7,77	3,41
Na ₂ O+K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Номера средневзвешенных составов соответствуют номерам в табл. 46.

Таблица 49

Нормативные составы по CIPW, петрохимические коэффициенты и соотношения дифференцированных (тип Б), недифференцированных (тип В) интрузивов, слагающих их ритмов и эффузивных траппов

Компоненты	Тип Б				Тип В				Эффузивная фация
	1	2	3	4	5	6	7	8	
<i>Нормативные составы (мас.%) по CIPW [47]</i>									
ог	2,78	2,78	2,78	2,78	5,57	3,90	5,01	3,89	2,72
аб	19,39	20,44	19,39	19,39	22,54	18,35	22,02	20,45	23,50
ап	27,35	26,70	26,97	26,97	26,70	30,60	29,48	30,04	33,00
ди	19,65	1,51	18,23	18,21	7,09	10,52	14,52	11,95	15,00
ху	15,98	11,13	16,32	16,32	20,93	24,70	7,90	18,60	8,20
ол	11,48	11,35	7,54	7,54	5,65	1,99	14,29	7,05	13,20
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—
и+mt	3,49	6,64	7,60	7,60	15,68	8,65	5,83	8,26	4,05
ар	0,33	0,33	0,33	0,33	1,34	1,01	1,35	1,01	0,33
<i>Петрохимические коэффициенты и соотношения</i>									
К фракц.	65,7	66,7	63,2	63,2	69,1	67,3	66,1	66,9	66,8
M	34,3	33,3	36,8	36,7	30,9	32,7	33,9	33,1	33,2
SL	30,27	29,44	32,68	32,59	26,7	28,9	29,1	28,8	28,3
S _{диф}	1,47	1,56	1,32	1,33	1,67	1,55	1,70	1,62	1,79
S _{окисл}	0,31	0,28	0,30	0,30	0,34	0,33	0,15	0,25	0,13
Общая щелочн.	13,1	13,3	12,5	12,5	15,7	13,4	16,5	14,7	17,3
K _{калиев}	19,3	18,6	17,9	18,2	24,3	23,7	22,7	23,1	16,2
S _{натриев}	16,2	16,2	16,2	16,1	17,3	15,2	19,3	17,1	21,7
Na ₂ O+K ₂ O	6,0	6,2	5,8	5,8	7,3	6,1	6,9	6,5	6,7
SiO ₂	14,20	14,79	14,16	14,18	15,36	14,59	13,28	14,04	12,66
Fe ₂ O ₃ +FeO	2,85	2,95	2,79	2,80	3,50	2,91	3,31	3,12	3,28
Na ₂ O+K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Номера средневзвешенных составов соответствуют номерам в табл. 47.

Распределение средневзвешенного содержания интрузивов разных

Этап	Стадия кристаллизации	FeO	MnO	MgO	CaO	
					Тип	
Основной	Основная	+1,18	+0,40	-0,99	+2,88	
	Ранняя	-1,27	-1,04	+1,05	-2,08	
Начальный	Прото-кристаллизация	+0,09	+0,64	-0,06	-0,80	
					Тип	
Основной	Основная	-0,14	-0,16	+0,28	-0,09	
	Ранняя	-0,14	+0,06	-0,22	+0,07	
Начальный	Прото-кристаллизация	—	+0,10	-0,04	+0,02	
					Тип	
Заключительный	Гранитная	-4,85	-2,49	-5,88	-4,94	
	Диоритовая	-0,56	-0,05	-1,40	-0,39	
Поздний	«Верхняя» контактовая	+0,04	+0,10	-0,01	+0,04	
					Тип	
	Основная	IV такситовый ритм	-3,12	-12,10	+2,10	-0,16
Основной		III расслоенный ритм	+1,39	+4,77	-0,98	+2,50
		II расслоенный ритм	+0,69	+3,21	+0,22	+0,52
		I расслоенный ритм	+6,07	+6,23	+5,86	+2,30
Начальный	Ранняя	+0,32	+0,31	+0,09	+0,13	
	Прото-кристаллизация	+0,02	+0,02	—	—	

Примечание. Плюс — накопление; минус — дефицит.

вов (см. табл. 46—49) показал, что по мере перехода от полнодифференцированных к менее дифференцированным габбро-долеритовым интрузиям и базальтам происходит увеличение FeO (от 8,54 до 11,24%), уменьшение Fe₂O₃ (от 4,2 до 1,42%) и отчасти SiO₂ (от 51,92 до 49,08%). Полнодифференцированные тела характеризуются повышенным содержанием SiO₂ (51,92%), TiO₂ (1,47%), Fe₂O₃ (4,2%), Na₂O (2,74%); дифференцированные — MgO (8,21%), CaO (10,08%); недиф-

породообразующих окислов в процессе становления геолого-структурных типов

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
						Тип
B						
+0,92	-17,03	-1,78	+25,17	+0,07	+3,11	+1,72
-0,75	+15,03	-0,07	-27,10	-0,03	-3,64	-2,60
-0,17	+2,00	+1,85	+1,93	-0,04	+0,53	+0,88
						Тип
B						
-0,02	-0,06	-0,68	-0,54	+0,02	-0,11	-0,24
+0,02	+0,06	+0,56	+0,57	-0,02	+0,11	+0,20
—	—	+0,02	-0,03	—	—	+0,04
						Тип
A						
-0,48	-5,39	-5,23	-3,45	+2,53	+5,64	+20,80
+0,02	+0,17	-0,08	+3,04	+0,18	+0,96	+0,83
+0,01	+0,15	+0,01	-0,03	-0,03	—	-0,32
+0,40	-9,64	+9,68	+9,10	-0,51	+0,32	-14,69
-1,43	+2,08	-1,55	+0,65	-0,27	-0,12	+1,33
-0,26	+1,05	-0,73	-1,48	-0,20	-0,98	-0,69
+1,78	-7,46	-2,16	-7,40	-1,75	-5,72	-7,11
-0,03	-0,24	+0,06	-0,39	+0,06	-0,07	-0,09
-0,01	—	—	-0,04	-0,01	-0,03	-0,06

ференцированные — FeO (11,26%), Mn (0,17%), базальты — Al₂O₃ (16,24%).

Кристаллизационная дифференциация особенно отчетливо отражается на химическом составе пород (рис. 20, 21). На вариационных диаграммах, построенных для каждого типа интрузивов, по оси абсцисс отложено содержание главных породообразующих окислов, а также нормативное содержание породообразующих минералов, полученное при пе-

Статистическая оценка параметров распределения породообразующих окислов в интрузивных породах траппов КМА [128]

Компоненты	Нормальная модель											
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	48,19	49,18	49,20	1,79	2,37	3,31	1,03	-0,16	0,41	1,08	0,42	1,18
TiO ₂	1,14	1,84	1,90	0,27	1,71	1,30	-0,28	3,32	2,34	0,46	10,68	7,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,007	0,003	1,68	2,34	2,99	1,87	4,42	7,48
Al ₂ O ₃	15,66	15,26	14,21	0,22	2,51	2,61	0,40	0,51	-0,44	-0,45	-0,75	-0,28
Fe ₂ O ₃	3,18	3,20	4,04	1,33	1,92	2,60	1,25	1,35	1,66	2,67	2,41	3,90
FeO	9,55	11,21	12,09	1,85	8,85	14,39	-0,99	5,44	4,89	0,28	29,68	23,19
MnO	0,13	0,13	0,12	0,05	0,05	0,06	0,25	0,01	0,82	-0,71	-0,99	-0,40
MgO	7,55	6,10	6,0	1,13	1,36	1,41	0,55	0,25	0,80	0,99	-0,54	1,47
CaO	10,01	9,38	8,51	0,36	1,39	1,62	0,03	-0,25	-0,60	0,13	0,10	0,04
Na ₂ O	2,88	2,65	2,91	3,22	0,58	0,77	5,03	0,46	0,49	23,59	-0,21	0,62
K ₂ O	0,66	0,70	0,71	0,24	0,39	0,48	0,58	0,68	0,89	-0,69	-0,68	-0,15
P ₂ O ₅	0,24	0,31	0,50	0,09	0,17	0,68	0,97	1,45	3,30	2,04	1,80	12,50
SO ₃	0,13	0,13	0,17	0,17	0,09	0,13	4,00	1,66	1,38	16,54	2,90	0,60

Логарифмически нормальная модель

SiO ₂	1,68	1,69	1,69	0,02	0,02	0,03	0,92	-0,34	0,10	0,89	0,57	1,11
TiO ₂	0,04	0,19	0,19	0,12	0,24	0,25	-1,34	1,54	0,38	2,64	2,72	-0,09
Cr ₂ O ₃	-1,82	-1,93	-1,97	0,23	0,17	0,08	0,94	1,98	2,84	-0,34	2,36	0,59
Al ₂ O ₃	1,18	1,18	1,16	0,06	0,07	0,09	0,12	0,28	-0,87	-0,65	-0,99	0,11
Fe ₂ O ₃	0,47	0,43	0,64	0,19	0,27	0,21	-0,55	-0,55	0,43	0,13	-0,09	-0,38
FeO	0,97	1,03	1,00	0,10	0,15	0,22	-1,43	3,18	2,66	1,36	13,98	9,27
MnO	-0,90	-0,89	-0,93	0,17	0,16	0,20	-0,53	-0,66	0,18	-0,29	-0,18	-1,06
MgO	0,87	0,66	0,77	0,06	0,10	0,10	0,01	-0,25	0,01	0,19	-0,43	0,06

CaO	1,00	0,97	0,93	0,04	0,07	0,09	-0,27	-0,81	-0,14	0,05	1,40	1,04
Na ₂ O	0,41	0,41	0,45	0,18	0,10	0,11	4,35	-0,60	0,10	19,14	-0,46	0,41
K ₂ O	-0,21	-0,22	-0,26	0,16	0,25	0,30	0,04	-0,18	0,06	-0,97	-0,85	-1,21
P ₂ O ₅	-0,65	-0,56	-0,32	0,18	0,22	0,35	-0,56	0,20	0,17	0,53	-0,24	0,14
SO ₃	-1,03	-0,99	-0,86	0,34	0,30	0,29	0,56	-0,22	0,57	1,31	-0,05	-0,71

Примечание. 1 — Габбро-долериты оливиновые (n=30; $\sigma_A = \sigma_A \lg = 0,41$; $\sigma_E = \sigma_E \lg = 0,75$); 2 — габбро-долериты оливинсодержащие (n=40; $\sigma_A = \sigma_A \lg = 0,36$; $\sigma_E = \sigma_E \lg = 0,68$); 3 — габбро-долериты такситовые оливинсодержащие (n=32; $\sigma_A = \sigma_A \lg = 0,40$; $\sigma_E = \sigma_E \lg = 0,75$).

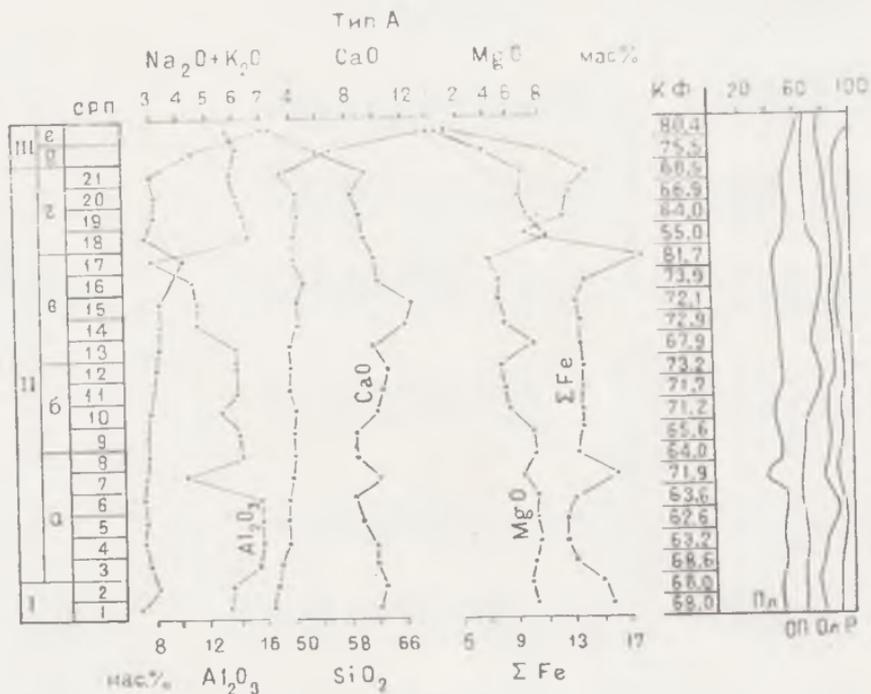


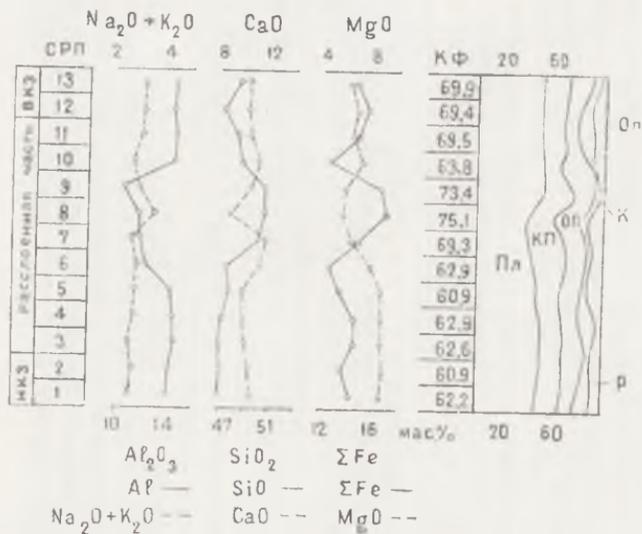
Рис. 20. Вариационные петрохимические профили через интрузивы типа А.

Стадии кристаллизации: I — ранняя; II — главная (ритмично-расчлененная); III — заключительная. Субстадии и ритмы: а — первый; б — второй; в — третий; г — четвертый (такситовый); д, е — диоритовая и гранитная субстадии. Нормативные минералы: плагиоклаз (Пл), ортопироксен (ОП), оливин (Ол), рудные (Р), сингенетический ряд пород (СРП). К. Ф. — коэффициент фракционирования. Номера 1—21 соответствуют номерам на рис. 12

рассчете химических анализов. Последнее позволяет выявить взаимосвязь химического и минералогического составов пород и характер изменения этих связей в ходе кристаллизации расплава.

Вследствие неодинаковых условий становления различных типов интрузий приводимые диаграммы (см. рис. 20, 21) обладают рядом сходных черт. Прежде всего для них характерно наличие резких вариаций кривых распределения породообразующих окислов на границах таких сопряженных дифференциатов, как контактовые микродолериты и оливинные долериты, оливинные и кварцсодержащие габбро-долериты, долерит-пегматиты и такситовые габбро-долериты. Вме-

Тип Б



Тип В

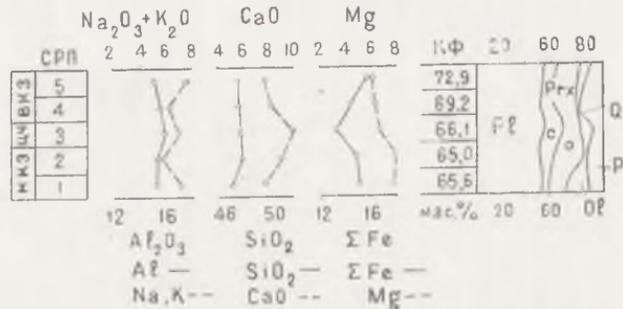


Рис. 21. Вариационные петрохимические профили через интрузивы типов Б и В. Нормативные минералы: плагиоклаз (Пл), клинопироксен (Кп), ортопироксен (Оп), оливин (Ол), кварц (К), рудные (Р). Арабскими цифрами обозначен порядок пород в СРП согласно табл. 4. Условные обозначения: НКЗ — нижняя контактовая зона; ВКЗ — верхняя контактовая зона; ЦЧ — центральная часть.

сте с тем в полнодифференцированных интрузивах нормативный оливин приурочен исключительно к дифференциатам первого ритма. В недифференцированных телах он встречается фактически в пределах всего разреза, а в промежуточных по степени дифференциации телах (тип *Б*) он отсутствует только в средней части расслоенной серии. В результате количественное распределение нормативного оливина выступает в качестве важного индикатора полноты дифференциации.

Характер распределения нормативного кварца имеет обратную тенденцию. Более сложным является распределение нормативного плагиоклаза и составляющих его компонентов. В полнодифференцированных телах наблюдается отчетливое возрастание не только его количества, но и содержания в нем альбитового и ортоклазового компонентов от ранних к поздним дифференциатам. В интрузивах типа *Б* наиболее высоким содержанием альбит-ортоклазовой составляющей характеризуется нормативный плагиоклаз центральной части расслоенной серии (в долерит-пегматитах). В недифференцированных телах эта тенденция практически не проявлена, содержание и состав нормативного плагиоклаза остаются относительно стабильными. При анализе распределения пироксенов в дифференцированных интрузивах (типы *А* и *Б*) наблюдается смещение его максимального содержания к средним частям разреза с заметным возрастанием в нормативном клинопироксене ферросилитового компонента, а также наличие нормативных пироксенов в составе диоритов и гранитов. В недифференцированных телах поведение пироксена сходно с оливином и плагиоклазом. Распределение нормативного апатита и окиснорудных минералов (магнетит, ильменит) в известной мере близко к поведению некоторых пороодообразующих минералов (например, плагиоклаза). Нормативный минеральный состав эффузивных образований по существу наследует те же тенденции; по мере перехода от ранних продуктов извержения (афировые базальты и их туфы) к поздним (порфириты) количество оливина уменьшается (иногда до полного исчезновения), а плагиоклаза возрастает (и содержание в нем альбит-ортоклазового компонента), появляются кварц и апатит. При этом характер распределения нормативных минералов и их состав не только более контрастно выявляют элементы расслоенности, но и в значительной мере повторяют тенденции, установленные при минералого-петрографическом исследовании траппов.

Петрохимические различия структурно-вещественных ти-

пов интрузивов проявляются и в тенденции распределения порообразующих окислов относительно их средневзвешенного состава. Наиболее четко это устанавливается в полнодифференцированных телах, в которых по мере перехода от ранних ритмов к поздним не только наблюдается дифференцированное распределение окислов, но и устанавливаются три ассоциации «накапливающихся» окислов (см. табл. 50): FeO, MnO, MgO, CaO, Al₂O₃ (I ритм); Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ (IV ритм); SiO₂, Na₂O, K₂O (жильные диориты и граниты). В разрезе интрузивов это выражается в постепенном понижении от нижнего контакта к кровле содержания MgO, FeO, CaO и возрастании SiO₂, Na₂O, K₂O. Содержание Fe₂O₃, TiO₂ и P₂O₅ достигает максимума в такситовой серии, обеспечивая накопление титаномагнетита, ильменита и апатита, что хорошо согласуется с описанным ранее распределением порообразующих минералов и изменением их состава.

К аналогичным выводам приводят результаты многократной корреляции [11, 128], показавшие, что в троктолитовых и оливиновых габбро-долеритах наиболее тесной связью характеризуются Fe⁺², Ca, Ti, Mg. В состав антагонистического парагенезиса входят Si, K, Na, P, Al (рис. 22). Двойственное положение Al, находящегося в ассоциации, образующей максимальные концентрации в начальных дифференциатах, и одновременно принадлежащего парагенезису, антагонистическому этой ассоциации, имеет вполне опреде-

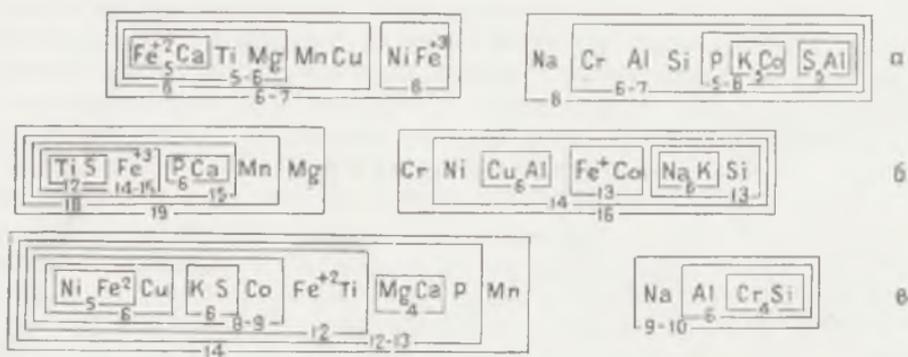


Рис. 22. Ассоциирующие и антагонистические парагенезисы пород и рудообразующих компонентов в некоторых дифференциатах интрузивных траппов КМА по данным многократной корреляции при $\alpha=0,01$ [128]: а — габбро-долериты оливиновые ($n=30$); б — габбро-долериты кварцсодержащие ($n=40$); в — габбро-долериты такситовые оливинсодержащие ($n=20$)

ленное энергетическое значение. Так как главным концентратом и носителем Al в основных породах является плагиоклаз, то, видимо, он и является определяющим в поведении Al. Как известно, в анортитовой молекуле плагиоклаза часть Al входит в кремнекислородный тетраэдр, замещая один атом кремния. В результате такого замещения в полево-шпате понижается общее содержание кислорода и уменьшается объем элементарной ячейки (около 3% на каждый ион кислорода [5]). Это позволяет рассматривать Al в тесной связи как с распределением и основностью плагиоклаза, так и с общим процессом установления термодинамического равновесия в кремнекислородном каркасе описываемых пород. В ходе дальнейшей дифференциации происходит постепенная перестройка связей и появляется парагенезис Ti, Fe³⁺, что приводит к образованию значительных концентраций ильменита и апатита. В этот парагенезис переходит K, что, видимо, объясняется вхождением значительной его части в биотит. Распределение поро- и рудообразующих окислов в интрузивах типов B и B' проявляется менее контрастно.

Аналогичным образом в различных типах интрузивов изменяется значение петрохимических коэффициентов и соотношений. В частности, в полнодифференцированных интрузивах по мере перехода от ранних к поздним членам сингенетического ряда пород возрастает коэффициент фракционирования, степень дифференциации, окисленности, общей щелочности, натриевости и уменьшается магнезиальность и значение индекса затвердевания. Такая тенденция повторяется и в пределах отдельных ритмов, причем наиболее высокими значениями этих параметров характеризуются долерит-пегматиты, отражающие как бы «критические состояния» процесса кристаллизационной дифференциации. Наибольшей контрастностью колебания содержаний окислов и значений петрохимических коэффициентов отличаются породы такситового ритма. При повторяемости основных тенденций они отличаются наибольшей степенью окисленности и общей щелочности, максимальным содержанием P₂O₅. Статистическая оценка распределения поро- и рудообразующих окислов [128] показала (см. табл. 51), что по мере перехода от ранних дифференциатов к более поздним (такситовым габбро-долеритам) наблюдается возрастание стандартного отклонения (S), особенно резко проявляющееся для FeO, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, P₂O₅, TiO₂, асимметрии (A) — для FeO, TiO₂, P₂O₅ и

эксцесса (Е) — для FeO, P₂O₅, MgO и т. д. При этом распределение окислов меняет свой характер от нормальной модели на начальных этапах к логнормальной на конечных. Для закисного железа и фосфора в породах такситового ритма пригодна ни та, ни другая модель вследствие весьма существенной положительной асимметрии и высокого эксцесса эмпирического распределения. Таким образом, процессы дифференциации усиливают неравномерность распределения окислов, а генеральные тенденции этого распределения создают благоприятные условия для высокой концентрации в породах такситового ритма рудообразующих минералов (ильменита и магнетита) позднемагматического генезиса.

Общий ход эволюции кристаллизующегося расплава отчетливо прослеживается на диаграммах А. Н. Заварицкого (рис. 23, 24), на которых изменение химизма расплава в процессе дифференциации выражается постепенным смещением точек составов снизу вверх по оси Sb, при этом каждый тип интрузивов и эффузивная фация траппов образуют в разной мере линейно-вытянутые ($b=34-6$ в типе А, 33—30 — в типе Б, 31—28 — в типе В, 12—28 — в эффузивной фации), пространственно совмещенные (рис. 25) рои точек сгущения. Наиболее широкий рои вдоль оси образуют точки составов полнодифференцированных интрузивов. В самой нижней части диаграммы располагаются наиболее ранние дифференциаты. В процессе формирования пород полнодифференцированных тел последовательно уменьшается основность и увеличивается концентрация калийных элементов и щелочных алюмосиликатов, а также снижается роль магния относительно железа в фемических минералах. Весьма характерно, что по мере уменьшения степени дифференцированности эта тенденция, судя по специально построенным «лучевым» диаграммам* (рис. 26), заметно снижается.

Общая направленность и последовательность кристаллизации главнейших типов пород (оливиновых и кварцсодержащих габбро-долеритов, долерит-пегматитов) сингенетически родственного ряда в той же мере отчетливо выявляется [11, 128] при анализе построенной по методу М. Н. Годлев-

* На «лучевой» диаграмме значения дополнительных характеристик m' , f' и c' построены не от конкретных фигуративных точек главных характеристик, имеющих значительный разброс на диаграмме А. Н. Заварицкого, а от одной условной точки, принятой за начало координат.

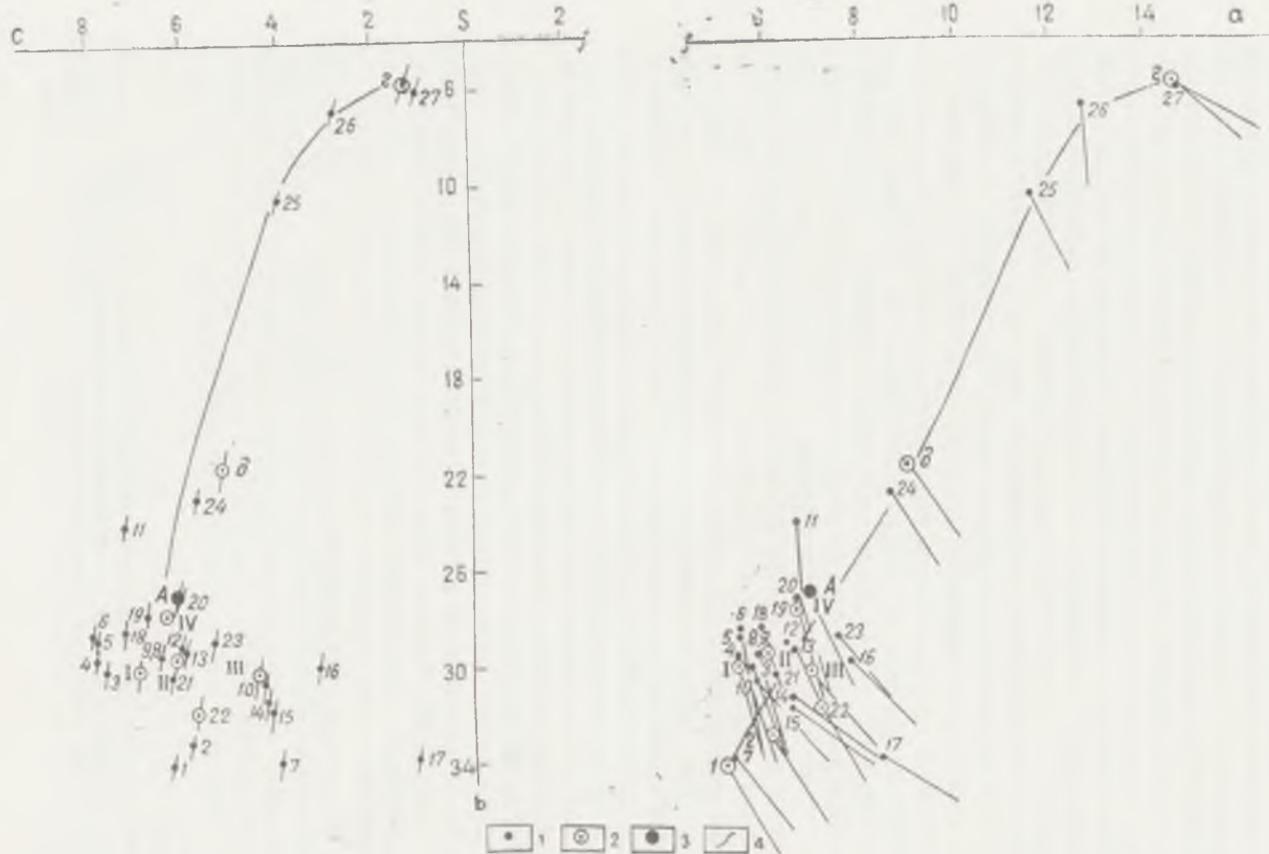


Рис. 23. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород интрузивов типа Λ : 1 — средний состав членов сингенетического ряда (арабскими цифрами обозначены породы согласно их положению в сингенетическом ряду, см. табл. 3); 2 — средневзвешенный состав стадий и субстадий кристаллизации (римскими цифрами обозначены составы согласно табл. 46); 3 — средневзвешенный состав интрузий типа Λ ; 4 — вариационная линия дифференциации

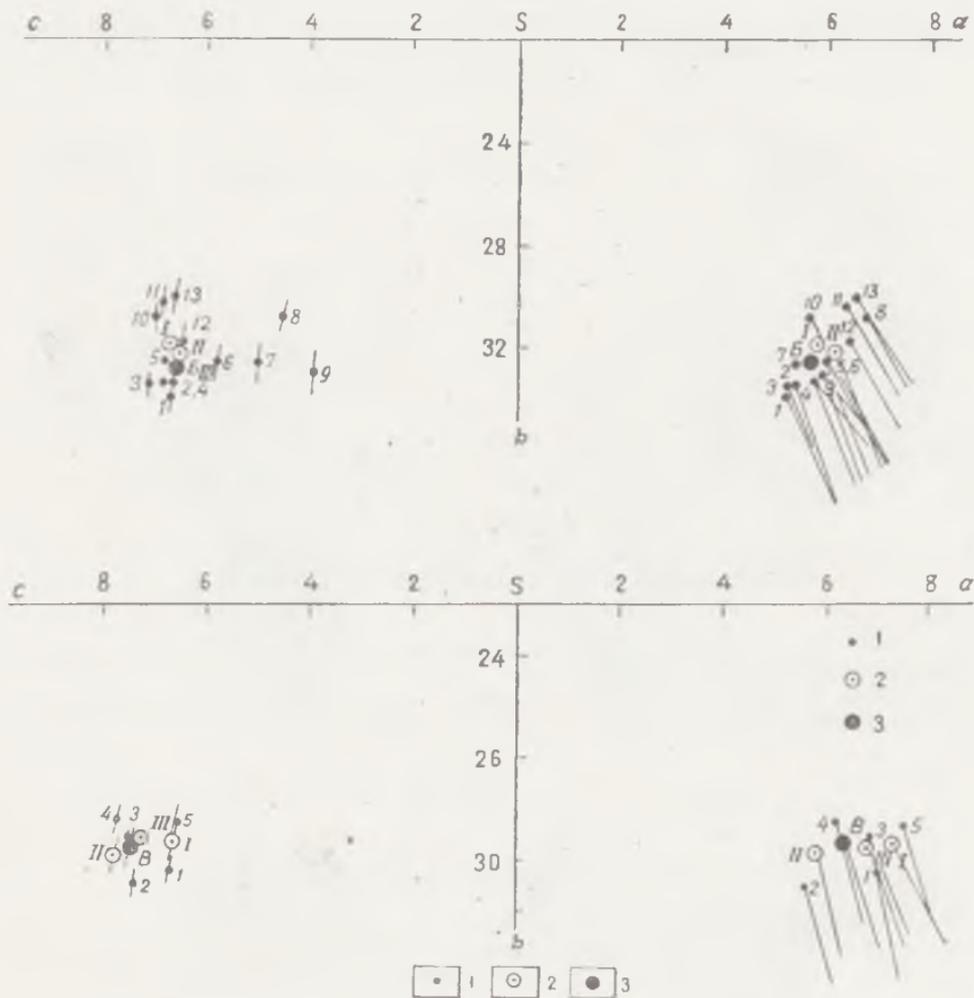


Рис. 24. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород интрузивов типов Б и В:

1 — средний состав членов сингенетического ряда (арабскими цифрами обозначены породы согласно их положению в сингенетическом ряду, см. табл. 4); 2 — средневзвешенный состав стадий кристаллизации (римскими цифрами обозначены составы согласно табл. 47); 3 — средневзвешенный состав интрузивов типов Б и В

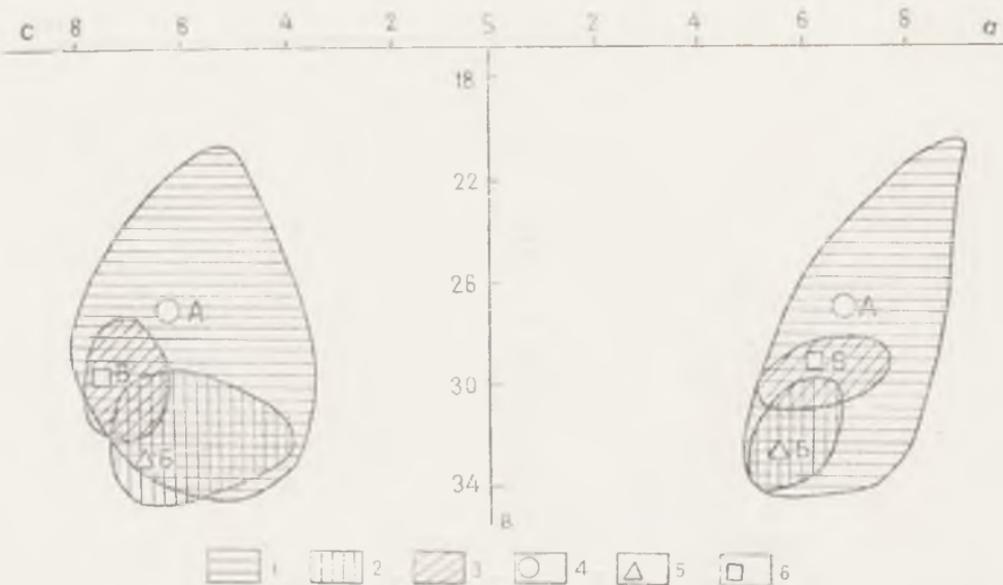


Рис. 25. Поля распространения фигуративных точек составов интрузивных траппов КМА.

Типы интрузивов (1 — А; 2 — Б; 3 — В) и их средневзвешенный состав (4 — А 5 — Б 6 — В).

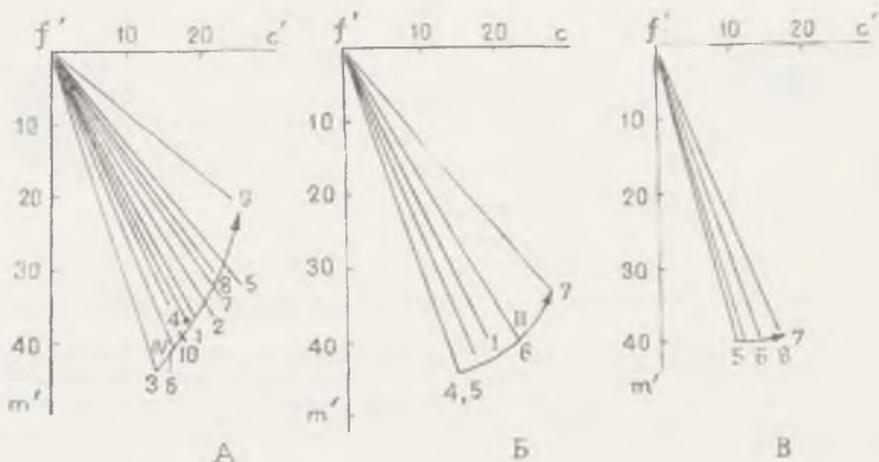


Рис. 26. «Лучевая» диаграмма соотношений дополнительных (f' , m' , c') характеристик интрузивной фации траппов КМА.

Номера векторов соответствуют породам в табл. 45 (тип А) и 47 (типы Б и В)

ского [27] вариационной диаграммы (рис. 27). Учитывая, что распределение числовых характеристик a , b , c в различных дифференциатах не противоречит нормальной модели (табл. 52), для пород дифференцированного ряда оливиновые —

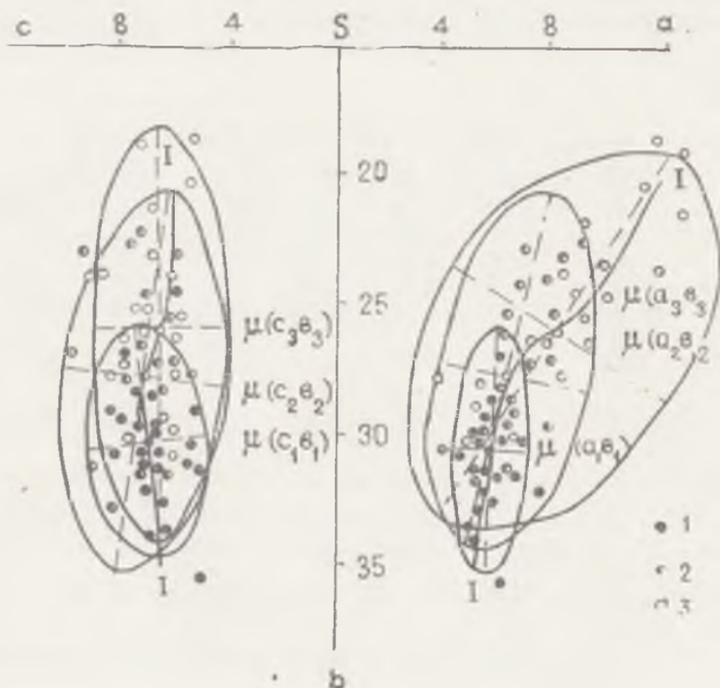


Рис. 27. Эллипсы рассеивания интрузивных пород траппов КМА (по данным табл. 51, 53):

1 — оливиновые габбро-долериты; 2 — оливинсодержащие габбро-долериты; 3 — такситовые габбро-долериты; I — направление вариационной линии

оливинсодержащие габбро-долериты — такситовые габбро-долериты были построены эллипсы рассеивания на уровне $\alpha=0,05$, что соответствует вероятности 95%. Исходные данные для их построения приведены в табл. 53.

Анализ вариационной линии показал, что на начальных стадиях дифференциации ведущую роль играют магнезиально-железистые компоненты, входящие в состав темноцветных минералов. Отсутствие значимой зависимости между основностью (b) и общей щелочностью (a), а также между основностью (b) и анортитовой известью (c) и крайне малые значения полуосей $2S(a)$ и $2S(c)$ в оливиновых габбро-до-

Результаты проверки гипотезы $H_0: F(x) = \Phi_0(x; \mu_0; \sigma^2)$ частных выборок числовых характеристик a, c, b пород дифференцированных габбро-долеритовых интрузий центральной части КМА ($\alpha=0,05$)

Пара- метры	Оливиновые габбро- долериты (n=20)			Оливинсодержащие габбро-долериты (n=20)			Такситовые габбро- долериты (n=20)		
	a	c	b	a	c	b	a	c	b
\bar{X}	5,91	7,07	30,96	6,66	7,12	27,70	8,21	6,71	26,10
S^2	0,48	1,45	5,39	1,78	2,65	14,11	5,67	1,69	17,29
S	0,69	1,21	2,32	1,33	1,63	3,76	2,38	1,31	4,16
V	0,117	0,169	0,075	0,200	0,237	0,136	0,289	0,194	0,159
A	0,60	-0,06	1,17	-0,21	2,08	0,34	0,77	0,33	0,47
E	-0,78	-1,33	-0,09	-0,93	2,78	-1,48	-0,71	-0,26	-2,94
$\left \frac{A}{\sigma A} \right $	1,15	0,12	2,25	0,38	2,98	0,62	1,40	0,60	0,85
$\left \frac{E}{\sigma E} \right $	0,75	1,27	0,08	0,85	2,55	1,35	0,65	0,24	2,69

Примечание. n — Объем выборки; \bar{X} — среднее значение; S^2 — дисперсия; S — стандарт; V — коэффициент вариации; A — асимметрия; E — эксцесс; $\left| \frac{A}{\sigma A} \right|$ — абсолютная величина стандартного отклонения для асимметрии; $\left| \frac{E}{\sigma E} \right|$ — абсолютная величина стандартного отклонения для эксцесса.

леритах свидетельствуют об относительной инертности щелочей и кальция в начальной стадии процесса. В дальнейшем фракционирование магматического расплава направляется в сторону некоторого снижения основности и прежде всего магния. При этом на фоне незначительного увеличения кальция заметно возрастает активность щелочей. Величина коэффициента корреляции между a и b достигает $-0,44$, что указывает на значимую обратную зависимость между основностью и щелочностью. Особенно резко возрастает концентрация щелочей ($r(a, b) = -0,88$) в наиболее поздних дифференциатах (долерит-пегматиты, такситовые габбро-долериты). Содержание же анортитовой извести в них практически не возрастает. Уместно отметить, что эта характерная особенность поздних этапов процесса кристаллизации отчетливо проявляется и в соотношении величины $a:c$, которая последова-

Исходные значения для построения эллипсов рассеивания
для траппов КМА ($\alpha=0,05$)

Сравниваемые породы	Параметры								
	$2S(a)$	$2S(c)$	$2S(b)$	$r(a, b)$	$r(c, b)$	$tg 2\gamma(a, b)$	$tg 2\gamma(c, b)$	$\gamma(a, b)$	$\gamma(c, b)$
<i>Породы полнодифференцированных интрузий</i>									
Оливиновые габбро-до- лериты ($n=22$)	1,38	2,40	4,64	-0,10	-0,16	0,0476	0,2261	1°25'	6°22'
Оливино- содержащие габбро-до- лериты ($n=20$)	2,67	3,26	7,52	<u>-0,44</u>	0,38	0,3602	0,4061	9°54'	168°57'
Такситовые габбро-до- лериты ($n=20$)	4,76	2,60	8,32	<u>-0,88</u>	0,23	1,5014	0,1703	28°09'	175°09'
<i>Породы недифференцированных интрузий и эффузивной фации</i>									
Габбро-до- лериты ($n=20$)	2,90	2,50	6,52	<u>-0,64</u>	<u>-0,65</u>	0,7892	0,7996	19°09'	19°21'
Базальты ($n=20$)	2,58	2,90	6,24	-0,24	<u>-0,70</u>	0,1415	0,8805	4°01'	20°40'

Примечания. 1. $2S$ — Величина полуоси для эллипса рассеивания; r — коэффициент корреляции; γ — угол ориентировки длинных осей эллипсов рассеивания относительно оси Sb.

2. Подчеркнуты значимые величины коэффициентов корреляции.

тельно возрастает от оливиновых габбро-долеритов (0,84) к такситовым их разностям (1,23). Такие изменения в химическом составе объясняются концентрацией наиболее подвижных и легкоплавких компонентов в верхних частях дифференцированных тел, где обычно и располагаются шлировидные и линзовидные обособления такситовых габбро-долеритов и долерит-пегматитов. Влияние $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и MgO на образующиеся при кристаллизационной дифференциации минеральные парагенезисы, а следовательно, и на эволюцию базальтового расплава устанавливается и при анализе известной [172] тройной диаграммы (рис. 28), из которой следует, что в процессе дифференциации происходит обеднение расплава магнием и обогащение железом и щелочами.

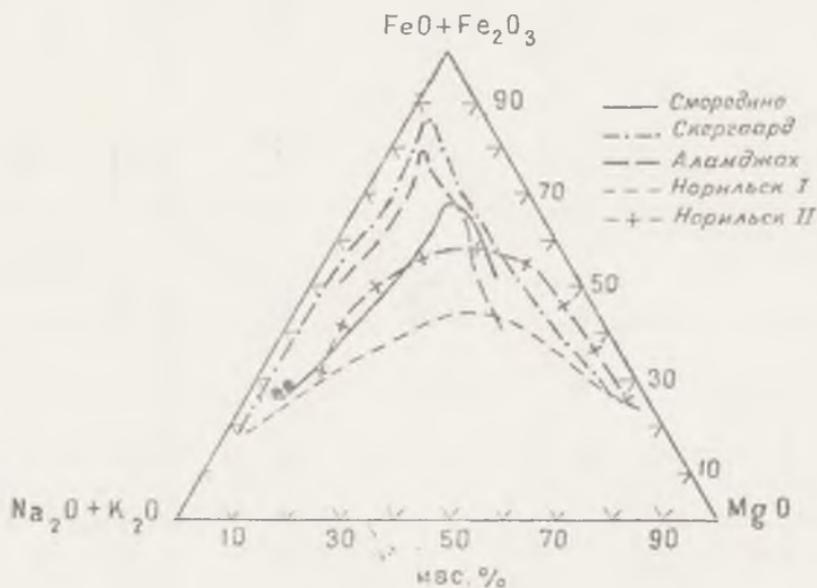


Рис. 28. Диаграмма $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ серий дифференцированных базальтовых пород

Значительный интерес для характеристики степени дифференциации габбро-долеритовых интрузий представляет анализ доверительных эллипсов для средних значений числовых характеристик a , b , c и доверительных интервалов для дисперсий этих величин (табл. 54). Ориентировка доверительных эллипсов совпадает с ориентировкой эллипсов рассеивания [27]. Как видно из рис. 29, доверительные эл-

Доверительные интервалы для средних значений и дисперсий
числовых характеристик a, c, b
($\alpha=0,05$)

Параметры	1			2			3		
	a	c	b	a	c	b	a	c	b
\bar{X}	5,91	7,07	30,96	6,66	7,12	27,70	8,21	6,71	26,10
S^2	0,48	1,45	5,39	1,78	2,65	14,11	5,67	1,69	17,29
$t\alpha, m$	2,08	2,08	2,08	2,09	2,09	2,09	2,09	2,09	2,09
$X \pm t\alpha, m \frac{S}{\sqrt{n}}$	5,60	6,55	29,92	6,03	6,37	26,03	7,17	6,08	24,18
	6,22	7,59	32,00	7,29	7,87	29,37	9,25	7,34	28,02
	0,17	0,52	1,94	0,59	0,93	4,66	1,89	0,56	5,71
$S^2 \pm t\alpha, m \sqrt{\frac{2}{n-1}} S^2$	0,79	2,38	8,84	2,97	4,37	23,56	9,45	2,82	28,87

Примечание. $t\alpha, m$ — Предельно допустимое значение критерия Стьюдента при уровне значимости α и $m=n-1$ степенях свободы; $X \pm t\alpha, m \frac{S}{\sqrt{n}}$ — доверительные интервалы для средних значений; $S^2 \pm t\alpha, m \sqrt{\frac{2}{n-1}} S^2$ — доверительные интервалы для дисперсий; 1 — оливиновые габбро-долериты ($n=22$); 2 — оливинсодержащие габбро-долериты ($n=20$); 3 — такситовые габбро-долериты ($n=20$).

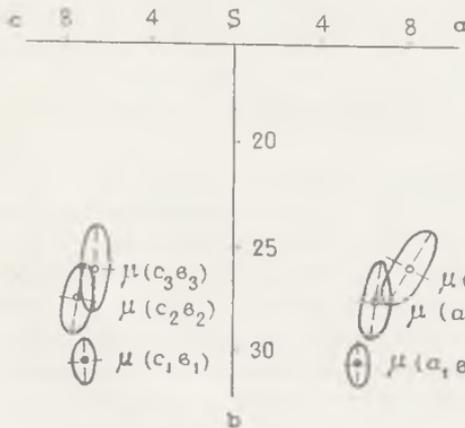


Рис. 29. Доверительные эллипсы рассеивания для средних значений характеристик a, c, b пород интрузивных траппов КМА (по данным табл. 54). Условные обозначения те же, что и на рис. 27

липсы габбро-долеритов и пегматоидного габбро частично перекрываются. Несколько обособленную позицию занимают оливиновые габбро-долериты, что объясняется наибольшей концентрацией магнезиально-железистых компонентов в начальных дифференциатах и ни в коей мере не противоречит предположению о единстве магматического очага.

При сравнении доверительных интервалов для дисперсий основных числовых характеристик a , b , c наибольшие расхождения отмечаются для характеристики a [136]. Максимальной ее дисперсией обладают такситовые габбро-долериты, что подтверждает наш вывод: для конечных дифференциатов характерно резкое обогащение щелочами при крайне неравномерном их распределении в породе.

Количественная оценка степени различия дифференциатов по числовым характеристикам a , c , b может быть получена путем проверки частных статистических гипотез. Проверка первой гипотезы сводится к оценке средних арифметических значений a , b , c каждого дифференциата с помощью критерия Стьюдента [158]. Результаты проверки гипотезы о равенстве средних приведены в табл. 55. Значимые различия для всех дифференциатов получены для числовой характеристики a , что подтверждает возрастание активности щелочей в процессе магматической дифференциации, особенно на конечных его этапах. Для величины c различия незначимы; для b значимые различия получены при сравнении оливиновых габбро-долеритов с их безоливиновыми кварцсодержащими разностями. Это объясняется резким сокращением в процессе дифференциации магния, основная часть которого входит в состав оливина. Проверка второй гипотезы осуществлялась путем сравнения дисперсий с помощью критерия Фишера [158]. Результаты, полученные при сравнении дисперсий числовых характеристик a , b , c (см. табл. 55), в целом подтверждают выводы, сделанные при проверке первой гипотезы.

Проверка гипотезы о равенстве коэффициентов вариации $H_0: V^2_1 = V^2_2$ числовых характеристик a , b , c каждого дифференциата осуществляется с помощью распределения Мак-Кея [94]. Результаты проверки (см. табл. 55) свидетельствуют о том, что сравнение коэффициентов вариаций является менее чувствительным критерием, чем сравнение дисперсий. Однако значимые различия, полученные для a и b при сравнении попарно оливиновых габбро-долеритов и такситового габбро-долерита, а также их кварцсодержащих

Количественная оценка степени различия дифференциатов по числовым характеристикам a , b , c путем проверки частных статистических гипотез ($\alpha=0,05$)

Число- вые харак- терис- тики	Оливиновый габбро- долерит — оливинсо- державший габбро- долерит	Оливиновый габбро- долерит — таксито- вый габбро-долерит	Оливинсодержавший габбро-долерит — такситовый габбро- долерит
---	---	--	--

Проверка гипотезы с помощью критерия Стьюдента
 $H_0: \mu_1 = \mu_2$

	m	t	$t_{\alpha, m}$	m	t	$t_{\alpha, m}$	m	t	$t_{\alpha, m}$
a	40	2,27	2,02	40	4,18	2,02	38	2,54	2,04
c	40	0,11	2,02	40	0,92	2,02	38	1,91	2,04
b	40	2,91	2,02	40	4,57	2,02	38	1,28	2,04

Проверка гипотезы с помощью критерия Фишера

	m_1, m_2	F	F_{α, m_1, m_2}	m_1, m_2	F	F_{α, m_1, m_2}	m_1, m_2	F	F_{α, m_1, m_2}
a	21,19	3,70	2,14	21,19	11,80	2,14	19,19	3,19	2,16
c	21,19	1,83	2,14	21,19	1,16	2,14	19,19	1,56	2,16
b	21,19	2,62	2,14	21,19	3,20	2,14	19,19	1,22	2,16

Проверка гипотезы с помощью распределения Мак-Кея

	m_1, m_2	$F = z_1 : z_2$	F_{α, m_1, m_2}	m_1, m_2	$F = z_1 : z_2$	F_{α, m_1, m_2}	m_1, m_2	$F = z_1 : z_2$	F_{α, m_1, m_2}
a	21,19	3,00	2,14	21,19	5,27	2,14	19,19	1,78	2,16
c	21,19	1,87	2,14	21,19	1,28	2,14	19,19	1,49	2,16
b	21,19	4,08	2,14	21,19	3,22	2,14	19,19	1,27	2,16

Примечание. Вычисленные значения: t — критерий Стьюдента; F — критерий Фишера; $F = z_1 : z_2$ — распределение Мак-Кея при числе степеней свободы $m = n_1 + n_2 - 2$ (критерий Стьюдента) и $m = n - 1$ (критерий Фишера и распределение Мак-Кея) и предельно допустимых значениях: (t_{α}, m) — для критерия Стьюдента; (F_{α}, m_1, m_2) — для критерия Фишера и распределения Мак-Кея при уровне значимости α и степенях свободы m .

безоливиновых разностей, оливиновых габбро-долеритов, говорят о значительном размахе дифференциации габбро-долеритовых интрузий, нашедшем свое выражение в изменении химического и соответственно минерального состава каждого дифференциата.

Дифференцированность продуктов вулканических извержений выступает достаточно отчетливо и, подобно интрузивным образованиям, имеет в целом гомодромный характер. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 25) поля распространения фигуративных точек составов пород эффузивной фации траппов и полнодифференцированных интрузий сказываются пространственно-совмещенными. Как базальты, так и оливиновые габбро-долериты, количественно преобладающие в составе трапповой ассоциации, на той же диаграмме образуют единое поле. Эта особенность подчеркивается пространственной совмещенностью эллипсов рассеивания (рис. 30), исходные данные для построения которых

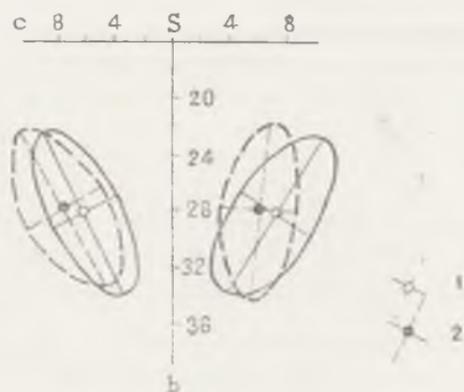


Рис. 30. Эллипсы рассеивания средних значений характеристик a , b , c пород интрузивной (1) и эффузивной (2) фаций траппов КМА (по данным табл. 54)

приведены в табл. 54, а также характером статистического распределения числовых характеристик (табл. 56).

О единстве ведущих членов трапповой ассоциации свидетельствуют близость содержания породообразующих окислов и особенности их распределения (табл. 57). Сравнение дисперсий с помощью критерия Фишера ($F=1,73$; $F_{0,05}=2,16F < F_{0,05}$) и средних содержаний SiO_2 с помощью критерия Стьюдента ($t=1,07$; $t_{0,05}=2,02t < t_{0,05}$) указывает на сходство обеих групп пород по содержанию кремнезема, распределение которого надежно аппроксимируется нормальной моделью. Петрохимическое родство габб-

Проверка соответствия выборочных распределений числовых характеристик a , c , b для габбро-долеритов и базальтов ($n=20$)

Параметры	Габбро-долериты			Базальты		
	a	c	b	a	c	b
\bar{X}	7,73	6,28	28,35	6,88	7,58	28,18
S	1,45	1,25	3,26	1,29	1,45	3,12
S ²	2,12	1,57	10,62	1,68	2,10	9,75
A	0,15	0,02	—	0,70	—0,26	—0,34
E	—1,30	—1,24	—0,34	—	0,68	—0,87
V	18,82	19,94	11,50	18,80	13,19	11,08
X ²	2,5	2,5	4,5	0,5	1,0	2,0

Примечание. X² — Критерий согласия Пирсона, X²_{табл} = 5,99.

Таблица 57

Химический состав ведущих членов трапповой формации КМА ($n=20$)

Компоненты	Базальты				Габбро-долериты			
	\bar{X}	S	A	E	\bar{X}	S	A	E
SiO ₂	49,08	1,21	—0,25	—1,04	48,60	1,60	—0,35	—0,79
TiO ₂	0,98	0,13	1,08	—0,34	1,81	0,60	0,37	—1,18
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,26	—0,72	0,02	0,01	1,32	1,87
Al ₂ O ₃	16,24	1,70	0,17	—0,70	14,96	1,97	—0,11	—0,56
Fe ₂ O ₃	1,42	0,76	0,90	0,58	2,67	1,49	0,89	—0,46
FeO	11,24	1,18	0,55	—0,15	11,57	2,07	0,67	0,44
MnO	0,15	0,05	—1,04	—0,70	0,17	0,04	—0,76	0,88
MgO	6,28	1,01	—0,56	—0,40	6,03	1,25	0,05	—0,75
CaO	10,28	1,22	—0,49	—0,81	9,25	1,27	0,62	—0,00
Na ₂ O	2,75	0,53	0,36	—0,39	2,84	0,55	0,81	—0,23
K ₂ O	0,53	0,26	0,79	—0,35	0,97	0,39	0,29	—1,39
P ₂ O ₅	0,18	0,04	—0,09	—0,74	0,20	0,09	2,66	7,86
SO ₃	0,14	0,10	1,51	1,50	0,13	0,05	0,66	—0,23
П. п. п.	0,88	0,50	0,40	—1,31	0,81	0,51	—0,08	—1,49
Сумма	100,17				100,03			

ро-долеритов и базальтов достаточно убедительно подтверждается применением метода В. Н. Бондаренко [9] на основе статистической проверки гипотезы о равенстве многомерных условных средних с помощью W²-критерия по шести петрохимическим признакам [134]. На рис. 31 показано вы-

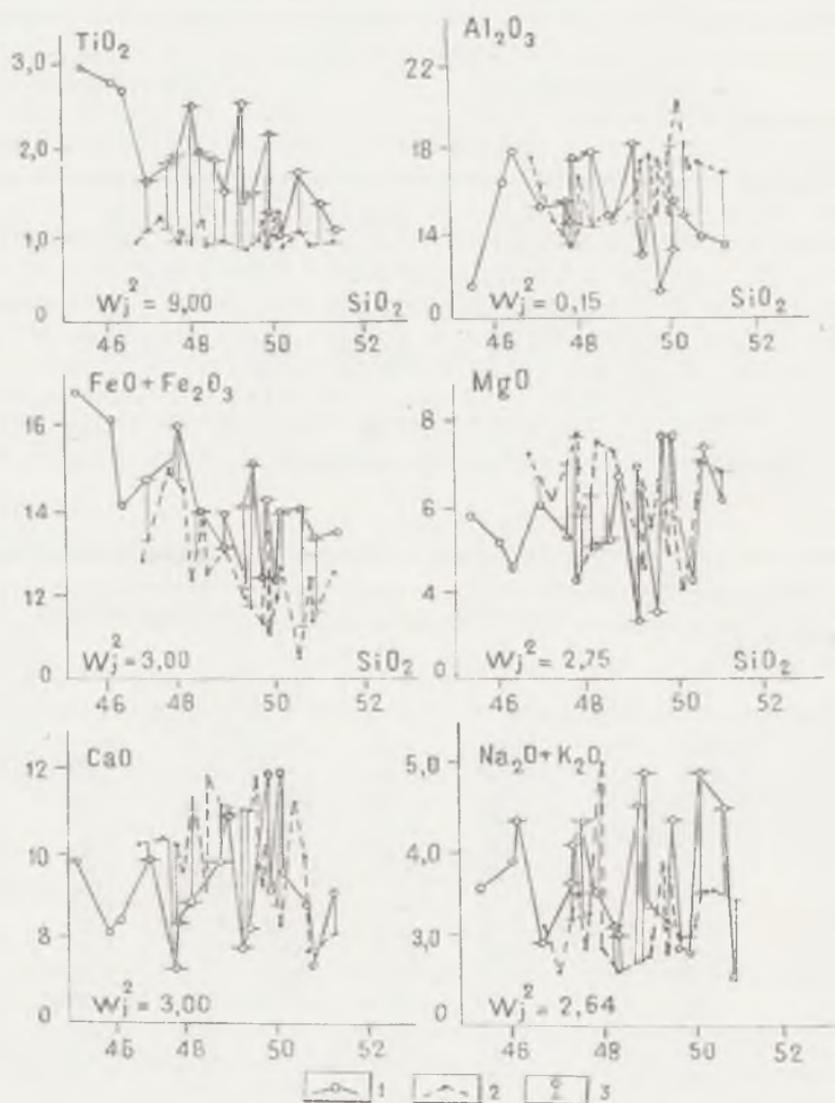


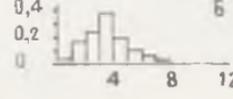
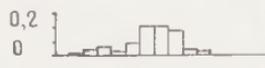
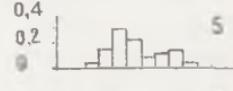
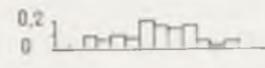
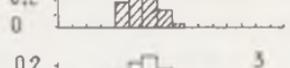
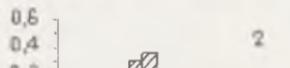
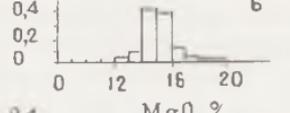
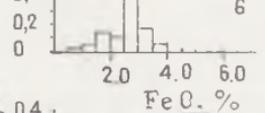
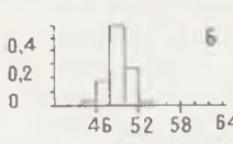
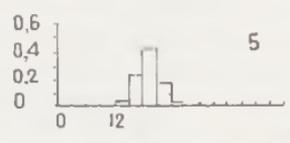
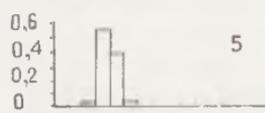
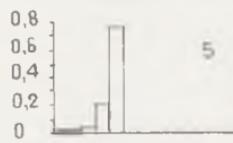
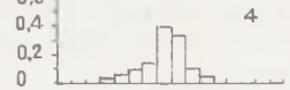
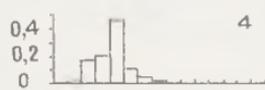
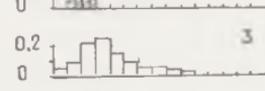
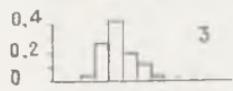
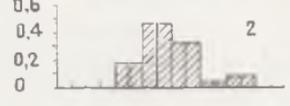
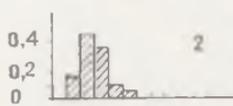
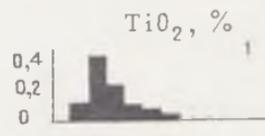
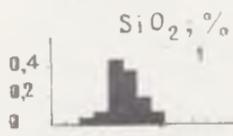
Рис. 31. Количественная оценка петрохимического родства интрузивных и эффузивных образований трапповой формации КМА с помощью W_j^2 -критерия:

1 — габбро-долериты; 2 — базальты; 3 — значения W_j^2

числение обобщенных расстояний W^2 для каждого петрохимического признака: $W^2 = \sum W_j^2 = 9,00$ (TiO_2) + $0,15$ (Al_2O_3) + $+3,00$ ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) + $2,75$ (MgO) + $3,00$ (CaO) + $2,64$ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) = $22,39$. Так как величина W^2 подчиняется χ^2 -распределению Пирсона и $\chi^2_{0,001} = 22,50$, то $\chi^2 < \chi^2_{0,001}$. Следует, однако, отметить, что при несомненной комагматичности габбро-долеритам базальты обнаруживают некоторые черты петрохимической индивидуальности вследствие различных условий их становления. По величине W^2 -критерия установлен следующий информативный ряд признаков, отличающих базальты от их комагматов: TiO_2 (1), $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (2), CaO (3) MgO (4), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (5), Al_2O_3 (6). В целом базальты обеднены железом и титаном, но содержат в своем составе больше магния и кальция, чем габбро-долериты.

Признаки комагматичности отражаются и на характере ассоциирующих и антагонистических парагенезисов породообразующих и рудных элементов (см. рис. 23). В габбро-долеритах отчетливо выделяется окиснорудная группа, включающая Ti , Fe^{+3} , Fe^{+2} , а также P . В окиснорудной ассоциации базальтов выделяется группа Fe^{+2} , указывающая на возможность обособления сульфидов, главным образом пирротина. Вместе с тем окисное и закисное железо в них находятся в различных антагонистических ассоциациях, т. е. между обеими формами железа возникает характерная для базальтов сильная отрицательная корреляция вследствие неизбежного нарушения существовавшего на глубине равновесия между двух- и трехвалентным железом.

Анализ средних составов и гистограмм распределения содержания окислов и их сопоставление с известными [74] гистограммами базальтов других формаций показал сходство содержания и однотипность распределения большинства породообразующих окислов габбро-долеритов и базальтов (рис. 32). Некоторым исключением являются TiO_2 , максимум распределения которого в габбро-долеритах составляет $1-1,5\%$, в базальтах $0,8-1,0\%$, Fe_2O_3 ($2-4$ и $1-2\%$), K_2O ($0,4-0,8$ и $0,0-0,4\%$) и отчасти SiO_2 ($46-48$ и $48-50\%$ соответственно). В целом по характеру распределения породообразующих окислов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO) траппы КМА имеют полную аналогию с подобными образованиями древних платформ. Это сходство устанавливается и по среднему содержанию окислов, причём наиболее близкими аналогами по этому признаку (табл. 58)



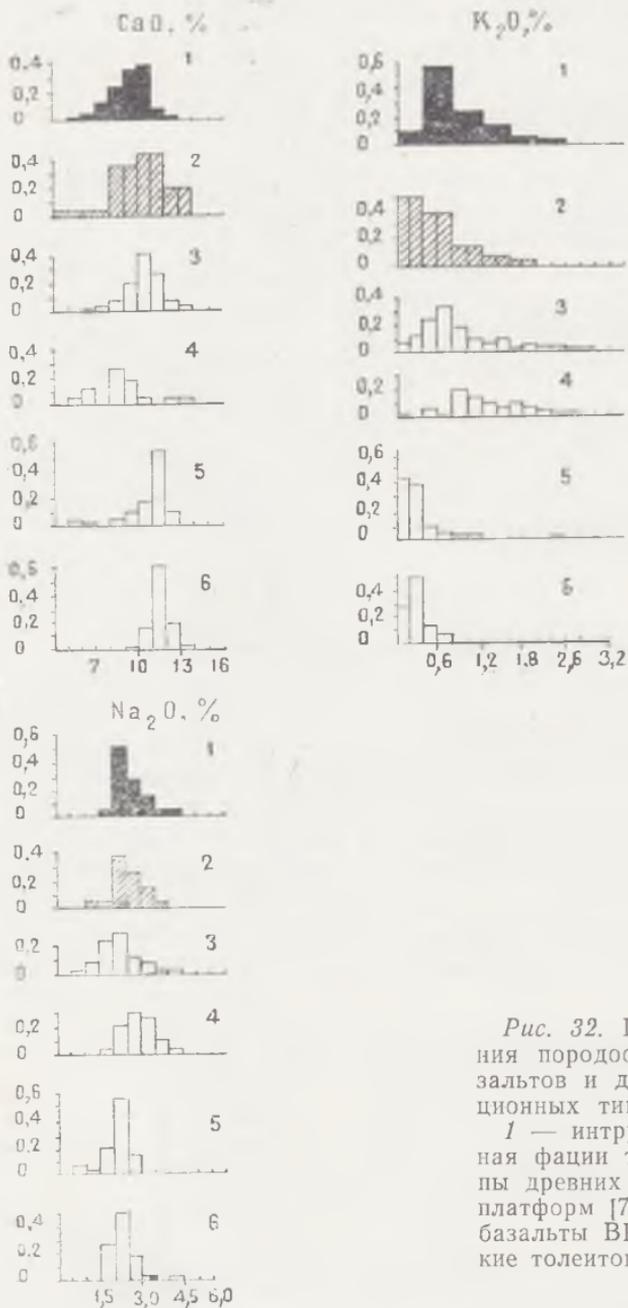


Рис. 32. Гистограммы распределения породообразующих окислов базальтов и долеритов разных формационных типов:

1 — интрузивная и 2 — эффузивная фации траппов КМА; 3 — траппы древних и 4 — траппы молодых платформ [74]; 5 — верхнедевонские базальты ВКМ [14]; 6 — океанические толеитовые базальты [74]

Средние составы базальтов и долеритов разных формационных типов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51,92	47,88	47,83	49,08	50,75	48,77	49,22	48,31	47,95	50,22	48,76	48,53
TiO ₂	1,47	1,23	1,44	0,98	1,40	1,45	1,48	1,44	3,34	1,66	1,64	2,09
Al ₂ O ₃	14,32	14,23	15,68	16,24	14,32	14,78	15,18	14,52	15,92	15,60	13,91	15,09
Fe ₂ O ₃	4,20	3,30	2,78	1,42	3,93	4,20	3,18	4,95	5,66	5,08	5,69	3,35
FeO	8,54	10,88	11,26	11,24	9,23	9,74	9,32	8,20	8,40	6,91	7,06	7,56
MnO	0,10	0,14	0,17	0,15	0,11	0,12	0,20	0,19	0,21	0,18	0,12	0,17
MgO	6,40	8,21	6,95	6,28	6,90	6,97	6,22	6,88	5,84	4,65	7,52	7,75
CaO	8,82	10,08	9,29	10,28	9,17	9,39	10,47	10,83	7,54	0,09	10,92	10,61
Na ₂ O	2,74	2,29	2,40	2,75	2,62	2,55	2,22	2,23	1,62	2,92	2,17	2,23
K ₂ O	0,67	0,51	0,72	0,53	0,63	0,64	0,75	0,91	0,94	1,32	0,28	0,30
P ₂ O ₅	0,33	0,19	0,40	0,18	0,29	0,36	0,15	—	0,53	—	0,27	0,23
SO ₃	0,21	0,34	0,34	0,14	0,25	0,22	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,28	0,72	0,73	0,88	0,40	0,80	—	—	2,60	—	—	—
Кол-во анализов	97	41	18	20	156	—	258	65	163	90	174	110

Примечание. 1—3 — Средневзвешенный состав структурно-вещественных типов интрузивов КМА (1 — тип А, 2 — тип Б, 3 — тип В); 4 — эффузивная фация траппов КМА (базальты); 5—6 — средневзвешенный состав интрузивной фации траппов КМА (5 — по В. С. Чеснокову [155]; 6 — по В. Л. Бочарову [11]; 7 — траппы древних платформ [74]; 8 — траппы Таймыра [38]; 9 — траппы Вольно-Подольи [21]; 10 — траппы молодых платформ [74]; 11 — базальты девона ВКМ [14]; 12 — толеитовые базальты океанической оливин-базальтовой формации [74].

оказываются траппы Сибири и древних платформ. От траппов молодых платформ они отличаются пониженным содержанием TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и повышенным FeO , MgO , CaO . Траппы Вольно-Подольи [21] в отличие от габбро-диоритов и базальтов КМА содержат больше TiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 , P_2O_5 , меньше — MgO , Na_2O и FeO . Следует отметить, что повышенное содержание железа является характерной провинциальной особенностью не только траппов, но и других вулкано-плутонических ассоциаций основного-ультраосновного состава КМА [140]. Траппы КМА несколько отличаются от развитых на юго-востоке ВКМ базальтов девона, которые по содержанию и характеру распределения породообразующих окислов приближаются к траппам молодых платформ и океаническим базальтам [14].

Значительное сходство средневзвешенных составов различных структурно-вещественных типов интрузивов свидетельствует о том, что в целом траппы КМА формировались из магмы близкого состава, содержащей SiO_2 (48—52%), MgO (6—7%), $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (12—14%), Al_2O_3 (14—16%), CaO (9—10%), Na_2O (2,2—2,8%), K_2O (0,5—0,7%), TiO_2 (1,0—1,5%).

В заключение следует отметить, что нередкое пространственное совпадение имеющих определенные черты сходства габброидов трапповой и габбро-норит-гипербазитовой (мамонский комплекс) формаций в условиях закрытого района и ограниченность каменного материала создают известные трудности отнесения конкретных пород к тому или иному интрузивному комплексу. В подобных случаях большое значение приобретает применение многомерного статистического анализа [12]. Однако более информативным оказался расчет уравнения дискриминантных функций по 16 признакам одновременно для мамонского (м) и смородинского (с) комплексов [138]:

$$\begin{aligned} M-C= & 0,10\text{SiO}_2 + 5,04\text{TiO}_2 - 50,31\text{Cr}_2\text{O}_3 + 0,55\text{Al}_2\text{O}_3 - \\ & - 0,14\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,46\text{FeO} + 40,73\text{MnO} - 0,89\text{MgO} + \\ & + 0,09\text{CaO} + 1,20\text{Na}_2\text{O} - 2,60\text{K}_2\text{O} - 8,02\text{P}_2\text{O}_5 - \\ & - 4,2\text{SO}_3 + 58,28\text{NiO} - 97,42\text{CoO} + 42,17\text{CuO}^{**}. \end{aligned}$$

** Если численное значение уравнения меньше порогового значения (С), классифицируемый объект относится к первой группе, если больше — ко второй.

Построенные по результатам дискриминации кривые распределения величины дискриминантной функции (рис. 33).

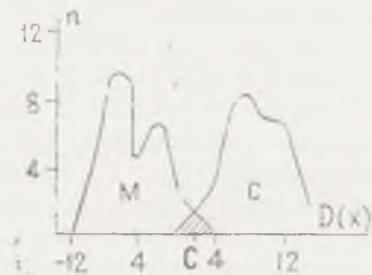


Рис. 33. Кривые распределения величин дискриминантной функции для габброидов мамонского (м) и смородинского (с) комплексов КМА. Заштрихована область неопределенных решений

позволяют считать, что разделение основных пород мамонского и смородинского комплексов произведено вполне удовлетворительно. Области перекрытия, соответствующие средневзвешенным ошибкам классификации (P), не превышают 5,55%

Глава IV

ГЕОХИМИЯ

Подобно пороодообразующим окислам, содержание и распределение малых элементов в траппах КМА зависит от состава исходной магмы и особенностей процессов внутрикамерной кристаллизации. Среди малых элементов по специфике их поведения в процессах дифференциации выделяются: 1) халькофильные и сидерофильные (Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo); 2) сидерофильные и литофильные, связанные преимущественно с окиснорудными минералами и силикатами (Cr, Ti, V, Mn, Ge, Nb, Sr, Ba, Sc, Be, Y, Yb, La, Zr, Ga и др.). Наиболее информативными для анализа геохимических особенностей траппов являются элементы группы железа (Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co), а также Sc, Sr, Zr, Ba, Be, Ga и некоторые редкие элементы, присутствующие в различных количествах в большинстве пород и минералов.

По составу и концентрации малых элементов ведущие члены эффузивной (базальты) и интрузивной (габбро-долериты) фаций траппов КМА сравнительно однородны (табл. 59, рис. 34), что подчеркивает их генетическое родство. За небольшим исключением (Ti, V, Zr, Ba, Sr, Ga) для всех элементов характерен 1,5—5-кратный разброс содержаний. Вместе с тем вследствие неизбежного перераспределения малых элементов на стадии докамерной эволюции магматического расплава ранние его порции (эффузивные траппы) по сравнению с более поздними (интрузивные траппы) характеризуются повышенным содержанием Sr, Ba, Zr, Sn, Pb, Be, Y и пониженным — V, Co, Ni, а также присутствием серебра, однако характер концентрации и рассеяния элементов определяется степенью дифференциации (рис. 35) и положением отдельных дифференциатов в сингенетически родственном

Средневзвешенное содержание малых элементов в траппах КМА, в г/т

Элементы	Интрузивная фация				Эффузивная фация			Кларк, по А. П. Винограду [65]
	1	2	3	4	5	6	7	
Be	0,6	0,7	1,1	0,7	2,8	4,8	3,5	0,4
Sc	15	21	27	17	26	2,8	18	24
Ti	8820	7380	8640	8400	6060	4140	5880	9000
V	111	114	140	113	89	64	80	200
Cr	80	70	94	78	73	51	65	200
Co	34	37	37	35	27	19	24	45
Ni	84	91	110	87	62	36	53	160
Cu	87	90	174	93	106	84	98	100
Zn	43	39	40	42	64	50	59	130
Ga	15	13	13	14	21	21	21	18
Ge	0,9	0,5	0,1	0,3	—	—	—	1,5
Sr	218	173	207	206	329	477	381	440
Y	9,0	3,7	9,0	6,7	18,5	0,1	12,1	20
Zr	68	70	81	69	70	137	94	100
Nb	—	1,4	—	0,4	—	—	—	20
Mo	1,0	1,1	0,6	1,0	2,2	1,7	2,0	1,4
Sn	0,5	2,4	0,3	1,0	4,0	10,0	6,0	1,4
Ba	270	112	359	231	318	432	358	300
La	1,0	—	—	0,7	—	—	—	27
Yb	1,1	0,9	1,4	1,5	2,0	0,8	1,6	2
Pb	3,0	0,5	0,4	2,3	5,0	17,0	9,0	8
n	332	264	54	650	269	90	359	

Примечание. Интрузивная фация (структурно-вещественные типы интрузивов): 1 — тип А; 2 — тип Б; 3 — тип В; 4 — средневзвешенное интрузивной фации. Эффузивная фация: 5 — базальты и их пирокласты; 6 — порфириты и их пирокласты; 7 — средневзвешенное эффузивной фации. Кларки отражают концентрацию элементов в основных породах. Здесь и далее n — количество анализов.

ряду пород (табл. 60—62). При этом чем выше степень дифференцированности интрузивов, тем контрастнее распределение малых элементов (табл. 63). В полнодифференцированных телах для всех элементов, за небольшим исключением (Sc, Be, Yb), характерен 10—20-кратный разброс содержания, тогда как недифференцированные обладают, как правило, 1,5—2,5-кратным изменением концентраций (см. табл. 63).

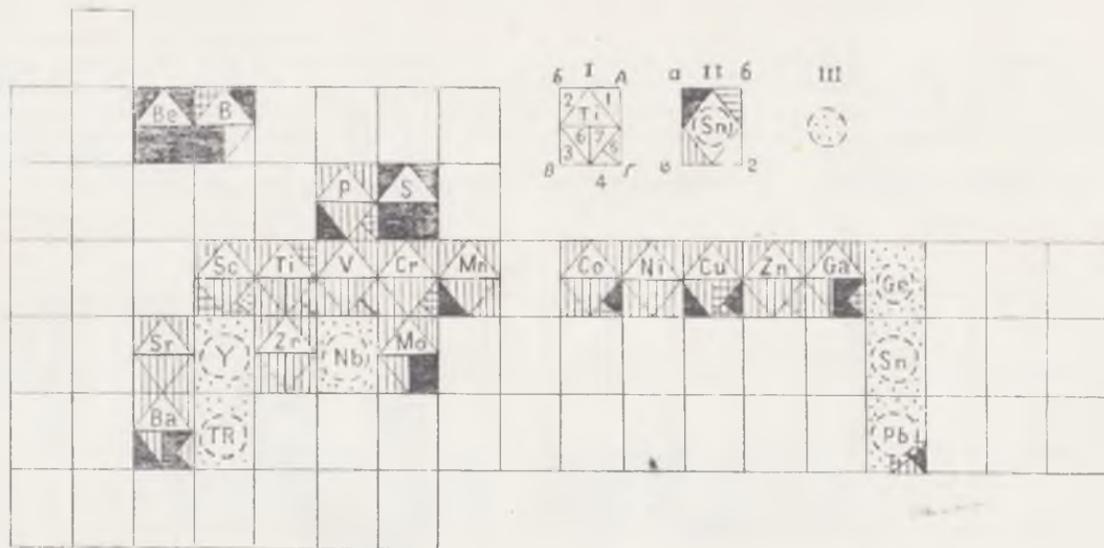


Рис. 34. Геохимическая таблица распределения малых элементов в трапах КМА:

I — структурно-вещественные типы интрузивов и образования эффузивной фации (*1* — интрузивы типа *A*, *2* — типа *B*, *3* — типа *B*, *4* — базальты, *5* — порфириды, *6* — средневзвешенное интрузивной фации, *7* — средневзвешенное эффузивной фации); *II* — содержание элементов (*a* — выше кларка, *б* — близкое и равное кларку, *в* — ниже кларка, *г* — ниже чувствительности метода); *III* — спорадически встречающиеся элементы

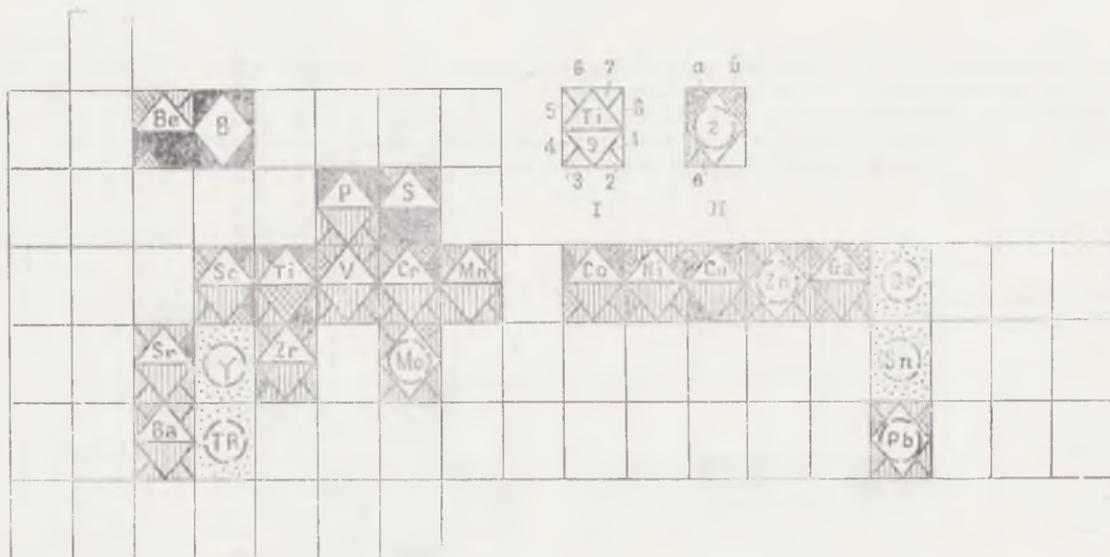


Рис. 35. Геохимическая таблица распределения малых элементов в полностью дифференцированных интрузивах траппов КМА.

Породы сингенетического ряда (I): 1 — порфирианы микродолериты; 2 — оливковые долериты, габбро-долериты и долерит-пегматиты первого (3), второго (4), третьего (5) расчлененных и четвертого (6) такситового ритмов; 7 — диориты; 8 — граниты; 9 — средневзвешенное количество для интрузива в целом. Содержание элементов (II): а — выше кларка; б — близкое и равное кларку; в — ниже кларка; з — спорадически наблюдающиеся элементы

Среднее содержание малых элементов в полнодифференцированных интрузивах (тип А)

Элементы	Породы сингенетического ряда								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Be	1,4	0,9	0,6	0,5	0,3	0,7	0,7	0,8	0,7
Sc	26	19	20	16	15	15	15	14	14
Ti	8040	9960	7800	8100	8220	8340	13200	7080	7080
V	121	133	132	127	132	100	150	125	100
Cr	36	40	45	60	20	70	10	50	93
Co	25	31	40	31	30	30	16	36	35
Ni	61	61	117	102	103	100	75	125	73
Cu	69	73	143	165	105	150	132	86	108
Zn	21	29	57	43	30	50	50	50	50
Ga	16	10	15	19	18	15	15	13	13
Ge	—	0,8	3,1	3,0	—	—	—	—	3,3
Sr	92	80	173	146	89	180	200	188	133
Y	2,0	3,0	5,0	3,0	2,0	3,0	3,0	5,0	7,0
Zr	62	56	65	67	83	90	120	74	183
Mo	0,3	0,5	1,0	0,9	0,6	1,0	1,0	1,6	0,8
Sn	+	—	—	+	—	+	—	—	—
Ba	200	225	267	227	164	350	370	287	217
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	0,6	0,8	1,2	0,8	0,6	1,0	1,0	1,0	1,0
Pb	+	0,8	3,0	3,0	—	—	+	+	+
n	7	13	24	10	5	3	5	4	3

Наиболее интенсивное перераспределение малых элементов происходит на главной и заключительной стадиях кристаллизации. По мере перехода от ранних к поздним дифференциатам происходит не только изменение концентрации малых элементов (табл. 64), но и смена их ассоциаций — Cu, V, Mn, Sc, Ni, Zn, отчасти Co, Cr, Ti (количественно преобладающих в расслоенной серии), а также Ti, V, Sr, Y, Yb, Ba, Zr, Ga, Mo, характерных для такситовой серии и поздних дифференциатов. В недифференцированных телах все элементы образуют единую ассоциацию. Смена ассоциаций малых элементов и существенное их перераспределение в процессе дифференциации предопределило возникновение в такситовых габбро-долеритах и долерит-пегматитах значительных концентраций Ti, V, Ba, Zr, отчасти Cu.

Элементы	Породы сингенетического ряда								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Be	+	1,0	1,0	+	0,5	0,5	1,0	0,5	0,2
Sc	15	10	—	25	15	15	25	15	12
Ti	18720	7200	7200	7320	7680	7800	9240	10620	4200
V	300	100	100	150	150	150	300	100	60
Cr	35	45	100	47	35	35	100	35	150
Co	35	35	45	48	35	35	60	40	40
Ni	75	35	100	192	75	75	100	75	74
Cu	350	60	100	100	100	100	150	100	75
Zn	100	50	100	17	50	50	60	50	43
Ga	15	15	10	13	15	15	35	20	2,0
Ge	10	+	10	+	+	+	—	+	0,2
Sr	35	100	150	117	90	100	100	100	283
Y	—	10	15	9	7	5	10	3	3
Zr	60	110	10	50	70	80	60	90	34
Mo	1,5	1,0	+	3,3	0,5	0,6	+	0,5	0,5
Sn	+	—	+	—	+	+	—	+	1,7
Ba	50	100	100	158	180	190	200	200	296
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	+	1,0	10	1,1	1,3	1,3	1,5	1,0	0,3
Pb	10	—	—	—	+	3	10	3	2
n	3	3	3	6	3	3	3	3	12

Для менее дифференцированных интрузивов характерной особенностью является приуроченность повышенных концентраций малых элементов к начальным стадиям кристаллизации: Cr, Co, Ni — в типе *Б*, Mn, Ba, Cu, Be — в типе *В*. И только Cu, Zr в типе *Б* и Sc в типе *В* образуют относительно повышенные концентрации в производных главной стадии кристаллизации. В породах эффузивной фации (табл. 65) наиболее поздние продукты извержения (порфириты и их туфы) характеризуются повышенным по сравнению с кларковым содержанием Be, Co, Cu, Mo, Pb.

Никель и кобальт

Оба эти элемента обладают большим сродством к сере с образованием сульфидов и способностью входить в состав силикатных минералов, главным образом оливинов и пироксенов [25, 98, 126, 174]. Среднее содержание никеля и ко-

Элементы	Породы сингенетического ряда								
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Be	0,5	0,6	0,4	1,0	1,2	1,2	0,9	1,3	1,3
Sc	15	12	14	15	16	11	11	3	—
Ti	4200	8160	1320	1038	1170	924	432	2640	1980
V	110	78	80	150	101	83	70	45	29
Cr	62	41	48	35	65	46	53	18	13
Co	41	28	38	40	36	32	32	10	9
Ni	65	48	65	40	32	29	40	17	18
Cu	161	112	197	40	40	41	80	32	33
Zn	48	40	39	50	54	41	47	17	20
Ga	17	10	14	15	23	17	18	17	21
Ge	0,2	0,1	+	—	+	—	+	—	—
Sr	309	247	307	400	400	339	413	300	430
Y	0,3	23	3	10	6	5	8	10	8
Zn	61	37	44	100	96	94	175	170	86
Mo	0,7	0,5	0,6	1,0	1,5	1,1	0,2	0,3	0,3
Si	0,9	0,8	1,3	—	1,3	1,3	5,0	6,7	2,0
Ba	315	252	287	400	475	363	417	400	555
La	—	—	—	—	6,3	6,7	8,0	—	10
Yb	0,6	0,6	0,5	25	1,0	0,9	0,9	2,0	1,5
Pb	3	3	1,3	+	8	5	11	8	19
n	47	106	15	3	8	15	12	3	10

Примечание. 1 — Порфиновый микродолерит; 2 — оливиновый долерит; 3, 5 — оливиновый, 4 — троктолитовый, 6, 8, 9 — оливинсодержащий габбро-долериты; 7 — долерит-пегматит; 10, 16 — долерит-пегматиты; 11, 15, 17 — кварцсодержащие, 12, 14 — оливинсодержащие и 13 — троктолитовые габбро-долериты; 18 — оливинсодержащий, 19 — кварцсодержащий, 20 — амфиболлизированный такситовые габбро-долериты; 21 — меланократовый долерит-пегматит; 22 — микрогаббро; 23 — биотит-роговообманковый, 24 — кварц-роговообманковый, 25 — биотит-кварцевый диориты; 26 — плагногранит; 27 — гранит-аплит.

бальта составляет в базальтах 62 и 27 г/т, в оливиновых габбро-долеритах — 90 и 30 г/т соответственно*. Концентрация этих элементов превышает кларковое значение в троктолитовых габбро-долеритах (Ni — 192 г/т, Co — 48 г/т) и в долерит-пегматитах (Co — 60 г/т). При относительно постоянном отношении Ni:Co (2,5—1) в траппах КМА наблю-

* Здесь и далее кларки приведены по данным А. П. Виноградова [19].

Среднее содержание малых элементов в дифференцированных интрузивах (тип Б)

Элементы	Породы сингенетического ряда						
	1	2	3	4	5	6	7
Be	—	0,7	1,0	0,5	0,4	1,0	0,5
Sc	7,0	18	18	13	24	28	40
Ti	7080	9000	7020	6600	7740	7200	9600
V	52	142	110	104	112	97	88
Cr	533	251	36	47	95	100	105
Co	58	58	25	35	42	37	55
Ni	866	101	56	104	113	72	100
Cu	2	144	36	94	106	74	150
Zn	50	52	50	34	43	31	50
Ga	+	11	12	12	13	14	13
Ge	+	1,0	—	0,3	0,8	0,6	—
Sr	57	115	120	153	195	193	100
Y	—	7,0	+	2,0	2,0	4,0	—
Zr	12	63	65	57	67	82	88
Nb	—	—	—	2,0	—	1,4	—
Mo	+	0,8	1,0	0,6	1,6	0,8	1,3
Sn	3,0	2,2	10	0,9	+	—	—
Ba	66	256	110	100	102	100	50
Yb	—	0,5	1,0	0,6	0,8	1,2	1,0
Pb	—	2,2	—	1,0	—	1,0	—
n	3	9	25	41	24	36	2

Примечание. 1 — Порфиновый микродолерит; 2 — оливиновый долерит; 3, 5 — оливиновый, 4 — троктолитовый, 6 — оливинсодержащий, 7, 9 — кварцсодержащий габбро-долериты; 8 — долерит-пегматит; 10 — оливинсодержащий, 11 — оливиновый габбро-долериты; 12 — оливиновый долерит; 13 — порфиновый микродолерит.

дается некоторое уменьшение этой величины по мере перехода от ранних (базальты) к поздним (порфириты) эффузивным дифференциатам, что может быть показателем процесса кристаллизационной дифференциации первичных глубинных расплавов [60]. И только в поздних продуктах извержения (порфиритах и их туфах) содержание кобальта превышает кларковые в 1,9 раза. В интрузивной фации траппов наблюдается некоторое увеличение содержания никеля и величины отношения Ni:Co по мере перехода от пол-

Элементы	Породы сингенетического ряда					
	8	9	10	11	12	13
Vc	1,1	1,3	1,0	0,8	1,1	0,9
Sc	33	23	26	29	24	26
Ti	10200	10080	7260	8220	9420	8280
V	162	100	158	141	56	144
Cr	46	30	86	62	83	198
Co	33	30	33	39	38	40
Ni	46	43	46	66	76	81
Cu	113	145	31	131	114	94
Zn	43	33	24	39	31	45
Ga	13	30	15	15	15	13
Ge	0,5	3,3	0,4	0,5	—	—
Sr	169	250	177	181	141	225
Y	3,0	3,0	1,0	3,0	4,0	3,0
Zr	102	100	94	86	112	100
Nb	2,0	—	—	—	3,8	—
Mo	0,9	2,0	0,1	2,1	0,9	1,1
Sn	+	+	—	0,2	2,5	—
Ba	211	233	66	190	129	275
Yb	1,3	1,7	1,2	1,3	1,1	1,1
Pb	1,0	—	—	—	3,0	—
n	41	3	24	40	8	8

нодифференцированных к менее дифференцированным (Ni=84 и 110 г/т, Ni:Co=2,4 и 3,0 соответственно) телам (табл. 66). Определенная зависимость между содержанием никеля, соотношением FeO:MgO и количеством SO₃ отражает, вероятно, различные (сульфидную и силикатную) формы нахождения никеля в траппах, что предопределяет характер распределения никеля в процессе становления интрузивов (рис. 36, 37). В полнотифференцированных телах (см. табл. 60) максимальные (100—192 г/т) концентрации никеля приурочены к породам ранней стадии кристаллизации, в кварц-содержащих габбро-долеритах и долерит-пегматитах его количество снижается более чем в три раза. В породах такситовой серни также наблюдается понижение содержания никеля по мере перехода от оливинсодержащих (74 г/т) к безоливиновым (65—56 г/т) габбро-долеритам. Минимальными концентрациями никеля (40—18 г/т) характеризуются позд-

Среднее содержание малых элементов в недифференцированных интрузивах (тип В)

Элементы	Породы сингенетического ряда				
	1	2	3	4	5
Be	0,9	0,7	1,3	0,9	1,7
Sc	18	19	35	21	20
Ti	10920	8040	8280	9180	12790
V	129	134	138	153	133
Cr	37	60	150	47	32
Co	29	34	43	32	23
Ni	61	85	150	71	57
Cu	91	131	200	780	40
Zn	37	32	55	21	53
Ga	10	13	13	12	17
Ge	—	0,4	—	—	—
Sr	106	139	275	170	128
Y	3	1,0	17	2,0	—
Zr	76	81	75	85	133
Mo	1,1	0,7	0,5	0,7	0,7
Sn	—	1,1	—	—	—
Ba	301	362	325	407	517
Yb	+	2,0	1,0	0,8	0,3
Pb	1,4	—	—	—	—
n	7	27	2	15	3

Примечание. 1, 5 — Порфиновый микродолерит; 2, 4 — оливинный долерит; 3 — оливинный габбро-долерит.

ние дифференциаты, хотя содержание его в гранитах заметно выше кларковых значений. В менее дифференцированных телах (типы Б и В) контрастность его распределения (см. табл. 63) заметно снижается (10- и 3,2—2,5-кратное изменение концентраций), что лишней раз подчеркивает большую значимость процессов *in situ* в поведении никеля. Распределение никеля в расслоенной серии выявляет (см. рис. 36) определенную зависимость от серы и сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит, пентландит), магния (рис. 38) и его соотношения с FeO, а также от количества оливина и отчасти пироксенов. Близость ионных радиусов Ni и Mg

Пределы изменения концентраций малых элементов в траппах КМА
(в кратных отношениях)

Эле- менты	Интрузивная фация			Эффузивная фация						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Be	7,0	3,0	2,0	6,0	5,0	5,0	10	2,0	3,0	2,0
Sc	8,0	5,7	1,7	2,3	1,3	6,0	4,0	—	—	1,4
Ti	8,0	1,7	1,3	2,0	1,7	4,0	40	1,6	2,0	1,0
V	10	3,0	1,2	2,0	1,7	3,3	20	2,0	2,0	1,7
Cr	20	14	5,0	6,7	2,5	8,0	27	1,5	1,5	2,5
Co	10	2,0	1,8	3,0	2,0	7,5	6,0	3,0	2,0	3,0
Ni	10	2,6	2,6	3,3	1,3	5,0	7,0	1,7	1,3	1,7
Cu	20	5,0	5,0	6,0	3,3	20	67	5,0	5,0	8,6
Zn	20	2,0	2,6	1,2	1,2	2,0	20	1,2	1,2	1,0
Ga	17	3,0	1,7	2,5	2,0	3,0	3,5	3,5	2,0	3,0

Примечание. Интрузивная фация траппов: 1 — тип А; 2 — тип Б; 3 — тип В. Эффузивная фация траппов: 4 — плагиофировые базальты; 5 — миндалекаменные базальты; 6 — афировые базальты; 7 — пирокласты базальтов; 8 — плагиопорфиры; 9 — пироксен-плагиоклазовые порфиры; 10 — пирокласты порфиритов.

(0,69 и 0,66 Å) обуславливает их изоморфное вхождение в решетки оливина и пироксенов, и вполне естественно, что количество Ni в этих силикатах снижается с уменьшением в них магния и увеличением железа по мере перехода от ранних дифференциатов к поздним.

Распределение никеля в минералах траппов (табл. 67) свидетельствует о том, что основная его масса приходится, как это доказано на примере траппов Сибирской платформы [98], на силикатные породообразующие минералы (оливин и пироксен) при подчиненном значении сульфидной формы. О существовании сульфидной формы никеля свидетельствует наличие небольшого количества самостоятельных выделений сульфидов (пирротин, пирит, пентландит).

Геохимический цикл кобальта близок циклу никеля, с которым он имеет значимые положительные связи. Максимальные концентрации кобальта (55—60 г/т) обнаружены как в породах закаленной контактовой зоны, так и в кварц-

Балансовое распределение средневзвешенного процесса становления интрузивов

Этап	Стадия кристаллизации	Cu	V	Mn	Sc	Ni
Тип А						
Заключительный	Гранитная	-5,80	-4,79	-4,44	-6,65	-5,34
	Диоритовая	-1,28	-0,77	-0,87	-0,47	-2,05
Поздний	«Верхняя» контактовая	-0,19	+0,12	+0,17	+0,01	-0,20
	IV такситовый ритм	-15,80	-7,78	-8,39	-3,78	-11,95
Основной	III расслоенный ритм	+3,25	-7,37	+0,48	+8,30	+11,0
	II расслоенный ритм	+2,72	-0,30	-1,48	-1,87	-0,70
	I расслоенный ритм	+16,74	+5,99	+14,37	+4,19	+9,05
Начальный	Ранняя	-0,12	+0,14	+0,16	+0,21	+0,19
	Протокристаллизация	+0,48	+0,02	-0,01	+0,07	-0,01
Тип Б						
Основной	Основная	-0,63	+0,64	-0,16	-0,10	-0,70
	Ранняя	+0,82	-0,58	+0,06	+0,20	-0,10
Начальный	Протокристаллизация	-0,19	-0,06	+0,10	-0,10	+1,80
Тип В						
Основной	Основная	-16,70	-0,80	+0,40	+14,40	-14,60
	Ранняя	+20,64	+1,10	-1,04	-13,00	-12,3
Начальный	Протокристаллизация	+3,94	-0,30	+0,64	-1,40	-2,30

содержащих габбро-долеритах и долерит-пегматитах, т. е. свойственная кобальту тенденция концентрироваться в наиболее ранних продуктах дифференциации основной магмы, как это установлено для пикритовых габбро Скергаарда (до 100 г/т [174]), в габбро-долеритах КМА достаточно отчетливо не проявилась. Более того, в поздних дифференциатах выявляется возрастание коэффициента концентрации (см. рис. 37) кобальта и повышение кларкового значения в 3,3 (диориты) и в 1,8 (граниты) раза. Еще более резкое возра-

содержания малых элементов (отн. %) в разных геолого-структурных типах

Co	Cr	Ti	Sr	Y	Ba	Zr	Yb	Zn
-4,96	-3,99	-4,95	+6,81	+0,51	+6,61	+2,56	+46,81	-0,63
+0,05	-1,19	-0,20	-2,09	-0,63	+1,76	+2,18	-1,80	+1,35
-0,05	-0,17	-0,07	+0,31	+0,02	+0,13	+0,16	+0,14	+0,07
-0,69	+25,33	+9,20	+11,15	+19,78	+0,92	-12,29	-25,80	-0,49
+5,80	-4,79	+1,80	-6,67	-0,80	-5,23	-2,45	-6,00	-5,70
+0,77	+0,59	-1,14	-1,80	-0,11	-2,86	+5,74	+3,91	+3,26
-0,86	-15,36	-4,46	-7,44	-18,36	-1,21	+4,24	-16,94	+2,39
-0,04	-0,39	-0,16	-0,42	-0,46	-0,12	-0,12	-0,19	-0,22
-0,01	-0,03	-0,02	-0,04	+0,05	-0,02	-0,01	-0,05	-0,02
-0,62	-3,84	-0,58	+0,60	-0,40	-1,28	-0,87	-0,03	—
+0,47	+2,13	+0,50	-0,62	+0,63	+1,07	+0,95	+0,15	—
+0,15	+1,71	+0,02	-0,08	-0,23	+0,21	-0,08	-0,18	—
+7,20	-25,30	-1,78	+15,00	+45,20	-4,40	-3,00	-2,00	—
-5,70	+22,10	-0,07	-12,80	-41,15	+3,70	+1,50	+1,50	—
-1,50	+3,20	+1,85	-2,30	-4,05	+0,70	+1,50	+6,50	—

стание коэффициента концентрации обнаружено в эффузивной фации траппов в направлении от базальтов к порфиристам (см. табл. 63). В последних концентрация этого элемента превышает кларковую в 1,8—2,1 раза.

Сложный характер корреляционных связей и распределения кобальта объясняется, очевидно, тем, что основным минералом-концентратором его (см. табл. 67) является не только оливин (200 г/т), количество которого в габбро-долеритах КМА не превышает в среднем 6%, но также пироксе-

Среднее содержание малых элементов в породах эффузивной фации траптов КМА, г/т

Элементы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
Be	5,0	4,7	4,8	3,0	4,4	1,8	1,9
Sc	28	—	—	24	18	36	27
Ti	3409	3136	3325	2248	3650	5021	5000
V	77	67	61	77	57	113	105
Cr	63	57	47	65	61	121	74
Co	18	21	18	26	33	37	22
Ni	43	35	35	59	38	28	72
Cu	79	90	83	116	48	47	98
Zn	50	50	50	69	53	51	52
Ga	17	23	21	24	16	14	13
Sr	373	486	489	362	333	239	244
Zr	133	126	141	68	103	69	61
Mo	1,7	1,7	1,7	2,2	2,6	1,8	2,0
Sn	10	11	10	—	—	10	10
Ba	436	425	434	335	467	164	256
Yb	1,0	1,0	2,8	2,8	1,0	1,0	1,2
Pb	10	18	17	—	10	18	12
n	11	22	57	127	6	25	111

Примечание. 1 — Пирокласты порфиритов, 2 — пироксен-плагиоклазовые порфириты; 3 — плагиопорфириты; 4 — пирокласты базальтов; 5 — миндалекаменные базальты; 6 — плагиофировые базальты; 7 — афировые базальты

Таблица 66

Содержание Ni, Co, SO₃ и отношение Ni : Co и FeO : MgO в трапах КМА

Петро-геохимические признаки	Интрузивная фация (структурно-вещественные типы интрузивов)			Эффузивная фация	
	А	Б	В	базальты	порфириты
Содержание никеля	84	91	110	62	36
кобальта	34	37	37	27	19
Ni : Co	2,4	2,5	3	2,3	1,9
FeO : MgO	0,49	1,33	1,62	1,03	1,71
SO ₃	0,21	0,34	0,34	0,14	0,14

Примечание. Содержание никеля и кобальта дано в г/т, SO₃ — в мас. %.

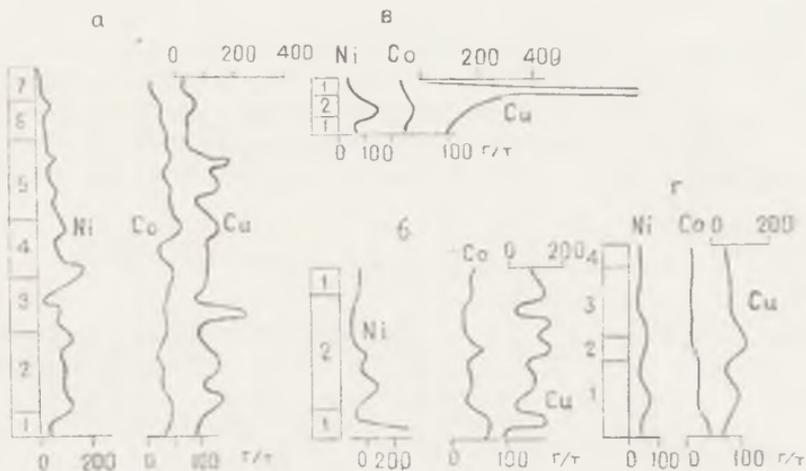


Рис. 36. Распределение никеля, кобальта и меди в сингенетических рядах пород траппов КМА:

a — полнодифференцированные (тип А) интрузивы (породы: 1 — контактовой зоны; 2, 3, 4 — расслоенных и 5 — такситового ритмов; 6 — диориты; 7 — граниты); *б* — дифференцированные (тип Б) интрузивы (породы: 1 — контактовой зоны; 2 — центрального расслоенного ритма); *в* — недифференцированные (тип В) интрузивы (породы: 1 — контактовой зоны; 2 — оливиновые габбро-долериты); *г* — нефузивная фация (породы: 1 — базальты; 2 — пирокласты базальтов; 3 — порфириты; 4 — пирокласты порфиритов)

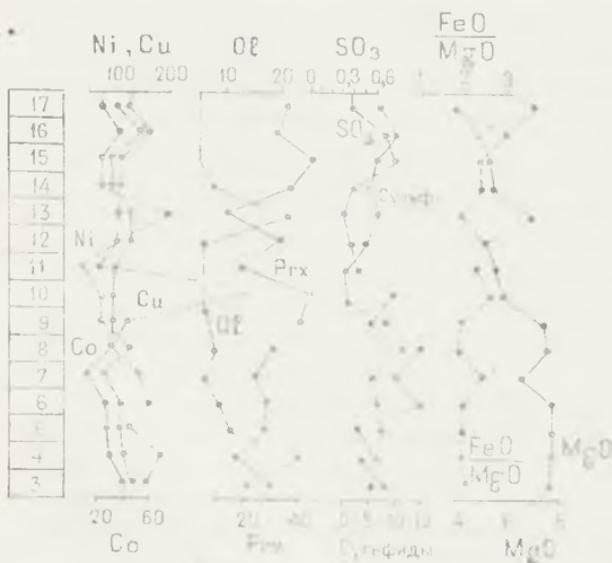


Рис. 37. Зависимость распределения никеля и кобальта от содержания некоторых поро- и рудообразующих окислов и минералов (номера пород соответствуют номерам в табл. 60)

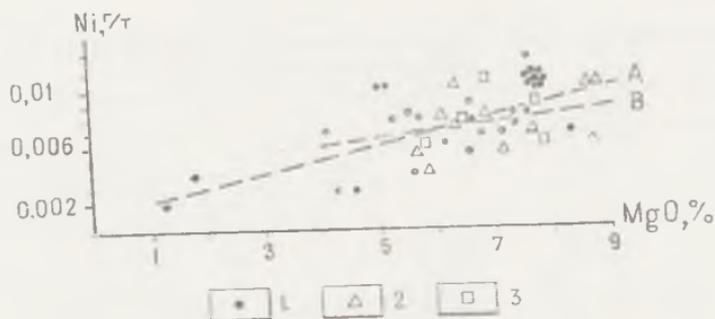


Рис. 38. Зависимость содержания Ni от количества MgO в интрузивных траппах КМА.
Структурно-вещественные типы интрузивов: 1 — тип А; 2 — тип В; 3 — тип В

Таблица 67

Распределение «несульфидной» формы нахождения никеля по минералам дифференцированных траппов, г/т

Минерал	Содержание минерала в породе		Содержание никеля в минералах		Содержание никеля на минерал		Содержание никеля в породе	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Оливин	17,1	5,1	600	500	102,6	25,5	—	—
Кленопироксены	10,2	18,4	300	300	30,6	55,2	—	—
Ортопироксены	5,7	9,7	50	100	2,85	9,7	—	—
Плагиоклазы	62,1	62,1	10	20	6,2	12,4	—	—
Биотит	2,6	0,9	100	100	2,6	0,9	—	—
Рудные минералы:								
магнетит	1,1	1,4	10	200	0,1	2,8	—	—
ильменит и титаномагнетит	1,0	0,9	200	50	2,0	0,5	—	—
Сульфиды	0,1	0,2	Нет данных		—	—	—	—
Сумма	100	100	—	—	146,9	107,2	147,0	107,2

Примечание. 1 — Троктолитовые габбро-долериты; 2 — оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты.

ны (100—150 г/т) и окиснорудные минералы (100—200 г/т). Последние, обогащая кварцсодержащие габбро-долериты и долерит-пегматиты, обеспечивают «второй пик» концентрации кобальта, что особенно четко проявляется в силлах (см. рис. 37). В диоритах и гранитах главным минералом-концентратором кобальта является биотит, содержащий его до 100 г/т.

Медь

Характерной особенностью траппов КМА, как и других регионов [86, 98], является несколько пониженное (см. рис. 34, 35) по сравнению с кларковым количество меди и значительная дисперсия ее содержания как в интрузивных, так и в вулканических породах (5—10- и 3—10-кратное изменение концентраций соответственно, см. табл. 62). Среднее содержание этого элемента составляет в дифференцированных телах 90 г/т, в недифференцированных — 174 г/т, в базальтах — 106 г/т, в порфиритах — 85 г/т. Близость концентрации меди в интрузивной и эффузивной фациях траппов КМА может быть обусловлена исходной концентрацией меди в магматическом расплаве вследствие выплавления его непосредственно из общего источника [37], т. е. является геохимическим индикатором их комагматичности.

Камерная дифференциация толентовой магмы приводит к существенному перераспределению меди. В расслоенной серии наблюдается заметное уменьшение содержания этого элемента от первого (134 г/т) ко второму (120 г/т) и третьему (108 г/т) ритмам, резкое снижение его в такситовой серии (49 г/т). Высокие концентрации меди приурочены к оливиновым и троктолитовым габбро-долеритам (149—145 г/т), к долерит-пегматитам и кварцсодержащим габбро-долеритам (150 г/т). В поздних ритмах медь в основном накапливается в долерит-пегматитах (350—150 г/т). Весьма примечательно, что конечные дифференциаты толентовой магмы — диориты и граниты — характеризуются по сравнению с кларковым заметно повышенным коэффициентом концентрации (см. рис. 35, табл. 60).

Распределение меди в интрузивах в определенной мере согласуется с распределением сульфидов (см. рис. 37), вкрапленность которых постоянно отмечается как в ранних дифференциатах расслоенной серии, так и в диоритах, где среди рудных минералов заметно возрастает относительная

доля халькопирита (4—6%). Более отчетливо подобная зависимость проявляется в эффузивной фации траппов, особенно в их пирокластических аналогах, где повышенные концентрации меди (в 5—8 раз выше кларковых значений) приурочены к зонам интенсивного развития наложенной кварц-эпидот-сульфидной (пирит-пирротин-халькопиритовой) минерализации.

В стратифицированных телах наблюдается менее ярко выраженная зависимость содержания меди от соотношения $FeO:MgO$, что рассматривается как доказательство ее изоморфизма с указанными петрогенными элементами в феррических минералах [137]. Действительно, медь в разных количествах присутствует практически во всех минералах траппов КМА (табл. 68). Однако, как показал фазовый анализ оливинов, пироксенов и плагиоклазов траппов Сибирской платформы [98], присутствие меди в них обусловлено неизбежным загрязнением породообразующих минералов микровростками более поздних сульфидов. В окиснорудных

Таблица 68

Содержание кобальта и меди в минералах траппов КМА, г/т

Минералы	Кобальт		Медь				
	1	2	1	2	3	4	5
Оливин	200	200	30	15	—	—	—
Клинопироксен	125	1500	30	15	—	—	—
Ортопироксен	100	100	25	10	—	—	—
Плагиоклаз	10	20	50	50	30	30	—
Биотит	100	100	10	—	—	—	—
Роговая обманка	—	70	—	—	—	30	—
Эпидот	—	—	—	—	—	—	20
Магнетит	200	200	—	30	—	50	—
Титаномагнетит	200	100	100	20	—	50	—

Примечание. 1 — Троктолитовый габбро-долерит; 2 — оливиновый и оливинсодержащий габбро-долерит; 3 — кварцсодержащий габбро-долерит и долерит-пегматит; 4 — гакситовый габбро-долерит; 5 — базальты.

минералах помимо сульфидной формы, возможно, присутствуют растворенные в них ферриты меди.

Отмеченный ранее двойственный характер поведения меди (см. рис. 36) в процессе формирования дифференцированных интрузий, т. е. накопление ее как в нижних существенно магнезиальных частях расслоенных ритмов, так и в долерит-пегматитах, кварцсодержащих и такситовых габбро-долеритах, обогащенных железом, титаном, а также фосфором и другими летучими компонентами, возможно, является следствием одновременного действия двух процессов — преимущественной отсадки в ранних дифференциатах сульфидных минералов в виде тонкораспыленной вкрапленности и микровростков сульфидов и обогащения легкоподвижными соединениями остаточных порций расплава на заключительных стадиях кристаллизации [98]. Об этом, в частности, свидетельствуют различный характер кривых распределения (см. рис. 36) и неоднозначные (нормальный в ранних и лог-нормальный в поздних дифференциатах) законы распределения и изменения корреляционных связей с рядом малых элементов.

Хром

Среднее содержание хрома в траппах КМА в 2—3 раза ниже кларковых значений. Процессы докамерной дифференциации расплава обусловили появление относительно повышенных концентраций элемента в ранних, более магнезиальных членах вулканической толщи — в базальтах (73 г/т) и особенно в их плагиофировых разностях (121 г/т). В поздних дифференциатах извержений — порфиритах и их пирокластических аналогах, характеризующихся заметно меньшей магнезиальностью, количество хрома составляет 51 г/т при незначительном (1,5—2,5-кратном) изменении концентрации. С глубинной дифференциацией, по-видимому, связано неодинаковое содержание хрома в различных структурно-вещественных типах интрузий (80, 70 и 94 г/т в интрузивах А, Б и В соответственно).

Наиболее существенное перераспределение хром испытывает в процессе внутрикамерной дифференциации (см. табл. 60, рис. 39, 40). Наиболее значительные его колебания (20-кратное изменение концентрации) отмечаются в полностью дифференцированных интрузивах (см. табл. 63). При общей зависимости распределения хрома от содержания в траппах

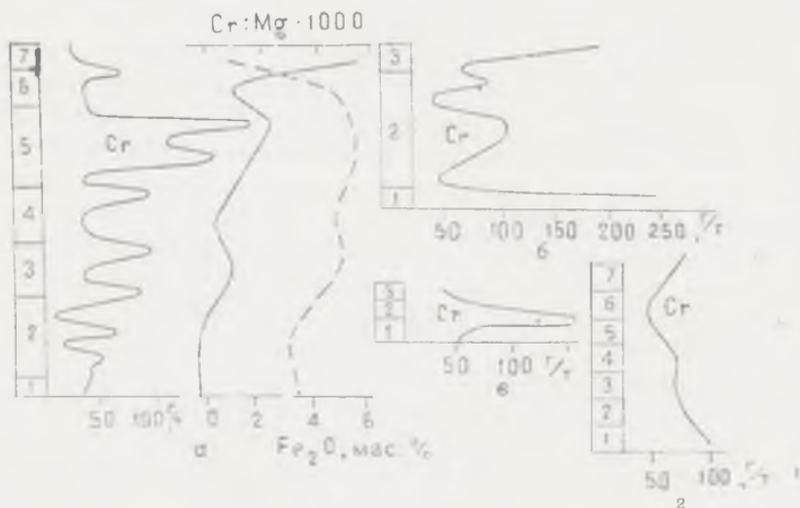


Рис. 39. Распределение хрома, величины отношения $Cr:Mg \cdot 1000$, Fe_2O_3 в сингенетических рядах пород траппов КМА (номера пород сингенетических рядов соответствуют номерам на рис. 36)

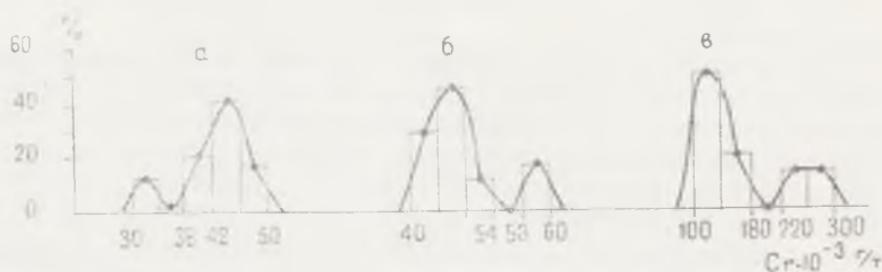


Рис. 40. Гистограмма и кривые распределения хрома в траппах КМА:

а — порфировые микродолериты; б — габбро-долериты; в — такситовые габбро-долериты

MgO и Fe_2O_3 (см. рис. 39) поведение этого элемента в дифференцированных интрузивах имеет более сложный, преимущественно двойственный характер. В расслоенной серии он тяготеет к оливиновым габбро-долеритам. Максимально же насыщенными хромом оказываются породы такситовой серии (136 г/т), причем в меланократовых долерит-пегматитах,

завершающих сингенетический ряд этой серии, его концентрация близка (197 г/т) к кларковой.

Накопление хрома наблюдается в долерит-пегматитах по мере перехода от ранних к поздним ритмам (10; 35; 100 и 197 г/т, см. табл. 60). Указанная тенденция прослеживается в диоритах и особенно в гранитах, в которых его содержание превышает кларковое. В менее дифференцированных телах (тип *Б*) максимальные концентрации (до 533 г/т) приурочены к нижним, богатым магнием контактовым микродолеритам и средним частям расслоенной серии. Это обстоятельство подтверждается и результатами статистического анализа, выявляющего неоднократную смену распределения хрома в полнодифференцированных телах нормальной и логнормальной моделью. В недифференцированных телах распределение этого элемента аппроксимируется нормальной моделью [81]. Обращает на себя внимание также сложный и неустойчивый характер корреляционных геохимических связей хрома со многими петрогенными и малыми элементами, проявляющихся на разных этапах кристаллизационной дифференциации. Так, в породах контактовой зоны (порфировые микродолериты) хром имеет значимую положительную связь с Co , Ti , V , в габбро-долеритах расслоенной серии — с Ni , Co , V , Mn , Zr , в такситовых габбро-долеритах — с Ni , Co , V , Ti , Cu , в диоритах — только со Sr . Однако наиболее устойчивой, особенно в базальтах, является связь хрома с магнием (судя по вариациям, $\text{Cr}:\text{Mg} \cdot 1000$; см. рис. 39) и Fe^{+3} . В интрузивных траппах, кроме того, отмечается постоянная положительная связь Cr с Si , обусловленная, по всей вероятности, преимущественным рассеиванием хрома в силикатных минералах.

Судя по содержанию хрома в минералах (табл. 69), в главную стадию кристаллизации он концентрируется преимущественно в клинопироксенах (700—1200 г/т), отчасти в ортопироксенах (100—160 г/т) и титаномагнетитах (60—115 г/т). В плагиоклазах хром обычно содержится в количестве 10 г/т, в оливинах и ильменитах — отсутствует. В поздних продуктах кристаллизации — такситовых габбро-долеритах — заметно возрастает его концентрация в гиперстене (до 1000 г/т) и особенно в титаномагнетитах (310—4000 г/т); изредка появляется он в ильмените (10—20 г/т). В базальтах, особенно в плагиофировых их разностях, основная масса хрома входит в клинопироксены (200—1000 г/т) и ортопироксены (200 г/т).

Содержание хрома в минералах траппов КМА, г/т

Минералы	Порода									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Клинопироксены	700	—	1200	—	—	—	—	—	1000	200
Ортопироксены	160	—	100	—	—	1000	—	—	—	200
Плагиоклаз	10	10	100	10	—	—	30	20	—	—
Ильменит	—	—	—	—	20	10	—	—	—	—
Титаномагнетит	115	60	160	40	4000	310	—	—	—	—

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливинсодержащий габбро-долериты; 4 — долерит-пегматит; 5 — оливинсодержащий, 6 — кварцсодержащий, 7 — амфиболлизированный такситовый габбро-долериты; 8 — плагиофировый базальт; 9, 10 — афировый базальт.

Титан

Титан в траппах КМА является одним из наиболее чувствительных геохимических индикаторов процессов магматической дифференциации. Среднее его содержание в траппах близко к кларковому. Однако процессы докамерной и особенно внутрикамерной дифференциации магматического расплава обусловили значительное его перераспределение.

Эффузивная фация траппов (см. табл. 65, рис. 41) характеризуется относительно пониженной концентрацией титана (5880 г/т), но колебания ее в отдельных порциях магмы достигают 2—4-кратного размаха. Наиболее высоким содержанием титана отличаются базальты (6060 г/т), при этом в их пирокластических образованиях концентрация титана резко падает (до 2248 г/т), что, очевидно, обусловлено разубоживанием их ксеногенным материалом. Примечательно, что в туфах порфиритов наблюдается обратная тенденция — обогащение титаном (до 3409 г/т) относительно их магматических аналогов пироксен-плагиоклазовых (3136 г/т) и плагиоклазовых (3325 г/т) порфиритов.

Интрузивная фация траппов (см. табл. 60—62) имеет близкое к кларковому содержание титана (до 8640 г/т). На

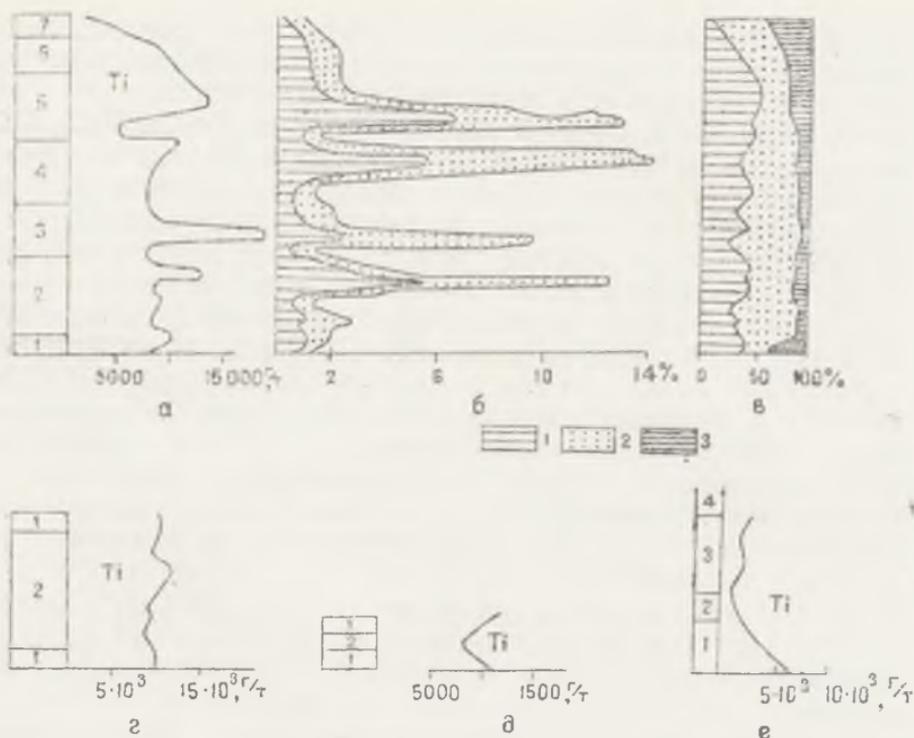


Рис. 41. Распределение титана и некоторых рудных минералов в сингенетических рядах траппов КМА:

а, б, в — полнодифференцированные (распределение: *а* — титана, *б* — ильменита и титаномагнетита, *в* — соотношение окиснорудных минералов и сульфидов), *г* — дифференцированные, *д* — недифференцированные интрузивы; *е* — эффузивная фация. Минералы: 1 — ильменит, 2 — титаномагнетит; 3 — сульфиды (номера пород соответствуют рис. 36)

стадии докамерной дифференциации изменение его концентрации не превышает 1,2—1,5-кратного значения (8820, 7380 и 8640 г/т — в структурно-вещественных типах *А*, *Б* и *В* соответственно и 5880 — в эффузивной фации), причем наивысшие значения его содержания соответствуют очень высокому показателю коэффициента фракционирования. Наиболее существенное перераспределение титана устанавливается в процессе внутрикамерной дифференциации расплава, когда кратность изменения концентрации достигает максимальных значений в полнодифференцированных интрузивах типа *А* (8,0) и заметно понижается в типах *Б* (1,7) и *В* (1,3), что находится в прямой зависимости от степени дифференцированности интрузивных тел (см. рис. 41).

В полнодифференцированных интрузивах распределение титана в существенной мере зависит от общей закономерной смены ассоциаций ведущих петрогенных окислов от FeO , MnO , MgO , CaO , Al_2O_3 в первом ритме до Fe_2O_3 , P_2O_5 , SiO_2 , Na_2O , K_2O в четвертом при возрастании коэффициента фракционирования, степени дифференциации и окисленности, общей щелочности, натриевости, уменьшении индекса затвердевания и магнезиальности (см. табл. 46). Процесс внутрикамерной дифференциации магматического расплава в этой обстановке приводит к максимальным концентрациям титана в такситовых габбро-долеритах (IV ритм) и долерит-пегматитах всех трех ритмов рассленной серии (см. табл. 60, рис. 41), а минимальные концентрации титана соответствуют всем разновидностям габбро-долеритов. В диоритах и гранитах содержание титана резко понижается одновременно с понижением содержания Fe_2O_3 и P_2O_5 . Однако уровень концентрации титана сохраняется достаточно высоким. Так, в диоритах он превышает (8760 г/т), а в гранитах близок (2040 г/т) к кларковым значениям (8000 и 2300 г/т соответственно). Эта особенность весьма существенна как один из показателей происхождения диоритов и гранитов за счет конечных продуктов дифференциации базальтоидной магмы.

В телах структурно-вещественного типа *Б* максимальное насыщение титаном характерно для долерит-пегматитов (10200 г/т) и кварцсодержащих габбро-долеритов (9600 г/т), хотя общий уровень насыщенности этих пород титаном снижается. Отмечается некоторое повышение содержания титана (до 9000—9420 г/т) и в породах закаленной контактовой зоны. В недифференцированных телах в закаленных контактовых долеритах наблюдается концентрация титана (10920—12790 г/т), заметно превышающая не только среднее значение для интрузивов (8640 г/т), но и кларковое.

Анализ содержания титана в минералах траппов (табл. 70) показал наиболее тесную зависимость его распределения от количественных вариаций (см. рис. 41) окислорудных титаносодержащих соединений — ильменита и магнетита. Общее количество титана, связанного с этими минералами, возрастает от ранних (до 73,3% в троктолитовых габбро-долеритах первого ритма) к поздним (до 85,8% в такситовых габбро-долеритах четвертого ритма) дифференциатам. Эта тенденция находится в прямой зависимости от содержания FeO , суммы железа и соответственно значений коэффициента фракционирования (см. табл. 46); в этом отно-

Содержание титана в минералах траппов КМА, г/т

Минералы	Порода					
	1	2	3	4	5	6
Оливин	1590	780	780	—	—	—
Пироксены	5100	—	7200	4320	5400	—
Плагиоклазы	1080	1260	600	1680	960	2160
Биотит	—	—	—	—	12000	—
Роговая обманка	—	—	—	—	4830	—
Эпидот	—	—	—	—	—	1440
Магнетит	—	—	—	—	10500	—

Примечание. Породы сингенетического ряда: 1 — троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливинсодержащий габбро-долериты; 4 — долерит-пегматит; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — базальт.

шении обнаруживаются существенные черты сходства с интрузивными траппами Сибирской платформы [98]. Индекс затвердевания (SL), связывающий магнизиальность-железистость со щелочностью, выявляет довольно четкую обратную зависимость с концентрацией титана. Более сложные связи обнаруживаются со степенью окисленности: в ранних дифференциатах более тесная связь устанавливается с Fe^{+3} , а в поздних — с Fe^{+2} , что также согласуется с выводами о сибирских траппах. В системе $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ возрастание роли TiO_2 , как следует из экспериментальных данных Тейлора [173], зависит не только от соотношения Fe_2O_3/FeO (степень окисленности), но и от уменьшения температуры ликвидуса с 1494 до 1395°C.

Из породообразующих силикатов наиболее насыщены титаном (табл. 71) биотит, пироксен и роговые обманки, наименее — плагиоклаз, оливин, однако роль их как носителей титана весьма ограничена. Исключение представляют только пироксены, на долю которых приходится около 10% общего количества титана, что в определенной мере отражается в слабо выраженном несовпадении кривых распределения титана и суммы окиснородных минералов (см. рис. 41). Повышенная концентрация титана в пироксенах обусловлена [167] продуктивностью самого структурного типа и наличием в них трехвалентных Fe и Al, входящих одновременно с титаном в структуру на правах как «хозяев» (ав-

Распределение титана по минералам пород дифференцированных траппов
КМА

Минералы	Содержание минерала в породе, мас. %		Содержание титана в минерале, г/г		Содержание титана на минерал		Доля, приходящаяся на минерал, г/г		Содержание титана в породе, г/г	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
	Плагиоклаз	59,7	60,0	1080	960	645	576	8,2	4,4	—
Пироксены	16,7	—	5100	—	852	—	10,9	—	—	—
Роговая обманка	—	19,5	—	4830	—	941	—	7,1	—	—
Оливин	17,5	—	1590	—	278	—	3,7	—	—	—
Ильменит	1,3	2,9	274260	286000	3566	8294	45,7	63,0	—	—
Магнетит (с титаномагнетитом)	1,8	2,2	120360	136800	2167	3010	27,6	22,8	—	—
Биотит	2,5	3,0	12000	12000	300	360	3,8	2,7	—	—
Вторичные минералы	0,5	12,4	Не определялись		—	—	—	—	—	—
Сумма	100	100	—	—	7808	13181	100	100	7800	13200

Примечание. Породы: 1 — троктолитовый габбро-долерит; 2 — такситовый габбро-долерит. На окиснорудные минералы титана приходится в сумме 73,3 (1) и 85,8% (2).

гит, титан-авгит), так и «гостей» (гиперстен, диопсид и др.). Это замечание справедливо, очевидно, для роговой обманки и особенно для биотита, в котором, кроме того, по-видимому имеются «посторонние» фазы (титаномагнетит, ильменит). Наименьшим содержанием титана характеризуется оливин, что обусловлено, вероятно, с одной стороны, известной высокой «жесткостью» его структуры, не допускающей сколько-нибудь существенных вариаций межплоскостных расстояний, а с другой — крайне низким содержанием в этом минерале наиболее благоприятных к изоморфному замещению трехвалентных катионов Fe_2O_3 и особенно Al_2O_3 (см. табл. 13).

Таким образом, основные закономерности распределения титана в траппах КМА сводятся к следующему.

1. Титан является чувствительным индикатором глубинной и в большей мере камерной дифференциации. Максимальные его концентрации возникают в поздних членах сингенетически родственного ряда пород — такситовых габбро-долеритах и долерит-пегматитах полнодифференцированных интрузивов. В силлах титан концентрируется только в долерит-пегматитах; в недифференцированных телах перераспределение этого элемента практически не происходило. Эффузивная фация траппов отличается пониженной концентрацией титана.

2. Процесс перераспределения и концентрации титана тесно связан с физико-химическими процессами дифференциации магматического расплава и в первую очередь с изменением P—T условий, обеспечивающих последовательную смену минералов различных структурных типов и изоморфное вхождение титана в главные минеральные фазы системы.

3. Основное количество титана связано с главными титаносодержащими окиснорудными минералами — ильменитом и титаномагнетитом, образующими промышленно-интересные скопления.

В а н а д и й

Концентрация ванадия в отдельных породах в 1,5 раза превышает кларковое значение (200 г/т), однако среднее его содержание как в интрузивной (113 г/т), так и в эффузивной (80 г/т) фациях существенно ниже кларкового (в 1,8 и 2,5 раза соответственно). В интрузивной фации на стадии до-

камерной дифференциации перераспределение ванадия было относительно незначительным, хотя среднее его содержание повышается в 1,3 раза от полнотифференцированных (111 г/т) и дифференцированных (114 г/т) к недифференцированным (140 г/т) интрузивным типам. В эффузивной фации при общем пониженном содержании ванадия наблюдается уменьшение его концентрации от базальтов (89 г/т) к порфиритам (64 г/т) в 1,4 раза. Группа пирокластических образований в целом бедна ванадием (до 77 г/т), но контрастность его распределения, особенно в пирокластах базальтов, подчас достигает 20-кратного значения. Не исключено, что последнее является следствием проявления седиментационной дифференциации и неравномерности поступления пирокластического и ксеногенного материала.

Наиболее значительное перераспределение ванадия произошло в стадию внутрикамерной дифференциации, достигшее 10-кратного значения. Основные особенности распределения ванадия сходны с указанными выше для титана (см. рис. 41); устанавливается также зависимость содержания ванадия от содержания титана (рис. 42). Однако в геохи-

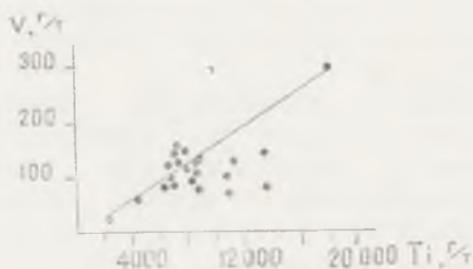


Рис. 42. Взаимозависимость содержания ванадия и титана в породах дифференцированных траппов КМА

мической истории ванадия имеется и своя специфика. Так, максимум концентрации этого элемента возник не в период формирования позднего такситового ритма, а ранее, в стадию образования расслоенной серни, когда содержание ванадия было выше средневзвешенного для интрузива в целом, а к долерит-пегматитам приурочены концентрации (300 г/т), в 1,5 раза превышающие кларковые. В такситовых же габбро-долеритах содержание ванадия резко снижается (88 г/т), приближаясь к уровню жильных диоритов (85 г/т). Эта особенность, вероятно, связана с различной способностью ванадия и титана насыщать окисно-рудные минералы и в первую очередь титаномагнетит (табл. 72). Важно отметить, что со-

Содержание ванадия в минералах габбров КМА, г/т

Минералы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
Плагиоклаз	9	9	9	10	10	5	—
Пироксен	300	—	300	—	200	—	300
Оливин	15	—	10	Встречается	н повсеместно		
Ильменит	1600	2000	1000	—	5000	—	—
Титаномагнетит	10000	800	2000	3000	20000	—	—
Биотит	—	—	—	—	300	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	200	—	—
Эпидот	—	—	—	—	—	—	90

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливинсодержащий габбро-долериты; 4 — долерит-пегматит; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — меланократовый долерит-пегматит; 7 — базальты.

Содержание ванадия (45 г/т) в гранитах превышает кларковое; это можно использовать как геохимический индикатор их базальтоидного происхождения [142].

В недифференцированных телах ванадий, обладающий наиболее высоким средневзвешенным содержанием (140 г/т), характеризуется, как и титан, наименьшей контрастностью распределения, так как изменение его содержания не превышает 1,2-кратного значения.

Распределение ванадия в минералах (см. табл. 72) свидетельствует о преимущественной приуроченности его к окиснорудным соединениям (от 76% в троктолитовых до 94% в такситовых габбро-долеритах), главным образом к титаномагнетитам (20000 г/т). Важно отметить, что от ранних к поздним дифференциатам концентрация ванадия в окиснорудных минералах значительно возрастает. Видимо, изменение изоморфной емкости титаномагнетита и отчасти ильменита связано с процессом замещения Fe^{+3} , что создало более благоприятные возможности для вхождения в решетку титаномагнетита высоковалентных катионов ванадия по схеме $3Fe^{+3} \rightarrow 2Fe^2, V^{+5}$. Возможности вхождения ванадия в породообразующие силикаты еще более ограниченные, чем у титана.

Общее сходство с геохимической историей титана, тесная связь с железом, вхождение преимущественно в окисно-рудные минералы, накопление в титаномагнетитах поздних дифференциатов — все это сближает траппы КМА с траппами Сибирской платформы [98]. Кроме того, высокая концентрация ванадия в титаномагнетитах и образование наряду с ильменитом существенных концентраций этих минералов значительно повышают практическую значимость полнодифференцированных интрузивов и возможности комплексного извлечения при обнаружении значительных скоплений титаномагнетитовых руд.

Стронций

Содержание стронция как в интрузивной (206 г/т), так и в эффузивной (381 г/т) фациях траппов не превышает кларковое и отличается пониженной концентрацией по сравнению с аналогичными магматическими формациями Гренландии (350 г/т [98]) и Сибирской платформы (690 г/т [120]). Процессы докамерной дифференциации приводят к частичному перераспределению стронция, не превышающему 1—2-кратного изменения концентрации. При этом порфириды характеризуются незначительным (не более чем 1,5-кратным), а базальты — весьма контрастным (от 4-кратных плагиофировых и до 8-кратных в афировых базальтах) изменением концентрации стронция. Последнее, в частности, усиливается наложенными процессами эпидотизации и карбонатизации, обусловившими, очевидно, повторное перераспределение стронция, так как именно в эпидотах и кальците из измененных зон обнаружено повышенное (до 300 г/т) содержание стронция. Обогащение (в 1,5 раза) базальтовых и обеднение (в 1,3 раза) порфиритовых пирокластов стронцием свидетельствует о существенном «перемешивании» пирокластического вещества разного состава в процессе неоднократного чередования порций базальтового и андезитового вулканического материала. Следует отметить, что в отдельных локальных зонах (скв. 2926, Орловская область) концентрация стронция достигает 600—1500 г/т.

Внутрикамерная дифференциация в полнодифференцированных интрузивах привела к существенному перераспределению стронция (рис. 43) и максимальному изменению его концентрации, причем от ранних к поздним дифференциатам содержание его возрастает (от 80—90 г/т) и достигает наи-

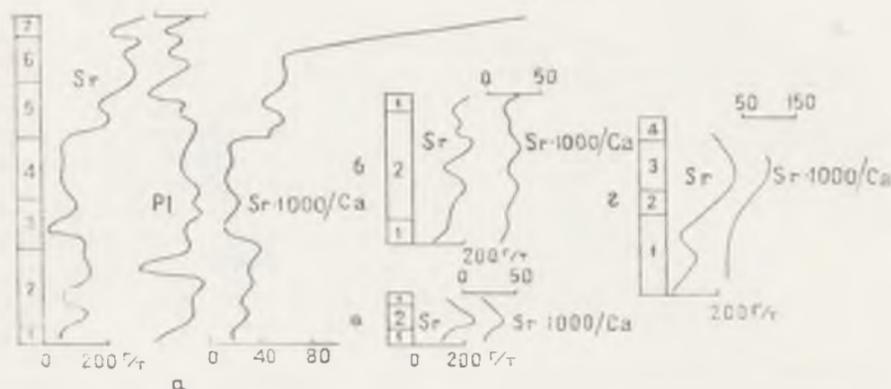


Рис. 43. Распределение стронция, плагиоклаза и значений отношения 1000 Sr/Ca в породах траппов КМА:

а — полнодифференцированные, *б* — дифференцированные, *в* — недифференцированные интрузивы; *г* — эффузивная фация траппов КМА (номера пород сингенетических рядов соответствуют номерам на рис. 36)

более высоких значений в диоритах (378 г/т) и гранитах (416 г/т), превышая в последних кларковое значение в 1,4 раза. Эти данные выступают в качестве важных критериев принадлежности рассматриваемых гранитов к продуктам дифференциации базальтовой магмы [142]. Подобная тенденция к накоплению стронция в поздних дифференциатах является весьма типичной для процессов дифференциации базальтоидной магмы [86, 87, 98, 120].

По мере уменьшения степени дифференцированности интрузивов уменьшается и контрастность распределения стронция (от 4,3- до 2,6-кратного изменения концентрации в типах *Б* и *В*). Однако распределение этого элемента имеет двойственный характер: при общем возрастании содержания стронция вверх по разрезу интрузивных тел максимальные концентрации его соответствуют наиболее поздним дифференциатам (см. рис. 43, *б*, *в*).

В траппах КМА установлена обратная корреляция между содержанием стронция и кальция (рис. 44), при этом на графике выделяются два роя точек: правый соответствует породам главной стадии кристаллизации (расслоенная и такситовая серии), а левый — главным образом жильным гранитам и биотит-кварцевым диоритам, т. е. членам сингенетического ряда, содержание кальция в которых резко снижается и одновременно возрастает роль калия. Тем самым подтвер-

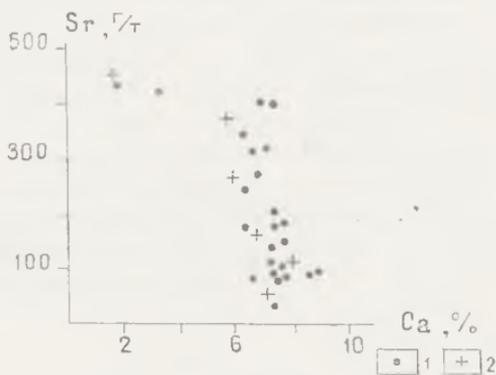


Рис. 44. Зависимость концентрации стронция от концентрации кальция в трапах КМА:
1 — интрузивная фация; 2 — эффузивная фация

ждается, что эти элементы во всех разновидностях траптов некогерентны, при этом концентрация стронция контролируется в большей мере процессами глубинной и внутрикамерной дифференциации.

Геохимическая судьба стронция тесно связана в первую очередь с плагиоклазом, содержащим до 90—91% его количества (табл. 73, 74). В меньшем количестве стронций входит в пироксены и роговые обманки (100—200 г/т), а в эффузивной фации — в группу таких вторичных минералов, как эпидот и кальцит (до 300 г/т). Геохимическая бли-

Таблица 73

Содержание стронция в минералах траптов КМА, г/т

Минералы	Порода					
	1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	300—600	500—1000	300	1000—450	700—1000	—
Оливин	50	—	50	—	—	—
Пироксены	100—200	—	100—200	—	100	200
Роговая обманка	—	—	—	—	100	—
Эпидот	—	—	—	—	—	300
Кальцит	—	—	—	—	—	300

Примечание. 1 — Оливинсодержащий, 2 — оливиновый, 3 — троктолитовый габбро-долериты; 4 — долерит-пегматит; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — базальт.

Распределение стронция по минералам траппов КМА

Минералы	Содержание минерала в породе, мас. %		Содержание стронция в минер., г/т		Содержание стронция на минерал, г/т		Доля, приходящаяся на минерал, %		Содержание стронция в породе, г/т	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Плагиоклаз	55,0	53,7	300	500	165	270	91,2	90,0	—	—
Пироксены	25,8	13,5	50	100	12,8	13,5	7,1	4,0	—	—
Оливин	6,0	—	50	—	3,0	—	1,7	—	—	—
Роговая обманка	—	18,0	—	100	—	18	—	6,0	—	—
Прочие минералы	13,2	4,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100	100	—	—	180,8	301,5	100	100	180	309

Примечание. 1 — Оливиновый габбро-долерит; 2 — такситовый габбро-долерит.

зость Sr^{+2} ($r_i = 1,15 \text{ \AA}$) и Ca^{+2} ($r_i = 1,02 \text{ \AA}$) обуславливает ведущую роль всех этих минералов, а также апатита как главных концентраторов и носителей стронция. Следует также отметить, что по мере перехода от ранних дифференциатов к поздним снижение анортитовой составляющей плагиоклазов (от An_{60-70} до An_{20-30}) сопровождается возрастанием отношения $\text{Sr}:\text{Ca} \cdot 10^3$ (см. рис. 43) вследствие возможного замещения части кальция стронцием. Резкое возрастание отношения $\text{Sr}:\text{Ca}$ в конечных дифференциатах — гранитных членах сингенетически родственного ряда пород — обусловлено способностью стронция длительное время удерживаться в плагиоклазовом остатке и его вероятным вхождением не только в анортитовую, но и, учитывая определенную геохимическую связь с калием, в ортоклазовую составляющую полевых шпатов [98].

Барий

В траппах КМА барий встречается повсеместно, образуя концентрации в интрузивной фации ниже (231 г/т), а в эффузивной выше (358 г/т) кларковой, что представляет со-

бой интересную геохимическую особенность трапповой формации КМА в целом.

Раннемагматическая дифференциация привела к весьма контрастному распределению концентраций бария в интрузивных траппах — от превышающих кларковую в недифференцированных интрузивах типа В (359 г/т) до минимальной в слабодифференцированных силлах типа Б (112 г/т). Полнодифференцированные интрузивы занимают в этом отношении промежуточное положение (270 г/т). Вариации содержания бария обнаруживают прямую связь с количеством в породе К (рис. 45), максимальное количество которого

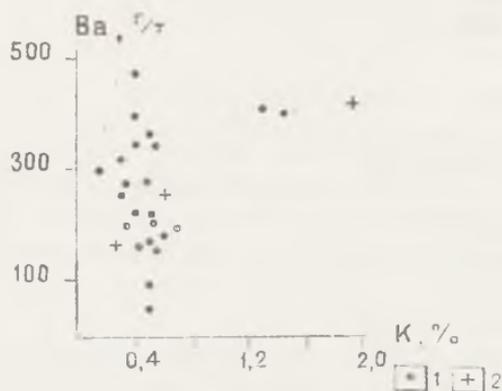


Рис. 45. Зависимость концентрации бария от содержания калия в траппах КМА:

1 — интрузивная фация; 2 — эффузивная фация

также приходится (см. табл. 56) на интрузивы типа В, а минимальное — на интрузивы типа Б. Эта связь обусловлена

известной близостью их ионных радиусов ($\text{Ba} = 1,43 \text{ \AA}$,

$\text{K} = 1,33 \text{ \AA}$). В эффузивной фации наблюдается общее возрастание содержания бария (см. табл. 64) по мере перехода от базальтов (164—256 г/т) к порфирирам (425—434 г/т). Максимальная концентрация бария, в 1,5 раза превышающая кларковую, устанавливается в миндалекаменных базальтах (467 г/т), что, возможно, связано с наличием в миндаликах барийсодержащих минералов. Привлекает внимание высокое (325 г/т) содержание бария в пирокластических образованиях базальтов, характеризующихся, кроме того, и наибольшими (22-кратными) колебаниями его концентраций, приводящими, как и в афировых базальтах, к появлению бариевых «аномалий», в пределах которых содержание бария возрастает до 500 и даже до 1000 г/т.

Дальнейшее распределение бария характеризуется накоплением его в поздних продуктах внутрикамерной кристаллизационной дифференциации, (рис. 46). В отдельных

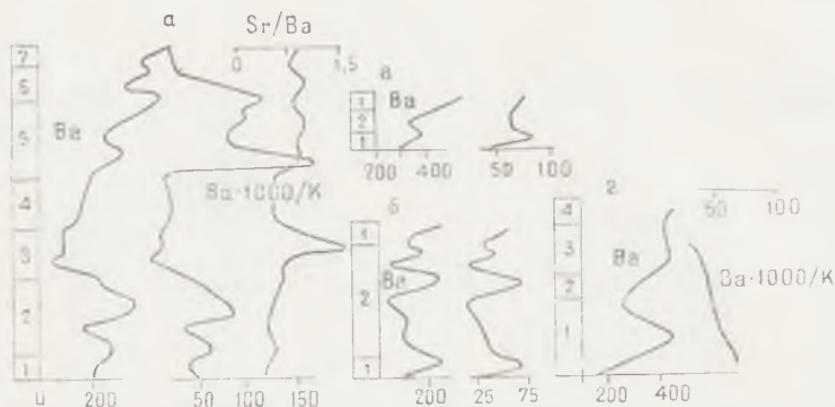


Рис. 46. Распределение бария и соотношений $Ba \cdot 1000/K$; $Sr : Ba$ в породах траплов КМА:

а — полнодифференцированные, *б* — дифференцированные, *в* — недифференцированные интрузивы; *г* — эффузивная фацера траплов КМА (номера пород соответствуют номерам на рис. 36)

членах сингенетического ряда пород возникают концентрации бария, превышающие кларковое значение (350—370 г/т в оливинсодержащих габбро-долеритах и долерит-пегматитах и 315 г/т — в амфиболизированных такситовых габбро-долеритах).

Распределение бария по минералам определяется не только его способностью изоморфно замещать калий, но и тесной геохимической близостью со стронцием и кальцием. В траппах КМА это подтверждается прямой связью содержания бария со стронцием (рис. 47). С этой точки зрения особый интерес приобретает отношение $Sr:Ba$ (табл. 75), имеющее, очевидно, определенный формационный и региональный смысл. Так, траппы КМА характеризуются сходством этого показателя в породах интрузивной (0,9) и эффузивной (1,06) фаций, что может быть использовано как один из признаков их комагматичности.

О сближении содержаний стронция и бария свидетельствуют также данные об их концентрации в плагиоклазах траппов (табл. 76). Сохраняется она и как специфический признак в наиболее поздних дифференциатах траппов — дио-

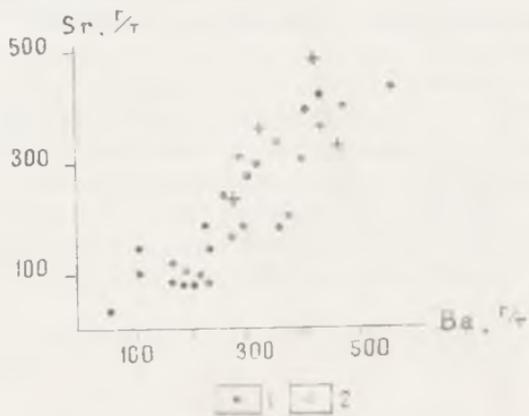


Рис. 47. Взаимозависимость концентраций стронция и бария в траппах КМА:

1 — интрузивная фация; 2 — эффузивная фация

ритах (0,93—0,99) и гранитах (0,75—0,78). На возможность использования стронций-бариевого отношения в плагиоклазах гранитов для установления их формационной и генетической принадлежности указывал В. В. Ляхович [87].

Барий концентрируется главным образом в плагиоклазах (до 81—92%; табл. 77). Увеличение содержания бария связано скорее всего не с уменьшением количества кальция и изоморфным его замещением, а с возрастанием ортоклазовой составляющей (с 1,1—2,2 до 2,5—3,4%). Вторым минералом-концентратором бария является биотит, связывающий около 15% бария. Остальное количество бария распределяется среди пироксенов (20—60 г/т), роговых обманок (50 г/т), содержащих незначительную (0,1—0,2%) примесь K_2O , и ильменита (20—100 г/т).

Скандий

Скандий — характерный элемент траппов КМА. Среднее содержание его в интрузивной фации составляет 17 г/т, в эффузивной — 18 г/т, что подчеркивает единство рассматриваемой вулcano-плутонической ассоциации. Вместе с тем средние значения его концентраций вследствие проявления глубинной дифференциации испытывают заметные колебания (рис. 48, 49; см. табл. 60—65). Наиболее высокое его содержание присуще дайковым телам (27 г/т). В силлах и полнодифференцированных телах его количество в целом обыч-

Геохимическое соотношение стронция, бария, кальция и калия

Порода	$\frac{Sr}{Ca} \cdot 10^3$	$\frac{Sr}{Ba}$	$\frac{Ba}{K} \cdot 10^3$	Порода	$\frac{Sr}{Ca} \cdot 10^3$	$\frac{Sr}{Ba}$	$\frac{Ba}{K} \cdot 10^3$
Тип А							
1	12,0	0,46	57,0	14	10,5	0,50	32,1
2	10,7	0,36	45,0	15	11,3	0,53	31,7
3	24,4	0,65	68,5	16	13,7	0,50	29,4
4	20,9	0,64	56,7	17	13,7	0,50	27,8
5	13,9	0,54	41,0	18	41,6	0,96	164,4
6	29,6	0,51	87,5	19	48,3	0,98	101,5
7	27,4	0,54	77,3	20	40,5	0,98	74,2
8	30,9	0,65	60,0	21	44,5	1,10	92,6
9	30,0	0,85	45,3	22	56,4	1,0	100,0
10	4,8	0,70	11,4	23	58,0	0,85	118,5
11	13,5	1,00	20,0	24	56,7	0,93	75,7
12	19,2	1,50	19,3	25	125,1	0,99	32,1
13	16,5	0,74	28,2	26	166,6	0,75	27,6
				27	251,5	0,78	24,2
Средневзвешенное						0,80	
Тип Б							
1	7,5		19,4	8	26,8	—	32,0
2	15,4		71,3	9	34,3	—	73,0
3	16,5		34,4	10	22,5	—	18,4
4	21,6		26,3	11	24,5	—	37,2
5	27,8		24,7	12	19,1	—	27,0
6	27,6		20,4	13	30,8	—	51,0
7	12,2		15,6	—	—	—	—
Средневзвешенное						1,55	
Тип В							
1	18,9		47,0	4	28,0	—	58,0
2	21,4		77,0	5	18,3	—	72,0
3	38,8		54,0	—	—	—	—
Средневзвешенное						0,86	
Эффузивная фация траппов КМА							
1	32,7		67,5	2	34,9	—	54,5
3	11,0		21,7	—	—	—	—
Средневзвешенное эффузивной фации						1,06	
Средневзвешенное интрузивной фации						0,90	

Содержание бария в минералах траппов КМА, г/т

Минералы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
Плагиоклаз	150	150	150	200	400	700	—
Оливин	60	50	70	—	—	—	—
Пироксены	60	60	50	—	20	40	30
Ильменит	75	80	—	—	20	—	—
Титаномагнетит	75	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	50	—	—
Биотит	—	—	—	—	1000	—	—
Эпидот	—	—	—	—	—	—	30
Кальцит	—	—	—	—	—	—	10

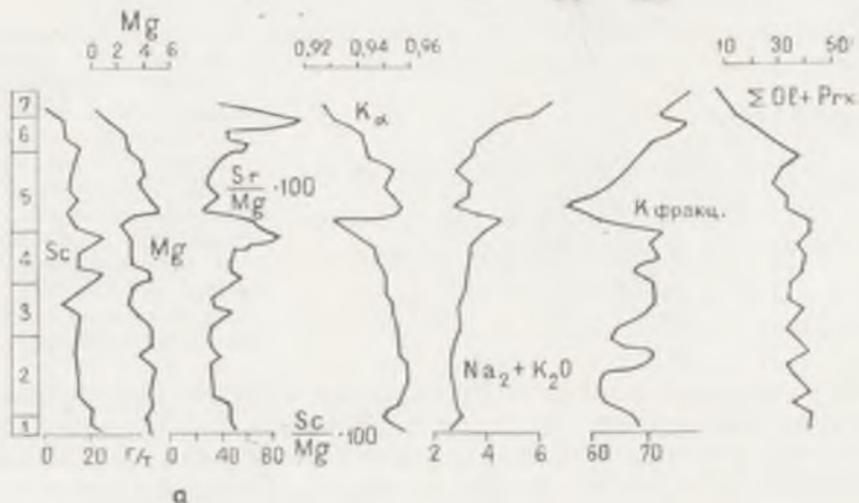
Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливин-содержащий габбро-долериты; 4 — лейкократовый долерит-пегматит; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — меланократовый долерит-пегматит; 7 — базальты и их пирокласты.

Таблица 77

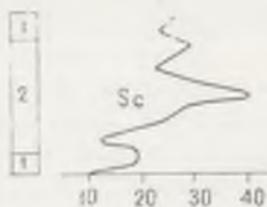
Распределение бария по минералам дифференцированных траппов

Минералы	Содержание минерала в породе, мас. %		Содержание бария в минерале, г/т		Содержание бария на минерал, г/т		Доля, приходящаяся на минерал, %		Содержание бария в породе, г/т	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Плагиоклаз	57,0	53,7	300	400	190	218	92	81	—	—
Пироксены	25,8	13,5	60	20	15,5	2,7	7,5	1,0	—	—
Роговая обманка	—	18,0	—	50	—	0,0	—	3,2	—	—
Биотит	—	4,0	—	1000	—	40,0	—	14,7	—	—
Ильменит	1,0	6,8	80	20	0,8	0,4	0,5	0,1	—	—
Второстепенные минералы	16,2	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100	100	—	—	206,3	270,0	100	100	227	276

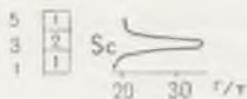
Примечание. 1 — Оливиновый, 2 — такситовый габбро-долериты.



а



б



в

Рис. 48. Распределение магния, скандия, некоторых петрохимических и минералогических характеристик траппов КМА (номера пород и обозначения типов сингенетических рядов соответствуют таковым на рис. 36)

но ниже кларковых значений (21—15 г/т). В базальтах, особенно в их плагиофировых разностях, а также в туфах порфиров его содержание несколько выше (36—26 г/т) кларковых; в самих же порфиритах он практически отсутствует (см. рис. 48).

Существенное перераспределение скандий испытывает в процессе камерной дифференциации магматического расплава (см. рис. 48, табл. 60, 61). В полнодифференцирован-

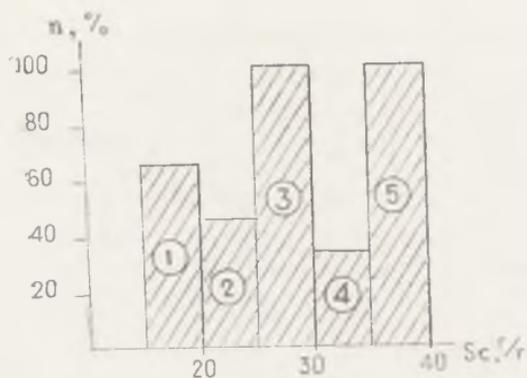


Рис. 49. Гистограмма распределения скандия в породах эффузивной фации траппов КМА:

1 — миндалекаменные базальты; 2 — пирокласты базальтов; 3 — афировые базальты; 4 — пирокласты порфириров; 5 — плагифириновые базальты (в лавовых потоках порфириров скандий не обнаружен)

ных телах максимальное содержание скандия приурочено к долерит-пегматитам и троктолитовым габбро-долеритам (25 г/т), а также к нижним контактовым порфирировым микродолеритам (26 г/т). В тех же породах верхней контактовой зоны концентрация скандия заметно ниже (15 г/т) и близка к среднему значению по интрузиву. Низкое содержание скандия (13 г/т) в породах такситовой серии свидетельствует о том, что последние порции остаточных расплавов были обеднены этим элементом. В менее дифференцированных интрузивах его концентрации приурочены к долерит-пегматитам (33 г/т) и кварцсодержащим габбро-долеритам (40 г/т), а в дайках — к оливиновым габбро-долеритам (35 г/т). Важно подчеркнуть, что при общей тенденции к снижению содержания скандия от ранних к поздним дифференциатам его концентрация в гранитах (3 г/т) соответствует, а в диоритах в 4—6 раз превышает кларковые значения, что является, очевидно, специфической чертой этих пород — производных толентово́й магмы.

Распределение этого элемента в породах полнодифференцированных интрузивов выявляет достаточно определенную его зависимость (см. рис. 48) от содержания магния и железа вследствие гетеровалентного замещения скандия ($0,83 \text{ \AA}$) и магния ($0,78 \text{ \AA}$). На поведение скандия в процессе внутрикамерной дифференциации толентово́й магмы, как и в других районах развития траппов [100], большое влияние оказывает режим кислотности-щелочности кристаллизующегося расплава. Снижение его концентраций на заключительных стадиях кристаллизации расплава связано

с увеличением щелочей и относительным накоплением железа.

Основным носителем и концентратором скандия в траппах являются прежде всего моноклинные пироксены (табл. 78), в которых содержание этого элемента достигает

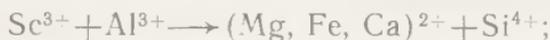
Таблица 78

Содержание скандия в минералах траппов КМА, г/т

Минералы	Порода					
	1	2	3	4	5	6
Оливин	25	—	20	—	—	—
Клинопироксены	1500	—	57	—	50	30
Ортопироксены	40	—	30	30	—	—
Роговая обманка	—	—	—	100	—	—
Ильменит	23	50	30	Встречается спорадически		
Титаномагнетит	12	—	3	—	—	—

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливин-содержащий и 4 — такситовый габбро-долериты, 5 — плагиофировые базальты, 6 — афировые базальты. В плагиоклазах, биотите и эпидоте скандий отсутствует.

от 100—200 г/т (в интрузивных траппах) до 30—50 г/т (в базальтах). Характер изменения концентрации скандия в зависимости от содержания в клинопироксенах ведущих окислов позволяет допустить вероятность реализации первой из двух широко известных схем гетеровалентного изоморфизма:



Возможно, что повышение содержания скандия в роговой обманке (100 г/т) является следствием реализации той же схемы гетеровалентного замещения. В ортопироксене и оливине содержание скандия заметно ниже (30—40 и 20—30 г/т соответственно) по сравнению с клинопироксенами, что обусловлено меньшей изоморфной емкостью этих минералов [10].

В окиснорудных минералах скандий постоянно присутствует (10—50 г/т) лишь в ильмените габбро-долеритов; для

титаномагнетита скандий является спорадическим элементом и его содержание не превышает 3 г/т. Как и в ильмените, в титаномагнетите поздних дифференциатов скандий практически отсутствует, несмотря на повышенное содержание хрома и ванадия, которым при изоморфных замещениях ряд исследователей придает существенное значение [100].

Присутствие скандия в силикатах и окиснорудных минералах характеризуется [82] преимущественно нормальным законом его распределения и достаточно сложными корреляционными связями (табл. 79). Например, в ранних диффе-

Т а б л и ц а 79

Корреляционные связи скандия в траппах КМА [82]

Порода	Положительные связи		Отрицательные связи	
	значимые	незначимые	значимые	незначимые

Порфиновые микродолериты	Ti, V, Zr	Cr, Co, Cu, Mn, Sr		Ni, Ba
Габбро-долериты	Ba, Fe ²⁺	Cr, Co, V, Mn, Zr, Sr		Ni, Ti, Cu
Такситовые габбро-долериты	Sr	Ni, Ti, V, Mn	Co, Cu	Cr, Zr, Ba
Диориты	Ti	Sr, Fe ³⁺	Ni, V, Cu	Cr, Co, Mn, Zr, Ba

ренциатах сначала устанавливается значимая положительная связь со скандием титана, ванадия и циркония, а затем она постепенно ослабляется и в поздних дифференциатах становится отрицательной.

Цирконий

Цирконий имеет повсеместное распространение, несет значительную геохимическую информацию о принадлежности траппов и отдельных их дифференциатов, особенно диоритов и гранитов, к единой формации, выступает как специфичный индикатор процессов внутрикамерной дифференциации. В интрузивной фации среднее его содержание (69 г/т) близко к концентрации циркония в исходной магме Скергаарда [120] и понижено почти в 1,5 раза относительно кларка, а также траппов Сибири [98]. Концентрация цирко-

ния в разных структурно-вещественных типах интрузивов (см. табл. 60—62) испытывает незначительные колебания. Для эффузивной фации (см. табл. 71) характерно более высокое содержание циркония (94 г/т). От базальтов (61—103 г/т) к порфирирам (126—141 г/т) намечается заметное повышение концентрации этого элемента. Следует отметить, что в пирокластах базальтов колебание концентрации в отдельных локальных зонах достигает 10-кратных значений (от 10 до 250 г/т).

Существенное перераспределение цирконий испытал в стадию внутрикамерной дифференциации. Вариационная линия его содержания в породах полнодифференцированных интрузивов (рис. 50) отличается сложностью и наличием двух максимумов. Нижний (110—183 г/т) превышает клар-

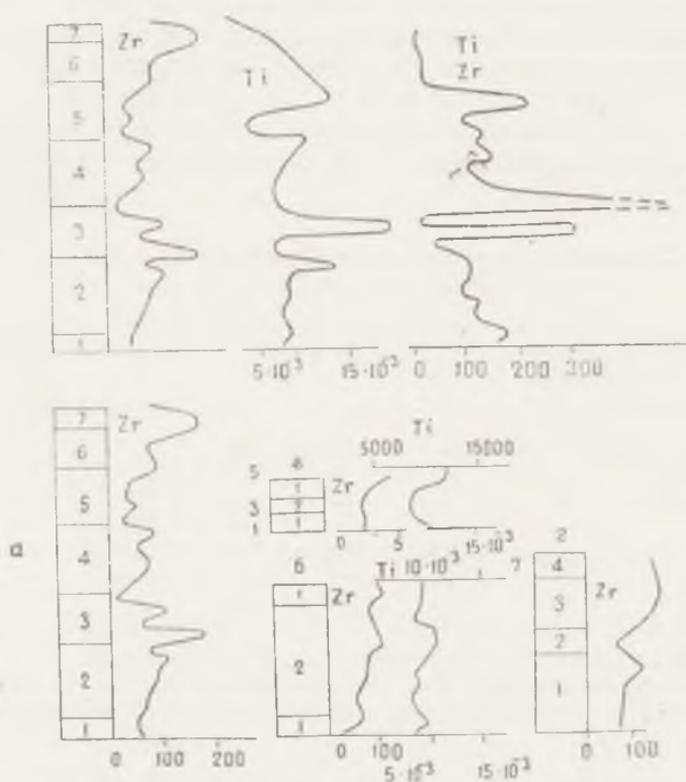


Рис. 50. Распределение циркония и титана в породах траппов КМА (номера пород и обозначение типов сингенетических рядов соответствуют таковым на рис. 36)

ковое значение в 1,2—1,8 раза и отвечает долерит-пегматитам первого и габбро-долеритам второго расслоенных ритмов, а верхний — производным заключительной стадии кристаллизации (95—170 г/т). В целом выявляется определенная тенденция накопления циркония в остаточных расплавах при магматической дифференциации. По мере уменьшения степени дифференциации более четко проявляется (см. рис. 50) увеличение концентрации снизу вверх по разрезу тел и одновременно ослабевают частные максимумы содержания циркония, уменьшается контрастность распределения.

Двойственный характер распределения циркония, видимо, был обусловлен двумя формами его нахождения в траппах. Во-первых, как отмечал А. Е. Ферман [123], в силу специфичности величины радиуса его четырехвалентного иона

($r_i = 0,87 \text{ \AA}$) цирконий обладает в магматической обстановке значительной самостоятельностью, выделяясь в виде акцессорных кристаллов циркона. Однако в цирконе связывается лишь 30—47% всего циркония. Существенная его часть присутствует в качестве изоморфной примеси в породообразующих минералах (табл. 80), что обусловлено не только су-

Таблица 80

Содержание циркония в минералах траппов КМА, г/т

Минералы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
Плагиоклаз	40	—	35	40	60	30	—
Пироксены	80	—	75	—	100	—	75
Роговая обманка	—	—	—	—	100	—	—
Биотит	—	—	—	—	300	—	—
Титаномагнетит	130	100	125	120	70	—	—
Эпидот	—	—	—	—	—	—	90
Кальцит	—	—	—	—	—	—	10

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливинный, 3 — оливинсодержащий габбро-долериты; 4 — долерит-пегматиты; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — меланократовый долерит-пегматит; 7 — базальты и их пирокласты.

ществованием комплексных анионов $[\text{ZrO}_4]^{4-}$ и возможностью изоморфного замещения ими анионов типа $[\text{SiO}_4]^{4-}$ или $[\text{TiO}_4]^{4-}$, но и возможно, частичным изоморфизмом циркония с Ti и Fe по схеме [87]:



Наиболее высокая концентрация циркония (см. табл. 80) наблюдается в титаномагнетите и ильмените, однако с этими минералами связывается всего 3—5% общего количества циркония. Оставшийся цирконий входит в пироксены, роговые обманки, плагиоклазы, а в зонах изменения пирокластов базальтов — в эпидот и кальцит. Достаточно высокое содержание (до 100 г/т) циркония в биотите такситовых габбро-долеритов, а также в плагиоклазе, пироксене и амфиболе, вероятно, обусловлено наличием в нем микровключений циркона [87].

Поведение циркония в кислых и основных породах существенно различается. В последних практически не реализуется известная «звезда изоморфии» А. Е. Ферсмана [123], и в первую очередь нарушаются его изоморфные связи со скандием (рис. 51). Кроме того, в диоритах и гранитах, не-

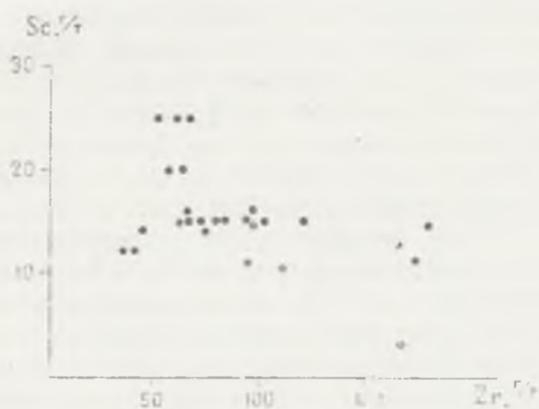


Рис. 51. Зависимость концентрации циркония от содержания скандия в траппах КМА

смотря на абсолютное возрастание концентрации циркония по отношению к предыдущим членам сингенетически родственного ряда пород, содержание этого элемента в 1,5—2 раза ниже соответствующих кларков, что может служить индикаторным геохимическим признаком принадлежности диоритов и гранитов к производным базальтовой магмы.

Весьма сложный тип геохимических связей возникает также между цирконием и титаном. В ильменитах устанавливается наиболее высокая концентрация циркония, а в аксессуарном цирконе — высокая концентрация титана (1000—7000 г/т). Однако положительный характер корреля-

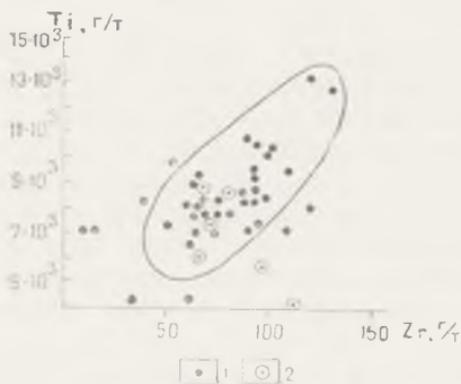


Рис. 52. Зависимость концентрации циркония от содержания титана в траппах КМА:

1 — интрузивная фация; 2 — эффузивная фация

ционной связи справедлив лишь как статистический итог для всего сообщества пород трапповой формации КМА (рис. 52). Но для каждого конкретного члена сингенетически родственного ряда пород геохимическая связь циркония и титана неоднозначна; наибольшая зависимость между ними возникает в ранние и средние стадии процесса внутрикамерной дифференциации, а затем она постепенно ослабляется и в заключительную стадию приобретает отрицательный характер. Это обстоятельство, вероятно, обусловлено прежде всего различием характера распределения этих элементов на заключительном этапе процесса кристаллизации, так как главная масса титана связывается в такситовых габбро-долеритах, а цирконий еще остается в остаточном расплаве и обогащает диориты и граниты (см. рис. 51). По мере уменьшения степени дифференциации, т. е. в сингенетических рядах пород, не имеющих таких конечных членов, как такситовые габбро-долериты и особенно диориты и граниты, геохимическая связь циркония и титана проявляется более четко.

Бериллий

Бериллий в траппах КМА распространен повсеместно. Высокая его концентрация (см. табл. 60—62, 65), превышающая кларковое значение в интрузивной фации в 1,7 раза, а в эффузивной — в 9 раз, объясняется, очевидно, обогащенностью бериллием исходной магмы, что является характерным региональным признаком трапповой формации КМА. Подобная обогащенность основных магм бериллием отмечается и в траппах Сибирской платформы [31]. Распреде-

ление этого элемента в раннемагматическую стадию свидетельствует о возрастании от полнодифференцированных (0,6 г/т) к дифференцированным (0,7 г/т) и недифференцированным (1,1 г/т) интрузивам, а также от базальтов (2,8 г/т) к порфирирам (4,8 г/т). Более высокая концентрация бериллия именно в эффузивной фации, а также заметное ее возрастание от базальтов к порфирирам, очевидно, является специфической чертой траппов КМА, и в этом отношении они сходны с магматическим комплексом Исландии [23]. Кроме того, базальты и особенно их пирокластические аналоги отличаются наибольшей контрастностью распределения бериллия (изменение концентрации в них достигает 5—10-кратных значений). В отдельных локальных зонах пирокластов базальтов концентрация бериллия достигает максимальной для траппов КМА величины (7—10 г/т). Здесь же обнаружена и высокая концентрация циркония. В порфирирах бериллий распространен более равномерно. Как и для циркония, среднее содержание бериллия в пирокластических образованиях близко его концентрации в лавах.

В стадию внутрикамерной дифференциации наблюдается увеличение содержания бериллия по мере развития магматического процесса (рис. 53) и накопление в магматическом расплаве летучих компонентов, с которыми этот элемент имеет более прочные геохимические связи [23]. Повышенные концентрации бериллия (0,7—1,0 г/т) обычно приурочены к долерит-пегматитам всех расслоенных ритмов, а в производных заключительной стадии кристаллизации возникают максимальные его концентрации: 1,1 г/т в диоритах и 1,3 г/т в гранитах. Но, как и для циркония, содержание бериллия в диоритах и гранитах остается существенно ниже (в 1,6—4,2 раза) соответствующих кларковых значений, что может служить геохимическим индикаторным признаком базальтоидного происхождения диоритов и гранитов.

Накопление бериллия в остаточном расплаве, обогащенном летучими компонентами, обусловлено, вероятно [6], ограниченными возможностями изоморфного вхождения элемента в структуру породообразующих минералов вследствие малого радиуса иона ($r_i = 0,34 \text{ \AA}$). Поэтому основным носителем бериллия является плагиоклаз, содержащий этот элемент в количестве 1—2 г/т, что близко к среднему значению (1,2 г/т) для плагиоклазов основных пород [87]. Вполне вероятно, что здесь реализуется изоморфное замещение по

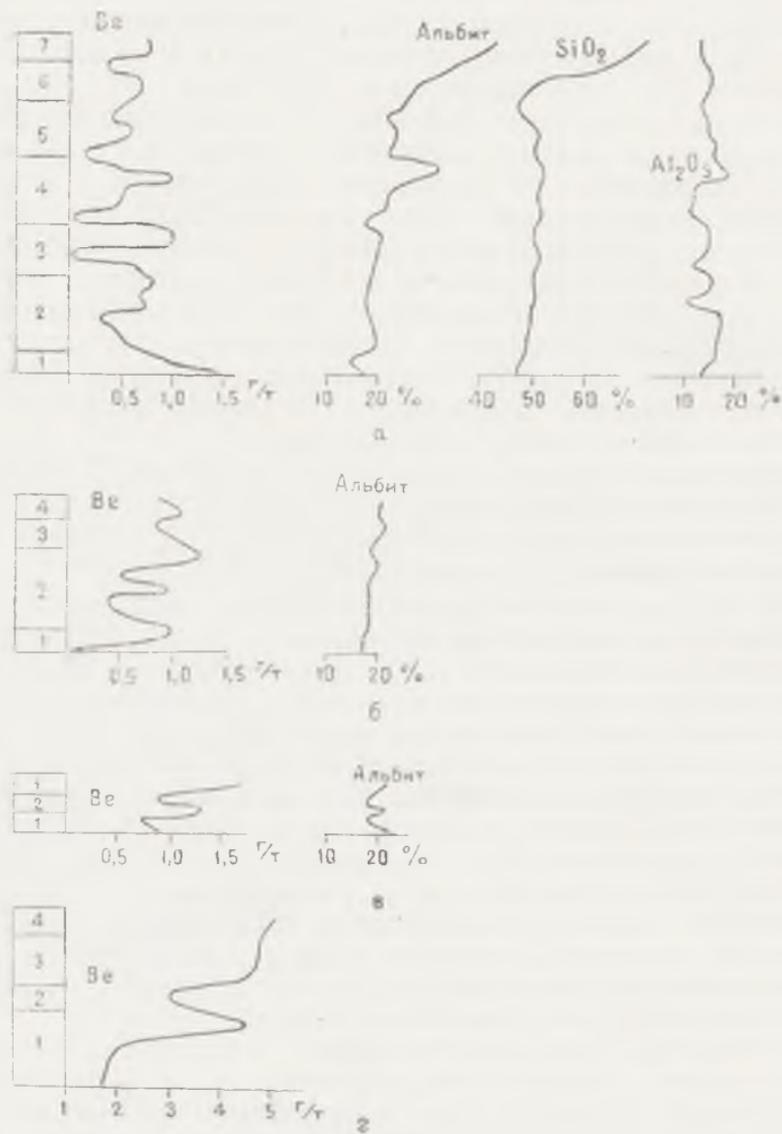


Рис. 53. Распределение бериллия в породах траплов КМА:

а — полнодифференцированные, б — дифференцированные, в — недифференцированные интрузивы; г — эффузивная фация (номера пород соответствуют номерам на рис. 36)

схеме $[\text{BeO}_4]^{6-} \rightarrow [\text{AlO}_4]^{5-}$ и $[\text{SiO}_4]^{4-}$ [123], но корреляционная связь между этими компонентами весьма сложная (см. рис. 53).

Молибден

Молибден является почти постоянной примесью в траппах КМА. Содержание его в интрузивной (1,0 г/т) и эффузивной (2,0 г/т) фациях близко кларковому и сопоставимо с количеством этого элемента в траппах Сибири (1,4 г/т [98]).

В докамерной стадии магматической дифференциации концентрация молибдена близка в разных структурно-вещественных типах интрузивов (1,0—1,1 г/т в типах А и В, 0,6 г/т — в типе В) и возрастает в эффузивной фации, превышая кларковое значение в 1,4 раза (2,0 г/т). Для вулканических образований характерно понижение его содержания по мере перехода от базальтов (2,2 г/т) к порфиритам (1,7 г/т), полное соответствие концентрации в лавах и пирокластах, умеренный (2—4-кратный) размах колебаний концентраций, а также невысокое значение коэффициента встречаемости (0,65—0,89). Следует также отметить наличие отдельных локальных зон с повышенными концентрациями молибдена (2,0—3,5 г/т) в пирокластах базальтов.

Наиболее интенсивное перераспределение (до 10-кратного изменения концентраций) молибден испытывает в стадию внутрикамерной дифференциации (рис. 54), выявляя повышение концентраций в троктолитовых габбро-долеритах (3,3 г/т) и долерит-пегматитах (1,0—1,5 г/т) и снижение — в такситовых габбро-долеритах (до 0,5—0,7 г/т). В диоритах, характеризующихся наименьшим кларком молибдена (0,9 г/т), содержание повышается до 1,5 г/т, а в гранитах падает до 0,3 г/т. Подобные особенности распределения молибдена проявляются и в силлах (см. рис. 50). В дайках (см. табл. 63) существенного перераспределения молибдена не происходит (колебания концентрации не превышают 2-кратного значения).

В основных породах молибден является аксессуарным элементом и вследствие низкой концентрации его геохимические связи выступают недостаточно отчетливо. Если в продуктах дифференциации гранитной магмы молибден выступает главным образом как элемент халькофильный [123], то в габброидах существенное значение приобретают сидерофильные свойства. В этом отношении поведение молибдена

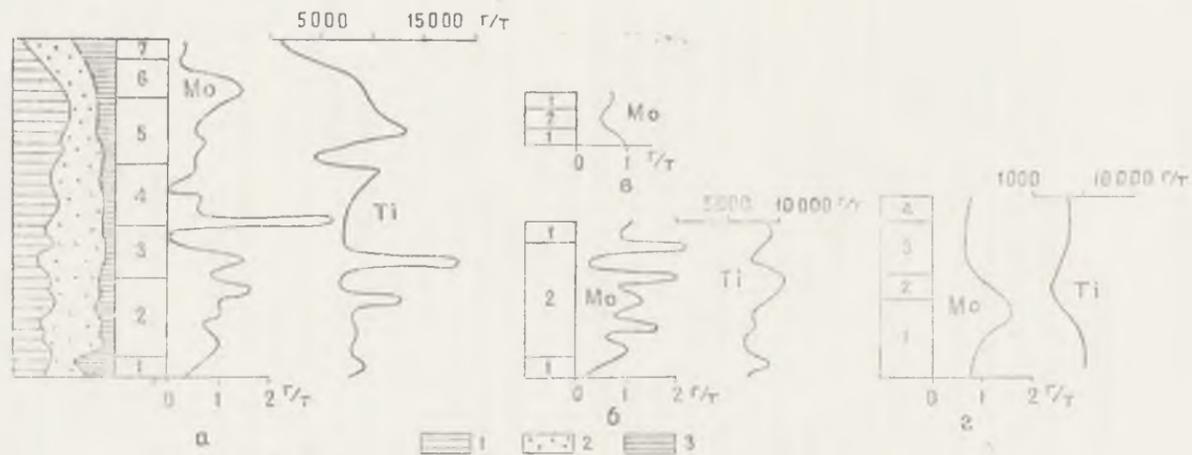


Рис. 54. Распределение молибдена и титана в породах траппов КМА:
a — полнодифференцированные, *б* — дифференцированные, *в* — недифференцированные интрузивы; *г* — эффузивная фация (номера пород соответствуют номерам на рис. 36): 1 — ильменит; 2 — титаномagnetит; 3 — магнетит

сходно с поведением меди. Сидерофильные свойства молибдена, его изоморфную связь с титаном и железом, основанную на некоторой близости ионных радиусов ($\text{Mo}^{4+} = 0,68 \text{ \AA}$, $\text{Ti}^{4+} = 0,64 \text{ \AA}$, $\text{Fe}^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$), отмечали А. Е. Ферсман [123] и др.

В траппах КМА молибден проявляет и халькофильные, и сидерофильные свойства. Наличие акцессорного молибденита (от единичных знаков до 1,6 г/т) установлено в ряде минералогических проб. Анализ изоморфных связей молибдена, согласно правилу «геохимической звезды» А. Е. Ферсмана [123], с хромом, марганцем, ванадием и титаном показал наибольшее совпадение вариационных графиков распределения молибдена в сингенетических рядах пород траппов КМА с его элементами-спутниками—титаном и ванадием (см. рис. 54), хотя эта зависимость не является строго прямой.

Зависимость содержания молибдена от концентрации титана (рис. 55) в эффузивной и интрузивной фациях несколько различается, так как, вероятно, в процессе внутрикамер-

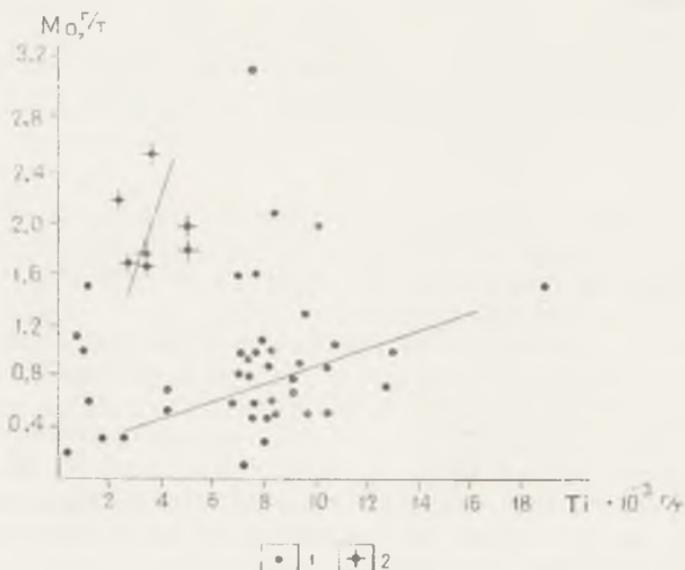


Рис. 55. Зависимость содержания молибдена от концентрации титана в траппах КМА:

1 — интрузивная фация; 2 — эффузивная фация

ной кристаллизационной дифференциации молибден в значительной степени следовал за титаном. Подобную тенденцию проявляют основные породы Мичигана [73]. Сходство распределения молибдена и ванадия в определенной мере можно объяснить их общей тенденцией замещения Fe^{3+} и Ti^{4+} в окиснорудных минералах.

Многообразии геохимических связей молибдена, кроме образования собственно молибденита, обусловило возможность вхождения этого элемента почти во все породообразующие и окиснорудные минералы (табл. 81). Последние в

Таблица 81

Распределение молибдена в минералах траппов КМА

Минералы	Порода				
	1	2	3	4	5
Плагиоклаз	2	—	2	—	—
Оливин	10	20	10	—	—
Пироксен	4	—	4	5	4
Роговая обманка	—	—	—	5	—
Биотит	—	—	—	7	—
Титаномагнетит	5	4	7	30	—

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливин-содержащий габбро-долериты; 4 — такситовый габбро-долерит; 5 — базальты.

силу указанных геохимических связей с титаном и железом отличаются наибольшей концентрацией этого элемента (5—30 г/т). В пироксенах, роговых обманках и биотите концентрация молибдена колеблется от 4 до 7 г/т. Здесь, по всей вероятности, также проявляются геохимические связи молибдена с титаном и железом. Причины высокого содержания молибдена в оливине (10—20 г/т) пока не ясны. П. Курода и Э. Санделл [73] допускают возможность замещения молибденом Mg^{2+} и Fe^{2+} . З. В. Студеникова и М. И. Глинкина [114] полагают, что возможно не только замещение им кремния, но и наличие в породообразующих минералах субмикроскопических включений молибдатов. Уровень концентрации молибдена в плагиоклазах (2 г/т) близок к среднему его содержанию (1,7 г/т) в плагиоклазе гранитов производных базальтоидной магмы [87].

Цинк

Несмотря на то, что значение кларка габброидов (130 г/т) более чем в два раза превышает соответствующий кларк гранита, цинк тем не менее в ассоциации элементов базальтоидной магмы является элементом второстепенным [123]. Содержание цинка в траппах КМА колеблется от 42 г/т в интрузивной до 59 г/т в эффузивной фации, что не только в 2,5—3 раза ниже кларкового, но и ниже концентрации этого элемента в траппах других регионов (54—140 г/т, по данным Г. В. Нестеренко, А. И. Альмухамедова [98]).

В эффузивной фации цинк встречается повсеместно (коэффициент встречаемости 0,5—0,7). Лишь в отдельных зонах пирокластов базальтов концентрация этого элемента резко возрастает от 200 до 1000 г/т, образуя геохимическую аномалию со средним уровнем концентрации 400 г/т.

Интенсивное перераспределение цинка происходит в стадию внутрикамерной дифференциации (до 6-кратного изменения концентраций). Максимальным содержанием цинка отличаются оливинсодержащие габбро-долериты и долерит-пегматиты (до 100 г/т). Однако накопления цинка в процессе дифференциации (рис. 56) не происходит. Так, коэффициент концентрации его для полнодифференцированных интрузивов равен 0,33 и лишь несколько повышается до 0,65 в диоритах. Этот признак, очевидно, можно использовать при

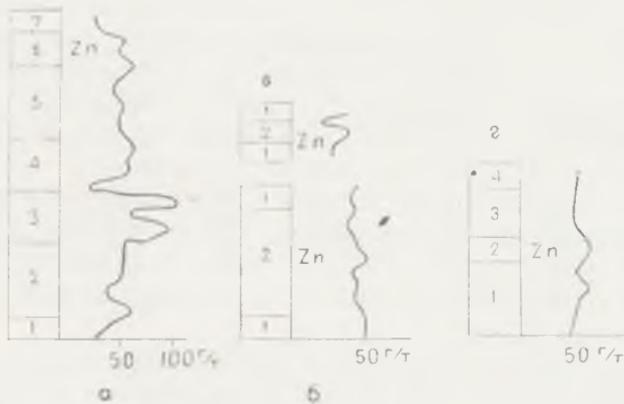


Рис. 56. Распределение цинка в породах траппов КМА: а — полнодифференцированные, б — дифференцированные, в — недифференцированные интрузивы; г — эффузивная фация (номера пород соответствуют номерам на рис. 36)

определении формационной принадлежности гранитов и производных базальтовой магмы. По мере снижения степени дифференцированности интрузивных тел уменьшается и контрастность распределения цинка.

Распределение цинка по минералам траппов в существенной мере зависит от двойственного характера его геохимических свойств. Он выступает как резко халькофильный элемент, способный к образованию собственных сульфидных минералов, но в траппах КМА его свойства реализуются весьма ограниченно: сфалерит обнаружен в базальтах (до 2,84 г/т), единичные его кристаллы отмечаются в троктолитовых габбро-долеритах и долерит-пегматитах. В значительно большей степени цинк проявляет сидерофильные свойства. Согласно геохимическому ряду А. Е. Ферсмана [123], этот элемент наиболее связан с марганцем и железом:

Геохимический ряд цинка

Элемент	Ga	Fe	Zn	Mn	In	Cd
Валентность	3+	2+	2+	2+	3+	2+
Радиус иона	0,62	0,83	0,83	0,91	0,92	1,03
ЭК	5,41	2,12	2,20	2,00	4,35	2,00

При этом «энергетически более выгодным для цинка является захват им левых элементов и, наоборот, захват цинка элементами правыми» [123, с. 180]. Как показывают наши данные, зависимость между содержаниями цинка и марганца действительно имеет место, что подтверждает и соотношение $Mn:Zn$ в породах сингенетического ряда интрузивов типа А (рис. 57). Примечательно, что отношение $Mn:Zn$ весьма стабильно в минералах траппов (табл. 82). Для оливина и пироксенов оно колеблется от 8,4 до 8,9. В окиснорудных минералах отношение $Mn:Zn$, сохраняясь в среднем близким указанному (9,8), зависит от содержания титана и заметно снижается от ильменита (13,3) к титаномагнетиту (7,18) и магнетиту (2,4). Во вторичных минералах (роговые обманки, биотит, эпидот) значение марганец-цинкового отношения низкое (2—5).

Несмотря на то, что наибольшая часть цинка связана не со сфалеритом, а с железомagneзиальными силикатами и окиснорудными минералами, зависимость между цинком и железом имеет весьма сложный характер, обусловленный существенным рассеиванием цинка в породообразующих ми-

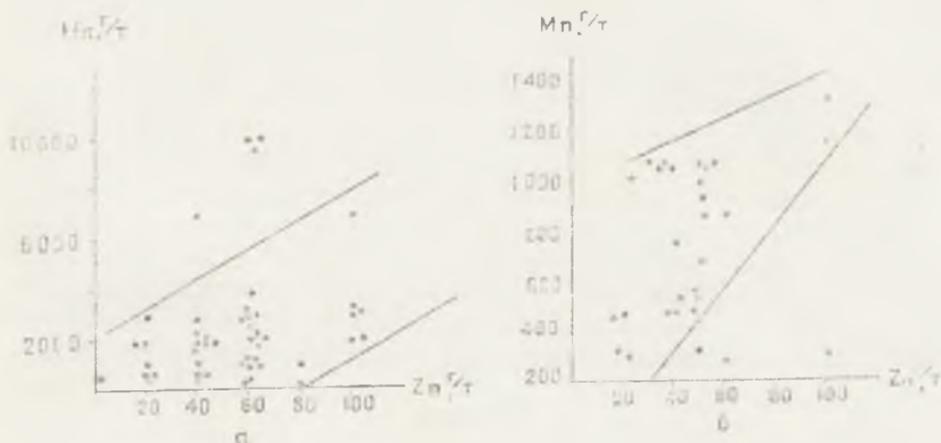


Рис. 57. Зависимость содержания цинка от концентрации марганца в траппах КМА:

а — в минералах; б — в породах

Таблица 82

Содержание цинка в минералах траппов КМА

Минералы	Порода						Mn/Zn
	1	2	3	4	5	6	
Оливин	425	500	400	—	—	—	8,9
Пироксен моноклинный	250	230	—	—	—	250	8,9
Пироксен ромбический	270	300	—	—	300	200	8,0
Ильменит	200	80	200	—	300	—	13,3
Титаномагнетит	160	100	170	300	300	—	7,18
Роговая обманка	—	—	—	—	260	—	5
Биотит	—	—	—	—	300	—	2
Эпидот	—	—	—	—	200	—	4

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливинсодержащий габбро-долериты; 4 — долерит-пегматит; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — базальт.

нералах. Наиболее высокой концентрацией цинка (см. табл. 82) отличается оливин (400—500 г/т). Но общее количество оливина в траппах КМА невелико, и концентрируется в нем не более 10% общего количества цинка. Остальная часть этого элемента рассеивается в пироксенах, роговых обманках и биотите (230—200 г/т), а также в ильмените (80—200 г/т) и титаномагнетите (100—170 г/т), причем в окиснорудных минералах поздних дифференциатов его концентрация повышается (до 300 г/т в долерит-пегматитах и такситовых габбро-долеритах). В пирокластах базальтов отмечается обогащение отдельных зон, связанное с процессом эпидотизации: содержание цинка в эпидоте достигает 500 г/т, т. е. максимального для минералов траппов КМА.

О л о в о

Весьма ограниченная распространенность олова в траппах КМА (коэффициент встречаемости 0,1—0,5) не позволяет достоверно восстановить его геохимическую историю. Наиболее высокие концентрации олова установлены в эффузивной фации (до 10—11 г/т), однако в потоках миндалекаменных базальтов, а также в пирокластических аналогах этот элемент методами полуколичественного спектрального анализа не обнаружен.

В полнодифференцированных телах олово появляется в поздних продуктах кристаллизации (см. табл. 59) — в габбро-долеритах такситовой серии (0,8—1,7 г/т), диоритах (1,3—5,0 г/т) и гранитах (2,6—6,7 г/т), т. е. проявляется общая тенденция этого элемента (подобно цирконию, бериллию и молибдену) длительное время задерживаться в остаточных расплавах и обогащать наиболее поздние продукты кристаллизации. В силлах и дайках, где не возникали условия, благоприятные для длительного формирования остаточного расплава, основное количество олова приурочено к наиболее ранним дифференциатам — долеритам и микродолеритам (1,1—3,0 г/т), оливинным (0,2—10 г/т) и троктолитовым габбро-долеритам (0,9 г/т).

Таким образом, даже при незначительной распространенности олова выявляется двойственное распределение как по преимущественной приуроченности к наиболее поздним членам сингенетического ряда, реализующейся при условии формирования остаточного расплава, по составу близкого к гранитоидному, так и по ранним членам сингенетического

ряда, если дифференциация проявилась ограниченно. С этой точки зрения олово в трапхах КМА может в известной степени быть элементом-индикатором, определяющим тип и общий характер процесса магматической внутрикамерной дифференциации.

Свинец

Свинец распространен более широко, чем олово. Высокое, в 2,5 раза превышающее кларковое, содержание свинца (до 20,3 г/т) обнаружено в эффузивной фации траппов (см. табл. 65). В базальтах концентрация свинца колеблется от 10 до 18 г/т, но распространен он весьма неравномерно: коэффициент встречаемости составляет 0,14—0,16 в афировых и плагиофировых и 0,80 — в миндалекаменных базальтах. Наибольшей для траппов КМА концентрацией свинца (до 27 г/т) отличаются пирокласты базальтов. Распределение этого элемента отличается весьма высокой контрастностью — до 70-кратного изменения концентраций. Так, в отдельных локальных зонах имсет место вторичное перераспределение свинца в процессе эпидотизации и хлоритизации и содержание его достигает 75—1500 г/т.

В интрузивной фации содержание свинца понижается от полнодифференцированных (3,0 г/т) к слабо- и недифференцированным телам (0,5—0,4 г/т). В процессе внутрикамерной дифференциации контрастность распределения свинца усиливается (до 20-кратного изменения концентраций), при этом часть свинца (см. табл. 61) «остается» в контактовых долеритах (0,8 г/т), троктолитовых и оливиновых габбро-долеритах (3,0 г/т) нижней части первого ритма. В остальных породах расслоенной серии количество свинца резко понижено или он находится за пределами чувствительности анализа. Исключение составляют только долерит-пегматиты второго и третьего ритмов, выделяющиеся на этом фоне высоким содержанием свинца (10 г/т). Характерно, что уже в третьем ритме свинец появляется в окружающих долерит-пегматиты кварцсодержащих габбро-долеритах (3 г/т). Постоянной примесью он становится в такситовых габбро-долеритах (3 г/т), диоритах (5—11 г/т) и гранитах (8—9 г/т), причем в последних его концентрация приближается к кларковой для гранитов (20 г/т). В силлах этот элемент связан с оливиновыми долеритами (2,2—3 г/т) и долерит-пегматитами до 1,0 г/т).

В стадии внутрикамерной магматической дифференциации свинец имеет двойственный характер распределения. Часть его входит в наиболее ранние, а часть — в поздние дифференциаты, и в этом отношении он обнаруживает некоторое сходство с геохимической судьбой олова в интрузивных траппах КМА. С уменьшением степени дифференцированности в интрузивных телах возрастает контрастность этого распределения (табл. 83) и чаще большая доля свинца

Таблица 83

Распределение свинца в разных структурно-вещественных типах тел интрузивной фации траппов КМА (в % к общему количеству свинца)

Порода	Структурно-вещественные типы интрузивов		
	А	Б	В
<i>Дифференциаты ранней стадии кристаллизации</i>			
Долериты контактовой зоны	0,2	13	100
Габбро-долериты	15,4	—	—
<i>Дифференциаты средней стадии кристаллизации</i>			
Долерит-пегматиты			
I ритма	—	87	—
II ритма	1,7	—	—
III ритма	8,7	—	—
Такситовые габбро-долериты	30,6	—	—
<i>Дифференциаты поздней стадии кристаллизации</i>			
Диориты и граниты	44,0	—	—

связывается с долеритами ранней стадии кристаллизации, реже — с ранними габбро-долеритами. Часть свинца накапливается в остаточном магматическом расплаве и насыщает долерит-пегматиты, такситовые габбро-долериты, диориты и граниты, при этом его доля последовательно возрастает по мере перехода к более поздним дифференциатам (соответственно от 10,4 до 30,6 и 44,0% от общего его количества в типе А).

Концентрация свинца в минералах колеблется от 7 до 20 г/т (табл. 84). Форма вхождения свинца в минералы недостаточно ясна. Изоморфная связь свинца и калия, обу-

Содержание свинца в минералах траппов КМА, г/т

Минералы	Порода					
	1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	10	—	10	—	15	5
Оливин	20	20	15	—	—	—
Пироксен моноклинный	15	—	20	—	—	—
Пироксен ромбический	10	—	7	—	—	—
Биотит	—	—	—	—	7	—
Циркон	—	—	—	—	10	—
Титаномагнетит	10	4	9	10	20	—

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливин-содержащий габбро-долериты; 4 — долерит-пегматит; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — меланократовый долерит-пегматит.

словленная близостью их ионных радиусов (1,32 и 1,33 Å соответственно), может быть реализована лишь в плагио-клазах. Не исключена также сульфидная форма нахождения свинца в траппах КМА, что подтверждается, в частности, находками в минералогических пробах акцессорного галенита (0,02—0,03 г/т; см. табл. 30).

Галлий

Галлий в траппах КМА встречается повсеместно, при этом в его распределении наблюдается слабовыраженная тенденция к возрастанию концентрации от ранних к поздним дифференциатам. Содержание его в эффузивной фации траппов (см. табл. 65) несколько превышает (21 г/т) кларковое, а в интрузивной (14 г/т) оно ниже. В базальтах содержание галлия колеблется от 13 до 16 г/т, в порфиритах — от 21 до 23 г/т. Распределению этого элемента (см. табл. 63) в эффузивах присуще 2—3,5-кратное колебание концентраций. Следует отметить, что по сравнению с содержанием галлия в соответствующих лавовых потоках пирокластические аналоги базальтов обладают повышенным (до 24 г/т), а порфири-тов — пониженным (до 17 г/т) количеством этого элемента.

Интрузивная фация траппов характеризуется устойчивым содержанием галлия (13—15 г/т) и незначительным (1,7—3-кратными) изменением его концентраций. Содержание галлия несколько превышает кларковое лишь в троктолитовых (19 г/т) и кварцсодержащих (20 г/т) габбро-долеритах, долерит-пегматитах (25 г/т), диоритах (23 г/т) и игранитах (до 21 г/т). В силлах повышенные концентрации галлия (30 г/т) обнаружены в кварцсодержащих габбро-долеритах. В дайках содержание галлия сравнительно постоянное (10—17 г/т).

Главными носителями галлия являются плагиоклазы (50—70 г/т) и титаномагнетиты (60—100 г/т); в остальных породообразующих минералах содержание галлия не превышает 10—30 г/т (табл. 85). В базальтах он обнаружен в пирок-

Таблица 85

Содержание галлия в минералах траппов КМА, г/т

Минералы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
Плагиоклазы	25	50	60	70	60	—	—
Оливин	30	—	—	—	—	—	—
Пироксены	5	—	10	—	3	5	—
Роговая обманка	—	—	—	—	10	—	—
Биотит	—	—	—	—	20	—	—
Циркон	—	—	—	—	4	—	—
Элидот	—	—	—	—	3	—	50
Кальцит	—	—	—	—	8	—	—
Титаномагнетит	60	60	80	100	20	—	—

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливинсодержащий габбро-долериты; 4 — долерит-пегматиты; 5 — такситовые габбро-долериты; 6 — базальты; 7 — порфириты.

сенах (5 г/т) и эпидоте (50 г/т). Относительное накопление его в плагиоклазах и титаномагнетитах, как предполагает В. И. Гоньшакова [31], обусловлено близостью радиусов ионов Al^{3+} (0,57 Å), Ti^{4+} (0,64 Å), Ga^{3+} (0,62 Å) и Fe^{3+} (0,67 Å).

Германий

Германий в траппах КМА установлен лишь в интрузивной фации, причем его количество в 5 раз ниже кларкового (0,2 г/т). В полнодифференцированных интрузивах германий (см. табл. 60) приурочен к контактовым долеритам (0,8 г/т), оливиновым и троктолитовым габбро-долеритам нижней части первого ритма; постоянно он встречается лишь в габбро-долеритах второго расслоенного ритма, где его концентрации существенно повышены (3,3—0,2 г/т). В силлах германий рассеян равномерно (0,3—0,8 г/т), только в кварцсодержащих габбро-долеритах содержание его достигает 3,3 г/т. В дайках он обнаружен (до 0,4 г/т) в долеритах нижней контактовой зоны. Анализ породообразующих минералов показал наличие германия только в плагиоклазе из оливинсодержащего габбро-долерита (50 г/т).

Лантан

Лантан встречается только в диоритах (6,3—8,0 г/т) и гранитах (10 г/т). Единственным минералом траппов КМА, в котором установлен лантан, является плагиоклаз; концентрация лантана в нем колеблется (табл. 86) от 200 до 1000 г/т. Геохимическая история лантана в траппах КМА требует дальнейшего изучения.

Иттрий

В траппах КМА иттрий встречается в количестве существенно ниже кларкового. В эффузивах он установлен лишь в пирокластических образованиях (особенно в пирокластах базальтов), где образует довольно высокие концентрации (29,8 г/т), превышающие кларковые. Эти геохимические аномалии иттрия, как правило, приурочены к зонам эпидотизации и карбонатизации. В интрузивной фации иттрий встречается более постоянно (3,7—9 г/т). Геохимическая его индивидуальность в различных типах интрузивов проявляется недостаточно четко. В полнодифференцированных телах наблюдается лишь некоторое повышение концентрации этого элемента от первого ритма (4 г/т) ко второму и третьему (8—9 г/т), только в такситовых габбро-долеритах содержание иттрия достигает кларкового значения (до 23 г/т). В диоритах и гранитах его содержание (6—8 г/т) ни-

Содержание лантана, иттрия и иттербия в минералах траппов КМА, г/т

Элементы	Порода					
	1	2	3	4	5	6
<i>Плагиоклазы</i>						
La	300	200	200	—	200	—
Y	20	30	10	10	25	—
Yb	7	—	—	—	—	—
<i>Пироксены</i>						
Y	50	—	40	—	—	25
Yb	—	—	—	—	14	17
<i>Роговые обманки</i>						
Y	—	—	—	—	70	—
Yb	—	—	—	—	8	—
<i>Биотит</i>						
Yb	—	—	—	—	1	—
<i>Циркон</i>						
Yb	—	—	—	—	2000	—

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливин-содержащий габбро-долериты; 4 — долерит-пегматит; 5 — такситовый габбро-долерит; 6 — базальты.

же кларкового в 4 раза. Учитывая известную связь иттрия с гранитоидами, низкие концентрации его в исследованных нами гранитах, видимо, можно расценивать как характерный признак их базальтоидного происхождения. В долеритах силлов содержание иттрия колеблется от 2 до 4 г/т и имеет рассеянный тип распределения. В дайках он концентрируется в оливиновых габбро-долеритах (до 17 г/т), а в контактовых зонах его содержание не превышает 1—3 г/т.

Как полагает В. В. Ляхович [87], главным носителем иттрия в основных породах являются роговые обманки, связывающие до 68% общего количества редких земель в породе. В траппах КМА (см. табл. 86) роговые обманки содержат максимальные концентрации иттрия (70 г/т). Этим, видимо, и обусловлено резкое повышение содержания элемента в такситовых габбро-долеритах, т. е. в породах, со-

державших наибольшее количество роговой обманки. В остальных породах значительная часть иттрия изоморфно связана с пироксенами (40—50 г/т) и отчасти с плагиоклазами (10—25 г/т). Некоторая доля иттрия входит также в апатиты и цирконы.

И т т е р б и й

В траппах КМА иттербий рассеян довольно равномерно, хотя обнаруживается не повсеместно. Концентрация его в интрузивной (1,5 г/т) и эффузивной (1,6 г/т) фациях в 1,3 раза ниже кларковой. Базальты и порфириды содержат иттербий в количестве 1,0—1,2 г/т, и только в пирокластах базальтов концентрация его (2,8 г/т) превышает кларковую, достигая в зонах эпидотизации и карбонатизации аномального значения (50—60 г/т).

В интрузивной фации концентрация иттербия колеблется от 0,9 до 1,4 г/т. В процессе дифференциации перераспределение иттербия не превышает 4-кратного изменения концентраций и колеблется от 0,5 до 2,0 г/т. В полнодифференцированных интрузивах обнаружены два максимума содержания иттербия — в оливинсодержащих габбро-долеритах верхней части второго расслоенного ритма (10 г/т, т. е. в 5 раз выше кларкового) и в верхнем контактовом микрогаббро (25 г/т, или в 12,5 раза выше кларкового). В этих породах иттербий, по всей вероятности, связан с цирконом, так как именно в нем установлена концентрация иттербия до 2000 г/т.

Несомненно, указанные «иттербиевые аномалии» в пирокластах базальтов, оливинсодержащих габбро-долеритах и микрогаббро требуют дополнительного исследования.

Из пороодообразующих минералов наибольшая концентрация иттербия установлена (см. табл. 64) в пироксенах из базальтов (17 г/т) и такситовых габбро-долеритов (14 г/т), роговых обманках из такситовых габбро-долеритов (8 г/т), плагиоклазах троктолитовых габбро-долеритов (7 г/т).

Р е д к и е м е т а л л ы

Из редких металлов чаще других устанавливается ниобий, обнаруженный в отдельных породах слабодифференцированных силлов в количестве 1,4—3,8 г/т (см. табл. 60).

Ввиду неповсеместной распространенности геохимическая индивидуальность его четко не проявляется.

Ниобий в количестве 10—25 г/т входит почти по все породообразующие минералы траппов (табл. 87). Геохимиче-

Таблица 87

Редкие металлы в траппах КМА, г/т

Элементы и минералы	Порода					
	1	2	3	4	5	6
<i>Валовое содержание в породах</i>						
Литий	12	5	40	—	20	—
Цезий	10	1	4	—	1	—
Рубидий	12	—	—	—	6	—
Отношение калий: рубидий	300	—	—	—	333	—
<i>Содержание вольфрама и таллия в титаномагнетите</i>						
Вольфрам	20	—	20	—	—	—
Таллий	150	80	150	—	—	—
<i>Содержание ниобия в минералах</i>						
Плагиоклаз	10	15	15	—	10	—
Оливин	20	—	25	—	—	—
Пироксен	20	—	15	—	—	20
Биотит	—	—	—	—	20	—
Титаномагнетит	10	10	—	10	10	—

Примечание. 1 — Троктолитовый габбро-долерит (скв. 3011, инт. 278,2—278,8 м); 2 — оливиновый-габбро-долерит (скв. 3009, инт. 282,8—283,7 м); 3 — оливинсодержащий габбро-долерит (скв. 2923, инт. 490,0—491—6 м); 4 — долерит-пегматит (скв. 3032, инт. 270,0—283,3 м); 5 — такситовый габбро-долерит (скв. 3024, инт. 540,5—541,5 м); 6 — базальты (скв. 2910, гл. 330,8—355,5 и 551, ом).

ски подобная связь может быть обусловлена образованием сложных кислородных комплексов типа $[\text{NbO}_9]^{1-}$ или $[\text{NbO}_6]^{7-}$ с другими сложными анионами $[\text{TiO}_4]^{4-}$, $[\text{ZrO}_4]^{4-}$, а также полярным изоморфизмом с алюминием, титаном и кремнием [123]. Эта связь, очевидно, реализовалась в течение всего процесса магматической дифференциации, так как концентрации ниобия в минералах из пород разных стадий этого процесса близки.

По данным единичных проб в траппах КМА обнаружены (см. табл. 87) литий (5—40 г/т), цезий (1—10 г/т) и рубидий (6—12 г/т). Главным минералом-носителем лития является биотит, содержащий его до 100 г/т. Следует отметить также стабильность калий-рубидиевого отношения в продуктах разных стадий внутрикамерной кристаллизации (300 — в троктолитовых и 333 — в такситовых габбро-долеритах) и близость его к подобному отношению в траппах Сибири (280 — по данным Г. В. Нестеренко, А. И. Альмухамедова [98]). Видимо, это постоянство обусловлено тесной геохимической связью калия и рубидия и имеет важный формационный смысл. Отмечается сходство отношения $Mg:Li$ в траппах КМА (2021) и долеритах Сибири (2520) [98], а также сходство $Li:Al$, равное 0,0005 для траппов КМА и 0,0004 — для пород Скергаардского интрузива [120]. Из редких металлов встречаются вольфрам (20 г/т) и таллий (80—150 г/т), обнаруженные в титаномагнетите из габбро-долеритов (см. табл. 87).

Серебро и золото

Находки этих элементов в траппах КМА носят единичный характер. Концентрация серебра выше кларковой установлена в пирокластических образованиях базальтов в пределах эпидотизированных и карбонатизированных зон вторичных изменений (табл. 88, 89). Серебро в количестве 3—5 г/т обнаружено (см. табл. 88) в плагиоклазах. По-

Таблица 88

Содержание серебра в траппах КМА, г/т

Минералы	Порода				
	1	2	3	4	5
Плагиоклаз	3	3	4	3	—
Эпидот	—	—	—	—	3
Кальцит	—	—	—	—	8
Валовое содержание в породе	—	—	—	—	1,5

Примечание. 1 — Троктолитовый, 2 — оливиновый, 3 — оливин-содержащий габбро-долериты; 4 — такситовый габбро-долерит; 5 — пирокласты базальтов.

Содержание платины, палладия и золота в траппах КМА, г/т

Порода	Платина	Палладий	Золото
1. Троктолитовый габбро-долерит (1)	1,8	0,04	0,21
2. Такситовый габбро-долерит (2)	0,01	0,009	0,004

Примечание. 1 — Скв. 3024, инт. 540,5—541,5 м; 2 — скв. 3024, инт. 562,6—564,0 и 565,0 м.

сколько обычно оно не образует изоморфных примесей, можно предположить, как это показано на примере траппов Сибири [29, 98], что этот элемент образует сульфидные или самородные включения в породообразующих минералах. В двух пробах из троктолитовых и такситовых габбро-долеритов (см. табл. 89) в траппах КМА установлено присутствие платины (0,01 г/т), палладия (0,009—0,04 г/т) и золота (0,004—0,21 г/т).

Уран

Содержание урана в траппах КМА соответствует кларковым значениям. Средневзвешенные его количества в эффузивной (0,54 г/т) и интрузивной (0,47 г/т) фациях траппов по существу близки, что является дополнительным критерием комагматичности этих пород. Наиболее сходны с траппами КМА по содержанию урана средне- и позднепалеозойские базальты (0,52 г/т) и долериты курейского и летнинского комплексов (0,4—0,5 г/т) трапповой формации Сибирской платформы [112].

Установлена отчетливая тенденция накопления урана (табл. 90) по мере перехода от ранних к поздним дифференциатам (0,21—7,7 г/т) [141]. Характерно, что в интрузивных траппах Сибирской платформы обогащение ураном конечных членов петрогенетических рядов не превышает 2—4-кратного значения [112]. Эти данные в полной мере подтверждают известные представления [112, 118, 131] о концентрации урана к концу магматического процесса на фоне преимущественного накопления окиси кремния и щелочей.

Содержание урана в траппах КМА [141]

№ анализа	№ образца	Порода	Содержание урана, г/т
1	12/2916	Плагногранит	11,4
2	1—0/2908	Гранит	7,54
3	10/3022	Гранит микроклиновый	4,2
4	17/3023	Долерит-пегматит	0,59
5	4/3024	Такситовый габбро-долерит	0,50
6	13/3023	Долерит из контактовой зоны (висячий контакт силла)	0,34
7	29/3023	Троктолитовый габбро-долерит	0,24
8	23/3024	Такситовый габбро-долерит	0,22
9	6/3011	Оливиновый габбро-долерит	0,22
10	19/3024	Оливиновый габбро-долерит	0,20
11	36/3021	Диорит	0,22
12	15/2916	Платобазальт	0,65
13	4/2916	»	0,43

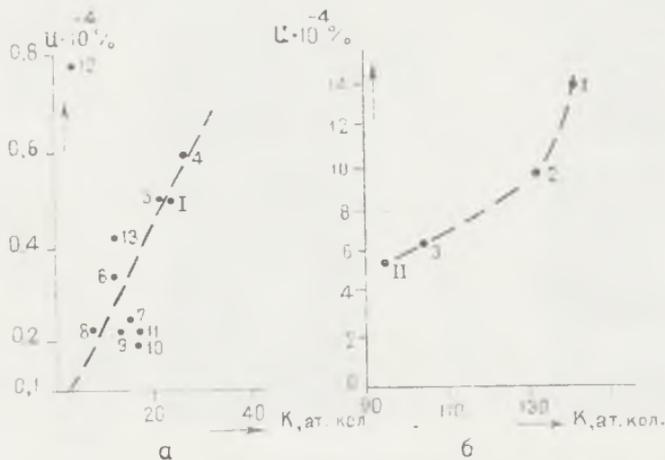


Рис. 58. Изменение концентрации урана в зависимости от содержания калия в основных (а) и кислых (б) дифференциатах интрузивной фации траппов КМА; I и II — кларковые содержания урана для основных и кислых пород, по А. П. Виноградову [19]. Номера анализов соответствуют номерам в табл. 92

Анализ минералого-петрографического и петрохимического материала в совокупности с результатами изучения распределения урана методом f-радиографии** показал, что наблюдающиеся различия в содержании урана в траппах КМА обусловлены особенностями химического состава, в частности, содержанием щелочей, в том числе калия (рис. 58); неодинаковой степенью метаморфизма, с которым связаны возможный привнос урана и в большей мере — его

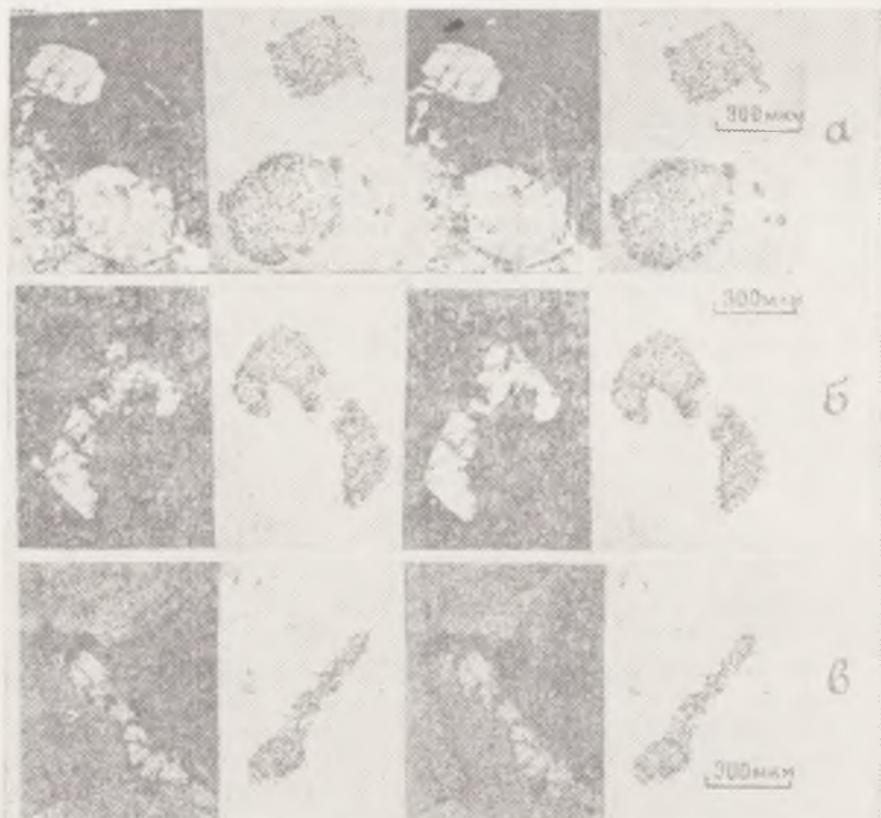


Рис. 59. Характер распределения урана в аксессуарных минералах траппов:

а — апатит, *б* — циркон, *в* — сфен из габбро-долеритов (в левой части — общий вид шлифа, справа — минерал, концентрирующий радиоактивный элемент)

** Сущность метода f-радиографии детально освещена в ряде работ И. Г. Берзиной с соавт. [2]. Анализы выполнены И. Г. Берзиной и М. Ю. Гурвичем (ВНИИЯГГ, г. Москва).

перераспределение; содержанием некоторых рудных (магнетит, титаномагнетит, ильменит, сфен), особенно ряда акцессорных минералов. Исследование последних показало (рис. 59), что наиболее высоким содержанием урана характеризуются циркон (90—240 г/т), апатит (2,0—6,0 г/т) и отчасти сфен, особенно их поздние генерации. Акцессорные минералы, в которых ураном изоморфно замещаются преимущественно цирконий и иттрий [115], концентрируют около 20% всего количества урана, находящегося в породе. В породообразующих минералах (оливин, пироксен, плагиоклазы), судя по трекам индуцированного деления, постоянно отмечается лишь равномерно рассеянный фоновый уран, который, кроме того, приурочен к трещинным границам зерен, продуктам поздних автотетасоматических процессов.

Глава V

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТРАППОВ

Из комплекса физических свойств были исследованы плотность, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность и эффект термолюминесценции*, обнаружившие тесную зависимость от условий формирования пород трапповой формации КМА, их структурных, минералого-петрографических и петрогеохимических особенностей.

Плотность пород интрузивной фации траппов колеблется от 3,07 до 2,65 г/см³ (табл. 91—93). На фоне гнейсов (плотность 2,73 г/см³ [1]), слагающих вмещающую суперкрупную раму, интрузии габбро-долеритов образуют положительные гравитационные аномалии с избыточной плотностью +0,16, что облегчает их обнаружение геофизическими методами под мощным чехлом осадочных отложений. Более того, в пределах контура аномалии наиболее дифференцированные тела характеризуются существенными гравитационными неоднородностями, что отличает их от интрузий иной формационной принадлежности, так как последние обычно обладают более однородным гравитационным полем. Однако по мере уменьшения степени дифференцированности эти различия ослабевают.

Средневзвешенная плотность интрузивных тел понижается с 2,97 г/см³ в дайках габбро-долеритов до 2,95 г/см³ в силлах и до 2,91 г/см³ в полнодифференцированных телах. В сингенетически родственном ряду пород (рис. 60) четко проявляется тенденция их «разуплотнения» от ранних к поздним дифференциатам (от 3,03 до 2,66 г/см³). Эта тен-

* Петрофизическая характеристика плотности и магнитности образцов производилась по результатам определения в лаборатории Воронежской геофизической экспедиции.

Некоторые физические свойства пород полнодифференцированных интрузивов

Породы сингенетического ряда	Плотность и магнитность				Термолюминесцентные свойства			
	n	плотность, г/см ³	магнитная восприм. ($\alpha \cdot 10^{-6}$)	остаточная намагнич. ($\Gamma \cdot 10^{-6}$)	n	Интенсивность, усл. ед.	Накопл. светосумма, усл. ед.	Температура макс. термовысвечивания, °С
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Контактовая зона</i>								
1	3	3,03	1800	1200	5	—	—	—
2	6	2,99	1742	1265	5	4,8	3,0	248
<i>I расслоенный ритм</i>								
3	71	2,97	1336	1019	5	10,0	7,1	250
4	30	2,93	1864	696	5	5,2	5,0	251
5	9	2,97	1671	1480	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.
6	11	2,99	1893	1048	5	3,4	1,6	248
7	4	2,94	2612	3770	5	18,6	18,1	246
8	3	2,87	2133	1533	5	6,4	6,6	260
\bar{X}_I	128	2,94	1777	1274	25	8,1	4,4	251
<i>II расслоенный ритм</i>								
9	9	2,98	2694	1448	5	12,5	7,4	248
10	2	3,09	3100	2250	5	18,4	—	—
11	2	2,98	2275	1380	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.
12	3	2,93	2700	2260	5	16,4	11,0	258
\bar{X}_{II}	16	2,98	2686	1702	15	14,0	8,4	250
<i>III расслоенный ритм</i>								
13	22	2,97	1545	714	5	11,2	11,1	250
14	3	2,94	2000	1570	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.
15	3	2,98	1633	77	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.
16	6	2,85	2138	1237	5	10,0	7,7	255
17	2	3,07	2500	2550	5	19,5	6,5	228
\bar{X}_{III}	36	2,96	1791	904	15	11,6	10,1	249
<i>IV расслоенный ритм (такситовый)</i>								
18	3	3,00	4630	2940	5	22,0	17,4	253
19	36	3,0	4633	6946	5	55,4	24,4	242
20	61	2,84	1678	544	5	60,0	26,1	258
21	11	2,90	7391	3097	5	167	1136	266
\bar{X}_{IV}	111	2,90	3176	1583	20	66,7	32,8	253

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Дайковая серия</i>								
Диориты								
22	3	2,99	7240	1850	5	99	31,7	260
23	2	2,93	6000	330	5	79,8	29,5	258
24	3	3,00	8770	310	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.
25	3	2,81	640	55	5	882	200	262
$X_{\text{диор.}}$	11	2,93	5741	249	10	457	106	259
Граниты								
26	3	2,78	6467	1073	5	895	200	223
27	24	2,65	1677	212	5	190	115	220
$X_{\text{гран.}}$	27	2,66	2206	309	10	268	124,3	220
$X_{\text{типа А}}$	338	2,91	2525	1266	110	59	43	249

Примечание. X — Средние значения. Номера пород соответствуют номерам на рис. 12.

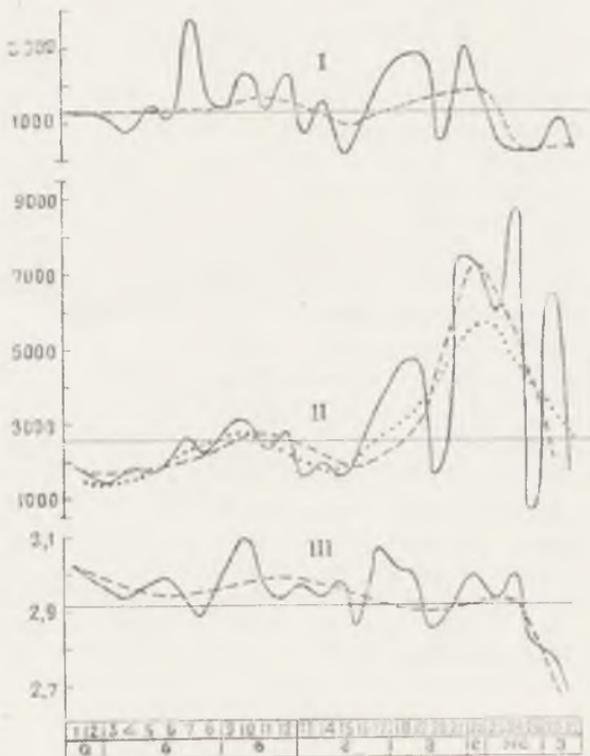


Рис. 60. Распределение некоторых петрофизических характеристик в сингенетическом ряду пород полнодифференциров а инных интрузивов.

I — остаточная намагниченность ($I_{\text{г}} \cdot 10^{-6}$);
II — магнитная восприимчивость ($\alpha \cdot 10^{-6}$);
III — плотность, г/см^3 .
 Наименования пород, стадий и субстадий кристаллизации соответствуют таковым на рис. 20

Некоторые физические свойства пород дифференцированных интрузивов

Породы сингенетического ряда	Плотность и магнитность				Термолюминесцентные свойства			
	п	плотность, г/см ³	естеств. намагнитенность (Гг·10 ⁻⁶)	остаточная намагнитенность (Гг·10 ⁻⁶)	п	интенсивность термовысвеч., усл. ед.	накопл. светосумма, усл. ед.	температура макс. термовысвеч., °С
1	3	3,03	1200	650	5	—	—	—
2	3	2,85	1100	670	5	—	—	—
3	11	2,92	9320	4500	5	11,7	4,8	243
4	39	2,95	1089	498	5	6,0	3,3	228
5	29	2,92	1329	600	5	9,4	5,1	257
6	14	3,02	2530	1708	5	9,4	4,7	228
7	3	3,01	140	3400	5	9,4	4,1	230
8	8	3,04	2953	1320	5	39,2	22,0	235
9	3	2,93	6000	4500	5	23,6	11,9	230
10	8	3,00	2334	957	5	5,8	—	254
11	11	2,99	5046	2656	5	15,2	7,6	244
12	6	2,92	2810	1513	5	—	—	—
13	3	3,03	2900	1300	5	—	—	—
X _I	6	3,03	2050	975	10	—	—	—
X _{II}	9	2,90	2265	1244	10	—	—	—
X _{III}	126	2,95	2715	1370	45	9,8	5,2	241
X _Б	141	2,95	2713	1366	65	9,6	4,8	235

Примечание. Средневзвешенные значения: X_I — пород контактовой «закаленной» зоны; X_{II} — пород мелкозернистой контактовой зоны; X_{III} — пород расслоенной серии; X_Б — дифференцированных интрузивов в целом. Порядок пород сингенетического ряда соответствует порядку, указанному в табл. 4.

денция связана как с увеличением степени лейкократовости дифференциатов и сменой существенно оливин-пироксеновой и биотит-роговообманковой ассоциаций кварц-плагиоклазовой, так и с изменением структуры от пойкилоофитовой до гипидиоморфнозернистой. Связь колебаний плотности с распределением породообразующих окислов опосредствована их кристаллоструктурным состоянием и вследствие этого выражена значительно слабее. Вместе с тем некоторое снижение содержания FeO и увеличение SiO₂ неизменно сопровождаются уменьшением плотности интрузивных траппов.

Плотность пород эффузивной фации (2,84 г/см³) в целом ниже, чем интрузивных габбро-долеритов, при этом она значительно снижается (табл. 94) от ранних продуктов вулка-

*Некоторые физические свойства пород
недифференцированных интрузивов*

Породы сингенетического ряда	Плотность и магнитность				Термолюминесцентные свойства			
	п	плотность, г/см ³	естеств. намагниченность (Iг · 10 ⁻⁶)	остаточная намагниченность (Iг · 10 ⁻⁶)	II	интенсивность термовысвеч., усл. ед.	накопл. светосумма, усл. ед.	температура макс. термовысвеч. °С
1	3	3,03	2200	1500	5	—	—	—
2	2	2,98	2135	1530	5	—	—	—
3	3	2,96	1000	700	5	18,0	10,3	272
4	3	2,95	2183	1050	5	—	—	—
5	3	3,03	2300	1000	5	—	—	—
X _I	6	3,03	2250	1250	10	—	—	—
X _{II}	5	2,96	2159	1290	10	—	—	—
X _{III}	3	2,96	1000	700	5	18,0	10,3	272
X _Б	14	2,966	1642	1023	25	8,1	4,6	122

Примечание. Средневзвешенные значения: X_I — пород контактовой «закаленной» зоны; X_{II} — пород контактовой мелкозернистой зоны; X_{III} — габбро-долеритов; X_Б — недифференцированных интрузивов в целом. Порядок пород сингенетического ряда соответствует порядку, указанному в табл. 4.

Таблица 94

Некоторые физические свойства пород эффузивной фации КМА

Породы	Физические свойства			Кол-во образцов
	плотность, г/см	магнитн. воспримчив. Iг · 10 ⁻⁶	остат. намагниченность Iг · 10 ⁻⁵	
Туф порфирита	2,82	344	20	5
Пироксен-плагиоклазовый порфирит	2,80	326	25	8
Плагиоклазовый порфирит	2,76	290	23	23
Туф базальта	2,84	298	160	42
Миндалекаменный базальт	2,78	2415	200	2
Плагиофировый базальт	2,93	108	404	23
Афировый базальт	2,97	250	431	106
Средневзвешенное для эффузивной фации	2,84	319	174	209

низма (афировых базальтов, $2,97 \text{ г/см}^3$) к поздним (порфиритам, $2,76\text{—}2,80 \text{ г/см}^3$). Низкой плотностью ($2,78 \text{ г/см}^3$) отличаются миндалекаменные базальты, а повышенной — туфы порфиритов ($2,82 \text{ г/см}^3$) и базальтов ($2,84 \text{ г/см}^3$). Наибольшей плотностной однородностью отличаются потоки базальтов и порфиритов. Лишь иногда в краевых зонах и центральных частях базальтовых потоков плотность их повышается до $3,01\text{—}3,03 \text{ г/см}^3$ и даже до $3,20 \text{ г/см}^3$. Плотность туфов базальтов снизу вверх снижается с $3,00$ до $2,80 \text{ г/см}^3$.

Магнитные свойства интрузивных траппов КМА обнаруживают колебания в пределах $640 \cdot 10^{-6}$ — $8770 \cdot 10^{-6}$ (магнитная восприимчивость) и $77 \cdot 10^{-6}$ — $3770 \cdot 10^{-6}$ (остаточная намагниченность) при средних значениях для фации в целом $2577 \cdot 10^{-6}$ и $1288 \cdot 10^{-6}$ соответственно. В дифференцированных и недифференцированных интрузивах магнитность пород ослабляется (от $2552 \cdot 10^{-6}$ — $2713 \cdot 10^{-6}$ до $1642 \cdot 10^{-6}$ и от $1266 \cdot 10^{-6}$ до $1366 \cdot 10^{-6}$ для магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности соответственно). В полnodифференцированных интрузивах наблюдается (см. рис. 60) резкое возрастание магнитности и наибольшая контрастность колебаний ее параметров для такситовых габбро-долеритов с частными максимумами в долерит-пегматитах каждого расслоенного ритма. Как отмечалось, именно к этим породам и приурочены повышенная концентрация титаномагнетита и ильменита, а также возрастание содержания Fe_2O_3 и степени окисленности ($\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$). В зоне развития такситовых габбро-долеритов колебания магнитности достигают чрезвычайно высокой контрастности, что, очевидно, обуславливает общую неоднородность этого участка магнитного поля. Совпадение магнитных неоднородностей с гравитационными выступает как надежный геофизический критерий выявления полnodифференцированных тел и наличия в них ванадий-титанового оруденения.

Образования эффузивной фации (см. табл. 94) отличаются прежде всего резко пониженными (в 7—8 раз) магнитными свойствами ($319 \cdot 10^{-6}$ и $174 \cdot 10^{-6}$ — магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность соответственно) и весьма существенными их колебаниями в пределах отдельных потоков лав и пирокластических горизонтов. В наибольшей степени это касается значений остаточной намагниченности (от 0 до $5100 \cdot 10^{-6}$), обнаруживающих общую тенденцию к уменьшению от базальтов ($431 \cdot 10^{-6}$ — $404 \cdot 10^{-6}$) к порфиритам и их туфам ($25 \cdot 10^{-6}$ — $20 \cdot 10^{-6}$). Следует отме-

тить, что на значения плотностных и магнитных характеристик пород эффузивной фации в существенной степени влияют процессы метаморфических изменений.

Термолюминесцентные свойства **. Средняя интенсивность их для интрузивной фации траппов (см. табл. 91—93) составляет 44,5 усл. ед., накопленная светосумма — 32 усл. ед., температура максимума свечения — 247°C. Наибольшей интенсивностью (59 усл. ед.) и светосуммой (43 усл. ед.) обладают полнодифференцированные интрузивы; силлы и дайки отличаются резко пониженными значениями этих параметров ($I_{ТЛ} = 9,6$ и $8,1$; $S = 4,8$ и $4,6$ усл. ед. соответственно). Наибольшей температурой максимума свечения отличаются дайки (242°C), а полнодифференцированные и дифференцированные тела характеризуются близкими параметрами (249 и 241°C соответственно). Однако прямой корреляционной зависимости между значениями термолюминесцентных параметров и содержанием большинства породообразующих минералов не наблюдается. Так, например, плагиоклаз как наиболее интенсивный накопитель потенциальной энергии в заметно большем количестве содержится в силлах, хотя общая интенсивность их термолюминесцентных свойств в 5 раз ниже, чем в полнодифференцированных телах.

Анализ вариаций изменения термолюминесценции выявляет определенную индивидуальность свойств каждого петрографического типа и общую тенденцию возрастания интенсивности и накопленной светосуммы от почти полного отсутствия эффекта термолюминесценции в ранних до максимального в поздних дифференциатах (рис. 61—62). Наиболее отчетливо эта особенность проявилась в полнодифференцированных интрузивах ($I_{ТЛ}$ — от 8,1 до 457 усл. ед., S — от 4,4 до 124 усл. ед.), причем, начиная с четвертого ритма (такситовые габбро-долериты), интенсивность возрастания этих параметров проявляется особенно резко. На фоне указанного изменения термолюминесценции прослеживается также и влияние ритмично-расслоенного строения интрузивов. Так, в пределах каждого ритма наблюдаются частные колебания интенсивности от минимальной ($I_{ТЛ}$ — 10—12 усл.

** Термолюминесцентное высвечивание производилось на серийном приборе «Термолюм». В качестве характеристик для сопоставления результатов анализа использовались интенсивность свечения ($I_{ТЛ}$), измеряемая высотой пика кривой термолюминесценции в миллиметрах, температура начала и максимума высвечивания, общая светосумма (S), определяемая площадью, описанной кривой термолюминесценции и отчасти ее формой.

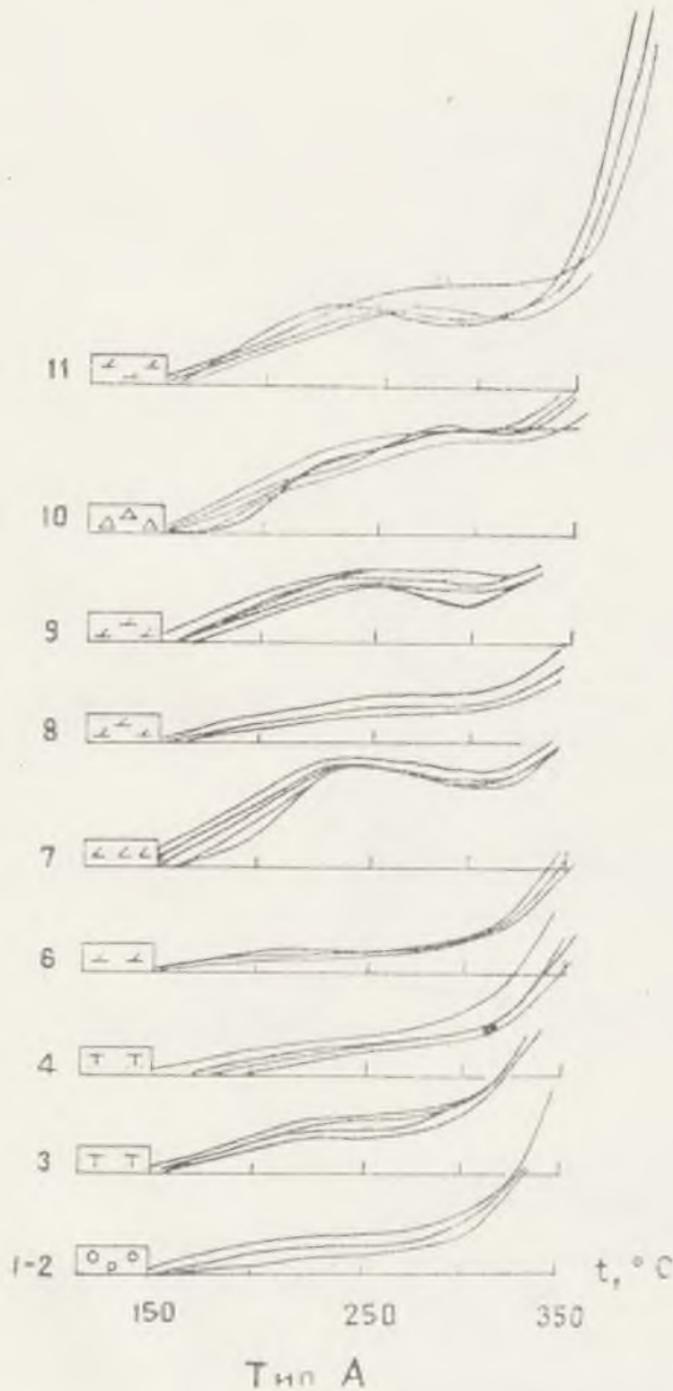


Рис. 61. Значения термоллюминесцентных характеристик пород полнодифференцированных интрузивов.

$t, ^\circ\text{C}$ — Температура начала и максимума высвечивания; интенсивность свечения (I_{TL}) дана в условных единицах (см. табл. 91). Породы сингенетического ряда соответствуют породам на рис. 12

Тип А

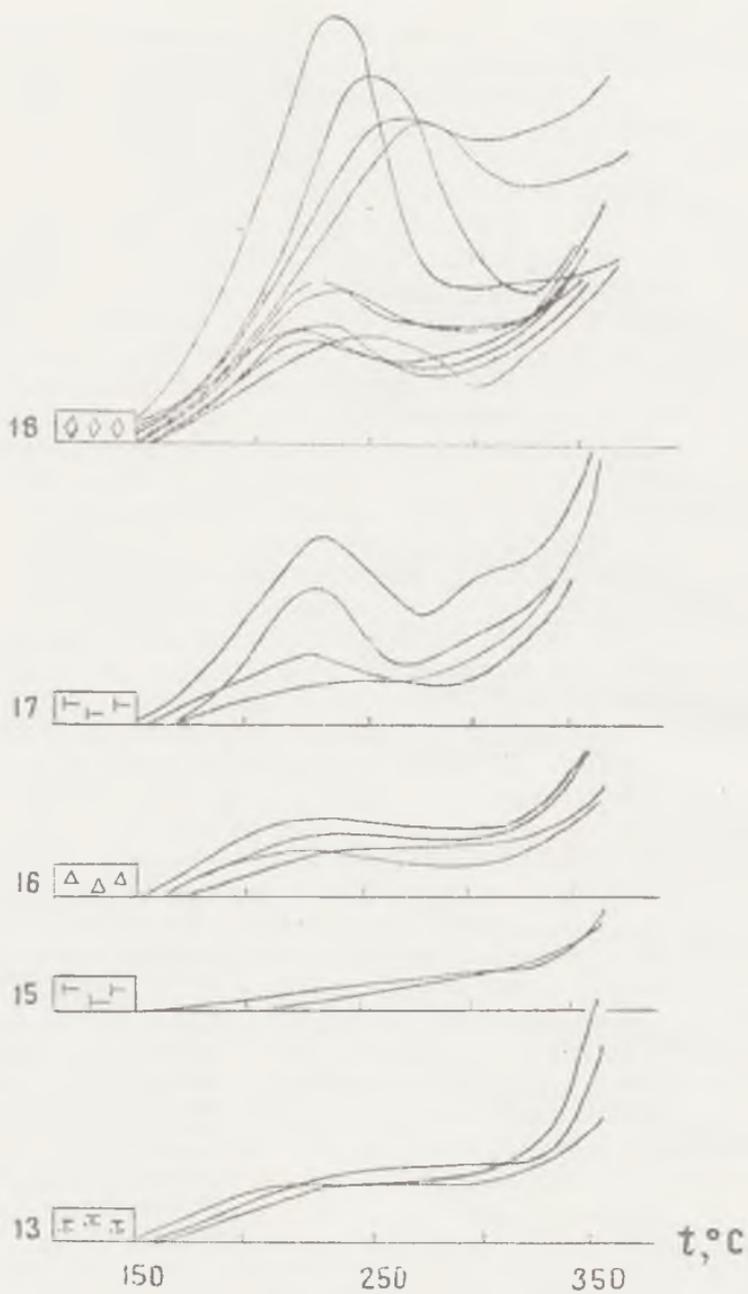


Рис. 61 (продолжение)

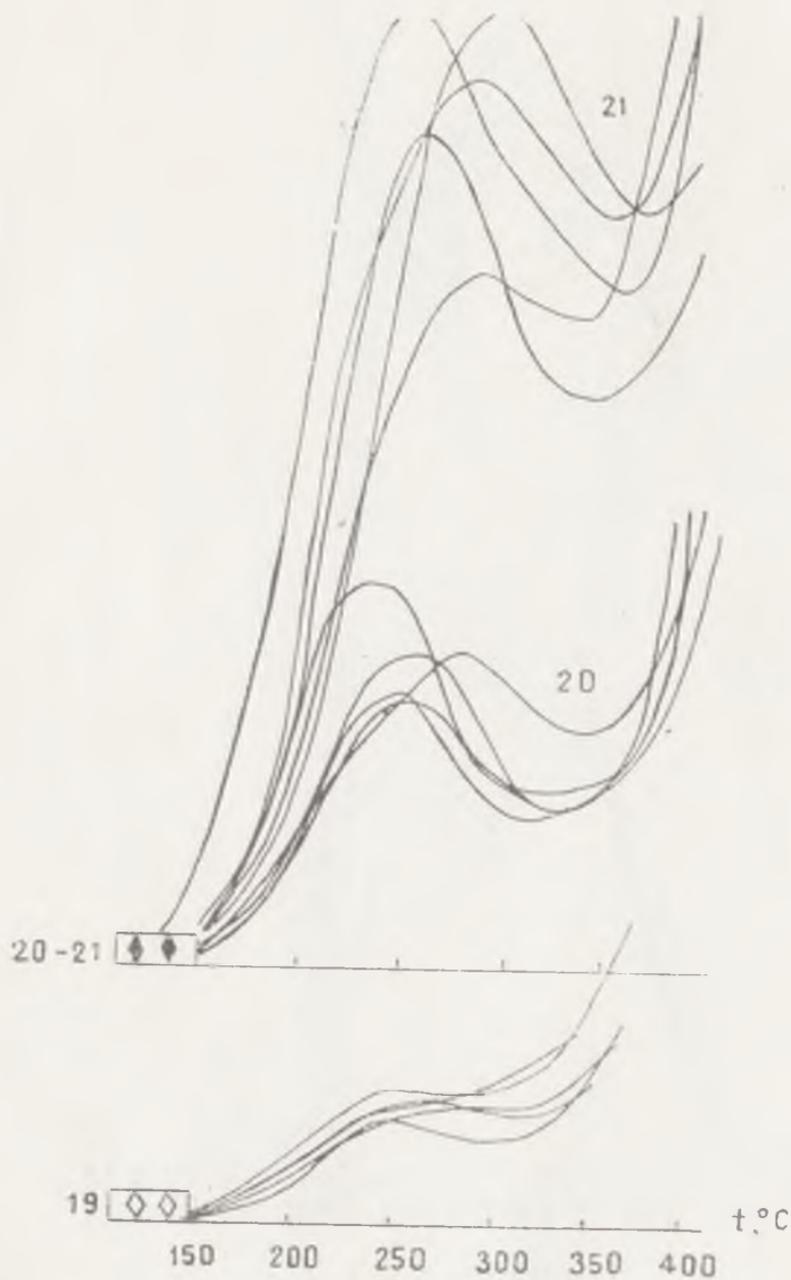


Рис. 61 (продолжение)

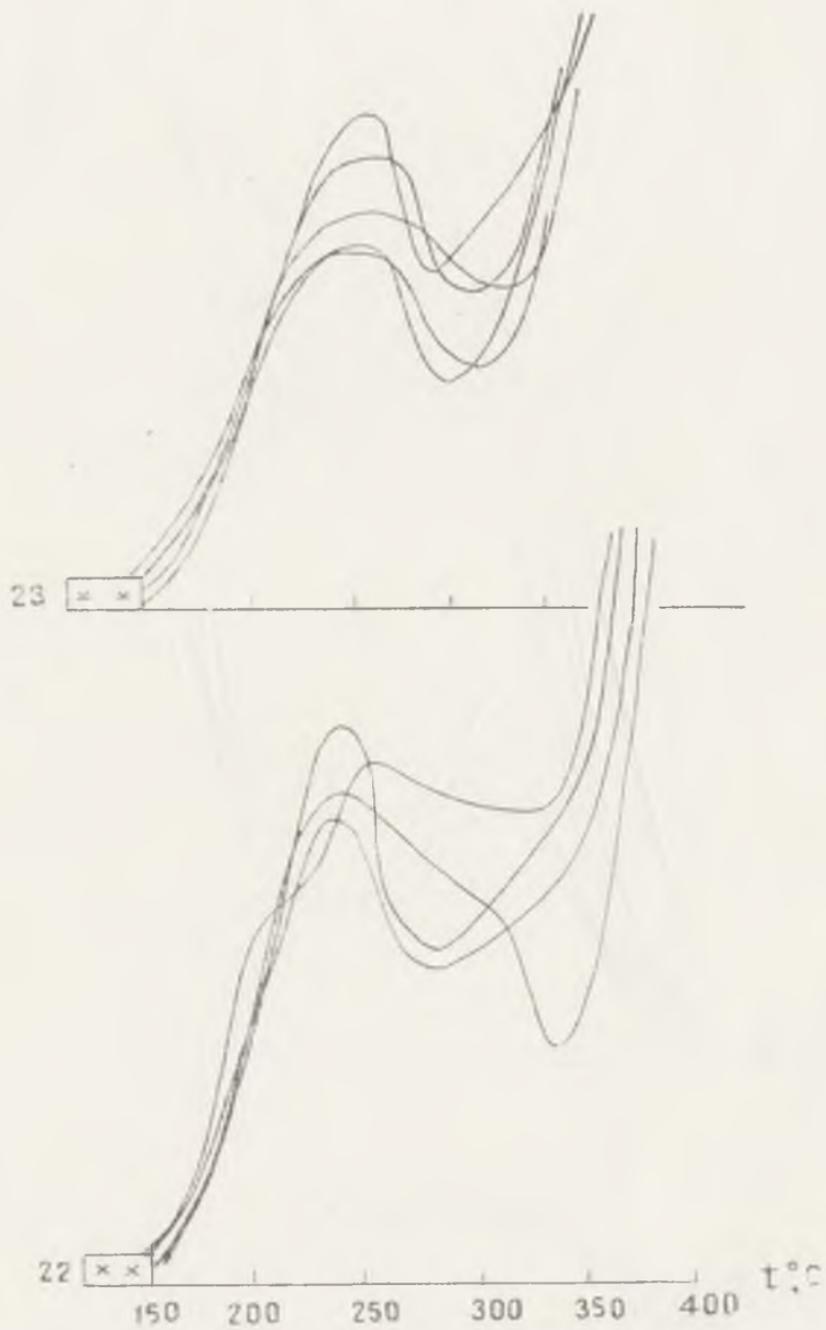


Рис. 61 (продолжение)



Рис. 61 (окончание)

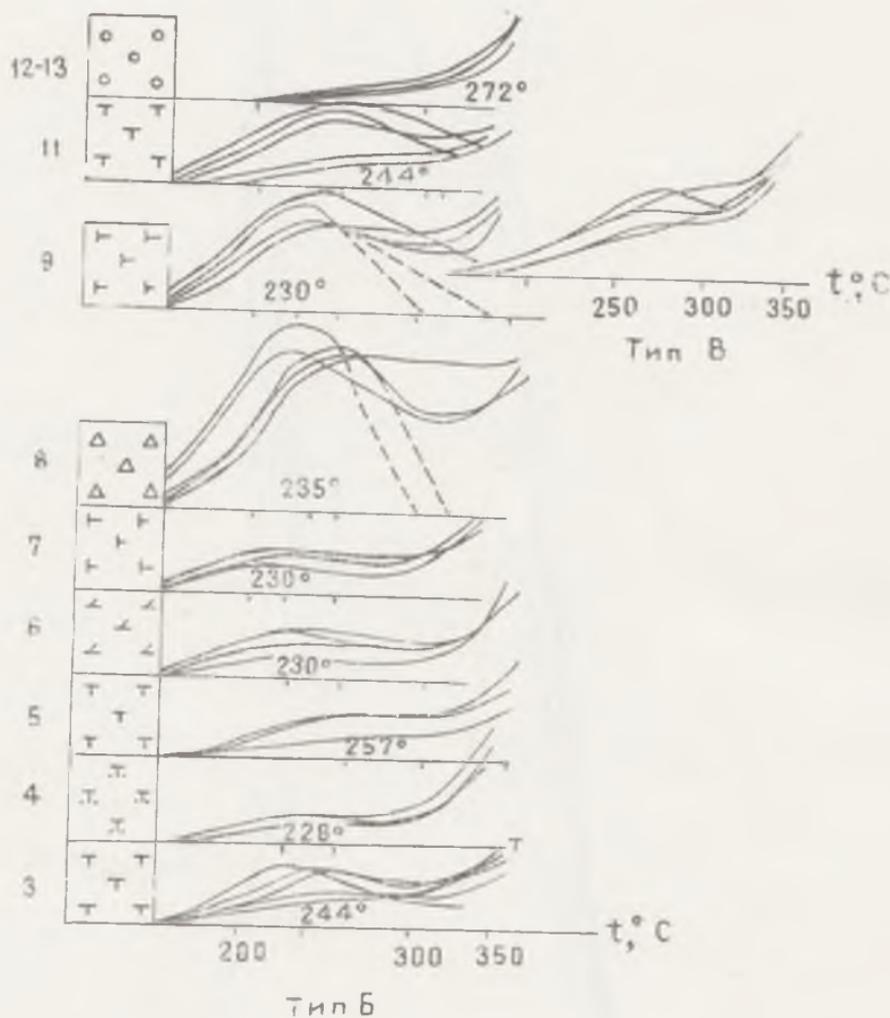


Рис. 62. Значения термолюминесцентных характеристик пород дифференцированных (тип В) и недифференцированных (тип В) интрузивов. $t, ^\circ\text{C}$ — Температура начала и максимума высвечивания; интенсивность свечения (I_T) дана в условных единицах (см. табл. 94, 95). Порядок пород сингенетических рядов соответствует их порядку в табл. 4

ед., $S=7-11$ усл. ед.) в богатых магнезиально-железистыми силикатами и основными плагиоклазами разностях габбро-долеритов до максимального ($I_{ТЛ}=18-19$ усл. ед., $S=18$ усл. ед.) в долерит-пегматитах и кварцсодержащих габбро-долеритах. В силлах с одним полным расслоенным ритмом интенсивность термолюминесценции долерит-пегматитов и кварцсодержащих габбро-долеритов еще выше ($I_{ТЛ}=39,2$ усл. ед., $S=22$ усл. ед.). На оливиновые габбро-долериты недифференцированных интрузивов приходится максимум интенсивности термолюминесценции (18 усл. ед.) и накопленной светосуммы (10,3 усл. ед.) при наиболее высоком значении максимума высвечивания (272°C).

Не касаясь во многом еще дискуссионной проблемы зависимости эффекта термолюминесценции от концентрации элементов «активаторов» и «гасителей», следует отметить наибольшее совпадение тенденции увеличения содержания урана (от 0,21 до 7,7 г/т) с возрастанием интенсивности термолюминесценции. Однако в «закаленных» контактовых зонах, где содержание урана достигает 0,25 г/т, эффект термолюминесценции практически не проявляется, что, видимо, указывает на большую зависимость ее интенсивности от сложного комплекса физико-химических факторов. В этой связи представляется вполне вероятным, что снижение температуры свечения образцов снизу вверх по разрезу и постепенный сдвиг пика на кривых термолюминесценции влево отражают изменение физических условий внутри камеры кристаллизации в сторону уменьшения температуры и давления в ее верхней части.

Глава VI

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ТРАППОВ КМА

ИСХОДНЫЙ СОСТАВ ТРАППОВОГО РАСПЛАВА

В настоящее время существует ряд теоретических представлений и экспериментальных моделей, описывающих состав исходной базальтовой магмы, ее дифференциацию и физико-химические изменения как в нижнем уровне земной коры, включая верхнюю мантию, так и в верхнем, соответствующем гипабиссальной, субэффузивной и эффузивной магматическим фациям глубинности. Эти построения носят преимущественно вероятный характер и являются дискуссионными. Наиболее надежные сведения о составе исходной магмы, как показали многие исследователи [52, 55, 120], можно получить на основании изучения пород «закаленной» эндоконтактной зоны. Быстрое затвердевание при высоком температурном градиенте (температура магматического расплава — «холодные» вмещающие породы) создает благоприятные условия для сохранения («консервации») существенных признаков физико-химического состояния магматического расплава в момент заполнения им конечного резервуара — камеры кристаллизации. В интрузивных траппах КМА такой эндоконтактной зоной являются порфиновые микродолериты и оливиновые долериты.

Как было показано (см. табл. 50), состав этих пород обнаруживает минимальные отклонения от расчетного средневзвешенного для интрузивов в целом. Эти отклонения, вероятнее всего, могли быть обусловлены незначительной ассимиляцией вмещающих архейских гнейсов, на что указыва-

ет появление нормативного кварца и некоторое возрастание ортоклазового и альбитового компонентов (см. табл. 48).

В целом исходный состав траппового расплава для описываемого региона соответствует (рис. 63) оливиновым то-

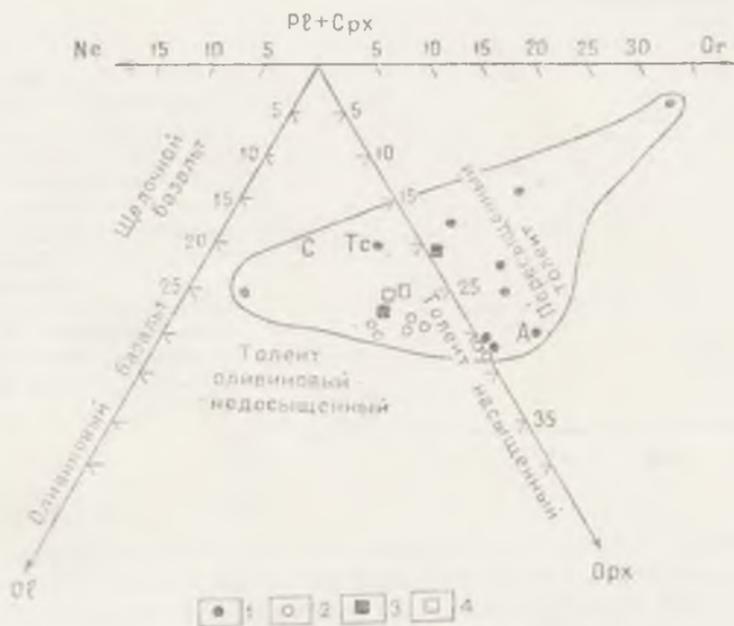


Рис. 63. Диаграмма нормативного минерального состава траппов КМА:

- 1 — дифференцированные интрузивные траппы типа А;
- 2 — слабодифференцированные интрузивные траппы типа В;
- 3 — недифференцированные интрузивные траппы типа В;
- 4 — эффузивная фация траппов. С* — Скергаард, Тс — траппы Сибири

леитам с нормативным оливином (от 4,6 до 11,48%) и гиперстеном (от 15 до 21%). По классификации Г. С. Йодера, К. Э. Тилли [56] и по соотношению кремнезема и суммы щелочей [171] он также попадает в поле толеитовой серии (рис. 64). Примечательно, что по характеру распределения и содержанию породообразующих окислов (см. рис. 32, табл. 58) для траппов КМА выявляется почти полная аналогия с подобными образованиями древних платформ [74] и траппами Сибири [122]. От траппов молодых платформ траппы КМА отличаются несколько повышенным содержанием TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и повышенным — FeO , MgO , CaO .

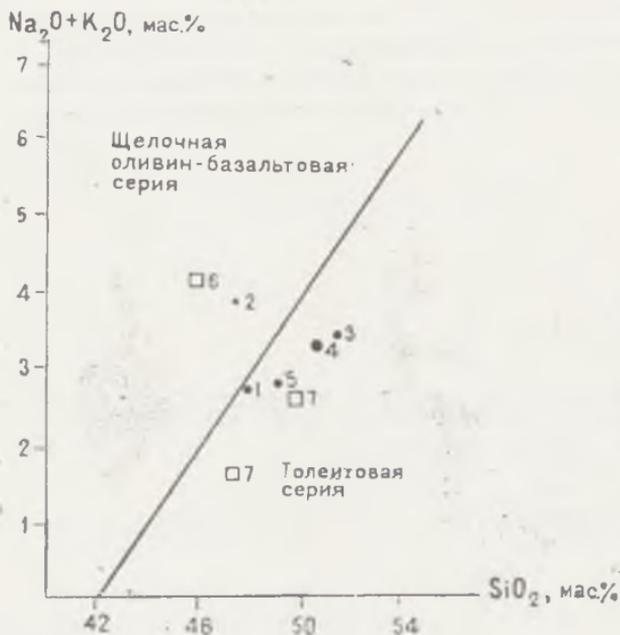


Рис. 64. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для базальтоидных формаций КМА [171]:

1 — бесединский комплекс; 2 — основные вулканы михайловской свиты; 3 — мамонский и 4 — смородинский комплексы; 5 — девонские базальты [14]; 6 — щелочные оливиновые и 7 — толеитовые базальты [74]

В пределах Русской платформы позднепротерозойская трапповая формация и состав образовавшей ее магмы [3, 16, 111, 116, 134, 156] изучены пока недостаточно. Имеющиеся сведения о габбро-долеритах Волыно-Подоллии показывают, что, несмотря на сходство, они содержат больше TiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 и меньше — MgO , Na_2O , FeO , CaO . Следует указать, что отмеченные особенности, в частности, повышенное содержание закисного железа, являются характерной чертой магматической провинции КМА [140].

Учитывая общее сходство составов трапповых образований различных регионов мира, очевидно, следует согласиться с тем, что магматические расплавы траппов не испытывали существенной дифференциации ни в период их зарождения, ни в процессе перемещения в верхние горизонты литосферы, т. е. к месту внедрения или излияния [74, 122]. Видимо, можно предположить частичное плавление вещества верхней мантии на различных глубинах независимо от различий в составе субстрата верхней мантии в пределах значительных ее участков. Не исключено также, что это обусловило поразительный феномен базитовой магмы — ее весьма высокую по сравнению со многими другими магматиче-

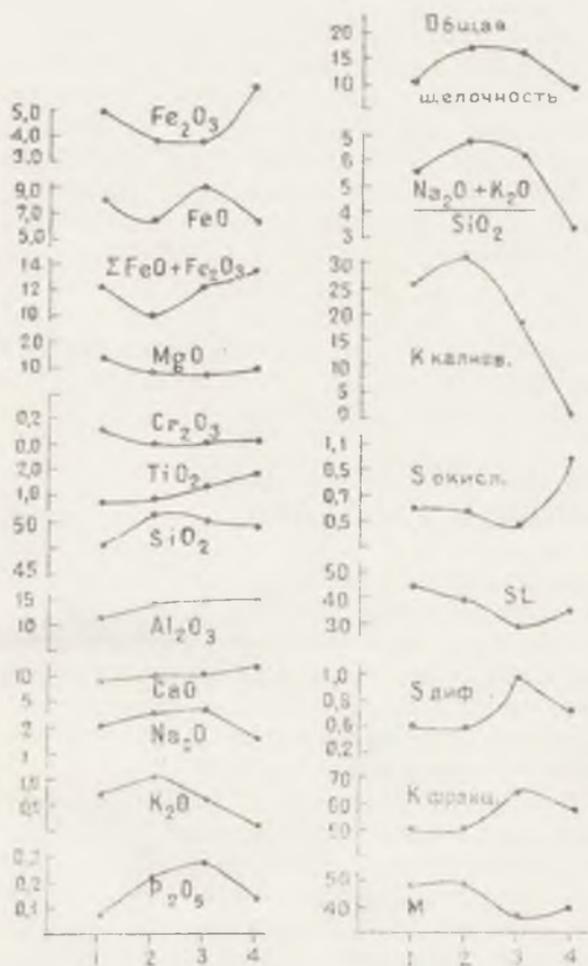


Рис. 65. Эволюция базальтового магматизма в докембрии КМА:

1 — бесединский, 2 — мамонский, 3 — смороди́нский интрузивные комплексы; 4 — базальты девона [14]

скими образованиями потенциальную способность к дифференциации в магматических резервуарах именно в верхних уровнях земной коры.

Переходя к выяснению причинной зависимости между магматическими и структурно-тектоническими процессами, следует отметить, что в истории базитового магматизма КМА различается ряд ассоциаций пород от сложного базит-гипербазитового типа до существенно базальтоидного [34, 137]. При этом ранние базальтоидные магмы (бесединский и мамонский комплексы) отличаются, как указывалось, двой-

ственным характером, т. е. несут в себе отдельные признаки «глубинных» гипербазитовых магм (высокое содержание магния, постоянное наличие заметных концентраций хрома), но в последующие тектоно-магматические эпохи постепенно «очищаются» от «гипербазитовых составляющих» с увеличением роли таких характерных для базальтоидов элементов, как титан, кальций, алюминий. Эта генеральная тенденция химической эволюции базальтоидного магматизма КМА во времени отчетливо проявляется на диаграмме изменением содержания ведущих петрогенных окислов и их соотношений (рис. 65): убывание MgO , Cr_2O_3 , возрастание CaO , Al_2O_3 , Na_2O , суммы железа, P_2O_5 и соответственно резкое убывание индекса затвердевания (по Куно), магнезиальности при возрастании степени дифференциации, окисленности, натриевости и коэффициента фракционирования.

ФАКТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТРАППОВОГО РАСПЛАВА

Дифференциация траппового расплава, начинавшаяся, как указывают многие исследователи [25, 56, 120], еще по пути следования к камере кристаллизации и завершившаяся при полном затвердевании расплава и превращении его в горную породу, является чрезвычайно сложным и многостадийным процессом, внешним стимулирующим фактором которого является изменение величины градиента $P-T$ условий между расплавом и окружающей его средой. В итоге этот фактор оценивается соответствующей фацией глубинности. По отношению к образованиям трапповой формации КМА это выражается в наличии эффузивной и интрузивной фаций в составе единой вулканоплутонической ассоциации. Следствием разных фаций глубинности является не только появление разных форм геологических тел, но и неодинаковый характер поведения компонентов, входящих в исходный трапповый расплав в процессе его затвердевания, что достаточно четко проявляется в различии соответствующих типов кривых распределения порообразующих окислов и малых элементов.

Воздействие этого фактора ограничивается конкретной структурно-геологической ситуацией среды, в которую проникает трапповый расплав. Именно этот, второй, фактор оказывает существенное воздействие, обуславливающее форму и размеры формирующихся геологических тел, и влияет

на характер распределения компонентов, усложняя или упрощая типы кривых их распределения. Для интрузивной фации это выражается, например, в появлении трех структурно-вещественных типов интрузивов (*A*, *B* и *B*), различающихся, как было показано, формой, размерами тел (воронкообразные, силлообразные, дайковые), степенью дифференцированности и характером распределения слагающих их компонентов.

Неодинаковые условия поступления магматического расплава, очевидно, сказались и на средневзвешенном составе разных структурно-вещественных типов, что выразилось в относительном повышении содержания SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O для типа *A*, MgO — для типа *B*, Cr_2O_3 — для типа *B*. Это обстоятельство можно интерпретировать как признак докамерной («предкамерной») дифференциации. На принципиальную возможность подобной дифференциации ранее указывали М. Н. Годлевский [25], М. Л. Лурье с соавт. [85]. В эффузивных образованиях по мере перехода от ранних продуктов извержения (афировые базальты и их туфы) к поздним (порфириды) также проявляются близкие тенденции: в их нормативном составе уменьшается (до полного исчезновения) количество оливина, возрастает содержание альбит-ортоклазового компонента в плагиоклазе, появляются кварц и апатит.

Дифференциация траппового расплава в камере кристаллизации зависит также и от комплекса внутренних факторов, среди которых, по данным Д. П. Григорьева [36], выделяются диффузионные (перемещение молекул и ионов от более нагретых частей расплава в менее нагретые, диффузия молекул к растущим кристаллам) и гравитационные (поднятие и опускание капель жидкости или кристаллов в расплаве). Роль каждого фактора не всегда устанавливается с полной очевидностью и не всегда она равнозначна. Нельзя также не учитывать влияние химических потенциалов SiO_2 и FeO [26], летучих компонентов, фугитивность кислорода, эффект естественной конвекции магматического расплава, обеспечивающей принципиальную возможность тепло- и массо-переноса в направлении, противоположном вектору силы тяжести, т. е. направленную кристаллизацию, а также явления кислотно-основного взаимодействия компонентов.

Для объяснения механизма формирования расслоенности было предложено несколько гипотетических моделей,

критический разбор которых содержится в работе А. А. Ярошевского [164]. В качестве ведущих факторов принималось периодическое отделение от расплава газовой фазы с проявлением гравитации в жидкостно-магматическом состоянии, повторное внедрение новых порций расплава, прерывистость кристаллизации под влиянием скрытой теплоты кристаллизации. Наибольшее признание получила гравитационно-кинетическая модель с фракционной кристаллизацией и гравитационным осаждением («аккумуляцией») выделившихся кристаллов [104, 120]. Кроме того, была предложена модель формирования расслоенных интрузий [157], в целом согласующаяся с классической схемой Л. Уэйджера и Г. Брауна, но в качестве ведущего фактора рассматривающая конвективно-диффузионные явления и использующая ряд выводов теории затвердевания промышленных отливок.

Основанием для приложения теории затвердевания промышленных отливок к процессу кристаллизации базальтовых магм с низким содержанием летучих является признание того, что консолидация расплава происходит в адиабатических условиях [58] без существенного теплообмена с окружающей средой. Адиабатической оболочкой в данном случае является зона «закаленных» контактовых микродолеритов. Это подтверждается, в частности, как почти полным отсутствием экзоконтактовых изменений, так и близостью состава этих зон исходной магме, что также исключает существенную ассимиляцию и контаминацию вмещающих пород.

Консолидация расплава имеет направленный характер, при этом одновременно возникают три зоны: зона полного затвердевания, жидкая конвективно неустойчивая зона («главный объем расплава») и промежуточная между ними маломощная зона кристаллизации. Затвердевание происходит путем перемещения зоны кристаллизации от стенок отливок внутрь. Зона кристаллизации ограничена изотермической поверхностью ликвидуса расплава («фронт начала кристаллизации») и соответственно изометрической поверхностью солидуса («фронт конца кристаллизации»). Указанные поверхности, как показали экспериментальные данные [107], располагаются параллельно и субгоризонтально, изгибаясь к краям отливок, т. е. стремятся к наиболее устойчивому в гравитационном отношении положению. Очевидно, этот фактор обуславливает чащеобразное строение наиболее дифференцированных интрузивов, а также элементы симметричной расслоенности в силлах и дайках. Главный объем

расплава «перегрет» относительно ликвидуса, и в этой зоне ведущим является эффект естественной конвекции как процесс тепло- и массообмена в направлении, противоположном вектору гравитации. Застойные условия сохраняются лишь у краев отливки.

Механизм формирования расслоенности в соответствии с теоретической моделью Е. В. Шаркова учитывает, что при выпадении из расплава твердой фазы вследствие недостаточного тепло- и массообмена зоны кристаллизации с главным объемом расплава состав оставшейся жидкой фазы меняется и перед «фронтом кристаллизации» возникает диффузионная зона, обогащенная легкоплавкими компонентами. Это приводит к понижению температуры ликвидуса на поверхности раздела, вызывая «концентрационное переохлаждение», замедлению волны кристаллизации (до временного прекращения кристаллизации) и смене высокотемпературной минеральной ассоциации низкотемпературной, т. е. к появлению «второго слоя».

Анализ реальных разрезов расслоенных дифференцированных интрузивных тел трапповой формации КМА показал, что одноразовой смены минеральных ассоциаций недостаточно для эффективного изменения градиентов концентрации и этот предел преодолевается лишь в результате многократного изменения концентраций легкоплавких компонентов на «фронте кристаллизации», т. е. имеет место ритмичный характер расслоенности. В интрузивах габбро-долеритов КМА полный ритм представлен следующим рядом пород: троктолитовые, оливиновые, оливинсодержащие и кварцсодержащие габбро-долериты, долерит-пегматиты. Последние являются как бы «критическим горизонтом», после которого последовательность пород приобретает обратный порядок: кварцсодержащие, оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты (эффект возвращающейся или «рекуррентной» кристаллизации). Остающаяся в слое неконсолидированного минерального осадка межзерновая жидкость кристаллизуется при температуре ниже, чем температура на фронте начала затвердевания, и приводит к формированию иной, интеркумулусной минеральной ассоциации. При этом количество межзерновой жидкости возрастает до максимального в «критическом горизонте» долерит-пегматитов, где соответственно резко возрастает роль интеркумулусной ассоциации минералов, особенно кварца, апатита и титаномагнетита,

причем концентрация последнего достигает весьма существенных значений.

Приведенная модель формирования ритмичной расслоенности корректно, но лишь в самых общих чертах описывает процесс дифференциации траппового расплава. Одним из решающих факторов при консолидации базальтовых магм, определяющих фазовый состав наиболее характерных дифференциатов, по мнению М. Н. Годлевского и В. К. Степанова [26], является влияние подвижности μSiO_2 и FeO . Таким образом, своеобразие трапповых интрузий КМА заключается в том, что в слагающем их сингенетически родственном ряду пород имеются, с одной стороны, оливинсодержащие габбро-долериты расслоенной серии, с другой — безоливиновые, насыщенные кремнекислотой габбро-долериты такситовой серии. Подобное дихотомическое разделение также фиксировалось появлением кварцсодержащих долерит-пегматитов в каждом ритме расслоенной серии. Направление кристаллизации для ранней и главной стадий в первом приближении может быть определено путем анализа системы $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—CaO—FeO}$ с пятью твердыми фазами: оливинном (Ol), ромбическим пироксеном (Hyp), моноклинным пироксеном (Di), плагиоклазом (Pl), шпинелью (Spl) и жидкой фазой — расплавом (L). При вполне подвижном поведении FeO и SiO_2 данную ассоциацию характеризует мновариантная мультисистема с тремя стабильными и тремя метастабильными узлами. Некоторые исследователи [110] считают, что μSiO_2 и μFeO выступают не как внешние регуляторы кристаллизации магматической системы, а лишь как индикаторы важных внутренних процессов, реализующихся в этой системе.

Как показали расчеты (табл. 95), область расплава занимает центральную часть диаграммы химических потенциалов FeO и SiO_2 (рис. 66), где устойчивы лишь не содержащие клинопироксен парагенезисы. Кристаллизация начинается в наиболее высокотемпературном поле с выделения шпинели и оливина. Поскольку шпинель в составе пород присутствует лишь в виде очень редких акцессорных выделений, эволюция расплава могла происходить в направлении пересечения линии L+Pl=Ol+Pl , т. е. в условиях понижающегося потенциала FeO и SiO_2 . Эта стадия соответствует ранней кристаллизации и дает начало оливинплагиоклазовым парагенезисам (кумулятивная ассоциация) троктолитовых габбро-долеритов. Примечательно, что в интрузи-

Матрица исходных составов для расчета моновариантной мультисистемы в координатах μSiO_2 — μFeO

Нормативные минералы	MgO	CaO	AlO _{3/2}	SiO ₂	FeO
Ol ₃₈	1,24	0,00	0,00	1,00	0,76
Hyp ₄₀	1,20	0,00	0,00	2,00	0,80
(En ₃₀ Wo ₄₇ Fs ₂₃)	0,60	0,94	0,00	2,00	0,46
Pl ₆₅	0,00	0,65	1,65	2,35	0,00
Sp ₁₂₅ *	0,75	0,00	2,00	0,00	0,25
L**	1,00	1,00	2,00	4,20	1,16

* Железистость шпинели рассчитана на основании равновесия $\text{Ol} + \text{Pl} = \text{Hyp} + \text{Di} + \text{Sp}$.

** Состав расплава рассчитан исходя из условия $\text{MgO} = 1,00$.

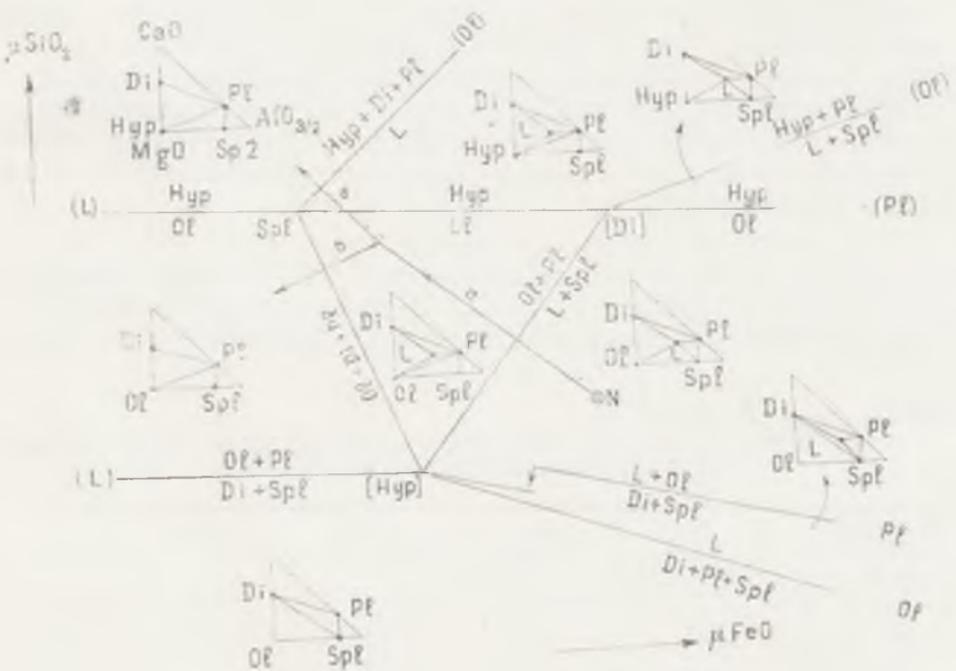


Рис. 66. Диаграмма μSiO_2 — μFeO для дифференцированных интрузий КМА.

Направление дифференциации: а — троктолитовые, б — оливниновые, в — такситовые габбро-долериты; N — состав исходной магмы

вах норильского типа реализация этого же направления (но с образованием пикритовых габбро-долеритов) происходит при уменьшении μSiO_2 [26].

На главной стадии кристаллизации при общем дальнейшем понижении FeO поведение μSiO_2 определяется двумя направлениями. Часть расплава идет на формирование оливин-клинопироксен-плагиоклазового устойчивого парагенезиса оливиновых габбро-долеритов (в условиях падения μSiO_2), а второе направление (при повышении μSiO_2) пересекает как поле устойчивости оливина (этому моменту отвечает нижняя часть разреза такситовой серии, где редкие зерна оливина почти нацело замещаются гиперстеном с образованием келифитовых каемок), так и поле устойчивости расплава и завершается появлением гиперстен-диопсид-плагиоклазовой ассоциации такситовых габбро-долеритов, обогащенных интеркумулативной кварц-апатит-титаномангнетитовой ассоциацией. Последняя образуется в результате кристаллизации остаточного расплава, в значительной мере обогащенного SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O . Эти минералообразующие компоненты и определяют фазовый состав данной ассоциации, причем TiO_2 , Na_2O , K_2O могут рассматриваться в качестве вполне подвижных, относительная роль которых в известной степени определяет развитие того или иного парагенезиса.

Из анализа реальных составов минералов (табл. 96) и рассчитанной на их основе диаграммы химических потенциалов титана и щелочей (рис. 67, 68) следует, что формирование окиснорудной минерализации осуществляется в условиях

Таблица 96

Матрица исходных составов для расчета моновариантной мультисистемы в координатах μTiO_2 — $\mu(\text{Na}, \text{K})_2\text{O}$

Нормативные минералы	FeO	$\text{FeO}_{3/2}$	SiO_2	TiO_2	$(\text{Na}, \text{K})\text{O}$
Hb	1,4	0,5	7,2	0,1	0,1
Bi	1,1	0,3	2,6	0,1	0,4
Di	0,38	0,02	2,0	0	0
Pl ₄₀	0	0	2,6	0	0,3
Ilm	1	0	0	1	0
Mt	1	2	0	0	0
Tmt	1	1	0	0,5	0

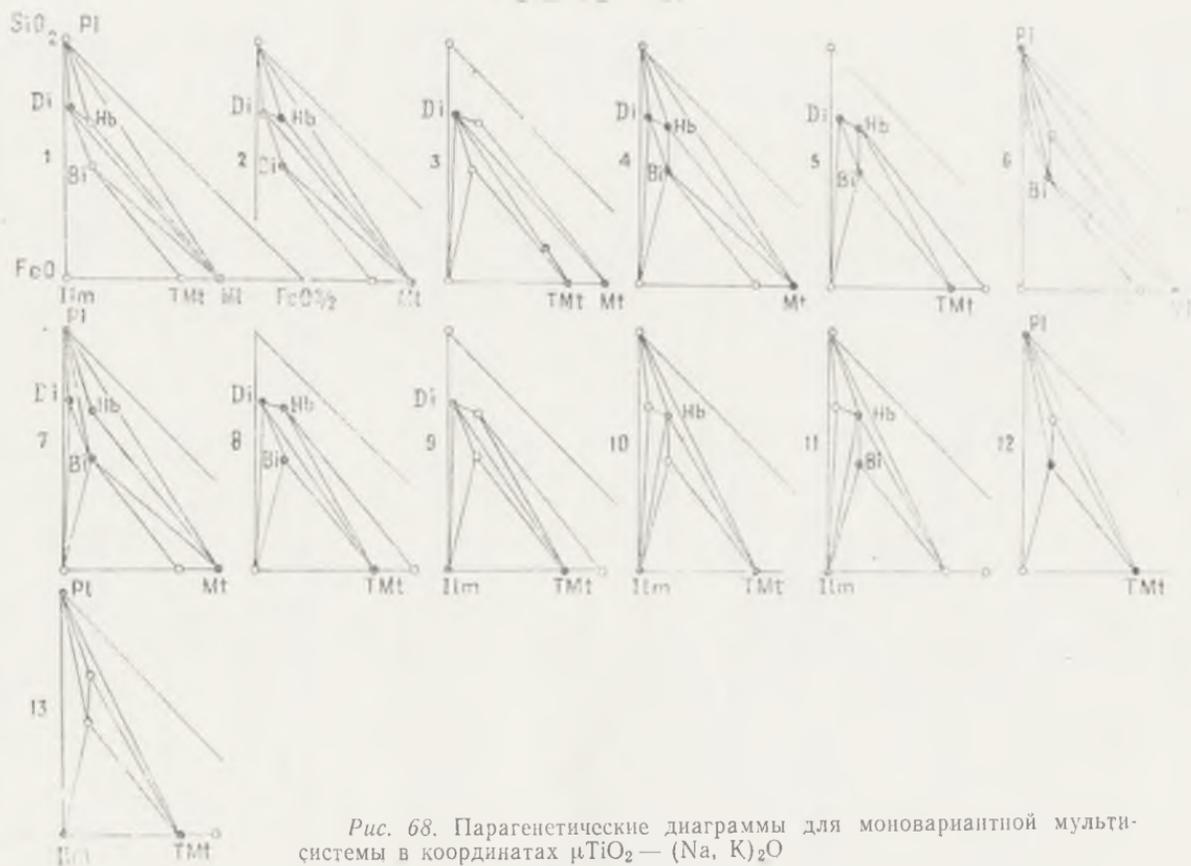
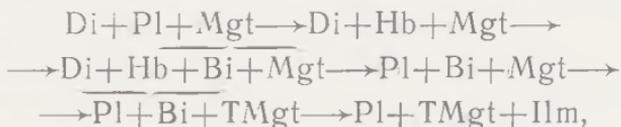


Рис. 68. Парагенетические диаграммы для моновариантной мульти-системы в координатах μTiO_2 — $(\text{Na}, \text{K})_2\text{O}$

непрерывного повышения потенциалов титана и щелочей, причем в этом же направлении происходит смена бедного титаном магнетита титаномагнетитом, а затем ильменитом. Наиболее реальной схемой последовательного процесса мивералообразования в долерит-пегматитах в соответствии с наблюдаемым характером взаимоотношений минералов является следующая смена парагенезисов:



где промежуточные ассоциации минералов содержат летучие компоненты, способствующие снижению скорости кристаллизации и более полному отделению рудного вещества от силикатной матрицы [89]. Однако вопрос о роли указанных компонентов как главных факторов формирования такситовых габбро-долеритов с окиснорудной минерализацией остается дискуссионным. Так, например, В. В. Золотухин [54] рассматривает возникновение этих пород как вероятный результат магматической дебазификации.

Некоторые наиболее общие особенности дифференциации траппового расплава выявляются с помощью традиционных петрохимических моделей, учитывающих соотношение ведущих породообразующих окислов. Так, с помощью треугольной диаграммы $\text{MgO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [120] подтверждается вывод, сделанный на основании анализа мультисистемы $\mu\text{SiO}_2 - \mu\text{FeO}$, о том, что эволюция кристаллизации происходила от богатых магнием ранних дифференциатов (троктолитовых габбро-долеритов) к частичному обогащению железом (формирование оливиновых габбро-долеритов) и в заключительную стадию — к возрастанию роли щелочей (в такситовых габбро-долеритах).

Используя экспериментальные данные Г. Йодера, К. Тилли [56], можно предположить, что для интрузивных образований трапповой формации КМА температура «силикатного ликвидуса» была близкой к $1205 - 1195^\circ\text{C}$ (рис. 69). Не противоречат этому и данные (рис. 70), полученные на основании диаграммы равновесия моноклинных и ромбических пироксенов в области субсолидуса [166], согласно которой реально сосуществующие авгит и пижонит могли кристаллизоваться в интервале $1009 - 1038^\circ\text{C}$.

О важной петрологической особенности говорит резкое

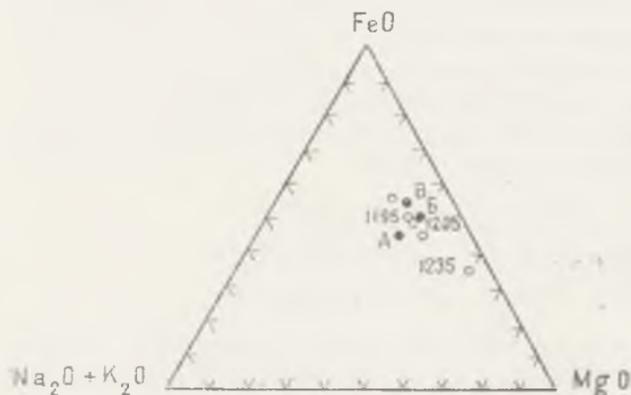


Рис. 69. Положение оливиновых толеитов на диаграмме FeO—MgO—Na₂O+K₂O с температурой «силикатного ликвидуса» [98]. А, Б, В — составы структурно-вещественных типов интрузивов траппов КМА

несоответствие составов порфировых («интрателлурических») вкрапленников и минералов ранней стадии кристаллизации. Так, например, порфировые вкрапленники плагиоклаза имеют состав An₆₀, лейсты — An₈₀ и только к последнему (третьему) ритму расслоенной серии состав лейстовидных плагиоклазов приближается к уровню An₆₀. При сравнении микродолеритов и сменяющих их в сингенетически родственном ряду пород габбро-долеритов также устанавливаются контрастные градиенты концентрации почти всех порообразующих окислов. В микродолеритах заметно повышено содержание Fe₂O₃ и понижено — FeO, TiO₂, SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O (см. рис. 21, 22). Подобный эффект — неравновесность сосуществующих минералов вкрапленников и микролитов, несоответствие нормативного и модального состава минералов, сопровождающееся, кроме того, кратковременным перерывом кристаллизации, — наблюдала С. И. Набоко [96] в молодых и современных лавах Камчатки при их излиянии на поверхность в связи с катастрофически быстрым падением давления и температуры. Если говорить о механизме проникновения траппового магматического расплава в камеру кристаллизации, то, очевидно, в этом процессе был момент, сходный с известным в гидротехнике явлением «гидравлического удара», когда дальнейшее движение магматического потока перекрыто стенками камеры кристаллизации, а изменение скорости движения, в свою очередь, создает своеобразный «термобарический порог», подобный описанному С. И. Набоко, но увязанный не с уменьшением, а с резким увеличе-

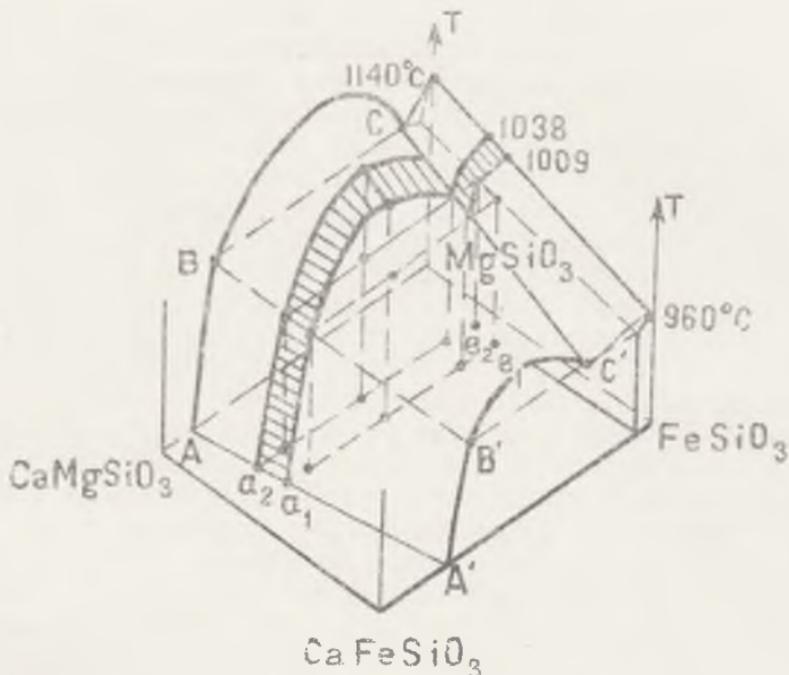


Рис. 70. Схематическая диаграмма равновесия моноклинных и ромбических пироксенов при температуре субсолидуса по Т. Барту [166].

Кривая $A'B'C'$ 960°C показывает эмпирические равновесные связи в области субсолидуса для системы ферросилит—геденбергит (CaFeSiO_3 — FeSiO_3); кривая ABC 1140°C отвечает упрощенной диаграмме равновесия в области субсолидуса для системы энстатит—диопсид (CaMgSiO_3 — MgSiO_3). Выше куполовидной поверхности моноклинные пироксены устойчивы, ниже свода этой поверхности и выше плоскости $BB'C'C$ сосуществуют два пироксена (авгит и пажовит), а ниже этой плоскости моноклинный пироксен находится в устойчивом равновесии с ромбическим пироксеном. Заштрихованное поле — состав клинопироксенов интрузивных траппов КМА (по данным химических анализов)

нием давления и температуры, что вызвало появление неравновесных сосуществующих ассоциаций минералов и контрастных градиентов концентрации породообразующих окислов.

Как видим, магматическая дифференциация является чрезвычайно сложным эволюционно-направленным циклическим процессом глубокого преобразования и перераспреде-

ления исходного вещества, причем возникновение и динамика изменения состава «остаточного расплава» довольно отчетливо выявляют тенденцию дихотомического разделения исходного расплава на когерентные и некогерентные по отношению к нему компоненты. Суммарный результат процесса магматической дифференциации зафиксирован на всех уровнях конечной организации магматического вещества, что обуславливает, в свою очередь, соответствующие аспекты изучения (геохимический, минералогический, петрографический, петрохимический, петрофизический, геолого-структурный), позволяющие выявить специфические для каждого уровня комплексы закономерностей и тенденций, в обобщенном виде выступающие как «векторы дифференциации».

Обобщенные векторы дифференциации реализуются прежде всего появлением вулканоплутонической трапповой ассоциации с эффузивной и интрузивной фациями. Последняя характеризуется разными структурно-вещественными типами тел: *A* — воронкообразные ритмично-расслоенные тела; *B* — расслоенные силлы; *B* — слабо расслоенные дайки. В зависимости от степени дифференцированности тела сложены (см. табл. 5,6) сингенетически родственными типами рядов пород. Указанные ряды обладают комплементарными (дополняющими) свойствами и эволюционной направленностью изменения всех характеристик пород: структурно-текстурных (от порфиристо-интерсертальной и пойкилоофитовой до офитовой и гипидноморфнозернистой структуры, от массивной до такситовой и гломерокристаллической текстуры); количественно-минералогических (от оливин-пироксен-плаггиоклазовой ассоциации в расслоенной серии и плаггиоклазовой апатит-амфибол-биотит-окиснородной в такситовой серии до апатит-амфибол-биотит-кварц-плаггиоклазовой и биотит-мусковит-микроклин-кварц-плаггиоклазовой в диоритах и гранитах); петрохимических (от ассоциации петрогенных окислов FeO, MnO, MgO, CaO, Al₂O₃ в первом ритме до появления ассоциаций Fe₂O₃, P₂O₅, TiO₂ в четвертом такситовом ритме и до резкого возрастания роли SiO₂, Na₂O, K₂O в заключительную стадию); петрофизических (общая тенденция «разуплотнения» от ранних к поздним дифференциатам в диапазоне от 3,03 г/см³ для порфировых микродолеритов до 2,66 г/см³ для гранитов; резкое возрастание магнитности и наибольшая контрастность ее колебаний в такситовых габбро-долеритах в связи с высокими концентрациями окиснородных минералов; весьма значительное возрастание парамет-

ров термолюминесценции — значений ее интенсивности в диапазоне от 8,1 до 457 усл. ед. и светосуммы — от 4,4 до 124 усл. ед.).

Дифференциация магматического вещества выражается также в направленном изменении сложного комплекса признаков (состав, структурное состояние, физические свойства, форма, размер) породообразующих, аксессуарных и рудных минералов. Наиболее существенным признаком, отражающим информацию о специфике дифференциации именно на минеральном уровне, является последовательный ряд генераций минералов, отвечающих соответственно ранней, главной и поздней стадиям кристаллизации. Для оливина, например, это выражается в появлении ранней магнезиальной генерации — хризолита и основной — гиалосидерита и гортнолита, а на поздних стадиях (в такситовых габбро-долеритах) — в возникновении неблагоприятных условий для существования оливина и замещение его гиперстеном («поле неустойчивости оливина»). Среди апатитов выделяются ранние (мелкие игольчатые), часто корродированные кристаллы и главная генерация — крупные удлиненно-призматические, нередко с искаженными формами индивиды. Ранние цирконы также характеризуются сравнительно малыми размерами, короткопризматическим или тетрагонально-призматическим габитусом, а поздние — призматической, несколько асимметричной формой. Важным признаком пироксенов является появление на главной стадии кристаллизации структур распада твердых растворов субкальциевых авгитов и салитов с выделением в продуктах распада клиноэнстатита, клиногиперстена и пикролита. Этот же признак оказывается важным и для окиснорудных минералов — ильменита, титаномагнетита и магнетита, ранние генерации которых гомогенны по составу и структуре, а в главную стадию кристаллизации они образуют серию твердых растворов. Разная степень ограниченного характера смесимости этих растворов обуславливает смену минеральных ассоциаций продуктов их распада от титаномагнетит-ульвёшпинелевой и магнетит-титаномагнетитовой до магнетит-ильменитовой.

Наиболее информативными в траппах КМА являются плагиоклазы. Для них характерно наличие ранней генерации таблитчатых зерен со стабильным составом (Ap_{60}); главной генерации лейстовидных и призматических зональных кристаллов, состав которых направленно изменяется от Ap_{80-70} до Ap_{50} (центральные части) и от Ap_{70-60} до Ap_{35}

(периферия) с одновременным увеличением размерности («адкумулятивное дораствание» от питающего остаточного раствора) и степени упорядоченности; поздней генерации мелких таблитчатых зерен с составом от A_{50-40} (в габбро-долеритах и долерит-пегматитах) до Ap_{35-20} (в диоритах и гранитах). Интеркумулятивное положение в структуре породы этой генерации позволяет судить о составе остаточной («погребенной») жидкости.

Сложный, неоднозначный и множественный характер геохимических связей обусловлен глубокой индивидуальностью геохимической судьбы каждого элемента, зависящей как от физической сущности самих элементов, так и от специфики геохимической среды, возникающей в процессе дифференциации трапшового расплава. Так, выделяется группа элементов (никель, кобальт, медь, скандий, марганец, хром, титан, ванадий), наиболее свойственных базальтовой магме. При этом часть из них (никель, кобальт, медь, скандий, марганец, отчасти хром) максимальные концентрации образует в ранних дифференциатах, а другие (титан, ванадий) обнаруживают тенденцию совместно с железом и фосфором накапливаться в остаточных продуктах и концентрироваться в минералах долерит-пегматитов и такситовых габбро-долеритов. Эта группа является «геохимическим индикатором» гранитов и производных базальтоидной магмы, так как концентрация их в этих породах остается высокой по сравнению с «кларковой нормой» для гранитов.

Иная геохимическая судьба у элементов, некогерентных базальтовой магме и более характерных для гранитов,— бария, бериллия, молибдена, цинка, свинца, олова, циркона, стронция. Эти элементы обычно испытывают общее возрастание концентрации к поздним дифференциатам, хотя их содержание, особенно молибдена, бария и цинка, в 2—3 раза ниже кларкового для кислых пород, что следует расценивать как индикаторный признак «базальтоидных гранитов». Для некоторых элементов характерно нарушение специфических геохимических связей. Так, например, для циркония не реализуется известная «звезда изоморфии» А. Е. Ферсмана; молибден, цинк, свинец, олово в основном проявляют свои сидерофильные, а не халькофильные свойства; этим же фактором обусловлен двойственный характер поведения меди.

Специфика поведения малых элементов также определяется разной их способностью к изоморфному вхождению

в кристаллические решетки других минералов или к образованию собственных минералов, что приводит к появлению двух и более максимумов повышения концентрации. Например, оливины и пироксены не полностью «поглощают» кобальт, и оставшаяся его часть связывается с окиснорудными минералами; сходная геохимическая судьба и у хрома. Цирконий не только образует собственный акцессорный минерал, но и тесно связан с титаном, чем и объясняется появление максимумов его концентрации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Появление траппов КМА, пространственно тяготеющих к окраинным частям ВКМ и преимущественно к зоне сочленения с Пачелмским авлакогеном, свидетельствует о превращении этого крупного региона в платформенную область. Сложные тектонические условия раннеплатформенного режима, разная глубинность заложения и многообразие возникающих при этом структурных элементов предопределили последовательную смену эффузивного типа магматизма интрузивным и возникновение специфичной по составу и единой по формационной сущности трапповой вулканоплутонической ассоциации.

Эффузивная фация траппов (плагифиристые и офиристые базальты, порфиристы и их пирокластические аналоги), приуроченная к наложенным грабенам и тектоническим мульдам в пределах испытавших тектоническую активизацию нижнепротерозойских подвижных зон и глубинных разломов, характеризуется: а) последовательной сменой в разрезе количественно преобладающих базальтовых покровов порфиристыми (андезит-базальтовыми); б) уменьшением (от ранних к поздним продуктам магматизма) содержания нормативного оливина, возрастанием плагноклаза при одновременном снижении его основности; в) наличием колчеданного (пирротин-пиритового) оруденения, обогащенного в зонах наложенного гидротермального изменения медью, серебром, свинцом, цинком, молибденом и другими элементами.

Многочисленные тела интрузивной фации траппов контролируются разломами различных направлений, в том числе подновленными субмеридиональными глубинного заложения в зонах сочленения активизированных нижнепротерозойских структур со срединными массивами. В составе интрузивного комплекса выделяются три структурно-вещественных типа интрузивов — полнодифференцированные (А),

дифференцированные (Б), недифференцированные (В), которые вследствие неодинаковых структурно-фациальных условий становления обладают различными формой, размерами, особенностями внутренней структуры, степенью дифференцированности и рудоносности.

Наиболее существенными особенностями полнодифференцированных интрузивов являются: а) отчетливый ритмично-расслоенный характер внутреннего строения, выраженный последовательной пространственно-временной сменой в разрезе серий пород (нижняя контактовая; расслоенная с тремя ритмами и такситовая; верхняя контактовая); б) присутствие в составе сингенетического ряда закономерно сменяющихся пород (порфиновый микродолерит, оливиновый долерит; оливиновый, троктолитовый, оливинсодержащий, кварцсодержащий габбро-долериты; лейкократовый долерит-пегматит; оливинсодержащие амфиболизированные такситовые габбро-долериты; меланократовый долерит-пегматит; верхнее контактное порфиоровидное роговообманковое микрогаббро, диориты и граниты; в) закономерное изменение в генетически родственном ряду пород микроструктурных особенностей (от порфирово-интерсертальной и долеритовой к пойкилофитовой и пойкилопегматитовой до гипидиоморфнозернистой); последовательная смена ведущих ассоциаций породообразующих минералов (от оливин-клинопироксен-плагиоклазовой к гиперстен-диопсид-плагиоклазовой и амфибол-плагиоклазовой до мусковит-биотит-микроклин-кварцевой при одновременном увеличении железистости пироксена и оливина и уменьшении содержания анортитового компонента) и постепенное увеличение концентрации циркон-апатит-ильменомagnetитовой аксессуарной ассоциации; г) обогащение конечных дифференциатов SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Sr, Y, V, Zr, P, Mo и другими элементами; д) приуроченность бедной рассеянной сульфидной вкрапленности (пирротин, пентландит, халькопирит) к ранним дифференциатам и значительных скоплений окиснорудных минералов (магнетит-ильменитовых с ванадием руд) к поздним. По мере перехода от полнодифференцированных к недифференцированным телам устанавливается последовательное исчезновение в разрезе интрузивов отдельных серий и ритмов, сокращение ряда сингенетически родственных дифференциатов.

Общность структурно-геологического положения и нередкое пространственное совмещение эффузивной и интрузивной фаций, значительное сходство некоторых наиболее

существенных минералогических и петрохимических признаков, а также концентраций и типов распределения малых элементов (Cr, Ti, V, Sc, Mo, Be, Cu, U, Zr и др.) и ряд других данных свидетельствуют о генетическом родстве интрузивных и эффузивных пород, образующих в совокупности единую по формационной сущности вулканоплутоническую трапповую ассоциацию КМА.

Траппы КМА являются производными малодифференцированной толеит-базальтовой магмы, при этом по содержанию пороодообразующих окислов и характеру их распределения выявляется почти полная аналогия с траппами древних платформ. Различие заключается лишь в повышенном содержании суммарного железа, отражающего региональную специфику КМА. Особенности исходного состава магмы (содержание MgO ниже 8 мас. %), а также появление в составе эффузивной фации порфиритов позволяют отнести интрузивные образования к титаноносному низкотемпературному типу траппов. Исходный состав магматического расплава в совокупности с рядом других геолого-структурных и сопряженных с ними термодинамических факторов оказали решающее влияние на механизм кристаллизации расплава, формирование ритмичной расслоенности, полноту возникавших при этом сингенетически родственных рядов пород, состав, содержание и характер распределения рудообразующих и малых элементов. Их соотношение в минералообразующей среде обеспечивает дихотомическое разделение исходного расплава с формированием раннего оливин-клинопироксен-плагноклазового устойчивого парагенезиса, сменяющегося гиперстен-диопсид-плагноклазовым, обогащенным остаточной кварц-апатит-титаномагнетитовой интеркумулятивной ассоциацией. Закономерности генеральных тенденций внутрикамерной дифференциации, непрерывное повышение потенциалов титана и щелочей, а соответственно и смена бедного титаном магнетита титаномагнетитом и ильменитом с одновременным обогащением этих минералов ванадием, наличие летучих компонентов, способствующих более полному отделению рудных компонентов от «силикатной матрицы», являются важнейшими факторами, обеспечивающими благоприятные условия для формирования промышленно-интересного титан-ванадиевого оруденения в такситовых габбро-долеритах и отчасти в долерит-пегматитах полнодифференцированных интрузивных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Н. С. Петрофизические особенности горных пород докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1970. 24 с.
2. Берзина И. Г., Берман И. Б., Гурвич М. Ю. Определение концентрации урана и его пространственное распределение в минералах и горных породах.—Атомная энергия, 1967, т. 23, вып. 6, с. 520—527.
3. Бернадская Л. Г. Этапы позднедокембрийского и фанерозойского вулканизма платформенной части Украины.—В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, т. 2, с. 132—136.
4. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлуи Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., 1958. 435 с.
5. Беус А. А. Геохимия литосферы: Породообразующие элементы. М., 1972. 330 с.
6. Беус А. А. Закономерности распределения бериллия в изверженных горных породах.—В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., 1959, с. 45—52.
7. Бобривич А. П., Калюжный В. А., Смирнов Г. И. Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы.—Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 6, с. 1189—1192.
8. Богатищев О. А., Боярская Р. В., Карпова О. В. Неоднородность титаномагнетита: Магнетит-ульвёшпиннелевый распад.—В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., 1971, с. 127—140.
9. Бондаренко В. Н. Статистическое решение некоторых задач геологии. М., 1970. 246 с.
10. Борисенко Л. Ф., Щербина В. В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных горных породах и слагающих минералах.—В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., 1959.
11. Бочаров В. Л. Петрохимические критерии формационного расчленения и металлогенической специализации базит-гипербазитовых интрузивных комплексов района КМА. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1973. 26 с.
12. Бочаров В. Л. О возможности расчленения основных пород КМА посредством дискриминантной функции.—В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности основного-ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974, с. 46—49.
13. Буковшин В. В., Чесноков В. С. О перспективах рудоносности габбро-долеритовых интрузий КМА.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976, с. 73—75.
14. Быков И. Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975. 133 с.
15. Валеев Р. Н. Авлакогены Русской платформы. М., 1978. 142 с.
16. Веселовская М. М., Иванова З. П., Кирсанов В. В., Хмелева Е. Н. Трапповый магматизм верхнего протерозоя и нижнего

палеозоя на Русской платформе.— В кн.: Базальты плато. М., 1964, с. 121—127.

17. Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицина Г. Н. Значение петрохимических особенностей дифференцированных трапповых интрузий для оценки перспектив их рудоносности.— В кн.: Геология сев.-зап. Сибирской платформы: Правобережье Енисея, 1963, вып. 1, с. 119—126.

18. Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., 1967. 261 с.

19. Виноградов А. П. Среднее содержание элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

20. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., 1949. 658 с.

21. Воловник Б. Я., Власов Б. И. Геологические особенности и петрохимическая характеристика Вольно-Подольской трапповой формации.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических орозований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, т. 2, с. 132—136.

22. Генкин А. Д., Телешова Р. Л., Алексеева О. А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения.— Геохимия, 1963, № 11, с. 1044—1049.

23. Герасимовский В. И., Сапронова Г. В., Савинова Е. Н. Бериллий в эффузивных породах Исландии.— Там же, 1976, № 3, с. 360—364.

24. Герасимовский В. И., Лактионова Н. В., Коваленкер В. Г. Стронций и барий в эффузивных породах Исландии.— Там же, 1976, № 4, с. 545—550.

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

26. Годлевский М. Н., Степанов В. К. Дифференциация базальтоидных интрузий в зависимости от подвижности FeO и SiO₂.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1969, т. 1, с. 22—36.

27. Годлевский М. Н. Статистическая обработка петрохимических диаграмм А. Н. Заварицкого для эффузивных горных пород.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Сер. 2, 1970, ч. 99, вып. 2, с. 178—191.

28. Годлевский М. Н., Разин Л. В., Конкина О. М. Золотоносность дифференцированных интрузивов Норильского типа.— Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87, с. 42—57.

29. Голивкин Н. И. Магматизм северо-восточного и юго-восточного районов КМА Русской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Воронеж, 1964, с. 43—48.

30. Голивкин Н. И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи.— В кн.: Тр. 3-го совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966, с. 37—42.

31. Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61. 294 с.

32. Гоньшакова В. И. Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. М., 1962, т. 1, с. 118—203.

33. Гоньшакова В. И. Геохимические особенности магнетитов ультраосновных-щелочных и трапповых комплексов Сибирской платформы.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., 1970, с. 182—205.

34. Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышов Н. М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива.— Сов. геол., 1969, № 10, с. 8—25.
35. Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Раскатов Г. И., Чернышов Н. М. Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 44—49.
36. Григорьев Д. П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации.— В кн.: Академику Д. С. Белянкину. М., 1946, с. 184—188.
37. Грин Л., Рингвуд А. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132—228.
38. Даминова А. М. Траппы Центрального Таймыра и роль кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в их образовании.— В кн.: Базальты плато. М., 1964, с. 65—77.
39. Даминова А. М. О классификации интрузивных горных пород.— Бюл. МОИП. Сер. Геол., 1972, т. 47, № 6, с. 86—88.
40. Деркаченко Л. И., Зарецкая Г. М., Обухова А. П. и др. Минералогия карбида кремния. Л., 1972. 140 с.
41. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Справочник в 5-ти томах/Пер. с англ. яз. М., 1964, т. 1. 371 с.
42. Дмитренко Г. Г., Плаксенко А. Н. К проблеме конечных минералов в кристаллохимической классификации минеральных видов. I. Группа железотитановых окисных минералов и ее значение в формационном расчленении магматических комплексов.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976, с. 101—105.
43. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П. Пороодообразующие пироксены. М., 1971.
44. Доброхотов М. И. Михайловская серия ВКМ и ее стратиграфическое положение.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, с. 152—154.
45. Дудник Н. Ф., Кудрявцева О. А. Спилитовые амфиболиты Курской магнитной аномалии и Среднего Приднепровья.— В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж, 1978, вып. 2, с. 26—31.
46. Египко О. И., Голивкин Н. И., Полищук В. Д. и др. Гранитоиды Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, т. 2, с. 47—54.
47. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., 1950. 400 с.
48. Зайцев Ю. С. Стратиграфия и некоторые черты геологии докембрия Белгородского железорудного района КМА. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1969. 24 с.
49. Захаров Е. Е., Крестин Е. М. О металлогении центральной части Русской платформы.— Сов. геол., 1969, № 12, с. 36—50.
50. Захаров Е. Е., Крестин Е. М. Типы эндогенного оруденения и некоторые закономерности их размещения в кристаллическом фундаменте и чехле центральных районов Европейской части СССР.— Изв. вузов. Сер. Геол. и разв., 1972, № 12, с. 47—61.
51. Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий: На примере Норильской. М., 1964. 177 с.

52. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности механизма образования рудоносных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., 1967. 224 с.

53. Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. Новосибирск, 1977, вып. 335. 134 с.

54. Золотухин В. В. Такситовые габбро-долериты и габбро дифференцированных трапповых интрузивов как вероятный результат магматической дегазации.— В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, 1978, с. 16—29.

55. Иншин П. В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, 1972. 247 с.

56. Иодер Г. С., Гилли К. Э. Происхождение базальтовых магм: Результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем/Пер. с англ. яз. М., 1965. 248 с.

57. Кавардин Г. И. Структуры распада твердого раствора в рудных минералах Цагинского массива.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. М., 1959, № 1, с. 62—68.

58. Кадик А. А., Хитаров Н. И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества.— Геохимия, 1968, № 6, с. 651—665.

59. Кеннеди Дж. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрологии. М., 1950, с. 113—132.

60. Когарко Л. Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм.— Геохимия, 1973, № 10, с. 1441—1446.

61. Козлов Е. К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения: На примере Кольского п-ва. Л., 1973. 288 с.

62. Коржинский Д. С. Физико-химические основы парагенезиса минералов. М., 1957. 183 с.

63. Коровяков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А. и др. Происхождение Норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды.— Тр. ВНИИМС, 1963, вып. 9. 102 с.

64. Кравцова Л. И. Номенклатура и классификация интрузивных траппов Сибирской платформы.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., 1970, с. 25—33.

65. Кратц К. О. О генезисе титаномагнетитовых месторождений.— Тр. Лаборатории геол. докембрия, 1957, вып. 7, с. 5—21.

66. Крестин Е. М., Быкова Т. А., Коржов В. Н. Новый тип основных интрузий на Курско-Воронежском кристаллическом массиве.— Изв. вузов. Сер. Геол. и разв., 1969, № 10, с. 33—44.

67. Крестин Е. М., Быкова Т. А. Основные и ультраосновные интрузивные комплексы северо-западной части Курско-Воронежского кристаллического массива.— Изв. вузов. Сер. Геол. и разв., 1971, № 6, с. 36—44.

68. Крестин Е. М., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М. Возраст трапповой формации в кристаллическом фундаменте центральных районов Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 3, с. 677—690.

69. Крестин Е. М. Строение и условия формирования нижнепротерозойских эффузивных образований Курско-Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 91—93.

70. Крестин Е. М., Бердников М. Д. К стратиграфии нижнепротерозоя Курско-Воронежского кристаллического массива.— Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1977, № 7, с. 91—99.

71. Крестин Е. М. Позднеархейские коматиты и интрузивные гипербазиты в докембрии КМА, их петрология и металлогения.— В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы.— Тезисы докл. III регионального петрографического совещания. Киев, 1979, с. 72—74.
72. Крестин Е. М. Первая находка коматитов в СССР.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 412—415.
73. Курода П., Санделл Э. Геохимия молибдена.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., 1959, с. 209—264.
74. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов.— Тр. Ин-та геол. и геофизики, 1972, вып. 189. 207 с.
75. Лапинская Т. А., Богданова С. В. Проявления магнетитового оруденения в докембрийских породах фундамента восточной части Русской платформы.— В кн.: Рудоносность Русской платформы. М., 1965, с. 255—266.
76. Латыш И. К. Ульвёшпинель в титаномагнетитах СССР.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев, 1966, вып. 1, с. 7—19.
77. Латыш И. К. Муассанит из вулканических пород Покрово-Киреевской структуры: Восточное Приазовье.— Зап. Всесоюзн. минер. о-ва. Сер. 2, 1967, ч. 96, вып. 3, с. 320—324.
78. Лебедев А. П. Трапповая формация низовьев бассейна р. Подкаменная Тунгуска.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. М., 1962, т. 1, с. 71—117.
79. Лебедев А. П. Сопоставление траппового магматизма Сибирской и некоторых других провинций мира.— В кн.: Базальты плато. М., 1964, с. 7—12.
80. Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангаганском габброидном массиве: Забайкалье.— В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М., 1965, с. 5—113.
81. Левин В. Н. К геохимии хрома в ультраосновных и основных породах КМА.— В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности основного-ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974, с. 109—112.
82. Левин В. Н., Бочаров В. Л. Скандий в ультраосновных и основных породах КМА.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, с. 76—79.
83. Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы.— Бюл. МОИП. Новая серия, отд. геол., 1967, т. 42, вып. 5, с. 74—85.
84. Леоненко И. Н., Голивкин Н. И., Зайцев Ю. С. и др. Строение и формационное расчленение докембрия Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, с. 83—91.
85. Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы.— В кн.: Базальты плато. М., 1964, с. 13—26.
86. Ляхович В. В. О распределении микроэлементов в сибирских траппах.— В кн.: Тр. Ин-та минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов, 1957, вып. 1, с. 93—120.
87. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., 1972. 200 с.
88. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., 1957. 272 с.

89. Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидномагматического взаимодействия.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978, с. 65—83.

90. Маршинцев В. К., Щелчкова С. Г. Новые данные о муассаните из кимберлитов Якутии.— Геология и геофизика, 1967, № 12, с. 22—31.

91. Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии.— Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, 1958, т. 22. 333 с.

92. Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна р. Вилюй.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. М., 1962, т. 1, с. 208—255.

93. Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе.— Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 97, с. 137—158.

94. Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках/Пер. с англ. яз. М., 1965. 482 с.

95. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957. 868 с.

96. Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963, с. 24—34.

97. Неволин Н. В., Серова А. Д., Ртищева В. Ф. и др. Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., 1971. 118 с.

98. Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов: Сибирская платформа. М., 1973. 198 с.

99. Норита К. Кристаллическая структура неметаллических включений в стали. М., 1969. 190 с.

100. Олейников Б. В., Машак М. С., Одинцова В. М. и др. Скандий в разновозрастных трапповых интрузивах Сибирской платформы и особенности его поведения при глубинной и внутрикамерной дифференциации трапповой магмы.— В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., 1973, с. 129—161.

101. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии: На примере КМА. Воронеж, 1966. 264 с.

102. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозе Воронежской антеклизы. Воронеж, 1977, с. 3—25.

103. Полищук В. Д., Голивкин Н. И., Зайцев Ю. С. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. I. Геология. Кн. 1. Докембрий. М., 1970. 436 с.

104. Полканов А. А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., 1953, т. 1, с. 27—39.

105. Пудовкина И. А., Рябова Е. Т., Аксенова Е. К. Количественные методы изучения свойств рудных минералов и их применение.— В кн.: Минеральное сырье. М., 1966, вып. 12, с. 5—52.

106. Пятенко Ю. А., Воронков А. А., Пудовкина З. В. Минералогическая кристаллохимия титана. М., 1976. 147 с.

107. Раддл Р. У. Затвердевание отливок. М., 1960. 391 с.

108. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., 1962. 1132 с.

109. Раскатов Г. И., Чернышов Н. М. Тектоника, магматизм и рудоносность Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Геоло-

тия, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, 1974, вып. 2, с. 5—12.

110. Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск, 1977. 391 с.

111. Светлов А. П., Зарубин В. В., Сидоренко В. В. Прионежский долерит-диабазовый комплекс.— В кн.: Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 3. Орогенный и субплатформенный магматизм раннего докембрия. М., 1980, с. 231—234.

112. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., 1974. 231 с.

113. Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— В кн.: Минералогический сборник Львов. минер. о-ва, 1950, № 4, с. 3—21.

114. Студеникова З. В., Глинкина М. И., Павленко Л. И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах.— Геохимия, 1957, № 2, с. 113—119.

115. Таусов Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., 1961. 231 с.

116. Тимергазин К. Р. Диабазовая формация платформенной области Башкирии.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1959, вып. 2, с. 63—91.

117. Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов/Пер. с нем. яз. М., 1968. 198 с.

118. Тугаринев А. И. Уран в магматических породах.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1975, с. 82—86.

119. Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П. Биотиты докембрия. Киев, 1972. 206 с.

120. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 552 с.

121. Феоктистов Г. Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы и распределение в них элементов группы железа.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. М., 1965, т. 3, с. 113—167.

122. Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск, 1978. 152 с.

123. Ферсман А. М. Избранные труды. Т. 5. М., 1979. 858 с.

124. Фролов С. М. Генетические типы базит-гипербазитовых интрузий мамонского комплекса ВКМ и их взаимоотношения.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976, с. 61—65.

125. Чернышов Н. М. Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минерагения.— В кн.: Материалы 4-го Всесоюз. петрограф. совещания. Баку, 1969, с. 219—221.

126. Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива: Породы, руды, генетические особенности. Воронеж, 1971. 298 с.

127. Чернышов Н. М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности.— Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1972, № 4, с. 35—47.

128. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и освоенных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972. 237 с.

129. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Некоторые особенности дифференциации верхнепротерозойских габбро-долеритовых интрузий центральной части КМА.—Тр. Воронеж. ун-та, 1972, т. 86, с. 31—38.

130. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Минералого-петрографические и петрохимические критерии формационной принадлежности и оценка рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых интрузивных комплексов Воронежского массива.—В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972, с. 100—102.

131. Чернышов Н. М., Гурвич М. Ю., Берзина И. Г. Особенности распределения урана в различных формационных типах габброидов докембрия ВКМ.—В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972, с. 58—59.

132. Чернышов Н. М., Чесноков В. С. Некоторые особенности состава и минералогии базит-гипербазитовых интрузивов центральной части КМА.—Тр. Воронеж. ун-та, 1972, т. 86, с. 3—15.

133. Чернышов Н. М., Буковшин В. В., Чесноков В. С. Исследования термолюминесцентных свойств габброидов с целью их формационного расчленения и установления степени дифференцированности.—В кн.: Геология и металлогения докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1973, с. 76—84.

134. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л., Чесноков В. С. Вулкано-плутоническая ассоциация основных пород позднего докембрия КМА.—В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности основного-ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974, с. 26—31.

135. Чернышов Н. М., Египко О. И. Специфические особенности некоторых магматогенных и ультраметагенных формаций докембрия Воронежского кристаллического массива.—В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 53—58.

136. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. К проблеме петрологии и металлогении вулкано-плутонических ассоциаций основного-ультраосновного магматизма докембрия Воронежского массива.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974, с. 33—35.

137. Чернышов Н. М. Магматические формации докембрия ВКМ и их металлогения.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976, с. 55—57.

138. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Петрохимические критерии формационного расчленения и оценки рудоносности базит-гипербазитовых комплексов докембрия Воронежского кристаллического массива.—В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, т. 2, с. 104—111.

139. Чернышов Н. М., Усенко И. С., Богачев А. И. Базит-гипербазитовые интрузивные комплексы раннего докембрия Восточно-Европейской платформы и их рудоносность.—Там же, с. 95—104.

140. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Основные черты петрологии и металлогении вулкано-плутонических ассоциаций основного-ультраосновного состава докембрия Воронежского кристаллического массива.—В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск, 1977, с. 56—63.

141. Чернышов Н. М. Уран в основных и ультраосновных породах докембрия ВКМ.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1977, с. 20—25.

142. Чернышов Н. М., Чесноков В. С., Бочаров В. Л. О геохимической специализации гранитоидов — дифференциатов интрузивной фации позднепротерозойской трапповой формации КМА.— Там же, с. 10—14.

143. Чернышов Н. М., Багдасарова В. В., Алексина А. С. Муассанит в основных породах Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Вопросы геологии КМА, 1978, вып. 2, с. 71—75.

144. Чернышов Н. М., Чесноков В. С., Плаксенко А. Н. Малые элементы в окиснорудных акцессорных минералах интрузивных траппов КМА как индикаторы процесса внутрикамерной дифференциации.— В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж, 1977, с. 63—68.

145. Чернышов Н. М., Крестин Е. М., Молотков С. П. и др. Магматические формации Воронежского кристаллического массива и их металлогения.— В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: Тезисы докл. III регион. петрограф. совещания. Киев, 1979, с. 69—70.

146. Чернышов Н. М. Железнодорожный комплекс.— В кн.: Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 2. Магматизм подвижных поясов раннего докембрия. М., 1980, с. 86—90.

147. Чернышов Н. М. Мамоновский комплекс.— Там же. Кн. 3. Орогенный и субплатформенный магматизм раннего докембрия, с. 87—93.

148. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л., Фролов С. М. Гипербазиты КМА. Воронеж, 1981. 252 с.

149. Чесноков В. С. Некоторые минералого-петрографические особенности ультраосновных, основных пород и их измененных разновидностей Курско-Бесединского района КМА.— В кн.: Сборник молодых ученых геологического ф-та Воронеж. ун-та. Воронеж, 1967, с. 6—12.

150. Чесноков В. С. Признаки расслоенности верхнепротерозойских габбро-долеритовых интрузий Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Тезисы докл. X науч. студенческой конференции: Геология, геофизика, геохимия. Новосибирск, 1972, с. 38—39.

151. Чесноков В. С., Багдасарова В. В. О некоторых особенностях изменения состава плагиоклаза в расслоенных интрузиях: На примере Смородинского интрузива КМА.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972, с. 30—32.

152. Чесноков В. С. К вопросу о классификации основных пород: На примере смородинского комплекса дифференцированных интрузий КМА.— В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности основного-ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974, с. 10—16.

153. Чесноков В. С. Габбро-долеритовые интрузии трапповой формации позднего протерозоя КМА. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1974. 24 с.

154. Чесноков В. С. Некоторые минералого-петрографические признаки расслоенности в Смородинском интрузиве (КМА).— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, 1974, с. 110—112.

155. Чесноков В. С. Некоторые петрохимические особенности интрузивов Смородинского комплекса.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974, с. 47—50.

156. Чесноков В. С. Смородинский интрузивный комплекс габбро-долеритов и платобазальтов глазуновской толщи.— В кн.: Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 3. Орогенный и суб-платформенный магматизм раннего докембрия. М., 1980, с. 226—231.
157. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий/На примере массивов Балтийского щита, Северного Казахстана и Алтае-Саянской области.— Автореф. докт. дис. М., 1978. 43 с.
158. Шторм Р. Теория вероятностей. Математическая статистика. Статистический контроль качества/Пер. с нем. яз. М., 1970. 368 с.
159. Шуркин К. А., Биркис А. П., Богданова С. В. и др. Магматизм нижнего докембрия Русской платформы: Опыт корреляции на основе формационного анализа.— В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогенная специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972, с. 24—25.
160. Щеголев И. Н. Железисто-кремнисто-сланцевая формация докембрия северной части КМА.— Автореф. канд. дис. Воронеж, 1970. 25 с.
161. Шека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., 1969. 134 с.
162. Юдин Б. А. Титаномагнетитовое оруденение в Цагинском массиве габбро-лабродоритов.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.—Л., 1960, вып. 3, с. 3—38.
163. Юдин Б. А., Зак С. И. Титановые месторождения Северо-Запада СССР/Восточная часть Балтийского щита.— Сов. геол., 1970, № 9, с. 138—147.
164. Ярошевский А. А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород.— Геохимия, 1970, № 5, с. 562—574.
165. Baddington A. F., Lindsley D. H. Iron titanium oxide minerals and syntetic equivalents.— J. Petrology, 1964, vol. 5, N 2.
166. Barth T. F. W. Sub-solidus diagram of pyroxenes from common mafic magmas.— Norsk. Geol. Tids, 1951, vol. 29.
167. Hallimond A. F. On the graphical representation of the calciferous amphiboles.— Am Mineral, 1943, N 28.
168. Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Part I.— Am. Mineral., 1949, vol. 34.
169. Hess H. H. Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions.— Am. J. Sci., Bowen vol., 1952.
170. Larsen E. E., Draisin W. Composition of the minerals in the rocks of the Southern Californian Batholith.— Int. Geol. Congress, Report of 18-th Session, Great Britain, 1948. Part. III, 1950.
171. Mac-Donald G., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol., 1964, vol. 5, N 4.
172. Poldervaart A. Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine and orthopyroxene series.— Am. Mineral., 1950, vol. 35.
173. Taylor R. N. Liquidus temperatures in the system $\text{FeO}—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{TiO}_2$.— J. Amer. Ceram. Soc., 1963, vol. 46, N 6.
174. Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma—a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— Geochim et cosmochim acta, 1951 vol. 1, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Краткий геологический очерк КМА	6
Стратиграфия и основные черты тектоники	6
Магматизм и общие черты металлогении	13
Глава I. <i>Геология и петрография</i>	15
Геология	15
Петрография	27
Интрузивная фация	27
Породы контактовых зон	31
Породы расслоенной серии	34
Породы такситовой серии	42
Жильные образования	44
Гибридные породы кровли	47
Эффузивная фация	49
Глава II. <i>Минералогия</i>	54
Породообразующие минералы	54
Оливин	54
Пироксены	60
Плагиоклазы	67
Амфиболы	78
Биотит	82
Вторичные минералы	86
Рудные и акцессорные минералы	89
Глава III. <i>Петрохимия</i>	122
Глава IV. <i>Геохимия</i>	159
Никель и кобальт	165
Медь	175
Хром	177
Титан	180
Ванадий	185
Стронций	188
Барий	191
Скандий	194
Цирконий	200
Бериллий	204
Молибден	207
Цинк	211

Олово	214
Свинец	215
Галлий	217
Германий	219
Лантан	219
Иттрий	219
Иттербий	221
Редкие металлы	221
Серебро и золото	223
Уран	224
Глава V. Физические свойства траппов	228
Глава VI. Некоторые вопросы петрологии траппов КМА	242
Исходный состав траппового расплава	242
Факторы дифференциации траппового расплава	246
Заключение	262
Литература	265

ИБ № 965

*Николай Михайлович Чернышов,
Владимир Семенович Чесноков*

ТРАППЫ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Редактор Г. Н. Рахманина
Художник Ю. А. Зибров
Художественный редактор Л. А. Клочков
Технический редактор Ю. А. Фосс
Корректоры И. С. Злобина, Г. И. Старухина

Сдано в набор 05.03.83. Подп. в печ. 16.06.83. ЛЕ 07609. Форм. бум. 60×84/16. Бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. п. л. 16,0. Усл. кр.-отт. 6,5. Уч.-изд. л. 15,4. Тираж 400. Заказ 613. Цена 2 р. 20 к.

Издательство Воронежского университета
Воронеж, ул. Ф. Энгельса, 8
Типография издательства ВГУ
Воронеж, ул. Пушкинская, 3

