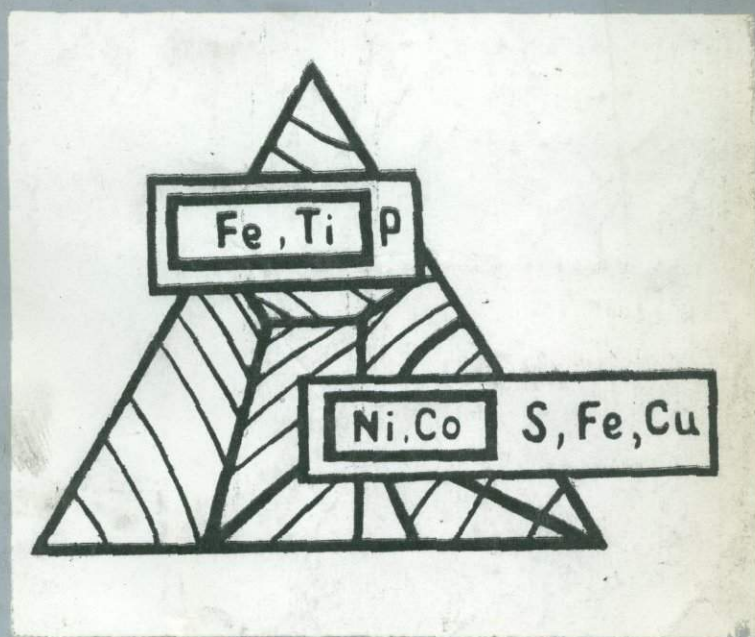


**ВОПРОСЫ  
ПЕТРОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ  
ОСНОВНОГО-УЛЬТРАОСНОВНОГО  
МАГМАТИЗМА  
ВОРОНЕЖСКОГО  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**



ВОПРОСЫ  
ПЕТРОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ  
ОСНОВНОГО-УЛЬТРАОСНОВНОГО  
МАГМАТИЗМА  
ВОРОНЕЖСКОГО  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО  
МАССИВА

1117

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ВОРОНЕЖСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
ВОРОНЕЖ 1974





**Вопросы петрологии и рудоносности основного-ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива.** Изд-во ВГУ, Воронеж, 1974, стр. 136.

В коллективной монографии приведены новые данные о геологии докембрийских магматических комплексов и отдельных интрузивов, их петрографическом и минералогическом составе. Рассмотрены вопросы классификации отдельных групп пород, освещена роль породообразующих и акцессорных минералов при решении петрологических вопросов, формационного расчленения и оценки рудоносности. Некоторые разделы посвящены петрофизической, петрохимической, геохимической и металлогенической специфике отдельных магматических комплексов. Рассмотрены некоторые аспекты син- и эпигенетического рудообразования.

Книга представляет научный и практический интерес для геологов, петрографов, геохимиков и геофизиков, занимающихся изучением докембрийских магматических комплексов и связанного с ними оруденения.

Библ. ссылок 169, илл. 35, табл. 34.

*Печатается по решению Ученого совета  
геологического факультета ВГУ  
от 16 февраля 1971 года*

*Научный редактор —  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор Н. М. Чернышов*



Одной из насущных проблем геологии Воронежского кристаллического массива (ВКМ) является исследование многочисленных проявлений базит-гипербазитового магматизма, с которым пространственно и генетически связаны месторождения и проявления черных, цветных и благородных металлов.

Основа современных представлений о геологии, вещественном составе и рудоносности базит-гипербазитовых интрузий ВКМ была заложена в результате работы многих исследователей (Н. С. Афанасьев, В. Л. Бочаров, В. В. Буковшин, Г. В. Войткевич, Н. И. Голивкин, М. Н. Годлевский, Г. И. Горбунов, В. И. Гоньшакова, Ю. С. Зайцев, А. В. Копаев, И. И. Кривцов, Р. С. Красовицкая, Е. М. Крестин, И. Н. Леоненко, А. П. Лихачев, В. А. Лихачев, С. П. Молотков, А. А. Одокий, В. И. Павловский, В. Д. Полищук, Д. В. Полферов, М. С. Точилин, С. М. Фролов, Н. М. Чернышов, В. С. Чесноков).

В соответствии с современными представлениями (Н. М. Чернышов, 1971; Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972) в пределах ВКМ по геолого-структурному положению, происхождению, возрасту и составу выделяются следующие комплексы основных и ультраосновных пород, относящиеся к различным формационным типам: 1) бесединский (габбро-пироксенит-перидотитовый, архей); 2) железногорский (дунит-гарцбургитовый, верхний архей (?) — нижний протерозой); 3) стойло-николаевский (габбро-диорит-гранодиоритовый, средний (?) — нижний протерозой); 4) мамонский (габбро-норит-гипербазитовый, средний протерозой); 5) ольховский (габбро-гранитные кольцевые интрузии, средний протерозой); 6) смородинский (дифференцированные габбро-долеритовые интрузии, верхний протерозой). Кроме того, в качестве ранней фазы ассоциация основных пород присутствует в составе нижнепротерозойской габбро (?) -плагиогранитной формации (усманский комплекс). Полное завершение основного магматизма относится к девону, в течение которого происходило формирование базальтов и их туфов (В. И. Гоньшакова и др., 1973).

Эта схема положена в основу обсуждения некоторых петрологических, геохимических и металлогенических проблем основного-ультраосновного магматизма ВКМ в предлагаемой книге.

К настоящему времени накопились многочисленные новые данные о магматизме ВКМ в целом и основного-ультраосновного в частности, что обусловлено широким развитием по этой тематике научно-исследовательских работ, выполняющихся на геологическом факультете Воронежского университета и в ряде геолого-геофизических экспедиций Территориального геологического управления центральных районов РСФСР. Часть материалов публикуется в данной монографии.



В книге рассматриваются вопросы петрологии, минералогии, петрохимии и рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых комплексов ВКМ, при этом особое внимание обращено на основной-ультраосновной магматизм среднего протерозоя, с которым связан ряд месторождений и рудопроявлений никеля, меди, кобальта, хрома и других металлов.

В петрологическом разделе книги рассматриваются вопросы классификации и номенклатуры ультраосновных и основных пород на примере двух разновозрастных комплексов — среднепротерозойского никеленосного и верхнепротерозойского титаносного. Классификации, в основу которых положен обширный фактический материал, отражают не только особенности состава, но и существующие генетические связи и естественные сингенетические ряды пород разных по формационной принадлежности, степени дифференциации и рудоносности интрузивов. Для ультраосновных и основных пород никеленосного комплекса предложен оригинальный графический способ, дополняющий известную классификационную основу, принятую Международной рабочей комиссией по систематике и номенклатуре изверженных пород (г. Берн, 1972) и дополненную на XXIV сессии Международного геологического конгресса (г. Монреаль, 1972). Впервые выделены три группы горнблэндитов, генетически связанные как с гипербазитами, так и с породами основного состава.

Рассмотрены своеобразные вулканоплутонические ассоциации основных и ультраосновных пород раннего и позднего докембрия КМА. Выделение подобных ассоциаций вообще и древних в особенности на основе комплекса признаков с применением методов математической статистики имеет большое теоретическое и практическое значение, поскольку такие ассоциации, широко развитые не только в позднем, но и в раннем докембрии ВКМ, выявляют одну из важнейших форм соотношения между вулканизмом и плутонизмом, характеризуются особенно значительной рудогенерирующей способностью и, наконец, позволяют уточнить существующие схемы расчленения докембрийских образований.

Описание нового типа камерно-дифференцированных интрузий основного-ультраосновного состава и сравнительная характеристика их с глубинно-дифференцированными (фазными) телами существенно дополняет представление о наличии в среднепротерозойском никеленосном мамонском комплексе неодинаковых по составу, внутреннему строению, степени дифференцированности и рудоносности интрузивов вследствие формирования их в различных геолого-структурных условиях специфического субплатформенного режима.

Как известно, на современном этапе важную роль в формационном анализе приобретают петрохимические исследования с применением математических методов и ЭВМ. Весьма показательным в этом отношении является разделение близких по составу и нередко пространственно совмещенных габброидных интрузивов различной формационной принадлежности посредством дискриминантной функции.

В условиях ВКМ, практически повсеместно перекрытого мощным чехлом платформенных отложений, особенно велика роль детальных петрофизических исследований, являющихся основой для разработки критериев геологического отождествления геофизических аномалий. Обширный материал свидетельствует о возможности выделения (на основе петрофизических характеристик и данных геофизических методов разведки) интрузивов, принадлежащих не только к различным комплексам, но и входящих в единый мамонский базит-гипербазитовый никеленосный комплекс, что представляет важный научно-практический интерес.



В минералогическом разделе книги рассматриваются отдельные порообразующие и акцессорные минералы ультраосновных и основных пород различных формационных и генетических типов. Эта область петрологии и минералогии, относящаяся к составу минеральных фаз и к минеральным ассоциациям базитов и гипербазитов, до сих пор освещена в литературе сравнительно слабо вследствие не только известных трудностей выделения минералов для анализа, но и крайне сложного их состава.

В связи с возросшим интересом к порообразующим минералам для использования их в качестве минералогического контроля при формационных, петрологических, геохимических и металлогенических исследованиях большой интерес представляют данные об особенностях состава оливина различных гипербазитсодержащих формаций. Помимо различий в составе оливина из пород неодинаковой формационной принадлежности намечается закономерное изменение качественной и количественной роли элементов-примесей в оливине базитов и гипербазитов однотипных формаций, но различного возраста.

Чрезвычайно интересными в научном и методическом отношении являются микроструктурные исследования, проведенные по зернам главных порообразующих минералов (оливин, пироксены, плагиоклаз, роговая обманка) основных и ультраосновных пород по рядовому (не ориентированному) керну вертикальных или слабонаклонных скважин. Эти данные позволили существенно уточнить внутреннюю структуру Нижнеамонского интрузива.

Интересными представляются данные о химико-минералогическом составе хлоритов ультраосновных и основных пород. Среди этой обширной группы минералов выделено значительное количество разновидностей, часть которых присуща лишь определенным формационным типам основных и ультраосновных пород.

Накоплен интересный материал о составе и ассоциациях акцессорных минералов, свидетельствующий о важной роли этой группы минералов в качестве дополнительных критериев формационного расчленения и оценки металлогенической специализации основных и ультраосновных пород ВКМ.

Третий раздел книги посвящен вопросам геохимии и рудоносности базит-гипербазитовых комплексов. Как уже отмечалось, в условиях ВКМ, перекрытого повсеместно мощным чехлом осадочных отложений, выявление новых базит-гипербазитовых массивов, оценка их рудоносности и поиски промышленных минеральных концентраций являются чрезвычайно сложными. В этих условиях значительно возрастает роль геохимических исследований. Изучение химического состава позволяет не только получить объективную характеристику горных пород, но и установить формационную принадлежность, реконструировать некоторые условия петрогенезиса, проследить за эволюцией магматизма в пределах конкретного региона. Чрезвычайно велика роль геохимических исследований при металлогеническом прогнозировании — при установлении металлогенической специализации и оценке рудоносности отдельных интрузивных массивов. С этих позиций особый интерес в книге представляет рассмотрение геохимических ассоциаций петрогенных и рудных элементов в ультраосновных породах различной степени никельности, позволившие наметить как региональные, так и локальные предпосылки для поисков сульфидных медно-никелевых руд.

В выявлении различий в основных и ультраосновных породах КМА, оценке их формационной принадлежности и возможной металлогенической специализации важную роль играет хром, обнаруживающий заметные количественные вариации, сложные корреляционные связи и



многообразие форм распределения в зависимости от состава родоначальной магмы, условий ее кристаллизации и последующих метаморфических преобразований.

Существенно дополнены представления о рудоносности базит-гипербазитовых интрузий юго-востока ВКМ в связи с открытием богатых эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд, заметно расширяющих перспективу никеленосности района, а также новых рудопроявлений хромита. Авторами сделаны весьма интересные выводы о позднемагматическом генезисе хромшпинелидовой ассоциации в условиях частичной раскристаллизации пород и тесной связи оруденения с базальтоидной магмой.

Таким образом, рассмотренный круг вопросов по петрологии, минералогии, геохимии и рудоносности базит-гипербазитовых интрузивных образований ВКМ делает эту книгу весьма интересной для широкого круга геологов.

*Научный редактор —  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор Н. М. Чернышов*

---

## НОМЕНКЛАТУРА ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД НИКЕЛЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА ВКМ

Существующие систематики основных и в особенности ультраосновных пород (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Б. М. Куплетский, А. Н. Заварицкий) из-за недостаточного набора типоморфных разновидностей, а также из-за отсутствия однозначных принципов выделения классификационных единиц и их различной количественной оценки не в полной мере удовлетворяют требованиям современной петрографии. Предложенная И. М. Волоховым (1969) количественно-минералогическая классификация для базитов и гипербазитов габброидных ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области определяет широкий диапазон типизации пород, сведенных в ряд таблиц и вполне приемлемых для использования в качестве корреляций естественных сообществ петрографических видов.

Однако при формационном анализе различных по строению, составу, степени дифференцированности и рудоносности стратиформных и конфокальных интрузий более необходимым и наглядным представляется графическое отражение положения многообразных разновидностей пород и, в частности, гипербазитов и габброидов. В этом отношении вполне удовлетворительной и надежной является классификационная основа, принятая в апреле 1972 г. (в г. Берне) Международной рабочей комиссией по систематике и номенклатуре изверженных пород и дополненная терминологической комиссией XXIV Международного геологического конгресса в Монреале в августе 1972 г. (А. М. Даминова, 1972). Установленными классификационными графиками для ультраосновных и основных пород служат равносторонние треугольники, в вершинах которых выделены поля мономинеральных пород с 10% примесей соответствующих компонентов.

Другие ограничения для определенных типоморфных разновидностей пород видны из прилагаемых диаграмм (рис. 1), составленных нами применительно к базит-гипербазитовым ассоциациям никеленосных интрузий Воронежского кристаллического массива, относящихся к субплатформенной габбро-норит-гипербазитовой формации среднего протерозоя. В составе этой формации установлены (Н. М. Чернышов, 1972) два генетических типа интрузий — камерно-дифференцированные и глубинно-дифференцированные (фазного становления). Крупные (более 50 км<sup>2</sup>) расслоенные интрузивы первого типа сложены преимущественно породами габбрового и габбро-пироксенитового состава с подчи-



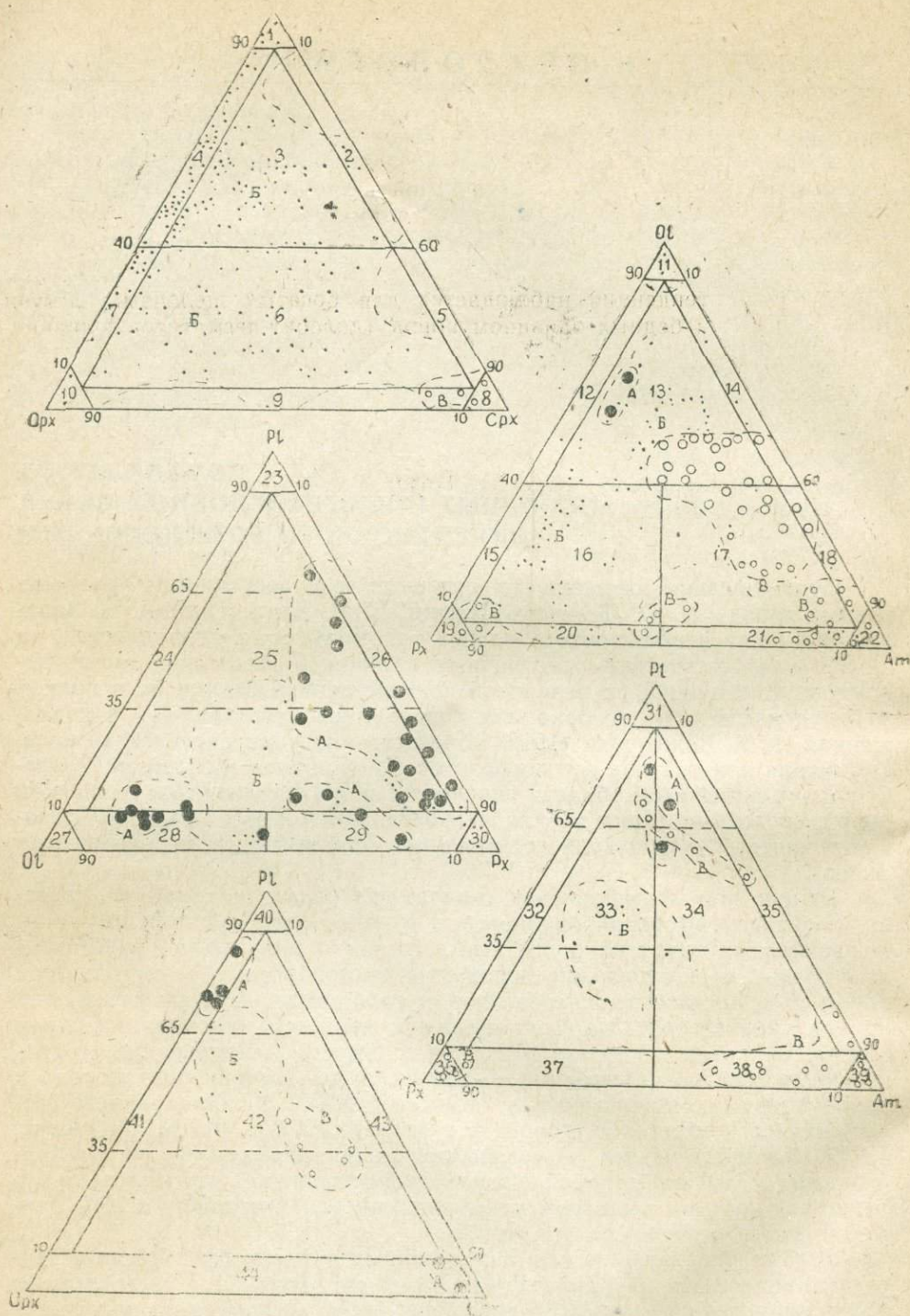


Рис. 1. Классификационные графики состава гипербазитов и габброидов никеле-носного комплекса Воронежского кристаллического массива: 1—дуниты рудные; 2—верлиты; 3—лерцолиты; 4—гарцбургиты; 5—оливиновые клинопироксениты (диопсидиты); 6—оливиновые вебстериты; 7—оливиновые ортопироксениты (бронзититы); 8—клинопироксениты (диопсидиты); 9—вебстериты; 10—ортопироксениты (бронзититы); 11—дуниты роговообманково-содержащие, безрудные; 12—роговообманково-содержащие перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты); 13—пироксен-роговообманковые



ненным объемом плагиоперидотитов и плагиооливинитов. Многообразные по строению и составу (простые и сложные) глубинно-дифференцированные тела фазного становления, с которыми связаны промышленные скопления сульфидных медно-никелевых руд (Н. М. Чернышов, 1971), подразделяются на три подтипа: а) гипербазитовые и базит-гипербазитовые с отчетливо проявленной внутрикамерной дифференциацией и с полными сингенетическими рядами (от дунитов до оливиново-габбро и габбро-норитов; б) базит-гипербазитовые, гипербазитовые и габбро-норит-габбровые со слабо проявленной внутрифазовой дифференциацией и неполными сингенетическими рядами; в) гипербазитовые и габбровые без признаков внутрифазовой дифференциации.

Названия петрографических типов пород, отраженных на треугольных графиках пронумерованными (1—44) полями, даны в соответствии с номенклатурой, принятой терминологической комиссией XXIV Международного геологического конгресса. В качестве дополнения, как нам кажется, поле ультрамафитов на треугольном графике  $O1 - P1 - P_x$  следует подразделить на ряд полей (27, 28, 29, 30), отвечающих реально существующим разновидностям ультраосновных пород, которые составляют в совокупности сингенетическую группу: плагиоклазсодержащие дуниты — плагиоклазовые перидотиты — оливин-плагиоклазовые пироксениты — пироксениты. На том же графике поле меланократовых оливиновых габбро-норитов целесообразно подразделить на левую (троктолитовые габбро-нориты) и правую (габбро-пироксениты) части. Наименованием этих разновидностей определяются крайние дифференциаты (при отсутствии гипербазитов) в ряду меланократовых оливиновых габброидов, а также устанавливаются положения сингенетических ритмов в камерно-дифференцированных расслоенных интрузивах.

В заключение следует подчеркнуть, что предложенное графическое построение количественно-минералогической основы гипербазитов и габброидов никеленосных интрузивов ВКМ отражает особенности состава, возможные генетические связи и сингенетические ряды пород камерно- и глубинно-дифференцированного типов интрузивов, обладающих различной степенью рудоносности.

---

перидотиты (лерцолиты, верлиты, гарцбургиты); 14 — пироксен-содержащие роговообманковые перидотиты; 15 — роговообманково-содержащие оливиновые пироксениты (бронзититы, вебстериты, диопсидиты); 16 — оливин-роговообманковые пироксениты (бронзититы, вебстериты, диопсидиты); 17 — оливин-пироксеновые горнблендиты; 18 — пироксенсодержащие оливиновые горнблендиты; 19 — пироксениты (бронзититы, вебстериты, диопсидиты); 20 — оливинсодержащие роговообманковые пироксениты (бронзититы, вебстериты, диопсидиты); 21 — оливинсодержащие пироксеновые горнблендиты; 22 — горнблендиты; 23 — анортозиты (плагиоклазиты); 24 — троктолиты (лейко-, мезо- и меланократовые соответственно на уровне 35 и 65% плагиоклаза, т. е. так же, как и для габброидов); 25 — оливиновые габбро-нориты; 26 — оливинсодержащие габбро-нориты; 27 — дуниты (оливиниты) плагиоклазсодержащие; 28 — плагиоклазовые перидотиты (лерцолиты); 29 — плагиоклазовые оливиновые пироксениты (вебстериты); 30 — пироксениты; 31 — анортозиты (плагиоклазиты); 32 — роговообманково-содержащие габбро-нориты; 33 — роговообманково-пироксеновые габбро-нориты; 34 — пироксеново-роговообманковые габбро-нориты; 35 — роговообманковое габбро; 36 — пироксениты; 37 — роговообманковые пироксениты; 38 — плагиоклазсодержащие пироксеновые горнблендиты; 39 — горнблендиты; 40 — анортозиты (плагиоклазиты); 41 — нориты; 42 — габбро-нориты; 43 — габбро; 44 — пироксениты.

Поля составов пород интрузивов: А — камерно-дифференцированного типа; Б — глубинно-дифференцированного (фазного становления) с отчетливо проявленной дифференциацией; В — без признаков дифференциации



## К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ОСНОВНЫХ ПОРОД

(на примере смородинского комплекса  
дифференцированных интрузий КМА)

Классификация и номенклатура дифференцированных трапповых образований, к которым относятся и основные интрузивные породы верхнепротерозойского смородинского комплекса КМА (Н. М. Чернышов, 1969, 1972; Г. И. Горбунов, Ю. С. Зайцев, Н. М. Чернышов, 1969; Е. М. Крестин, Т. А. Быкова, 1971; Н. М. Чернышов, В. С. Чесноков, 1972), наиболее детально разработана на примере Сибирской платформы (М. Н. Лурье, 1955; М. Н. Годлевский, 1959; Л. И. Кравцова, Г. И. Кавардин, Г. И. Старицына, 1963; В. Л. Масайтис, 1958, 1962; Л. И. Кравцова, 1970, и т. д.). В связи с тем, что в пределах КМА с подобными образованиями пространственно и генетически связаны рудные концентрации никеля и особенно титана, а также выявлена их формационная металлогеническая специализация на эти элементы, необходимость достаточно подробной классификации основных пород смородинского комплекса очевидна.

В основу предлагаемой классификации положены следующие наиболее существенные признаки: вещественный состав, структурно-текстурные особенности, принцип единого сингенетического ряда (в понимании Е. К. Козлова, 1970, 1972) как конечного продукта процесса гравитационно-кристаллизационной внутрикамерной дифференциации с учетом того, что каждая петрографическая разновидность отражает определенный этап становления интрузива. Подобная классификация представляет собой попытку установить причинную зависимость каждого члена сингенетического ряда с механизмом становления интрузива и его строением. При решении чисто номенклатурных вопросов широко использовалась классификация интрузивных траппов Сибирской платформы. Здесь следует отметить, что для территории КМА термин «габбро-долерит» был впервые предложен куратором по никелю МГ РСФСР М. Н. Годлевским на расширенном заседании НТС Курской ГРЭ 21 августа 1967 г.

Разная структурно-формационная обстановка формирования интрузивов отразилась не только на форме и размерах тел, но и на степени их дифференцированности, степени представительности единого сингенетического ряда. По комплексу этих признаков нами выделены три группы интрузивов: А, Б и В.

Интрузивы, приуроченные к подвижным зонам раннеплатформенного этапа развития, отнесены к группе А. Наиболее изученным в этой группе является Смородинский интрузив. Он имеет воронкообразную форму, значительные размеры (мощность обобщенного разреза 868 м), сложное асимметричное строение (с центральной, средней и краевой фациями, нижней расслоенной и верхней такситовой сериями и загрязненной зоной кровли). Сингенетический ряд слагающих его пород является наиболее полным (рис. 2, а).

В группу Б объединены тела типа силлов (мощность обобщенного разреза 333 м), обычно приуроченные к краевым частям крупных тектонических блоков или к подвижным зонам. В их строении принимают участие исключительно породы расслоенной серии (рис. 2, б). Элементами асимметрии является приуроченность троктолитовых габбро-долеритов к нижней части разреза (и соответственно некоторое убывание содержания оливина вверх по разрезу; табл. 1), а долерит-пегматитов — к верхней.



Дайковые тела габбро-долеритов (группа В) обычно приурочены к тектоническим нарушениям, опережающим крупные тектонические разломы, и характеризуются небольшой мощностью (до 20 м в среднем), слабой расслоенностью, полной симметрией строения и предельно минимальным числом членов сингенетического ряда (рис. 2, в).

Анализ распространенности всех петрографических разностей (рис. 2, а, б, в, г) показал, что с уменьшением степени дифференцированности повышается удельный вес пород контактовой зоны (порфировых микродолеритов, оливиновых долеритов) и наиболее богатых оливином разностей (троктолитовых, оливиновых габбро-долеритов). Обратная тенденция наблюдается для богатых щелочами, летучими, кремнием и бедных оливином пород (долерит-пегматитов, оливин- и кварцсодержащих габбро-долеритов). Характерно также, что относительное количество их в интрузивах типа А от фации к фации увеличивается (6,4% — в краевой, 7,55% — в средней, 15,3% — в центральной). Жильные породы завершающего этапа кристаллизации насыщают как верхнюю такситовую (13,41%) часть разреза, так и контаминированную зону (19,21%), причем диоритовая группа является преобладающей в первой (58,93%), а гранитоидная — во второй (98,64%).

Единый сингенетический ряд включает породы в порядке их кристаллизации, причем каждый из его членов является дополняющим (комплементарным) по отношению к следующему. В становлении интрузивов смородинского комплекса различается ряд стадий кристаллизации (В. С. Чесноков, В. В. Багдасарова, 1972) — ранняя, массовая, заключительная (подразделяющаяся на позднюю и завершающую) — и образование гибридных пород контаминированной зоны кровли. Специфика каждой стадии, видимо, является определяющей в формировании соответствующих серий пород в пределах единого сингенетического ряда и выражается как в структурных признаках, так и в составе пород, минералов, их физических свойствах.

Полное соответствие стадиям кристаллизации обнаруживается в последовательном изменении типов структур пород (табл. 1). Ранняя стадия (порфировые микродолериты) характеризуется порфирово-интерсертальной структурой с вкрапленниками таблитчатого плагиоклаза и мелких округлых зерен оливина. В хлоритизированной стекловатой основной массе имеются многочисленные микролиты («зародыши») плагиоклаза. Встречено небольшое количество каплевидного ильменита и мелких неправильных выделений халькопирита. Естественно предположить, что кристаллизация этих пород происходила в условиях резкого охлаждения в результате значительной теплоотдачи во вмещающие породы.

Массовая стадия кристаллизации (остальные породы расслоенной серии) ознаменовалась формированием из «зародышей» (микролитов) многочисленных лейст и лейстовидных длиннопризматических кристаллов плагиоклаза, появлением более крупных зерен оливина, повсеместной кристаллизацией из остаточных порций расплава периферийных зон «кумулятивных» (по терминологии Л. Уэйджера, Г. Брауна, 1970) плагиоклазов, образованием «интеркумулятивного» пироксена, распадом сначала магнетит-ильменитового (с ульвошпинелью в кварцсодержащих габбро-долеритах и габбро-пегматитах), а затем халькопирит-кубанитового и ильменит-гематитового твердых растворов. Троктолитовые, оливиновые, оливин- и кварцсодержащие габбро-долериты различаются между собой прежде всего содержанием оливина до полного его исчезновения в последних и появлением все в больших количествах (до 2,2%) кварца (см. табл. 1). При общем пойкилоофитовом характере структуры отмечается постепенное увеличение размерности зе-



а (тип А)

Субфация (в горизон- тальной плани)	Серия	Стадии кристал- лизации	Субстадии кристалли- зации	Сингенетиче- ский ряд					
				СР*	М <sup>х</sup>	%			
Центральная	Такситовая	ОБРАЗОВАНИЕ КОНТАМИНИРОВАННОЙ ЗОНЫ КРОВЛИ		+					
				Z					
		Замкнутая тепловая	Гранитная			+	44,0	6,04	
						+	6,45	0,75	
						V	6,4	0,88	
						^	10,2	1,39	
						∨	7,95	1,08	
			Поздняя	Поздняя			X	2,40	0,33
					IV (Такситовый) РИТМ		▲	22,3	3,06
							◆	149,8	20,55
							◇	83,1	11,40
							◇	6,5	0,88
		Основная ритмично- расслоенная	III Расслоенный РИТМ			Г	6,7	0,92	
						Δ	15,8	2,17	
						Г	8,2	1,12	
						∠	5,0	0,69	
						Г	67,8	9,30	
			II (Расслоенный) РИТМ				∠	13,0	1,78
							Г	5,0	0,69
							Δ	4,0	0,55
					∠	31,0	4,25		
					∠	36,0	4,94		
I (Расслоенный) РИТМ				Δ	15,0	2,06			
				∠	21,0	2,88			
				Г	35,0	4,80			
				Г	54,0	7,40			
				Г	68,0	9,33			
Начальная	Расслоенная	Ранняя		∞∞∞	5,0	0,69			
		Протокристаллизация		∞∞∞	0,5	0,07			

Мощность обобщенного ряда 868 м

б (тип Б)

Стадии кристал- лизации	Субстадии кристалли- зации	Сингенети- ческий ряд			
		СР*	М <sup>х</sup>	%	
Основная расслоенная	Протокристаллизация		∞∞∞	0,5	0,2
		Ранняя	∞∞∞	5,1	1,5
	Полный расслоенный цикл		Г	20,0	6,0
			∠	19,0	5,7
			Г	4,0	1,2
			Δ	11,0	3,3
			Г	3,0	0,9
			∠	21,0	6,3
			Г	96,0	28,8
			Г	110,0	33,0
	Г	40,5	12,0		
Начальная	Ранняя	∞∞∞	2,4	0,7	
	Протокристаллизация	∞∞∞	0,5	0,2	

Мощность обобщенного ряда 333,0 м

в (тип В)

Стадии кристал- лизации	Субстадии кристалли- зации	Сингенети- ческий ряд		
		СР*	М <sup>х</sup>	%
Начальная	Протокристаллизация		0,5	2,5
	Ранняя	∞∞∞	5,0	25,0
Основная	Основная	Г	9,0	45,0
Начальная	Ранняя	∞∞∞	5,0	25,0
	Протокристаллизация		0,5	2,5

Мощность обобщенного ряда 20 0 м

Примечание

\* Сингенетический ряд пород  
х Мощности в метрах

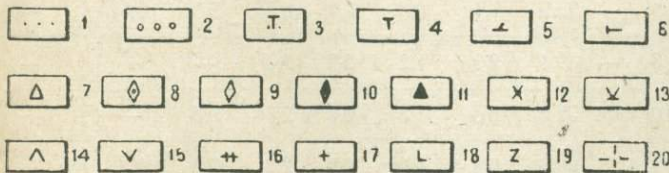
рен, изменение габитуса кристаллов (последовательное уменьшение отношения длины к ширине в призмах плагиоклазов и более ксеноморфный облик оливина). Долерит-пегматиты характеризуются ярко выраженной индивидуальностью (крупнозернистая до гигантозернистой структура, пегматитовые вроски пироксена в плагиоклазе, двойникование пироксенов, кварц-полевошпатовый микропегматит в интерстициях). Содержание в них кварца, рудных и апатита максимальное для пород расслоенной серии (см. табл. 1).

Таким образом, можно предположить, что формирование пород стадии массовой кристаллизации происходило более замедленно, в температурном режиме, обеспечивающем последовательное нарушение смесимости магнетит-ильменитового, халькопирит-кубанитового, ильменит-гематитового твердых растворов и обогащение последних членов этой части сингенетического ряда апатитом, кварцем, рудными (с возрастающим значением ильменит-магнетитового отношения).



Стадии кристаллизации	Субстадии кристаллизации	Сингенетический ряд							
		СР*	M <sup>x</sup>	%	M <sup>x</sup>	%	M <sup>x</sup>	%	
Образование контаминированной зоны кровли		- -							
		Z							
		L							
Заллюцибельная	Гранитная	+	440	6.04					
		++	545	0.75					
	Диоритовая	∇	6.4	0.88					
		∧	10.2	1.39					
		∨	7.95	1.08					
Поздняя	Поздняя	X	2.40	0.33					
Основная	Такситовый ритм	▲	22.3	3.06					
		◆	149.8	20.55					
		◇	83.1	11.40					
		◇	8.5	0.88					
	Расслоенный, обобщенный ритм	△	34.8	4.78	11.0	3.3			
		┌	1.99	2.73	7.0	2.1			
		└	106.0	14.54	40.0	12.0			
		T	103.0	14.13	156.5	47.0	9.0	45.0	
	T.	121.8	16.70	110.0	33.0	—	—		
Начальная	Ранняя	ooo	5.0	0.69	7.5	2.2	10.0	50.0	
	Протокристаллизация	...	0.5	0.07	1.0	0.4	1.0	5.0	

Рис. 2. Распределение пород единого сингенетического ряда в различных типах интрузий (г) и в обобщенных разрезах этих типов (а, б, в): 1 — порфировый микродолерит; 2 — оливиновый долерит; 3 — троктолитовый габбро-долерит; 4 — оливиновый габбро-долерит; 5 — оливинсодержащий габбро-долерит; 6 — кварцсодержащий габбро-долерит; 7 — долерит-пегматит; 8 — оливинсодержащий такситовый габбро-долерит; 9 — кварцсодержащий такситовый габбро-долерит; 10 — амфиболлизированный такситовый габбро-долерит; 11 — меланократовый долерит-пегматит; 12 — микрогаббро (верхнее контактовое); 13 — биотит-роговообманк о в ы й диорит; 14 — кварцроговообманковый диорит; 15 — биотит-кварцевый диорит; 16 — плагиогранит; 17 — гранит-аплит; 18 — гибридный пироксенсодержащий габбро-диорит; 19 — гибридный габбро-амфиболит; 20 — гибридный пегматоидный гранит



Переход к заключительной стадии кристаллизации наблюдается в такситовом габбро-долерите. Эта порода еще несет в себе ряд признаков, характерных для предыдущей стадии: пойкило-офитовый характер структуры (и усиление в ней офитовых элементов), близкие количественные соотношения плагиоклаза, оливина и других породообразующих минералов. Но их уже отличает такситовый облик текстуры, значительное обогащение апатитом (2892 г/т), цирконом (201 г/т), сфеном (3,8 г/т), неравновесность условий существования оливина (широкое развитие полизональных оторочек: гиперстен — симплектит магнетита и гиперстена — актинолит-тремолитовый агрегат — биотит — хлорит), значительная амфиболлизация пироксена. Такситовое амфиболовое габбро имеет крупнозернистое строение, структура приобретает облик типично габбро-офитовый, характерно крайне неравномерное распределение минералов, высокое содержание кварца, рудных (участками до 10—15%, преобладает ильменит), рутила (73 г/т), апатита и макси-



Количественно-минералогический состав и структурные

Стадии кристаллизации	Единый сингенетический ряд	Количественно-минералогический													
		п	плаггиоклаз	оливин	пироксен	роговая обманка	биотит	кварц	рудные	хлорит актинолит амфибол	апатит	микроклин			
Образование гибридных пород	Контаминир. зона кровли	20	1	55,6	—	—	—	0,2	33,8	1,6	5,0	Ед. зн.	2,2		
		19	2	68,2	—	—	20,4	6,3	1,6	2,6	—	0,6	—		
		18	2	59,0	—	15,0	6,5	11,1	5,1	3,1	—	0,2	—		
Заключительная	Такитовая серия верхняя	поздняя	завершающая	17	2	45,1	—	—	—	3,4	35,2	0,1	0,6	Ед. зн.	14,4
				16	1	65,4	—	—	—	4,6	29,2	Ед. зн.	0,8	Ед. зн.	—
		15	4	55,0	—	—	0,2	19,0	23,0	2,0	0,3	0,5	—		
		14	2	46,0	—	—	34,4	3,5	9,3	5,1	—	1,7	—		
		13	4	62,2	—	—	7,6	4,9	3,5	0,5	20,7	0,6	—		
		12	1	47,8	—	—	41,3	3,6	Ед. зн.	7,0	—	0,3	—		
		11	4	30,3	—	62,0	3,0	2,1	0,2	2,4	—	Ед. зн.	—		
		10	12	56,1	—	—	29,9	5,4	3,0	3,8	1,1	0,7	—		
		9	13	61,0	1,6	23,5	8,0	1,3	0,6	3,3	—	0,7	—		
		8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Массовая кристаллизация	Расслоенная серия нижняя	Ранняя	7	9	50,8	—	28,9	1,1	1,8	2,7	8,7	5,5	0,5	—	
			6	4	58,5	—	31,4	2,9	1,2	2,2	3,4	—	—	—	
			5	6	59,0	1,4	32,0	3,6	0,7	0,3	2,7	0,3	—	—	
			4	24	59,4	7,1	28,3	0,4	1,1	0,5	2,3	0,8	0,2	—	
			3	19	68,8	15,5	16,0	0,4	2,5	—	1,19	1,6	0,3	—	
			2	10	56,3	5,6	32,3	—	1,5	—	3,1	1,2	—	—	
1	1	29,2	0,4	Вулканическое стекло (хлоритизированное)											

Примечания. 1. п — Количество подсчетов.

2. Номера пород единого сингенетического ряда (1—20) соответствуют номерам на рисунке 2.

мальная степень амфиболизации (от пироксенов сохранились лишь редкие реликты). Плаггиоклаз приобретает короткопризматический габитус, резко возрастают размеры рудных минералов (особенно ильменита и титано-магнетита). Для интеркумулятивной ассоциации (незональные мелкие таблитчатые плаггиоклазы, кварц, биотит) характерна тенденция к образованию агрегатных скоплений.

При близкой степени распространенности меланократового долерит-пегматита и долерит-пегматита (11,8 и 11,2% относительно соответ-



состав				Состав и основные генерации плагиоклаза, % An				Состав и генерации оливина (Fa)			Структурные особенности пород
мусковит	сфен	ильменит	магнетит	I	II	III	IV	I	II	III	
—	1,6	—	—	—	—	50	20	—	—	—	Преобладает структура замещения порфирогранобластовая, гнейсовая
—	0,3	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	реликтовая габбровая
1,2	—	0,8	—	—	—	—	20	—	—	—	Гипидиоморфнозернистая
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Пойкило-офитовая
—	—	1,5	—	68—50	33—20	42—40	—	—	—	—	
—	—	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	Порфирово-офитовая
—	—	2,9	—	60—48	77—68	42—33	52—42	—	—	—	Панидиоморфная с элементами пегматитовой
—	—	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	Реликтовая пойкило-офитовая
—	—	1,7	—	—	—	—	—	30—35	+	60	Переходная от пойкило-офитовой к идиоморфнозернистой
—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	Пегматитовая
—	—	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	Типичная
—	—	0,6	—	—	—	—	—	35	43	60	
—	—	0,4	—	60	81—77	70—42	—	—	43	60	Пойкило-офитовая
—	—	0,7	—	—	—	—	—	35	45	53	Порфирово-интерсер- тальная
—	—	2,8	—	—	—	—	—	—	45	—	
—	—	1,0	—	59	69	—	—	27	—	—	

ствующих серий), общем пегматитовом облике структуры и сходном положении в разрезе (четко обособленные шпировидные образования) сопоставление этих пород выявляет взаимно противоположные особенности: отношение плагиоклаз/пироксен обратное (30,3/62,0 и 50,8/28,9 соответственно), минимальное содержание кварца, апатита, рудных соответствует максимальному в долерит-пегматитах. Видимо, эти породы можно рассматривать как отражение резкого (до противоположного) изменения физико-химического состояния кристаллизующей сре-



ды, обусловленного спецификой дифференциации и, в свою очередь, обусловившего появление сингенетического ряда от высокомагнезиальных пород до долерит-пегматитов (расслоенная серия) и обогащенных кремнием, щелочами, летучими до меланократового долерит-пегматита (такситовая серия). Поздняя часть заключительной стадии кристаллизации заканчивается образованием «верхних контактовых» микрогаббро порфиново-офитовой структуры с заметным убыванием зернистости по направлению к контакту. Породы завершающей стадии образуют шлировые обособления, жилы и прожилки в породах такситовой серии и контаминированной зоны кровли, составляя в общем 8,52% всего обобщенного разреза. Пойкило-офитовая структура диоритов удивительно сходна с таковой габбро-долеритов, но минералом-кумулятом здесь кроме плагиоклаза является биотит, а кварц (как и ранее пироксен) выполняет все интерстиционное пространство. Граниты имеют уже типичный гипидноморфный облик структуры и отличаются лейкократовостью, обедненностью акцессорными минералами.

Гибридизация пород кровли отмечается лишь для интрузивов типа А, где этому способствовала (кроме дифференциации и обогащения остаточных порций расплава кремнием, летучими и т. д.) сама форма интрузива. Для пород кровли характерна насыщенность жилами (особенно гранит-аплитами), преобладание структур замещения, обилие рудных, кварца, сфена, апатита, циркона (см. табл. 1).

Состав породообразующих минералов при всей сложности колебаний и большом количестве генераций вобщем обнаруживает направленную изменчивость в последовательности сингенетического ряда. Особенно интересен состав периферических частей зональных плагиоклазов (В. С. Чесноков, В. В. Багдасарова, 1972), меняющийся от  $Ap_{70}$  до  $Ap_{20}$  (см. табл. 1). Меньший размах проявляют колебания состава оливина (от  $Fa_{27}$  до  $Fa_{60}$ ). Наиболее сложна изменчивость состава пироксенов. В расслоенной серии клинопироксены представлены пижонит-авгитом ( $Ep_{54}Wo_{31-37}Fs_{15-18}$ , с увеличением содержания ферросалита), в такситовой — диопсид-авгитом ( $Ep_{47-43}Wo_{48-37}Fs_{25-16}$ , при более высоком содержании волластонита ферросалитовая составляющая имеет тенденцию к снижению). Состав ортопироксенов меняется от  $Ep_{65-77}Fs_{35-23}$  (с некоторым уменьшением содержания ферросалита в расслоенной серии) до  $Ep_{62}Fs_{38}$ .

В заключение следует отметить, что каждая выделенная петрографическая разновидность имеет вполне значимые отличия химического состава, набора и количественного распределения элементов-примесей, физических свойств (плотность, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, термолюминисцентные особенности).

## О ГОРНБЛЕНДИТАХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ МАМОНСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОКА ВКМ

При известной простоте минерального состава горнблендитов генетическая природа их во многом остается не решенной. Е. А. Кузнецов (1956) однозначно относит их к ультраосновным глубинным магматическим образованиям. По представлениям А. Н. Заварицкого (1961), горнблендиты связаны с эпимагматической амфиболизацией пироксенинов под влиянием остаточных растворов кристаллизации.



В базит-гипербазитовых глубинно-дифференцированных (с фазовым становлением) интрузиях субплатформенной габбро-норит-гипербазитовой формации ВКМ (Н. М. Чернышов, 1972) горнблендиты имеют локальное распределение. При ограниченной количественной роли эти породы характеризуются значительным многообразием, отражающим их генетическую неоднородность. Геолого-петрографические исследования многочисленных (свыше 80) интрузивов юго-восточной части ВКМ позволили выявить горнблендиты, генетически связанные как с гипербазиитами, так и с породами основного состава.

Горнблендиты первой группы встречаются преимущественно в интрузивах с отчетливо и слабо проявленной внутрифазовой дифференциацией и соответственно с полными и неполными сингенетическими рядами (Астахово — скв. 467 а, 550 с, 541 с, 6901, 6911, 6905; Садовое — скв. 6913; Юбилейное — скв. 277 а; Сидякино — скв. 477 с; Шишово — скв. 6922; Северный Бычок — скв. 7153); реже они отмечаются в интрузивах без признаков внутрифазовой дифференциации (Лесково — скв. 521 с; Новобогородицкое — скв. 7055; Хреновое — скв. 392 а).

В обоих случаях горнблендиты занимают преимущественно эндоконтактные части гипербазитовых тел и имеют различную (1—30 м) мощность (рис. 3, а). Пространственно они ассоциируют с роговообманковыми лерцолитами и шприсгеймитами (крупнокристаллические породы с гиппанидиоморфной пойкилитовой структурой) или с оливин-роговообманковыми пироксенитами (среднезернистые породы с пойкилогиппидиоморфными структурами), образуя с ними постепенные переходы с сохранением качественно однотипного минералогического состава и крупнокристаллического облика (гиппанидиоморфные пойкилитовые структуры).

1117 В горнблендитах изометричные кристаллы амфибола (0,5—5 см) содержат более мелкозернистые (0,3—2 мм) включения минералов ранней фазы кристаллизации — оливин и пироксены. Количественно-минералогический состав оливин-пироксеновых горнблендитов постоянный и определяется следующими пределами содержания главных минералов (в %): амфибол — 65—80, пироксены — 5—25, оливин (псевдоморфозы серпентина) — 15—20, сульфиды — 0—5, плагиоклаз — 0—5.

Непосредственно на контакте с вмещающими гнейсами нередко выделяются маломощные (1—10 м) зоны полевошпатизированных горнблендитов, связанных постепенными переходами с бесполевошпатовыми разновидностями. С увеличением (в сторону контакта) количества плагиоклаза, биотита и аксессуарных минералов в полевошпатизированных горнблендитах происходит заметное уменьшение содержания включений оливина и пироксенов в роговой обманке; иногда они полностью отсутствуют. Плагиоклаз ( $Al_{30-32}$ ) в контактовых горнблендитах явно наложенный; наряду с идиоморфными кристаллами он образует зерна неправильной формы, корродирующие и прорастающие в роговую обманку. Состав полевошпатизированных горнблендитов весьма постоянный (в %): роговая обманка — 70—90, пироксены — 0—10, плагиоклаз — 5—15, биотит — 5—7.

Признаком генетической связи роговообманковых перидотитов и пироксенитов с оливин-пироксеновыми горнблендитами является неоднократная перемежаемость (с постепенным переходом) маломощных (2—10 м) обособлений последних внутри некоторых гипербазитовых тел (Лесково — скв. 521 с, Юбилейное — скв. 277 а).

Наряду с тесными пространственными взаимоотношениями качественно однотипным минеральным составом и общностью структурных особенностей взаимно ассоциирующих горнблендитов и ро-





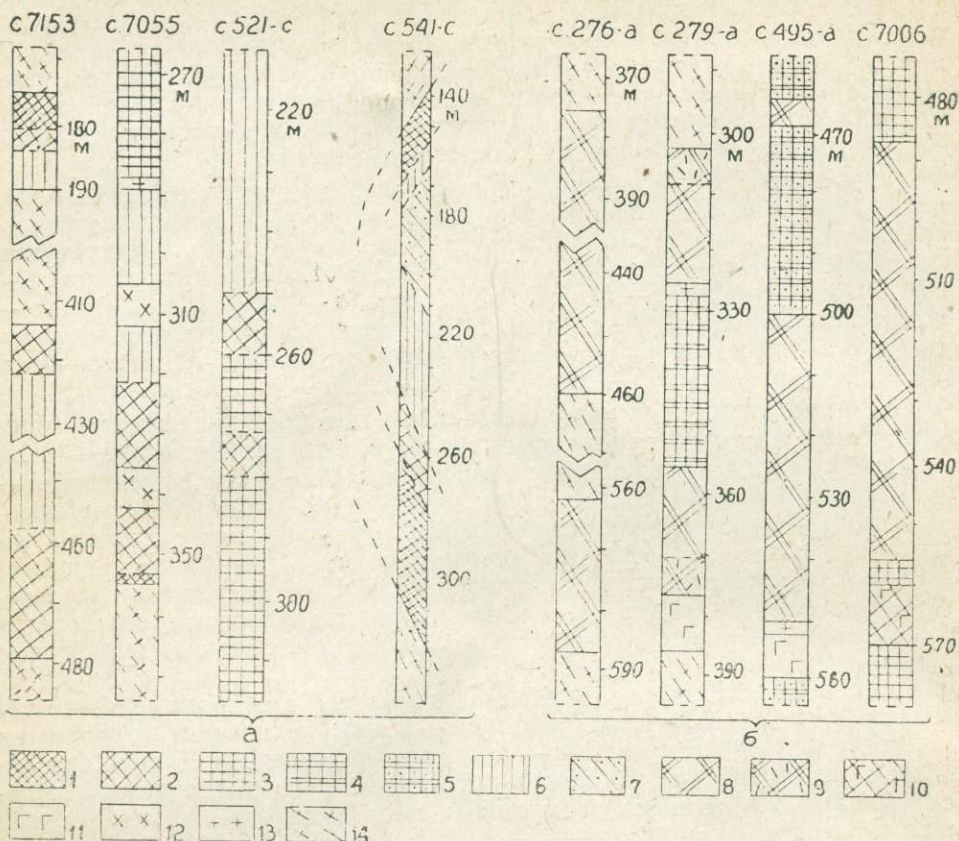


Рис. 3. Положение горнблендитов гипербазитового (а) и габбрового (б) ряда в разрезах некоторых скважин юго-восточной части ВКМ: 1 — полевошпатизированные и 2 — оливин-пироксеновые горнблендиты; 3 — роговообманково-оливиновые вебстериты; 4 — безоливиновые и 5 — оливиновые роговообманково-куммингтонитовые пироксениты; 6 — роговообманковые лерцолиты и шрисгеймиты; 7 — роговообманковые гарцбургиты; 8 — пироксен-куммингтонитовые и 9 — плагиоклаз-куммингтонитовые горнблендиты; 10 — роговообманково-куммингтонитовое габбро; 11 — габбро пироксеновое и габбро-нориты; 12 — роговообманковые диориты; 13 — биотитовые граниты; 14 — биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы

говообманковых разновидностей перидотитов и пироксенитов близкими у них оказываются составы главных породообразующих и набор акцессорных минералов.

По оптическим свойствам амфибол в горнблендитах представлен обыкновенной буровато-зеленой и бурой роговой обманкой ( $2v = (-)$   $78-84^\circ$ ,  $cNg = 12-25^\circ$ ,  $ng = 1,640-1,670$ ,  $np = 1,618-1,654$ ) с относительно невысокой железистостью ( $f = 14-38$  мол. %, по В. С. Соболеву, 1950); пироксены — энстатитом ( $Fs_6En_{94}$ ) —  $2v = (+)$   $80^\circ$ ,  $ng = 1,673$ ,  $np = 1,663$ ; гиперстеном ( $Fs_{33}En_{67}$ ) —  $2v = (-)$   $60^\circ$ ,  $ng = 1,706$ ,  $np = 1,690$ ; диопсидом ( $En_{45}Wo_{47}Fs_8$ ) —  $2v = (+)$   $56^\circ$ ,  $ng = 1,715$ ,  $np = 1,683$ ,  $cNg = 42^\circ$ ; салитом ( $En_{38}Wo_{49}Fs_{13}$ ) —  $2v = (+)$   $60^\circ$ ,  $ng = 1,718$ ,  $np = 1,690$ ,  $cNg = 40^\circ$ . Состав оливина соответствует хризолиту ( $Fa_{25}Fo_{75}$ ) —  $2v = \pm 90^\circ$ ,  $ng = 1,782$ ,  $np = 1,686$ .

Видовой состав акцессорных минералов следующий: пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, ильменит, циркон, апатит, сфен, ру-



тил. Приведенный состав породообразующих минералов горнблендитов подобен составу одноименных минералов в других разновидностях гипербазитов (Н. М. Чернышов, 1971). Таким образом, приведенные данные о пространственной ассоциации, постепенных взаимных переходах, близком составе породообразующих минералов роговообманковых разновидностей ультраосновных пород и горнблендитов свидетельствуют о магматическом происхождении и генетической связи последних с гипербазитами краевых зон.

В отличие от описанных горнблендитов широкое развитие имеют горнблендиты ассоциирующие и, очевидно, генетически связанные с породами основного состава. Они значительно разнообразнее по текстурно-структурным особенностям и вариациям минералогического состава. Однако для всех разновидностей горнблендитов, связанных с габброидами, характерно: 1) отсутствие в их составе оливина; 2) наличие преимущественно коричневого амфибола куммингтонит-грюнеритовой группы ( $ng=1,653-1,678$ ,  $pr=1,638-1,656$ ,  $2v=(+)$   $84-90^\circ$ ,  $f=-35-55$  мол. % по В. Е. Трегеру, 1968), содержащего включения (не во всех случаях) пироксена, представленного эндиопсид-авгитом ( $En_{48}Wo_{42}Fs_{10}$ ) —  $2v=(+)$   $52^\circ$ ,  $ng=1,710$ ,  $pr=1,682$ ,  $cNg=40^\circ$  — и гиперстеном ( $Fs_{37}En_{63}$ ) —  $2v=(-)$   $72-76^\circ$ ,  $ng=1,700$ ,  $pr=1,692$ ; 3) постоянное присутствие биотита и плагиоклаза ( $An_{32-58}$ ); 4) постепенные переходы в роговообманковое габбро; 5) повсеместное сопровождение горнблендитов многочисленными беспорядочно ориентированными прожилками (от 2—3 до 5 см мощностью) плагиоклазитов; 6) образование главным образом даек (рис. 3, б), секущих дифференцированные габбро-норит-гипербазитовые тела.

По минералогическому составу, текстурно-структурным особенностям и взаимоотношениям с вмещающими породами выделяется несколько разновидностей горнблендитов габбрового ряда: 1) крупно- и среднезернистые пироксеново-куммингтонитовые (Песковатка — скв. 6902, Юбилейное — скв. 295 а, 226 а, 279 а, 284 а); 2) средне-крупнокристаллические плагиоклазово-куммингтонитовые беспироксеновые (Б. Мартын — скв. 7006, Южномамонская — скв. 731 а, Сухая Березовка — скв. 495 а); 3) крупнокристаллические порфировидные роговообманково-куммингтонитовые (Юбилейное — скв. 276 а, 278 а, 227 а, 292 а); 4) пироксеновые плагиоклаз-куммингтонитовые такситовые (Подколodновка — скв. 705 а).

Пироксеново-куммингтонитовые горнблендиты характеризуются пойкилитовой гиппанидиоморфной структурой, обусловленной наличием крупнокристаллического идиоморфного амфибола (0,5—1,5 см), содержащего включения пироксена (0,5—1 мм). Состав горнблендитов (в %): амфибол — 75—85, пироксены — 10—35, плагиоклаз — 0—5, биотит — 0—1, сульфиды — 0—1. Помимо даек в гнейсах они образуют тела в контакте с габбро-норитами, перидотитами, амфиболовыми габбро и габбро-диоритами. Встречаются среднезернистые разновидности горнблендитов, в которых пироксены развиты не в виде включений, а образуют агрегатные скопления в интерстициях кристаллов амфибола. Такие горнблендиты перемежаются и постепенно переходят в безоливиновые пироксениты (скв. 226 а, 279 а, 284 а), ассоциирующие в свою очередь с габброидами.

Беспироксеновые плагиоклазово-куммингтонитовые горнблендиты, обладающие гипидиоморфными структурами, контрастно выделяются в виде даек среди оливиновых пироксенитов или в гнейсах. Минералогический состав их непостоянный (амфибол — 70—85%, плагиоклаз — 2—10%, биотит — 3—10%, кварц — 0—2%), и с увеличением количества плагиоклаза они обычно переходят в породы габбрового типа.



Своеобразными являются порфировидные роговообманково-куммингтонитовые горнблендиты, состоящие из идиобластов (1—2 см) коричневого или зеленовато-бурого куммингтонита (30—60%), иногда с включениями пироксена (1—5%), и более мелкозернистой (0,3—2 мм) массы зеленой роговой обманки (35—40%) с примесью плагиоклаза (3—15%) и сульфидов (0—0,5%). Подобные горнблендиты образуют самостоятельные дайки (иногда мощностью до 90 м) зонального строения (мелкокристаллические краевые и порфировидные крупнокристаллические центральные части даек) в гнейсах или совместно с роговообманковыми габбро они прорывают гипербазиты и габбро-нориты, т. е. являются более поздними интрузивными образованиями (Юбилейное).

Генетическая связь куммингтонитовых горнблендитов с определенным типом габброидов отчетливо устанавливается в некоторых разрезах (скв. 705 а), целиком состоящих из пород основного состава. В этом случае среди пироксенового габбро и габбро-норитов (нередко с актинолитизированными пироксенами) наблюдается многократная перемежаемость пород такситового облика с изменчивыми структурами, но качественно однотипным минералогическим составом, отвечающим роговообманково-куммингтонитовому габбро и габбро-пироксенитам, безоливиновым плагиопироксенитам и плагиоклазово-пироксеновым горнблендитам с типичными магматическими типами структур (габбровая, гипидиоморфная, пойкилогипидиоморфная). Содержание минералов в горнблендитах этого ряда крайне непостоянное (в %): коричневый куммингтонит — 60—75, пироксены — 15—25, плагиоклаз — 5—7, биотит — 0—5, сульфиды — 0—10. Следует отметить, что горнблендиты и ассоциирующие с ними габброиды в рассматриваемом разрезе (скв. 705 а) содержат многочисленные и различные по мощности (1—20 м) участки пород качественно того же состава, но имеющие гранобластовые неоднородно-кристаллические структуры и приуроченные к ксенолитам биотитовых гнейсов, нередко обогащенных графитом и сульфидами. Взаимоотношения минералов в гранобластовых агрегатах сложные и противоречивые, свидетельствующие о метасоматических изменениях интрузивных образований при контактамации ими вмещающих пород. Признаки метасоматических изменений: замещение пироксенов

Таблица 2

Средние химические составы горнблендитов

Компоненты	1			Компоненты	2		
	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	45,62	47,95	48,91	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,18	0,19
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,90	0,69	SO <sub>3</sub>	0,18	0,58	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,005	—	S	0,59	0,25	1,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,06	10,26	7,62	CO <sub>2</sub>	—	0,11	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	4,82	5,42	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,45	0,51
FeO	7,86	6,19	8,11	П. п. п.	3,06	1,70	1,53
MnO	0,06	0,09	0,12	Сумма	99,90	99,65	100,36
MgO	19,29	13,59	13,63	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,23	0,78
CaO	8,21	8,97	10,67	Ni	0,003	0,013	0,010
Na <sub>2</sub> O	1,14	1,55	1,04	Co	0,006	0,006	0,005
K <sub>2</sub> O	0,69	0,92	0,23	Cu	0,060	0,030	0,011

Примечание. 1 — Пироксеновые и оливин-пироксеновые горнблендиты гипербазитового ряда (по 6 анализам); 2 — пироксеновые куммингтонитовые горнблендиты габбрового ряда (по 8 анализам); 3 — метасоматические плагиоклаз-пироксеновые куммингтонитовые горнблендиты (по 4 анализам). Частные химические анализы заимствованы из справочника (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972).



куммингтонитом с образованием симплектитоподобных сростков, образование частичных псевдоморфоз плагноклаза по амфиболу, наличие причудливых форм срастания ксеноморфных выделений сульфидов с куммингтонитом, развитие агрегатных скоплений биотита, графита и кварца.

Горнблендиты разного генетического типа заметно отличаются и по химическому составу (табл. 2). Горнблендиты гипербазитового ряда по составу более магниезальные и содержат несколько меньше глинозема, щелочей, но больше никеля, меди и хрома по сравнению с горнблендитами габбрового ряда, что вполне согласуется с их минералогическим составом.

Таким образом, на основании проведенных исследований установлены три генетически различные разновидности горнблендитов, занимающих неодинаковое положение в базит-гипербазитовых интрузивах ВКМ и отличающихся по минеральному и химическому составам. Важно подчеркнуть наличие даек горнблендитов, ассоциирующих с амфиболовыми габброидами и представляющих более поздние интрузивные образования по отношению к никеленосным габбро-норит-гипербазитовым интрузиям мамонского комплекса.

## К ПЕТРОЛОГИИ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КМА

Контрастная вулcano-плутоническая ассоциация начального периода собственно геосинклинального этапа развития КМА включает преимущественно основные вулканиты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, которые в совокупности с небольшими телами гипербазитов представляют по существу офиолитовую формацию (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972). Она характеризуется пространственной приуроченностью к двум подвижным сложно-складчатым синклинорным зонам (Н. М. Чернышов, В. С. Чесноков, 1972) — юго-западной (Белгородско-Михайловская) и северо-восточной (Орловско-Тимская), трассирующимся к югу, в пределы Украинского щита. Совместно с внутренним (Курским) антиклинорием эти зоны КМА обнаруживают сходные признаки с геосинклинальной системой Большого Кривого Рога, включающей Криворожско-Кременчугскую и Орехово-Павлоградскую синклинорные зоны и Приднепровский антиклинорий. В совокупности обе геосинклинальные системы образуют единую протogeосинклинальную область — Курско-Криворожскую.

Единство этой ассоциации подтверждается однотипностью структурно-геологического положения и тектонического режима формирования, связью с единым этапом тектоно-магматической эволюции, особенностями минералого-петрографических признаков. Наиболее отчетливо это единство проявляется в сопряженности основных черт химизма крайних членов контрастной ассоциации (гипербазитов и основных вулканитов) и в специфике петрологических условий формирования.

В таблице 3 представлены данные о среднем составе и параметрах распределения породообразующих окислов гипербазитов железногорского комплекса и основных вулканитов михайловской серии. Первичная петрохимическая информация о гипербазитах была опубликована ранее (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972). Химические анализы основных эффузивных пород михайловской серии являются авторски-



Химический состав вулcano-плутонической офиолитовой ассоциации раннего докембрия  
КМА

Компоненты	Ультраосновные породы (n=26)				Основные вулканыты (n=17)			
	$\bar{X}$	S	A	E	$\bar{X}$	S	A	E
SiO <sub>2</sub>	35,41	1,98	-0,21	-0,13	47,67	3,78	-0,23	-1,24
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,14	2,47	5,27	1,25	0,62	1,30	0,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,11	-0,18	-0,62	0,02	0,01	0,71	-1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	1,01	1,56	2,58	14,42	2,69	-0,26	-0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,70	1,69	-0,91	0,99	3,15	1,12	0,55	-0,65
FeO	1,99	0,84	0,32	-0,80	9,91	2,77	0,49	-0,96
MnO	0,16	0,07	0,70	0,33	0,16	0,04	-0,90	-0,47
MgO	37,00	2,42	-0,40	-1,23	7,60	2,03	0,82	-0,54
CaO	1,62	1,35	0,36	-0,45	9,71	3,64	-0,50	0,30
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,09	0,53	-1,36	2,27	0,94	0,43	0,18
K <sub>2</sub> O	0,08	0,07	0,46	-1,38	1,47	1,33	1,94	2,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	2,31	6,21	0,17	0,13	1,35	0,53
SO <sub>3</sub>	0,15	0,10	1,44	2,48	0,12	0,07	1,46	1,79
П. п. п.	15,00				1,79			
Сумма	100,05				99,71			

ми и лишь небольшая их часть заимствована из работы В. Д. Полищука и соавт. (1970).

Маломощные межпластовые тела гипербазитов железногорского комплекса представлены нацело серпентинизированными породами — апоперидотитовыми и аподунитовыми (лизардитовые, лизардит-антигоритовые и антигоритовые) серпентинитами. Высокое содержание магния и хрома, крайне низкое — титана, алюминия, кальция, щелочей, сравнительно невысокие значения общей ( $\Sigma \text{FeO} = 8,0$  вес. %) и молекулярной ( $f = 10,8$ ) железистости — все это позволяет отнести рассматриваемые породы к гипермагбазитам. Об этом же свидетельствует высокое значение коэффициентов M/F (8,5) и Cr/Al (29,4)-отношения, а также довольно низкие значения Ti/Fe (1,4)- и Ti/Mg (0,3)-отношений.

Сравнение состава железногорских гипербазитов с составом одноименных пород некоторых докембрийских гипербазитовых поясов Балтийского и Украинского щитов, Северной Америки и Южной Африки указывает на полное подобие их химизма. Наибольшая же близость их по химическому составу обнаруживается с аналогичными образованиями Сурского района Приднепровья (А. Я. Хмара, И. А. Гаев, 1970), что было установлено нами ранее с помощью одномерного параметрического анализа (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972).

Основные вулканыты образуют нижнюю (амфиболитовую) свиту в составе михайловской серии (В. Д. Полищук и др., 1970) и представлены преимущественно аподиабазовыми амфиболитами. Нижняя и верхняя (кератоспилитовая) свиты — это по существу единый, с закономерно понижающейся основностью нормальный ряд вулканогенных пород диабаз-спилито-кератофировой формации, в которой, как известно (Ю. А. Кузнецов, 1964), ранние основные эффузивы являются подводными, а кислые эффузивы и их туфы — продуктами субаэрального извержения.

В петрохимическом отношении основные вулканыты михайловской серии (см. табл. 1) характеризуются высокой в целом общей железистостью ( $\Sigma \text{FeO} = 12,0$  вес. %), некоторым недосыщением кремнеземом ( $Q < -5$ ), частичным обогащением щелочами ( $\text{Alk}/\Sigma \text{Fe} + \text{Mg} > 30,0$ )



при постоянном преобладании Na над K ( $n > 60$ ), низким содержанием фосфора и серы. Указанные особенности химического состава сближают их с аналогичными образованиями нижней метабазитовой свиты Сурского района Приднепровья (З. И. Танатар-Бараш и др., 1971), однако последние содержат в своем составе меньшее количество калия. По соотношению содержания кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) и щелочных металлов ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) основные вулканиты михайловской серии, так же как и метабазиты Сурского района, тяготеют к щелочной оливин-базальтовой серии (рис. 4) в отличие от основных эффузивов более поздних вулка-

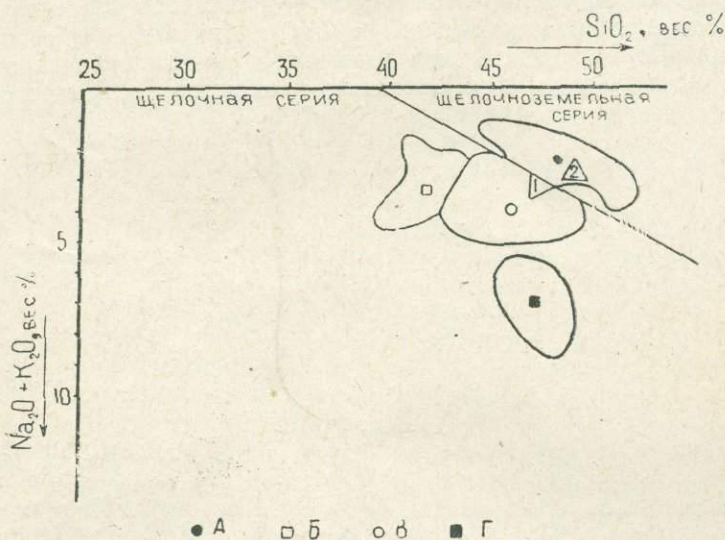


Рис. 4. Положение основных вулканитов михайловской серии на диаграмме  $\text{SiO}_2$  —  $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$  (вес. %). Сплошными линиями обведены контуры распространения некоторых базальтоидных формаций (по А. А. Маракушеву, 1973). А — Толентовые базальты; Б — щелочные никеленосные пикриты натрового ряда; В — щелочные оливиновые базальты; Г — тешениты; 1 — основные вулканиты михайловской серии; 2 — толентовые базальты позднедокембрийской вулcano-плутонической ассоциации (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972)

но-плутонических ассоциаций КМА, приближающихся к толеит-базальтовой серии.

Известно, что для гипербазитовых интрузивов дунит-гарцбургитового формационного типа вообще и для территории КМА в частности характерно отсутствие пространственной и генетической связи с интрузивными образованиями основного состава. В то же время эта связь характерна для группы габбро-перидотитовых формаций, в которых основные породы, как правило, образуют самостоятельную, более позднюю по отношению к гипербазитам фазу. Дунит-гарцбургитовая формация своим формированием обязана наиболее ранним выплавкам мантийного вещества и связана с начальными этапами развития эвгеосинклинальных зон, базальтовый слой которых или вообще отсутствовал, или был крайне маломощным (А. Рингвуд, 1972). Следовательно, исходный базальтовый расплав основных вулканитов щелочной оливин-базальтовой серии, также характерной для этапов прогибания эвгеосинклинальных зон, обязан своим возникновением единому источнику — верхней мантии. Существенным подтверждением этого положения является сопряженность химического состава крайних членов рассмат-



риваемой вулcano-плутонической ассоциации — интрузивных и эффузивных офиолитов. Особенно наглядно это обнаруживается на диаграммах железистости, а также на диаграммах содержания CaO и SiO<sub>2</sub> в гипербазитах и сопровождающих их вулканитах многочисленных офиолитовых поясов послекембрийского возраста (С. С. Зимин, 1973).

На диаграммах отчетливо видно, что гипербазиты железногорского комплекса более железисты, чем аналогичные породы молодых офиолитовых поясов, принятых за основу при построении диаграмм (рис. 5). Повышенной железистостью отличаются и предшествующие им вулканиты. В отношении содержания SiO<sub>2</sub> и CaO наблюдается обратная картина, но однонаправленность этих различий и для гипербазитов железногорского комплекса, и для основных вулканитов сохраняется, т. е.

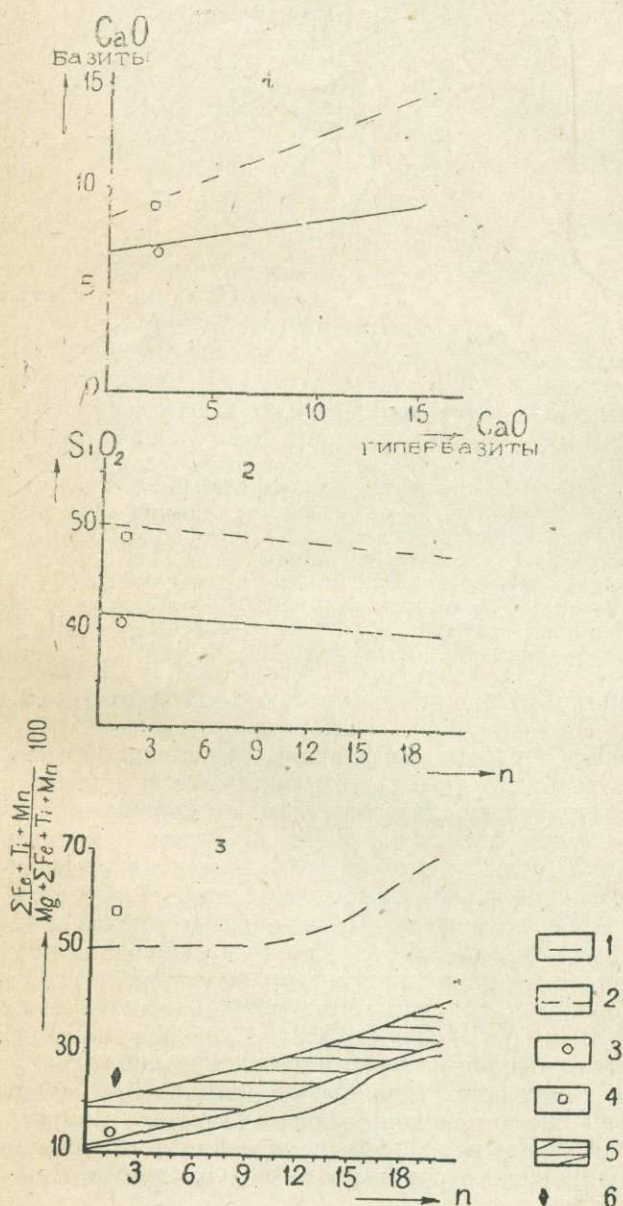


Рис. 5. Диаграммы содержания CaO (1), SiO<sub>2</sub> (2) и железистости (3) гипербазитов и основных вулканитов вулcano-плутонической офиолитовой ассоциации КМА в сравнении с офиолитовыми поясами других районов (по С. С. Зимину, 1973): 1 — гипербазиты офиолитовых поясов; 2 — основные вулканиты офиолитовых поясов; 3 — гипербазиты железногорского комплекса КМА; 4 — основные вулканиты михайловской серии КМА; 5 — область вероятной железистости верхней палеомантии; 6 — среднее значение железистости исходного расплава вулcano-плутонической офиолитовой ассоциации КМА



особенности химизма основных вулканитов повторяют особенности химизма ультраосновных пород в пределах конкретной офиолитовой формации. Следовательно, это петрохимически родственные образования. Основные вулканиты, судя по их высокой железистости, являются более ранними низкотемпературными выплавками, гипербазиты же являются продуктом плавления более тугоплавкого остатка, утратившего значительное количество железа, алюминия, кальция и щелочей (см. табл. 3).

Эти диаграммы подчеркивают еще одну существенную особенность докембрийских офиолитов: они менее магнезиальны и более железисты по сравнению с послекембрийскими. Важно при этом подчеркнуть, что повышенная железистость рассматриваемой вулcano-плутонической ассоциации как бы предопределяет появление в раннем докембрии близкодновременных вулканогенно-осадочных и более поздних хемогенных железорудных формаций (Н. А. Плаксенко, 1966; Н. М. Чернышов, 1971).

С учетом относительного распространения этих крайних выплавок мантийного вещества — гипербазитов и основных вулканитов — рассчитан средний состав вулcano-плутонической ассоциации (вес. %):  $\text{SiO}_2=45,5$ ;  $\text{TiO}_2=0,9$ ;  $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3=8,2$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3=3,0$ ;  $\text{FeO}=8,1$ ;  $\text{MnO}=0,2$ ;  $\text{MgO}=24,1$ ;  $\text{CaO}=5,7$ ;  $\text{Na}_2\text{O}=1,1$ ;  $\text{K}_2\text{O}=0,7$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5=0,1$ ;  $\text{SO}_3=0,1$ ;  $\text{H}_2\text{O}=2,0$  (В. Л. Бочаров, 1973), который с известной долей приближения можно рассматривать в качестве исходного магматического расплава. Эти расчеты указывают на большую роль базальтовой составляющей по сравнению с валовым составом пиrolитовой модели верхней мантии (по А. Рингвуду, 1972), что позволяет предположить более высокую степень неоднородности верхней мантии, обусловленной главным образом дифференциацией мантийного вещества в вертикальном направлении (В. А. Кутюлин, 1972).

Экспериментами установлено, что минеральная ассоциация, характерная для гипербазитов, содержащих шпинель и отвечающих по своему химизму рассчитанному нами среднему составу вулcano-плутонической офиолитовой ассоциации КМА, устойчива в интервале  $P \approx 8$ — $25$  кбар. Гранат появляется при  $P \geq 18$  кбар, плагиоклазы устойчивы до  $P \approx 15$  кбар.

Указанные условия соответствуют полю устойчивости пироксенового пиrolита (по А. Рингвуду, 1972). Если принять температуру в момент внедрения гипербазитового материала в камеру интрузии порядка  $1000^\circ\text{C}$  (А. Т. Базилевский, 1966), то обособление базальтовой жидкости происходит несколько раньше, при более высоких  $T$  и  $P$ . Согласно экспериментам Д. Грина и А. Рингвуда (1968), отделение исходного для основных вулканитов щелочной оливин-базальтовой серии расплава происходит в области субсидуса при  $P < 18$  кбар и  $T < 1300^\circ\text{C}$  и при выплавлении 20% пироксенового пиrolита. Эти эксперименты объясняют специфику формирования офиолитов, заключающуюся в становлении ультраосновных массивов в пределах узких и глубоких мобильных геосинклинальных прогибов после излияния лав основного состава, обычно занимающих нижнюю часть известных разрезов КМА и других районов распространения пород этой ассоциации.

Признаки сопряженности химизма крайних членов ассоциации и специфика петрологических процессов их становления предопределяют и сопряженность металлогенических признаков, которая наиболее отчетливо отражается на характере ассоциирующих и антагонистических парагенезисов породо- и рудообразующих элементов (по данным многократной корреляции, рис. 6).



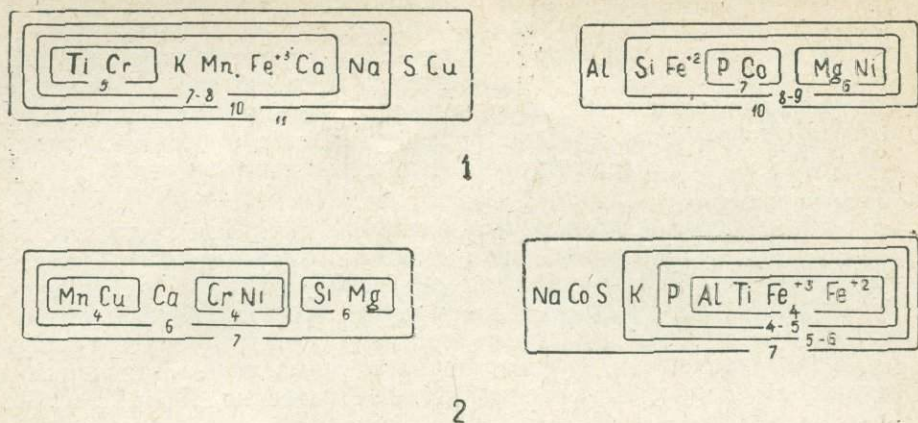


Рис. 6. Геохимические ассоциации элементов в породах офиолитовой ассоциации КМА: 1 — ультраосновные породы; 2 — основные вулканиты

В ультраосновных породах четко обособляются две антагонистические группы: силикатная (Si—Mg—Ni) и окиснорудная (Fe<sup>+3</sup>—Cr—Ti), предопределяющие специализацию гипербазитов на силикатный никель и хром. В основных вулканитах эти группы в целом сохраняются, однако в окиснорудной превалирует связь Ti—Fe<sup>+3</sup>—Fe<sup>+2</sup>, причем устанавливается интересная зависимость между Ti и Fe в крайних членах ассоциации: более титанистые и железистые вулканиты ассоциируют с гипербазитами, содержащими также повышенное количество титана и железа.

Выделение вулcano-плутонической офиолитовой ассоциации не только указывает на интересные формы соотношения между интрузивным и эффузивным магматизмом в нижнем докембрии КМА, но и повышает перспективность металлогенических исследований базит-гипербазитового магматизма в целом.

### ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ КМА

Вулcano-плутоническая ассоциация (Е. К. Устиев, 1970) или ряд вулcano-плутонических формаций (Ю. А. Кузнецов, 1964) рассматриваются как сдвоенная в пространстве и времени пара (интрузивная и эффузивная) формаций, которые приурочены к единой структурно-формационной зоне, имеют общий магматический очаг и характеризуются общностью минералого-петрографических, геохимических и металлогенических особенностей. Выделение подобных ассоциаций имеет большое теоретическое и практическое значение, поскольку они выявляют одну из важнейших форм соотношения между вулканизмом и плутонизмом и, как правило, характеризуются особенно значительной рудогенерирующей способностью.

Анализ особенностей магматизма, тесной пространственной, временной и структурной общности интрузивных комплексов, а также продук-



тов вулканизма в различных структурно-формационных зонах КМА позволяет объединить магматические образования основного состава этой территории в более крупные, чем конкретные интрузивные комплексы и вулканогенные серии (толщи), петрологические единицы — в вулканоплутонические ассоциации разного возраста. К их числу относятся: 1) вулканоплутоническая ассоциация архейского прогеосинклинального этапа, включающая самый древний габбро-пироксенит-перидотитовый (бесединский) комплекс и вмещающая генетически родственные вулканы преимущественно основного состава в рамках обоянской серии, претерпевшие метаморфизм в условиях гранулитовой фации; 2) вулканоплутоническая ассоциация начального периода собственно геосинклинального этапа, представленная дунит-гарцбургитовым (железногорским) комплексом и генетически родственными вулканогенными (диабаз-спилито-кератофировыми) толщами михайловской серии (верхний архей — нижний протерозой); 3) вулканоплутоническая ассоциация периода завершения и консолидации наложенных геосинклинальных прогибов (или частной инверсии), включающая вулканогенную (диабаз-андезитовую) тимскую свиту и габбро-диоритовый (стойло-николаевский) комплекс (нижний-средний протерозой); 4) вулканоплутоническая ассоциация субплатформенного этапа развития, сложенная вулканогенными (диабаз-андезит-липарит-дацитовыми) образованиями грязинской толщи и ольховским комплексом кольцевых габбро-гранитных интрузий (средний-верхний протерозой); эта вулканоплутоническая ассоциация развита главным образом в пределах северо-восточной части ВКМ; 5) вулканоплутоническая ассоциация платформенного этапа развития КМА, которая сложена толеитовыми базальтами глазуновской толщи и в разной мере дифференцированными интрузивами смородинского комплекса (верхний протерозой).

Все они удовлетворяют главным условиям объединения в ассоциации: тесно связаны в пространстве, близки во времени образования и приурочены к определенным структурно-формационным зонам при отчетливой связи в ряде случаев с контролирующими глубинными разломами (Е. К. Устиев, 1969, 1970).

Сопоставление некоторых характерных особенностей выделенных магматических ассоциаций показало, что по мере геологического развития КМА общая эволюция магматизма заключалась в последовательном смещении ареалов более молодой магматической деятельности к востоку и окраинным частям района, в закономерном перемещении зон становления молодых массивов все ближе к земной поверхности, в росте степени щелочности и кислотности более молодых продуктов и в соответствующем изменении связанного с ними набора полезных ископаемых (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972). Следует также отметить, что в условиях КМА при наличии мощного чехла платформенных отложений выделение подобных ассоциаций позволяет на новой основе уточнить существующие схемы расчленения докембрийских образований.

В данной статье рассматривается лишь позднедокембрийская вулканоплутоническая ассоциация основных пород. Эта ассоциация, как уже отмечалось, включает толеитовые базальты глазуновской толщи и габбро-долеритовые интрузии смородинского комплекса, среди которых вследствие неодинаковых структурно-фациальных условий становления различаются: а) полнодифференцированные воронкообразные тела (тип А — Смородинский интрузив); б) дифференцированные силлы (тип Б — Покровский и Исковский интрузивы); в) недифференцированные дайки (тип В — Луневское, Шустовское и другие тела). Последние две группы, тяготеющие к центральным, более эродированным частям КМА,



могут рассматриваться, по существу, как корни соответствующих эффузивов. С этих позиций не случайно нахождение интрузий типа В и отчасти Б, не связанных с толентовыми базальтами. Ассоциация интрузий типа А с базальтами краевых частей КМА является более частой. В целом позднедокембрийская вулcano-плутоническая ассоциация основных пород контролируется системой краевых разломов, ограничивающих ВКМ, и обновленными разломами глубинного заложения северо-западного и субмеридионального направлений (Н. М. Чернышов, 1971; Н. М. Чернышов, В. С. Чесноков, 1972).

Единство этой ассоциации подтверждается: а) закономерной повторяемостью устойчивых по составу магматических сообществ; б) единством структурно-геологического положения и тектонического режима формирования; в) связью с единым этапом тектоно-магматической эволюции; г) сходством минералого-петрографических признаков. Наиболее отчетливо это единство проявляется в петрохимических особенностях толентовых базальтов и габбро-долеритов (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972).

В таблице 4 представлены средние составы и параметры распре-

Таблица 4

Химический состав вулcano-плутонической ассоциации основных пород позднего докембрия КМА

Компоненты	Толентовые базальты (n=20)				Компоненты	Габбро-долериты (n=20)			
	$\bar{X}$	S	A	E		$\bar{X}$	S	A	E
SiO <sub>2</sub>	49,08	1,21	-0,25	-1,04	SiO <sub>2</sub>	48,60	1,60	-0,35	-0,79
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,13	1,08	-0,34	TiO <sub>2</sub>	1,81	0,60	0,37	-1,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,26	-0,72	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	1,32	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,24	1,70	0,17	-0,70	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	1,97	-0,11	-0,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	0,76	0,90	0,58	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,67	1,49	0,89	-0,46
FeO	11,24	1,18	0,55	-0,15	FeO	11,57	2,07	0,67	0,44
MnO	0,15	0,05	-1,04	-0,70	MnO	0,17	0,04	-0,76	0,88
MgO	6,28	1,01	-0,56	-0,40	MgO	6,03	1,25	0,05	-0,75
CaO	10,28	1,22	-0,49	-0,81	CaO	9,25	1,27	0,62	-0,003
Na <sub>2</sub> O	2,75	0,53	0,36	-0,39	Na <sub>2</sub> O	2,84	0,55	0,81	-0,23
K <sub>2</sub> O	0,53	0,26	0,79	-0,35	K <sub>2</sub> O	0,97	0,39	0,29	-1,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,04	-0,09	-0,74	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,09	2,66	7,86
SO <sub>3</sub>	0,14	0,10	1,51	1,50	SO <sub>3</sub>	0,13	0,05	0,66	-0,23
П. п. п.	0,88	0,50	0,40	-1,31	П. п. п.	0,81	0,51	-0,08	-1,49
Сумма	100,17				Сумма	100,03			

ления породообразующих окислов габбро-долеритов и базальтов. Распределение кремнезема надёжно аппроксимируется нормальной моделью в обеих группах пород. Сравнение дисперсий SiO<sub>2</sub> с помощью критерия Фишера:

$$F = 1,73 \quad \left| \quad F < F_{0,05} \right.$$

$$F_{0,05} = 2,16$$

и средних содержаний SiO<sub>2</sub> с помощью критерия Стьюдента:

$$t = 1,07 \quad \left| \quad t < t_{0,05} \right.$$

$$t_{0,05} = 2,02$$

указывает на сходство базальтов и габбро-долеритов по содержанию кремнезема. Отсюда следует вывод, что в процессе становления интрузивных и эффузивных членов этой ассоциации кислотность исходного расплава практически не менялась. Это обстоятельство позволяет при-



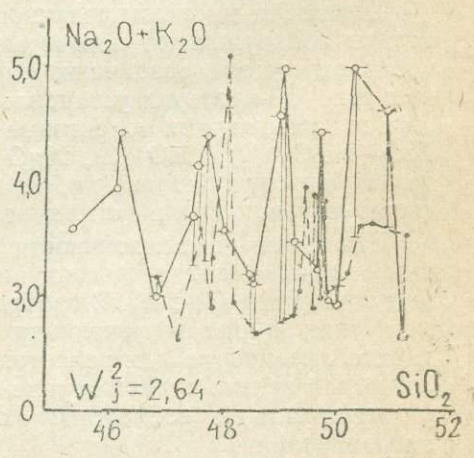
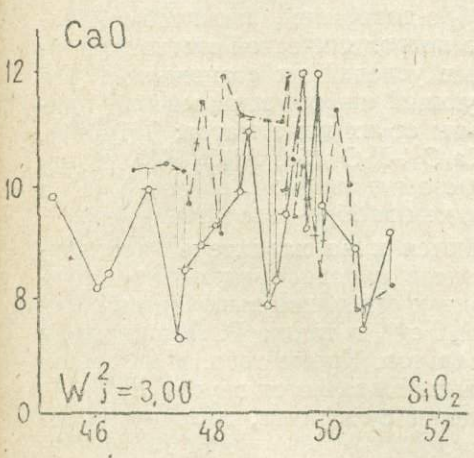
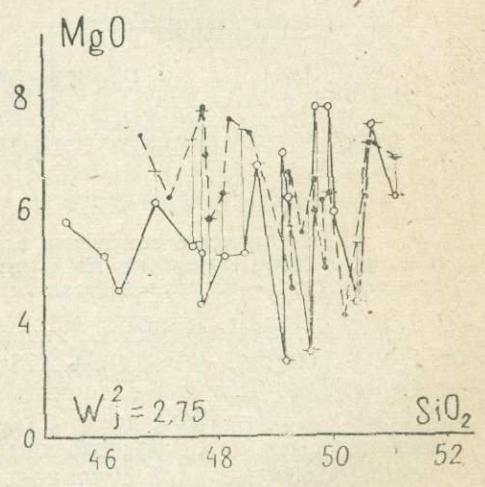
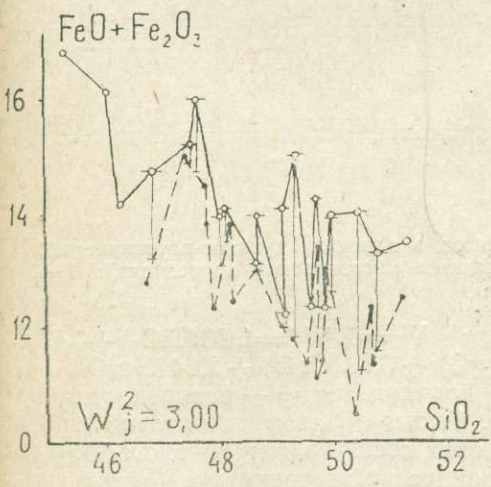
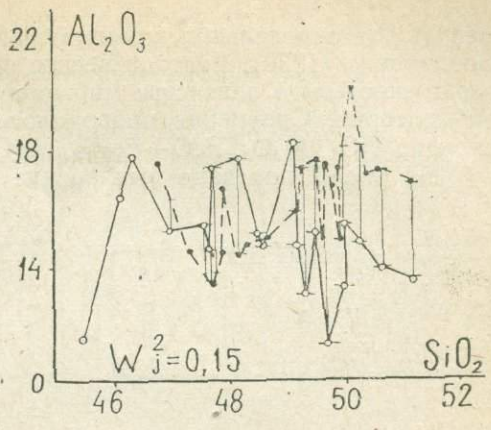
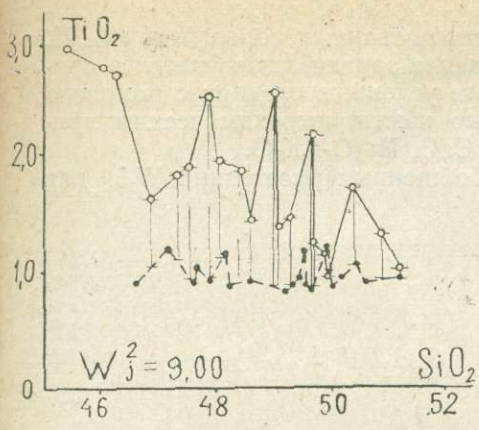


Рис. 7. Количественная оценка степени петрохимического родства габбро-долеритов и толеитовых базальтов позднего докембрия КМА с помощью  $W_j^2$ -критерия В. Н. Бондаренко (1970): 1 — габбро-долериты; 2 — толеитовые базальты; 3 — значения  $W_j^2$



менить для определения комагматичности названных пород метод В. Н. Бондаренко (1970). Статистическое решение задачи заключается в проверке гипотезы о равенстве многомерных условных средних с помощью  $W^2$ -критерия. Сравнение проводилось по шести петрохимическим признакам:  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO+Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O+K_2O$ .

На рис. 7 показано вычисление обобщенных расстояний  $W_j^2$  для

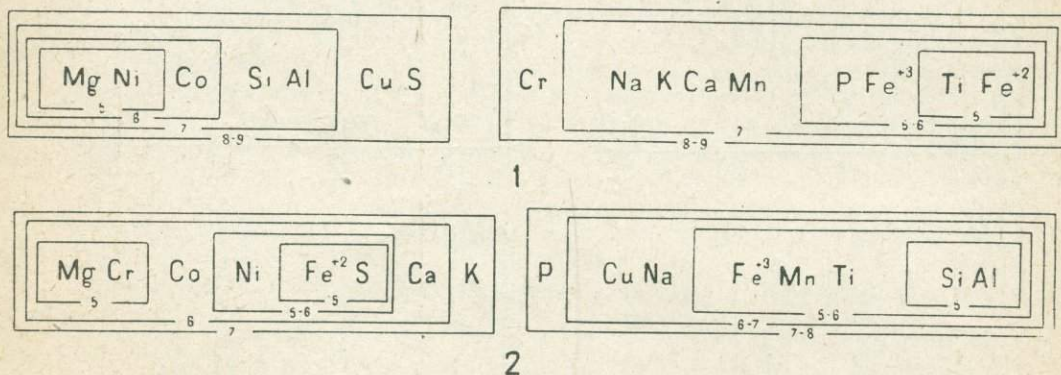


Рис. 8. Геохимические ассоциации элементов в породах вулcano-плутонической ассоциации позднего докембрия КМА (по данным многократной корреляции): 1 — габбро-долериты; 2 — толеитовые базальты

каждого петрохимического признака:  $W^2 = \sum W_j^2 = 9,00(TiO_2) + 0,15(Al_2O_3) + 3,00(FeO + Fe_2O_3) + 2,75(MgO) + 3,00(CaO) + 2,64(Na_2O + K_2O) = 22,39$ . Так как величина  $W^2$  подчиняется  $\chi^2$ -распределению Пирсона и  $\chi_{0,001}^2 = 22,50$ , то  $\chi^2 < \chi_{0,001}^2$ . Таким образом достаточно надежно подтверждается родство химических составов интрузивного и эффузивного членов единой вулcano-плутонической ассоциации.

Несмотря на комагматичность габбро-долеритам, толеитовые базальты обнаруживают некоторые черты петрохимической индивидуальности вследствие различных фациальных условий их становления. По величине  $W^2$ -критерия установлен следующий информативный ряд признаков, отличающих толеитовые базальты от их комагматов:  $TiO_2$  (1),  $FeO+Fe_2O_3$  (2),  $CaO$  (3),  $MgO$  (4),  $Na_2O+K_2O$  (5),  $Al_2O_3$  (6). В целом толеитовые 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 (рис. 8). В габбро-долеритах отчетливо выделяется окисно-рудная группа, включающая  $Ti$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+2}$ , а также  $P$ . Аналогичная группа характерна для толеитовых базальтов. Кроме того, в антагонистической окисно-рудной группе ассоциации выделяется группа  $Fe^{+2}-S$ , указывающая на возможность обособления сульфидов, главным образом пирротина.

Специализация габбро-долеритов смородинского комплекса на титан убедительно доказывается и сравнением их петрохимических особенностей с известными сибирскими титаносными и никеленосными трапповыми интрузиями (табл. 5). Весьма характерно, что габбро-долериты смородинского комплекса существенно отличаются по щелочности, магnezильности и железистости от никеленосных трапповых интрузий Сибирской платформы, а также от трапповых интрузий алмазносных провинций.



Петрохимические характеристики некоторых трапповых интрузий

Петрохимические характеристики	Габбро-долериты КМА	Толейтовые базальты КМА	Трапповая интрузия Норильск-1 (М. Н. Годлевский, 1959)	Трапповая интрузия Аламджах (В. Л. Масайтис, 1958)	Долериты Карру (А. Дю Тойт, 1957)
Alk/Σ Fe+Mg	35,2	30,0	13,0	24,2	16,7
Mg/Σ Fe+Mg	44,3	47,3	57,8	47,3	66,5
Σ Fe/Σ Fe+Mg	55,7	52,7	42,2	52,7	33,5

### РИТМИЧНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ГИПЕРБАЗИТОВ В ГЛУБИННО-ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИВАХ МАМОНСКОГО КОМПЛЕКСА ВКМ

Среднепротерозойские плутонические образования мамонского комплекса субплатформенной габбро-норит-гипербазитовой формации ВКМ слагают многочисленные интрузивы, которые по ряду признаков (размеры, морфология, внутреннее строение, состав, степень дифференцированности, рудоносность, геолого-структурное положение) разделяются на два структурно-фациальных типа (Н. М. Чернышов, 1972): А — камерно-дифференцированные существенно габброидные и Б — глубинно-дифференцированные базит-гипербазитовые фазного становления, подразделяющиеся, в свою очередь, на три группы: 1) с отчетливо и 2) со слабо проявленной внутрифазовой дифференциацией; 3) без существенных признаков внутрифазовой дифференциации. Для этих групп интрузивов, как наиболее изученных, рассматриваются парагенетические ассоциации петрографических разновидностей гипербазитов и количественные соотношения между ними.

Очевидно, выявление степени дифференцированности во многом зависит от того, насколько детально геологически изучены интрузивы. В связи с этим установлено, что те интрузивные тела и массивы, которые несут сульфидные медно-никелевые месторождения и значительные рудопоявления, обладают вместе с тем отчетливо проявленной внутрифазовой дифференциацией, которая выражается наиболее широким набором разновидностей гипербазитов (Н. М. Чернышов, 1971, 1972). Согласно принятой классификации и номенклатуре ультрамафитов (О. А. Воробьева, С. В. Ефремова, 1973), наименования разновидностей гипербазитов глубинно-дифференцированных интрузивов охватывают широкий генетический ряд — от дунитов до плагиоклазовых пироксенитов и перидотитов, переходящих в оливинсодержащие габбро-пироксениты и габбро-нориты. Этот ряд пород можно представить по убывающей магнезиальности<sup>1</sup> в следующем порядке: 1 — аподунитовые серпентиниты (31,5), 2 — гарцбургиты (29,5), 3 — лерцолиты (26,5), 4 — оливинные ортопироксениты (26,0), 5 — роговообманковые пери-

<sup>1</sup> Средние содержания MgO (вес. %) рассчитаны по 10—15 анализам, заимствованным из справочника химических составов (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972).



## Ритмичная расслоенность глубинно-дифференцированных интрузивов

Типы интрузивов	Состав ритмов по разрезам скважин						
С отчетливо проявленной интрузивной дифференциацией; содержат месторождения и значительные рудопроявления	<i>Нижний Мамон</i>						
	с. 500 а	с. 2801	с. 200 а	с. 3004	с. 468 а	с. 438 а	с. 2002
	3	14	3	14	2	1	1
	6	9	6	10	7	2	4
	3	7	3	1	2	3	2
	1	5	2	10	10	2	10
	2	1	1	1	1	3	4
	1	2	6	2	3	2	10
	2	4	2	4	2	3	9
	1	2	4	1	3		3
	3	4	2		9	с. 102	
	6	2				4	с. 626 а
	3					2	3
	2					1	2
	1	с. 0706	с. 0702	с. 0201	с. 439 а	2	1
		5	3	5	18	10	9
	с. 3402	2	10	14	14	2	2
	10	3	18	18	7		3
	6	5					2
	9						
1							
габбро-гипербазитовые	<i>Садосое</i>			<i>Юбилейное</i>			
	с. 7008	с. 7010	с. 7205	с. 277 а	с. 292 а	с. 291 а	
	10	8	2	5	10	5	
	4	2	9	11	5	10	
	10	8	15	2	10	2	
	9	2	2	10	5	4	
	2	8	5	1	2		
	10	2	10	2	5	с. 276 с	
	2			5		7	
	8	с. 7107	с. 6921			14	
		4	2			7	
		9	1				
		4					
	2						
гипербазитовые	<i>Астахово</i>			<i>Артюхово</i>		<i>Бычок</i>	
	с. 6905	с. 6903	с. 6908	с. 6911	с. 7156	с. 19 а	
	1	5	1	2	2	1	
	10	10	5	5	5	2	
	2	1	1	10	2	9	
	1	2	2	11		10	
	5	0	10		с. 6766		
	10	1			2		
	1	2	с. 6910	с. 467 а	9		
	5		1	1			
10		2	2				
		10	1				
		11	2				



Типы интрузивов		Состав ритмов по разрезам скважин						
Со слабо проявленной внутрифазовой дифференциацией; содержат незначительные рудопроявления	габбро-гипербазитовые	<i>Б. Мартын</i>		<i>Мамоновка</i>	<i>Н. Бычок</i>	<i>Н. Лиман</i>	<i>Р. Журавка</i>	
		с. 7006	с. 494 а	с. 8 а	с. 545 а	с. 6959	с. 7058	с. 10 а
		14	1	7	7	10	9	1
		9	3	18	3	5	2	3
		5		14		10	1	9
						11		
Без признаков дифференциации; содержат редкую сульфидную минерализацию	гипербазитовые	<i>Гилуша</i>		<i>Песковатка</i>	<i>Шишово</i>	<i>Сидякино</i>		
		с. 316 а	с. 365 а	с. 6902	с. 371 а	с. 6907	с. 477 с	
		10	14	5	5	10	10	
		3	7	10	3	5	5	
		7	10	15		2	11	
			5	11				
	гипербазитовые	<i>Лесково</i>	<i>Н. Богородицкое</i>	<i>Хреновое</i>	<i>А. Сергеевское</i>	<i>Луговая</i>	<i>Ю. Мамон</i>	
		с. 521 с	с. 7055	с. 392 а	с. 477 а	с. 714 а	с. 731 а	
		10	5	15	10	5	10	
		5	10	17	15	11	11	
		11	11	15	9	10		
		<i>Шестаково</i>		<i>Совхозная</i>				
		с. 126 а		с. 500 с				
		10		10				
		11		15				

Примечание. Ритмы по разрезам скважин (с.) ограничены чертой, а цифры соответствуют наименованиям пород, указанным в тексте.

дотиты (25,2), 6 — верлиты (22,7), 7 — плагиоклазовые перидотиты (22,5), 8 — ортопироксениты (22,5), 9 — оливиновые вебстериты (22,4), 10 — роговообманково-оливиновые пироксениты (20,5), 11 — горнблендиты оливин-пироксеновые (19,0), 12 — оливиновые клинопироксениты (18,3), 13 — вебстериты (18,0), 14 — плагиоклаз-оливиновые пироксениты (16,6), 15 — роговообманковые пироксениты (16,4), 16 — клинопироксениты (15,2), 17 — плагиоклазовые пироксениты (10,3), 18 — габбро-пироксениты и габбро-нориты оливиносодержащие (9,7).

Перечисленные разновидности ультраосновных пород в интрузивах с различной степенью дифференцированности слагают многообразные двух-, трех- и четырехчленные ассоциации, которые повторяются в разрезах и создают ритмичную расслоенность (табл. 6). Из анализа строения, состава и положения ритмов выявляются следующие особенности: 1) сочетание взаимно ассоциирующих разновидностей гипербазитов не является строго определенным; 2) наиболее магнезиальные и соответственно более обогащенные оливином дифференциаты отвечают в каждом ритме преимущественно лежащему положению по отношению к менее магнезиальным разновидностям; 3) максимальное количество чередующихся ритмов разного состава присуще интрузивам с отчетливо







1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17			
Без признаков дифференциации	гипербазитовые	Залесная	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	1		
		Лесково	—	—	—	—	—	34,0	—	—	40,0	—	26,0	—	—	—	—	—	2	
		Масычово	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	
		Н. Богородицкое	—	1,0	—	—	—	81,0	—	—	9,0	—	9,0	—	—	—	—	—	1	
		Совхозная	—	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	1	
		Ст. Тойда	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	
		Хреновое	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20,0	12,0	68,0	—	—	—	1	
		Четвериково	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	
		Ал.—Сергеевск.	—	—	—	—	—	—	—	55,0	—	—	—	—	45,0	—	—	—	—	1
		Юж. Мамон	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99,0	—	1,0	—	—	—	—	—	1
		Шестаково	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	1
		Белая Горка	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	1
		Луговая	—	—	—	—	—	—	85,0	—	—	10,0	—	5,0	—	—	—	—	—	1
Алексеево	—	—	—	—	—	—	—	—	—	78,0	—	—	—	22,0	—	—	—	1		
Средние значения по всем интрузивам		2,7	33,6	15,0	2,5	0,1	13,0	2,0	3,2	18,0	1,0	2,7	2,1	2,2	1,8	0,1	196			



проявленной дифференциацией; 4) обеднение видового состава ритмов, сокращение их количества, появление ритмов с преобладанием рогово-обманковых однотипных пород констатирует признаки снижения степени дифференцированности интрузивов.

Количественные соотношения между разновидностями гипербазитов определялись по их мощностям в разрезах скважин по отношению к общей мощности ультраосновных пород. Очевидно, эти соотношения целиком зависят от количества анализированных разрезов скважин, но в целом они отражают общий характер распределения и объемы генетических дифференциатов, особенно в наиболее детально разбуренных массивах с оруденением (табл. 7). Из приведенных данных видно, что из числа менее серпентинизированных пород в интрузивах с отчетливой дифференциацией гарцбургиты преобладают над другими разновидностями, затем следуют роговообманковые лерцолиты, лерцолиты, оливиновые вебстериты и так далее (см. табл. 7). Характерно, что основной объем в интрузивах со слабо проявленной внутрифазовой дифференциацией составляют роговообманково-оливиновые вебстериты и лерцолиты, которые в интрузивах без существенных признаков дифференциации совместно с оливин-пироксеновыми горнблендитами (в различных количественных соотношениях) являются главными типами пород.

Изложенные данные, характеризующие различную полноту проявления и многообразие ритмичной расслоенности, неодинаковые качественные составы ритмов и, объемные соотношения разновидностей гипербазитов, свидетельствуют о гетерогенном состоянии исходного ультраосновного магматического вещества, обусловившего при внедрении автономное строение интрузивов мамонского комплекса в зависимости от структурно-тектонических особенностей становления современных камер.

### НОВЫЙ ТИП ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ ОСНОВНОГО-УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВКМ

Среди многочисленных базит-гипербазитовых массивов мамонского комплекса на юго-востоке ВКМ выделены следующие структурно-фациальные типы: а) камерно-дифференцированные; б) глубинно-дифференцированные (фазные). Они различаются спецификой тектонических условий формирования, особенностями вещественного состава. Сложность тектонических условий, определивших различную глубинность магматических очагов, и особенности базит-гипербазитовых массивов отчетливо проявились в составе, степени дифференцированности, характере рудоносности (Н. М. Чернышов, 1972). Наиболее распространенным и полно изученным типом являются глубинно-дифференцированные массивы с ранней фазой внедрения ультраосновных и поздней — основных пород. Большинство интрузивов этого типа тяготеет к Лосевско-Мамонской зоне глубинного разлома или к оперяющим его трещинам.

В последние годы (1968—1972 гг.) была вскрыта бурением группа интрузий второго типа — Липов Куст (Ростовская область), Ширяево, Елань-Колено, Вязово (Воронежская область). Они образуют крупные (20—150 км<sup>2</sup>) изометричной формы массивы, приуроченные к осевым частям пологих синклиналиных складок первого порядка, и расположены восточнее Лосевско-Мамонской зоны разломов.



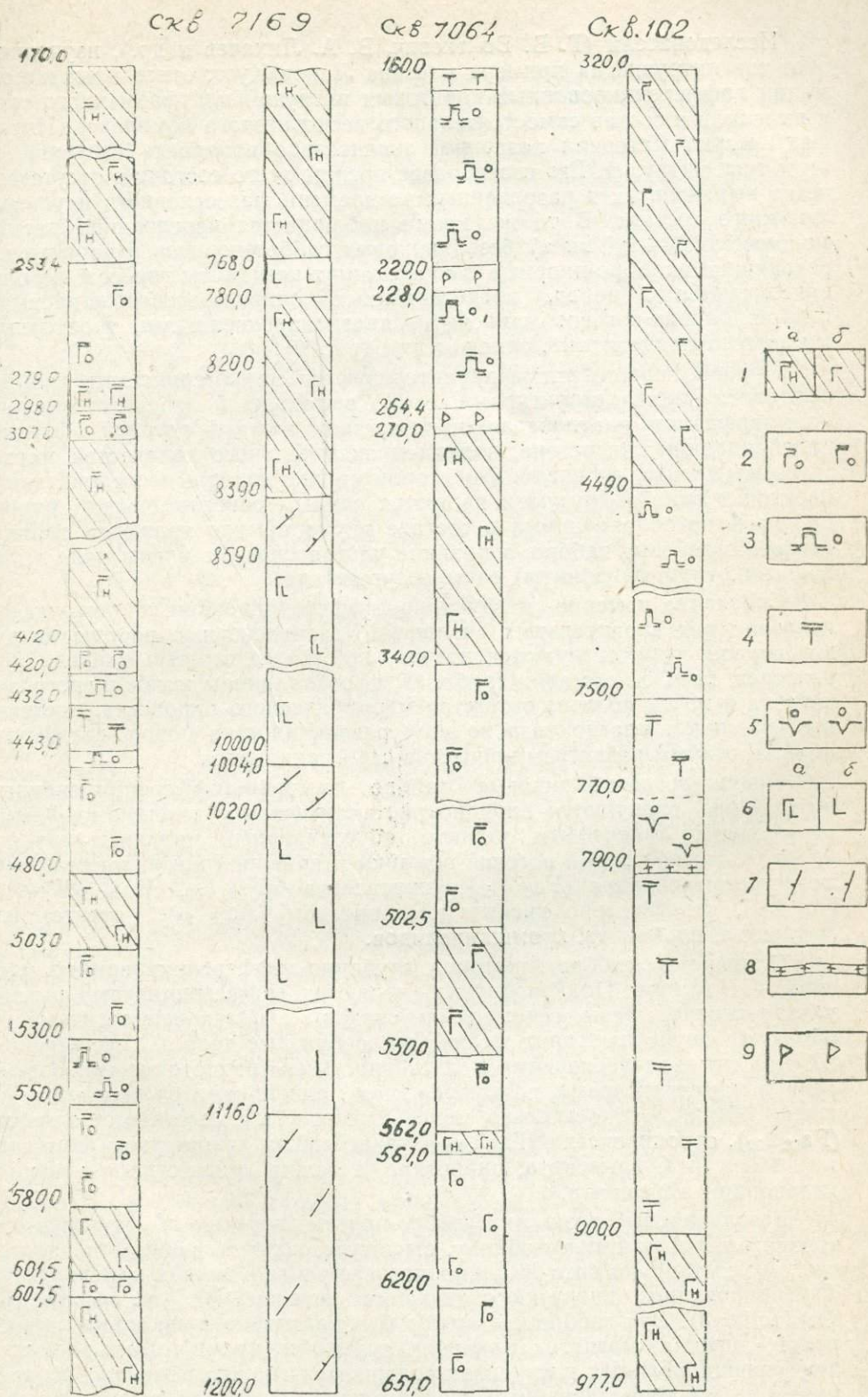


Рис. 9. Разрезы по скважинам камерно-дифференцированных интрузий (Ширяево, Липов Куст): 1 — безоливиновые габбро-нориты (а) и габбро (б); 2 — оливин-роговообманковые габбро; 3 — оливин-роговообманковые плагиоклазовые пироксениты; 4 — плагиоклазовые перидотиты; 5 — плагиоклазодержащие оливиниты; 6 — (а) габбро-диориты, (б) — диориты; 7 — гнейсы; 8 — гранитные жилы; 9 — роговообманковое безоливиновое габбро



Исследователи (Г. В. Войткевич, В. А. Лихачев и др.), изучавшие этот тип интрузий на примере массива Липов Куст, отнесли их к формации дифференцированных норитовых интрузий платформенного типа и выделили в состав самостоятельного песковатского комплекса. Новый фактический материал позволяет значительно пополнить сведения об этом типе интрузий. Его своеобразие прежде всего состоит в отсутствии четко выраженных и разорванных во времени фаз основного и ультраосновного состава. В то же время наблюдается чередование ритмов мощностью 20—100 м: а) безоливиновых габбро-норитов и норитов, переходящих в габбро-диориты и содержащих ксенолиты гнейсов; б) оливинсодержащих пород, представленных оливин-роговообманковыми габбро, оливин-роговообманковыми, плагиопироксенитами, троктолитами, плагиоперидотитами, оливинитами (рис. 9).

Породы первого ритма характеризуются мелкозернистыми габбро-офитового облика структурами, слабо выраженной трахитоидностью, идиоморфизмом плагиоклаза, присутствием зеленой роговой обманки, преобладанием гиперстена, наличием значительного количества магнетита, ильменита, шпинели. Во втором ритме породы последовательно переходят одна в другую и являются единым сингенетическим рядом, при этом преобладающими в составе ритма обычно являются оливин-роговообманковые габбро, а крайние ультраосновные члены ряда (плагиоперидотиты, оливиниты) часто отсутствуют.

Сравнение камерно- и глубинно-дифференцированных интрузивов показало ряд значительных различий. Ультраосновные породы интрузий первого типа отличаются повышенной железистостью оливина, пироксенов, роговой обманки (табл. 8), преобладанием моноклинного пироксена и почти полным отсутствием ромбического пироксена, постоянным наличием плагиоклаза во всех разновидностях пород, свежестью облика, слабым развитием процессов серпентинизации.

Оливин-роговообманковые габбро камерно-дифференцированных интрузивов отличаются крупнокристаллическими гипидиоморфными структурами, такситовым обликом, обусловленным наличием крупнокристаллической бурой роговой обманки и куммингтонита, высокой железистостью оливина ( $Fe_{35-53}$ ), пироксенов ( $Fs_{33-40}$ ,  $En_{30-38}$ ,  $Wo_{36-37}$ ,  $Fs_{12-25}$ ), относительно кислым плагиоклазом ( $An_{50-24}$ ), отсутствием магнетита, ильменита, хромшпинелидов.

Оливиновые габбро некоторых глубинно-дифференцированных массивов (Н. Мамон, Подколodновка) являются дифференциатами ранней ультраосновной фазы, генетически связаны с плагиоперидотитами и образуют среди последних мелкие живообразные тела (С. М. Фролов, 1970). Они характеризуются мелкозернистыми трахитоидными порфировидными структурами, идиоморфизмом мелкопризматического плагиоклаза ( $An_{60}$ ), относительно менее железистым составом оливина ( $Fe_{22-32}$ ), ортопироксена ( $Fs_{5-35}$ ), значительным количеством акцессорных магнетита, ильменита, пирротина, а также присутствием хромита, халькопирита и пирита.

Безоливиновые разности (габбро-нориты, нориты) обоих типов интрузий близки по своему облику, структуре, количественно-минералогическому составу, но орто- и клинопироксены в габброидах камерно-дифференцированных интрузий отличаются повышенной железистостью (см. табл. 8). Эти габброиды имеют близкий набор акцессорных минералов, содержат магнетит, ильменит, сульфиды; кроме того, в камерно-дифференцированных интрузивах содержится гранат, шпинель, корднерит. В то же время линейный дискриминантный анализ, выполненный в отделе математических методов ВСЕГЕИ, показывает полное различие



Сравнительная таблица состава породообразующих минералов основных и ультраосновных пород камерно-дифференцированных (А) и глубинно-дифференцированных (Б) интрузий

Порода	Тип интрузий	Породообразующие минералы				
		оливин	клинопироксен	ортопироксен	роговая обманка f, мол. %	плаггиоклаз
Оливиниты Дуниты	А	Fa <sub>22-23</sub>	—	—	48	Ап <sub>75</sub>
	Б	Fa <sub>14-20</sub>	En <sub>50-40</sub> Wo <sub>44-50</sub> Fs <sub>6-10</sub>	—	—	—
Плаггиоклазовые перидотиты	А	Fa <sub>27</sub>	En <sub>42</sub> Wo <sub>46</sub> Fs <sub>13</sub>	—	—	—
	Б	Fa <sub>18-22</sub>	En <sub>45-53</sub> Wo <sub>45-48</sub> Fs <sub>2-4</sub>	Незначительное количество F <sub>2-30</sub>	—	Ап <sub>75</sub>
Оливин-роговообманковые плаггиоклазовые пироксениты	А	Fa <sub>33-40</sub>	En <sub>45</sub> Wo <sub>43</sub> Fs <sub>12</sub>	Fs <sub>32-37</sub>	50	I — Ап <sub>52-50</sub>
	Б	Fa <sub>20-22</sub>	En <sub>63-48</sub> Wo <sub>45-48</sub> Fs <sub>2-4</sub>	Fs <sub>31-25</sub>	—	—
Оливиновое, оливин-роговообманковое габбро	А	Fa <sub>31-53</sub>	En <sub>42-48</sub> Wo <sub>32-42</sub> Fs <sub>13-16</sub>	Fs <sub>33-40</sub>	50-48	I — Ап <sub>50-48</sub>
	Б	Fa <sub>22-32</sub>	I — En <sub>50</sub> Wo <sub>36</sub> Fs <sub>12</sub> II — En <sub>38</sub> Wo <sub>37</sub> Fs <sub>25</sub>	Fs <sub>15-35</sub>	—	Ап <sub>60-70</sub>
Габбро-нориты (безоливиновые)	А	—	I — En <sub>42</sub> Wo <sub>45</sub> Fs <sub>12</sub> II — En <sub>47</sub> Wo <sub>38</sub> Fs <sub>15</sub>	Fs <sub>42</sub>	I — 50 II — 38*	I — Ап <sub>60-55</sub> II — Ап <sub>44-40</sub>
	Б	—	I — En <sub>57-72</sub> Wo <sub>49-24</sub> Fs <sub>10-4</sub> II — En <sub>43-45</sub> Wo <sub>47-49</sub> Fs <sub>6-10</sub> III — En <sub>32-38</sub> Wo <sub>44-49</sub> Fs <sub>17-22</sub>	I — Fs <sub>6-10</sub> II — Fs <sub>1-22</sub> III — Fs <sub>30-37</sub>	35-15	I — Ап <sub>60-55</sub> II — Ап <sub>44-40</sub>
Габбро-диориты	А	—	—	—	—	—
	Б	—	En <sub>42</sub> Wo <sub>44</sub> Fs <sub>16</sub>	Fs <sub>34</sub>	50	I — Ап <sub>58-43</sub> II — Ап <sub>50-44</sub>

Примечание. I, II, III — генерации и разновидности минералов.

этих пород по содержанию микроэлементов (Cr, Ni, Co, Ti, V, Cu, Mn, Zr, Sc, Be).

Все минералого-петрографические различия пород камерно- и глубинно-дифференцированных интрузивов находят подтверждение при сравнении химических составов близких типов пород этих массивов (по данным химических анализов, приведенным в работах Н. М. Чернышова, В. Л. Бочарова, 1972, и Г. В. Войткевича с соавторами, 1969). Из данных таблицы 9 видно, что ультраосновные породы камерно-дифференцированных интрузивов имеют повышенное содержание SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и несколько пониженное MgO. Сумма Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO по абсолютному значению близка в аналогичных породах обоих типов интрузии, но во всех породах (кроме безоливиновых габбро-норитов) камерно-дифференцированных массивов закисное железо преобладает над окисным, что находит отражение в повышенной железистости породообразующих минералов (оливин, пироксен, амфиболы) и отсутствии ильменита, хромита, магнетита.

Оливинсодержащие основные породы сохраняют те же различия, что и ультраосновные породы, а в безоливиновых разновидностях габброидов камерно-дифференцированных интрузивов меняется соотношение между закисным и окисным железом в сторону увеличения последнего. Анализ диаграммы «общая железистость — SiO<sub>2</sub>» (по Осборну) пока-



Химические составы основных и ультраосновных пород камерно-дифференцированных (А) и глубинно-дифференцированных (Б) интрузий

Оксиды	Оливиниты, дуниты		Плагиоклазовые перидотиты		Оливиновые плагиоклазовые пироксениты		Оливиновое логовообманковое габбро		Габбро-нориты (безоливиновые)	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
SiO <sub>2</sub>	41,66	39,84	45,2	41,52	48,65	47,77	48,14	49,87	49,64	51,38
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,26	0,36	0,31	0,65	0,42	0,68	0,50	0,99	0,86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,25	0,12	0,25	0,09	0,19	0,06	0,04	0,02	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,06	0,85	4,17	2,24	6,18	3,72	9,48	13,55	15,75	14,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,91	2,97	2,28	6,33	4,76	5,16	2,02	5,09	5,69	4,36
FeO	10,85	11,39	9,26	6,39	8,53	5,94	10,77	5,35	4,95	6,51
MnO	0,20	0,18	0,10	0,16	0,07	0,12	0,07	0,09	0,06	0,07
MgO	32,87	37,44	23,60	27,64	15,27	22,23	12,78	12,11	8,36	7,69
CaO	4,19	1,47	12,18	5,97	12,87	8,82	10,38	8,20	10,49	8,69
Na <sub>2</sub> O	0,80	0,16	1,00	0,34	1,46	0,55	2,01	1,91	2,68	2,60
K <sub>2</sub> O	0,20	0,004	0,15	0,25	0,33	0,35	0,82	0,80	0,34	1,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,09	0,14	0,12	0,16	0,16	0,17	0,23	0,21	0,26
П. п. п.	2,50	2,95	1,10	7,69	Не опр.	4,19	2,16	1,88	0,22	1,27
Сумма	99,08	99,82	99,98	100,21	99,12	100,18	99,92	99,80	99,76	99,57
Ni	0,01	0,30	0,05	0,11	0,033	0,07	0,075	0,009	0,01	0,008
Co	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,007	0,006	0,01	0,005
Cu	Не опр.	0,025	0,016	0,07	0,03	0,03	0,018	0,007	0,02	0,0075
S	0,19	0,40	0,25	0,81	0,032	0,44	0,28	0,16	0,32	0,15

Количество анализов

1 5 2 31 3 30 8 31 9 30

зал, что характер дифференциации для ультраосновных пород камерно-дифференцированного типа близок к ультраосновным породам никеленосного массива Нижний Мамон (рис. 10). В то же время происходит относительное накопление железа в безоливиновых габбро-норитах, габбро-диоритах при незначительном увеличении кремнезема. В верхней части кривая приближается к «скергаардскому типу» дифференциации в противоположность глубинно-дифференцированным массивам, имеющим четко выраженный известково-щелочной путь дифференциации (Н. М. Чернышов, 1972). Это, по-видимому, свидетельствует о возможном появлении сульфидной медно-никелевой минерализации только в ультраосновных и основных оливинсодержащих породах камерно-дифференцированных интрузивов и отсутствии ее в ритмах безоливиновых пород вследствие повышенной их железистости и низкой магнезиальности. При этом различия в содержании рудных элементов (Ni, Co, Cu) между ультраосновными и основными породами в глубинно-дифференцированных никеленосных массивах (Н. Мамон) более резкие, чем в некоторых камерно-дифференцированных интрузивах (Ширяево), где эти элементы, по-видимому, находятся в состоянии большего рассеяния, чему способствует повышенная щелочность и железистость ультраосновных и основных оливинсодержащих пород.

Таким образом, при общем сходстве пород камерно- и глубинно-дифференцированных интрузий вследствие различных геолого-структурных условий их формирования имеются значительные различия в ходе эволюции магматического расплава, в характере естественных сингенетических рядов пород, в составе и свойствах породообразующих минералов (оливин, пироксены, амфиболы и плагиоклазы) и в тенденции распределения (степень концентрации и рассеяния) рудных элементов



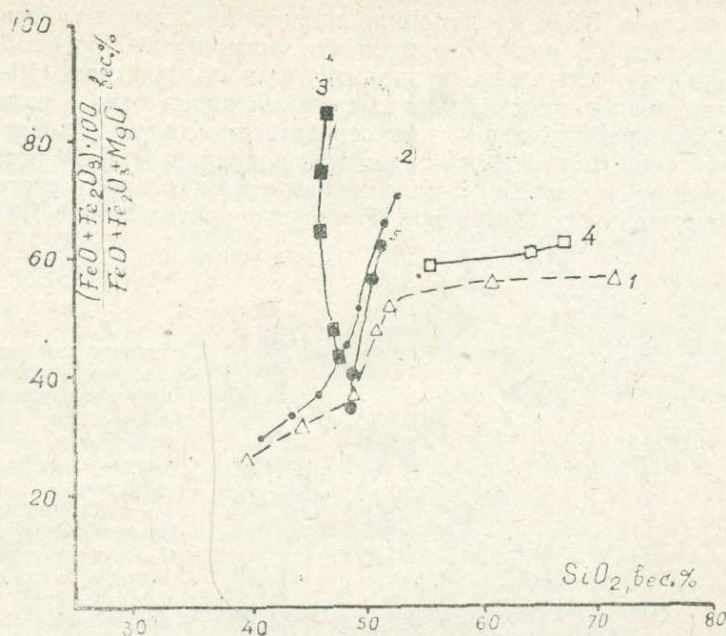


Рис. 10. Диаграмма железистости —  $\text{SiO}_2$  (по Осборну) основных и ультраосновных интрузий: 1 — Нижний Мамон; 2 — Ширяево; 3 — Скаергард; 4 — известково-щелочная серия; 5 — толентовая серия

(Ni, Co, Cu), что в конечном счете предопределяет различную степень рудоносности.

Наблюдается некоторое сходство интрузий камерно-дифференцированного типа с Мончегорским никеленосным плутоном, проявившееся в ряде общих черт внутреннего строения массивов, наборе естественных сингенетических рядов пород, некоторых общих чертах химизма (близкие значения  $\text{MgO}$ , преобладание  $\text{FeO}$  над  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ ; Н. А. Елисеев, 1956). Установление на юго-востоке ВКМ сложнодифференцированных субплатформенных интрузий основных-ультраосновных пород Мончегорского типа расширяет возможности обнаружения сульфидно-медно-никелевых месторождений в этом районе.

### ОБ АНТИГОРИТИЗАЦИИ В ГИПЕРБАЗИТАХ ЮГО-ВОСТОКА ВКМ

Ранее проведенными исследованиями (С. М. Фролов, 1969) серпентиновых минералов в гипербазитах юго-восточной части ВКМ, входящих в состав габбро-норит-гипербазитовой субплатформенной формации среднего протерозоя (Н. М. Чернышов, 1972), определены главные минеральные виды породообразующих серпентинов. Ими является лизардит двух генераций; другие же разновидности (хризотил, антигорит) встречаются крайне редко в аллометаморфических серпентинитах в ви-



де незначительных примесей. Дальнейшее изучение минералов серпентиновой группы в многочисленных интрузивных телах на всей площади юго-востока ВКМ не изменило нашего прежнего представления о преимущественной распространенности lizardита. Породообразующий антигорит был установлен в значительных количествах (10—30%) в различных разновидностях ультраосновных пород целого ряда гипербазитовых тел, расположенных непосредственно вдоль контакта двух смежных толщ (песчаниково-сланцевой и вулканогенной) воронцовской серии (нижний протерозой), положением которого определяется направление регионального Лосевско-Мамонского разлома (рис. 11).

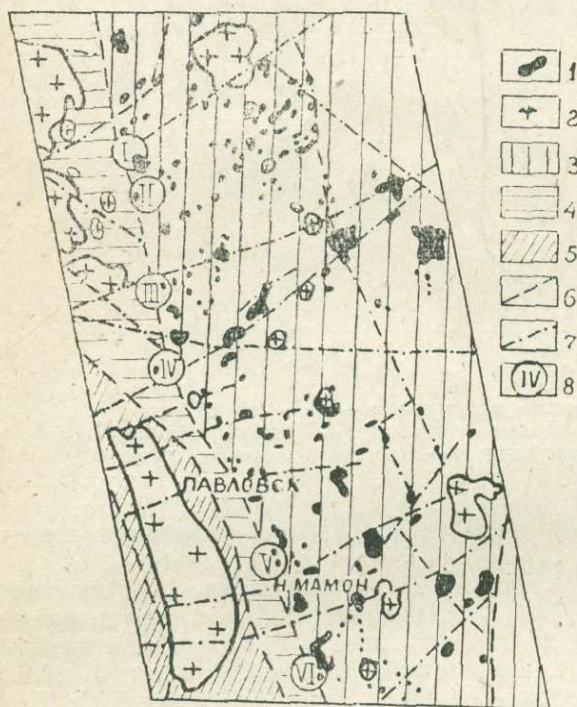


Рис. 11. Геологическая структурная схема размещения основных и ультраосновных пород юго-востока ВКМ: 1 — интрузивы основных и ультраосновных пород мамонского комплекса; 2 — гранитоиды; 3 — песчаниково-сланцевая и 4 — вулканогенная (лосевская) толщи воронцовской серии (нижний протерозой); 5 — обоянь-михайловская серия (архей); 6 — основные разломы (с востока на запад) — Лосевско-Мамонский, Радченско-Гремяченский и Кантемировско-Сергеевский; 7 — линии тектонических нарушений; 8 — интрузивные гипербазитовые тела с проявлением антигоритизации; I — Большой Мартын; II — Песковатка; III — Сидякино; IV — Шестаково; V — Гнилуша; VI — Луговая.

Микроскопическими исследованиями выявлены многообразные формы развития антигорита по оливину, пироксенам, амфиболу и установлены соотношения антигоритизации с предшествующими и последующими метаморфическими изменениями гипербазитов. Установлено два морфологических типа антигорита: а) относительно крупнокристаллический ( $0,03 \times 0,3 - 0,08 \times 0,6$  мм), лейстовидный, удлиненно-пластинчатый и б) микрокристаллический ( $0,01 \times 0,02 - 0,02 \times 0,04$  мм), изометрично- и удлиненно-пластинчатый, игольчатый, брусчаточный. Диагностика антигорита, извлеченного непосредственно из шлифов, производилась оптическим методом и по данным рентгенограмм. Оптические свойства антигорита обычные:  $2v = (-) 36^\circ, 50^\circ, 60^\circ$ ; удлинение (+);  $ng = 1,559 - 1,562$ ,  $np = 1,550 - 1,552$ . Дебаеграммы микро- и лейстовидного антигорита различаются по интенсивности и количеству отражений (у микроантигорита отражений меньше и они более слабые), что свидетельствует о непостоянстве структуры и различном ее совершенстве. Сокращенные данные рентгенограмм, согласующиеся с эталонным образцом антигорита, приведены в таблице 10.



Главные характеристические линии рентгенограмм антигорита

1		2		3		1		2		3	
d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i
7,31	10	7,30	10	7,30	10	2,30	2	2,37	1	—	—
4,63	3	4,62	4	—	—	1,562	5	1,568	8	1,561	3
3,64	9	3,61	8	3,60	8	1,540	8	1,540	8	1,542	2
2,98	8	2,52	8	2,53	10	1,511	2	1,511	3	1,502	1
2,41	2	2,43	1	2,41	1	1,317	4	1,320	2	—	—

Примечание. 1 — данные Г. А. Ковалева (1967); 2 — лейстовидный апооливиновый антигорит по рентгенограммам двух образцов — из пироксенита (скв. 446 а, глуб. 207,8 м) и перидотита (скв. 479 с, глуб. 112 м); 3 — микроантигорит из лерцолинта (скв. 714 а, глуб. 121 м). Условия съемки: Fe — излучение, U=40 кв, I=2,5 ма, t=12 ч, D<sub>K</sub>=57,3 мм, D<sub>обр</sub>=0,3 мм.

Ниже характеризуются особенности развития антигорита в ультраосновных породах рассматриваемых интрузивов.

В роговообманковых перидотитах западной части интрузии Б. Мартын (скв. 455 а) антигорит развит по периферии апооливиновых лизардитовых псевдоморфоз, включенных в крупнокристаллическую (1—2 см) роговую обманку, образует венчиковые оторочки с радиально-лучистым расположением удлиненно-пластинчатых и лейстовидных индивидов. Распределение парагенетического магнетита, обусловленное миграцией железа при антигоритизации, характеризуется следующими особенностями. Магнетит в значительных количествах связан с лизардитом первой (светло-зеленый) и второй (зеленый) генерации, почти отсутствует в ассоциации с антигоритом (бесцветный), а на границе псевдоморфоз с вмещающей их роговой обманкой образует сплошные каемки, которые развиты и по периферии мономинеральных антигоритовых псевдоморфоз.

Пироксены в роговообманковых перидотитах не замещены антигоритом даже в тех случаях, когда они совмещены с серпентиновыми псевдоморфозами, что является признаком избирательного характера процесса антигоритизации. В тремолитизированных разновидностях перидотитов устанавливается более позднее развитие антигорита, лейсты которого приспособляются к ограничениям кристаллов тремолита или развиты вдоль трещин спайности и отдельности.

Следует отметить важную особенность, присущую роговой обманке, содержащей в качестве включений зерна оливина (0,5—2 мм) и пироксена (0,3—1,5 мм). Кристаллы роговой обманки обладают неоднородным характером погасания, что, очевидно, является признаком изменения их структурного строения вследствие влияния динамических напряжений.

Проявления антигоритизации в относительно свежих оливин-роговообманковых пироксенитах с типичными пойкилитовыми структурами (Песковатка, скв. 466 а, 6902; Шестаково, скв. 126 с) в целом однотипны описанным выше. Однако в этих породах кроме оторочек вокруг лизардитовых апооливиновых псевдоморфоз антигорит непосредственно замещает зерна неизмененного оливина, образуя частичные и полные псевдоморфозы с параллельно-ориентированным развитием пластинчатых кристаллов или с радиально-лучистым строением (рис. 12). Заметим, что в ассоциации с лейстами антигорита магнетит практически отсутствует, но образует внешнюю каемку вокруг псевдоморфоз.



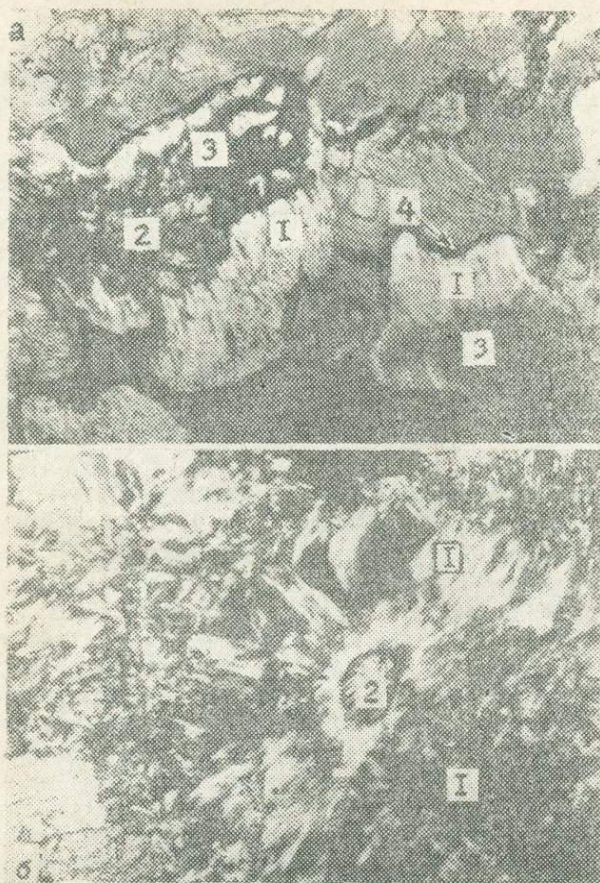


Рис. 12. Антигоритизация оливина в роговообманковых пироксенитах: а — параллельно-ориентированное развитие пластинчатого антигорита (1) по оливины (2) и лизардиту (3) с образованием внешних каемок магнетита (4); ник. II, увел. 50, скв. 126 с, глуб. 153,4 м; б — радиально - лучистое строение псевдоморфозы антигорита по оливины; ник. +, увел. 45, скв. 466 а, глуб. 196 м

В связи с этим можно предположить, что при непосредственном замещении оливина антигоритом избыточное железо мигрирует к периферии зерен, где в окислительных условиях оно переходит в трехвалентную форму с образованием магнетита.

В локальных зонах изменения пироксенитов (скв. 6902, глуб. 565 м) устанавливаются соотношения антигорита с минералами предшествующих более высокотемпературных процессов аллометаморфизма. Антигорит корродирует и прорастает не только в первичные (оливин, пироксены, роговая обманка, сульфиды), но и во вторичные минералы — лизардит, тремолит, тальк, аповермикулиновый сунгулит (лизардит). Карбонат и бесцветные хлориты, судя по взаимоотношениям, представляют сингенетичные с антигоритом минералы. Таким образом, процесс тремолитизации и оталькования гипербазитов, приуроченный к тектонически ослабленным зонам, в своем продолжении завершается антигоритизацией, хлоритизацией и карбонатизацией, тогда как лизардитизация, как процесс автоматоморфический, предшествовала во времени антигоритизации гипербазитов.

В хлоритизированных и лизардитизированных роговообманковых перидотитах и особенно в сопряженных с ними лизардитовых серпентинитах с характерными реликтово-псевдоморфными структурами (Сидякино, скв. 479 с, 383 а) наиболее ярко проявляется последующее образование антигорита. Он широко развит по периферии и в промежутках между апооливиновыми лизардитовыми псевдоморфозами, а так-



же образует новые своеобразные гомоосевые псевдоморфозы по ранее образованным лизардитовым апопироксенитовым и апооливиновым псевдоморфозам, которые включены в неизмененную или хлоритизированную роговую обманку. Хлорит в этом случае также образует полные псевдоморфозы по амфиболу и, по-видимому, является сингенетичным с антигоритом минералом, обязанный своим возникновением тем же метаморфизирующим растворам.

Антигоритизация в плагиоклазовых перидотитах (Гнилуша, скв. 366 а) наблюдается в обособленных маломощных зонах (5—10 м), иногда смежных с тремолитизированными, оталькованными и хлоритизированными породами и участками (скв. 366 а, глуб. 184—190,5 м) расщепления карбонат-тальковых пород. Однако значительное развитие антигорита отмечается в относительно свежих разновидностях плагиоклазовых перидотитов с крупнозернистым (2—4 мм) оливином. Важно отметить, что в этих породах оливин вообще не замещен антигоритом; он остается почти свежим. И лишь по периферии и по трещинам зерен развит лизардит в ассоциации с магнетитом. Антигоритизация широко проявлена в интерстициях зерен оливина совместно с оталькованием и карбонатизацией. В этих участках, обрамленных сплошными каемками магнетита, сохранились лишь реликты клинопироксена, роговой обманки и малоизмененного плагиоклаза, тогда как ортопироксены полностью замещены тальком и антигоритом.

Антигоритизация в роговообманковых лерцолитах (Луговая, скв. 714 а) наблюдается на участках, приуроченных к узким и многочисленным зонам расщепления этих пород и характеризуется следующими особенностями. В отличие от достаточно крупных лейст и пластинок в описанных выше породах антигорит в лерцолитах микрокристаллический, игольчатый, изометрично-пластинчатый и брусчаточный. Он развит за счет перекристаллизации ленточного лизардита, происходящей не только по периферии, но и во всех частях апооливиновых и апопироксеновых псевдоморфоз, кроме того, замещает, хотя и в меньшей степени, неизмененные ортопироксены. Интересно отметить, что некоторые антигоритовые псевдоморфозы частично или полностью замещены полисинтетически сдвойникованным кальцитом, при этом внутри новых псевдоморфоз сохраняются реликтовые выделения магнетита в виде сыпи и пересекающихся шнуров, унаследованных от лизардитизации и антигоритизации первичных минералов.

В заключение следует особо отметить, что в условиях юго-востока ВКМ все интрузивы основных и ультраосновных пород инъецированы многочисленными жилами и дайками гранитов и пегматитов, однако даже в контактных зонах последних с гипербазитами не установлено проявления микроскопически заметной антигоритизации. Антигоритизация не выявлена и в многочисленных зонах тремолитизации, оталькования и карбонатизации ультраосновных пород. Вместе с тем, по предположениям некоторых исследователей (В. Р. Артемов, 1970), гранитные интрузии в большинстве случаев могут быть источником растворов, способствующих антигоритизации, которая происходит в умеренно щелочной среде при наличии привноса кремнезема. Не отрицая роли растворов гранитных интрузий, мы предполагаем, что антигоритизация в рассмотренных гипербазитовых телах (независимо от их внутреннего строения, состава и степени изменения слагающих эти тела пород), очевидно, обязана глубинным горячим эманациям, соответствующим по составу антигоритизирующим растворам, проникавшим по региональному разлому и смежным с ним тектоническим нарушениям. Динамическое напряжение, признаки которого отразились на породах некоторых гипербазитовых тел, были фактором, способствующим антигоритизации, но не главным в данном случае.



## О ВОЗМОЖНОСТИ РАЗДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД КМА ПОСРЕДСТВОМ ДИСКРИМИНАНТНОЙ ФУНКЦИИ

Разделение близких по составу и часто пространственно совмещенных интрузивных массивов основного состава различной формационной принадлежности является одной из главных проблем формационного и металлогенического анализа базит-гипербазитового магматизма КМА. Однако в условиях этого района, перекрытого повсеместно мощным чехлом осадочных отложений, обычные геолого-петрографические методы изучения основных пород недостаточно эффективны.

Накопление большого объема первичной петрохимической информации и развитие новых методов ее обработки (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972) делает возможным широкое использование химического состава пород в качестве источника информации об их формационной сущности и металлогенической специфике. Наиболее перспективным в этой связи является одновременное использование всей петрохимической информации, заложенной в анализе, на основе применения многомерного статистического анализа.

В настоящей работе преследуется цель получить надежные петрохимические критерии разделения основных интрузивных пород КМА, принадлежащих различным формационным типам (Н. М. Чернышов, 1969, 1971, 1972), при помощи линейной дискриминантной функции. Этот метод впервые был использован при формационном изучении основных и ультраосновных пород С. В. Гольдиным и В. А. Кутолиным (1964), а в настоящее время широко применяется для различных классификационных целей (В. А. Кутолин, 1969; В. Д. Слюсарев, 1969; В. В. Кепежинская, 1970; И. И. Абрамович, В. В. Груза, 1972).

Объектом исследования послужили основные интрузивные породы наиболее хорошо изученной центральной части КМА. По своему геолого-структурному положению, составу и возрасту они объединены в четыре интрузивных комплекса (Н. М. Чернышов, 1971, 1972; Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972): бесединский габбро-пироксенит-перидотитовый (А), стойло-николаевский габбро-диорит-гранодиоритовый (Pt<sub>1</sub>), мамонский габбро-норит-гипербазитовый (Pt<sub>2</sub>) и смородинский габбро-долеритовый (Pt<sub>3</sub>). В составе бесединского и мамонского комплексов основные породы представлены преимущественно габбро-норитами, образующими самостоятельные интрузивные тела или входящими в сложные базит-гипербазитовые массивы в качестве самостоятельной, более поздней по отношению к ультраосновным породам интрузивной фазы. Габбро-диориты стойло-николаевского комплекса занимают краевые части крупных дифференцированных габбро-диорит-гранодиоритовых массивов. Габбро-долериты смородинского комплекса также слагают крупные, в различной мере дифференцированные интрузии; наиболее полно дифференцированные массивы представлены единым генетическим рядом от оливиновых разновидностей до пегматоидных<sup>2</sup>.

В таблице 11 приведены средние арифметические значения, а также стандартные отклонения в содержании породо- и рудообразующих компонентов основных пород КМА. Судя по величине S, выборочные совокупности, подобранные для характеристики каждого из интрузивных комплексов, отличаются высокой степенью однородности и указывают на их петрохимическую индивидуальность. Однако из сравнения

<sup>2</sup> На северо-западной окраине Воронежского кристаллического массива (Орловская область) Е. М. Крестиним (1973) кроме смородинского выделены малоархангельский и никитовский комплексы основных интрузивных пород. Первый соответствует основным породам мамонского комплекса, второй — слабодифференцированным массивам смородинского комплекса.



## Химический состав основных пород КМА

Компо- ненты	1		2		3		4	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO <sub>2</sub>	48,06	2,48	54,62	2,11	50,16	1,77	48,46	1,63
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,39	0,78	0,42	0,82	0,50	1,43	0,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,01	1,89	15,12	1,84	16,86	3,21	14,74	1,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,63	1,87	4,08	1,95	5,56	10,25	4,26	1,85
FeO	9,22	2,75	7,24	3,21	7,29	1,98	9,82	1,83
MnO	0,17	0,08	0,15	0,10	0,09	0,04	0,12	0,05
MgO	7,62	2,44	4,96	1,23	6,72	2,11	7,09	1,30
CaO	9,49	1,93	6,18	1,88	9,10	1,17	9,48	1,18
Na <sub>2</sub> O	2,49	0,76	2,28	1,02	2,78	0,64	2,50	0,42
K <sub>2</sub> O	0,95	0,68	2,95	1,08	0,55	0,25	0,60	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,06	0,26	0,12	0,15	0,11	0,33	0,20
SO <sub>3</sub>	0,18	0,11	0,16	0,10	0,16	0,13	0,21	0,19
П. п. п.	2,14	—	1,02	—	0,20	—	0,80	0,70
Сумма	100,03	—	99,80	—	100,05	—	99,85	—
Ni	0,09	0,009	0,019	0,008	0,025	0,005	0,011	0,005
Co	0,006	0,003	0,004	0,002	0,0045	0,002	0,0045	0,001
Cu	0,031	0,01	0,013	0,006	0,016	0,008	0,012	0,005

Примечание. 1 — Бесединский комплекс (n=30); 2 — стойло-николаевский (n=5); 3 — мамонский (n=30); 4 — смородинский комплекс (n=36).

средних содержаний с использованием параметрических и непараметрических критериев (Н. В. Смирнов, И. В. Дунин-Барковский, 1965; Р. Шторм, 1970) отчетливо видно (табл. 12), что методы одномерной статистики не позволяют вполне удовлетворительно решать задачу разделения основных пород на петрохимической основе, хотя по отдельным компонентам различия существенны. Исключение составляют габбро-

Таблица 12

## Сравнение среднего содержания породо- и рудообразующих компонентов основных пород КМА

Компо- ненты	Б—СН	Б—М	Б—С	СН—М	СН—С	М—С
SiO <sub>2</sub>	з	з	н	з	з	з
TiO <sub>2</sub>	н	н	з	н	з	з
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	з	з	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н	з	н	н	н	з
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н	н	н	н	н	н
FeO	н	з	н	н	н	з
MnO	н	з	з	н	н	з
MgO	з	н	н	з	з	н
CaO	з	н	н	з	з	н
Na <sub>2</sub> O	н	н	н	н	н	з
K <sub>2</sub> O	з	з	з	з	з	н
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	з	з	з	з	з	з
SO <sub>3</sub>	н	н	н	—	н	н
NiO	з	з	з	з	з	з
CoO	з	н	н	н	н	н
CuO	з	з	з	н	н	з

Примечания. 1. Здесь и далее в таблицах Б — бесединский, СН — стойло-николаевский, М — мамонский, С — смородинский комплексы.

2. Различия в средних содержаниях значимы (з) и не значимы (н) при  $\alpha=0,05$ .



диориты стойло-николаевского комплекса, специфика состава которых проявлена довольно отчетливо и заключается в высоком содержании  $\text{SiO}_2$  и щелочей и низком —  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{NiO}$ . Таким образом, возникает необходимость использовать одновременно всю информацию, заложенную в химическом анализе, путем расчета уравнений дискриминантной функции.

Нами получены три эталонных уравнения, позволяющие сравнивать группы основных пород по 16 признакам одновременно (табл. 13). Кро-

Таблица 13

Уравнения дискриминантной функции для основных пород КМА

Комплексы	Уравнения дискриминантной функции ( $D_x$ )	C	R, %
М—Б	$0,13\text{SiO}_2 + 3,18\text{TiO}_2 + 47,85\text{Cr}_2\text{O}_3 + 0,33\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,04\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,49\text{FeO} + 5,17\text{MnO} + 0,29\text{MgO} + 0,87\text{CaO} + 0,62\text{Na}_2\text{O} - 0,05\text{K}_2\text{O} - 3,98\text{P}_2\text{O}_5 - 10,85\text{SO}_3 + 39,57\text{NiO} + 559,47\text{CoO} + 279,99\text{CuO}$	40,34	4,44
С—Б	$-0,14\text{SiO}_2 - 1,87\text{TiO}_2 + 77,58\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,10\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,68\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,33\text{FeO} + 15,79\text{MnO} - 0,19\text{MgO} + 0,15\text{CaO} + 1,73\text{Na}_2\text{O} + 0,93\text{K}_2\text{O} - 4,37\text{P}_2\text{O}_5 - 4,38\text{SO}_3 - 79,87\text{NiO} + 38,19\text{CoO} - 52,57\text{CuO}$	-5,50	13,89
М—С	$-0,10\text{SiO}_2 + 5,04\text{TiO}_2 - 50,31\text{Cr}_2\text{O}_3 + 0,55\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,14\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,46\text{FeO} + 40,73\text{MnO} - 0,89\text{MgO} + 0,09\text{CaO} + 1,20\text{Na}_2\text{O} - 2,60\text{K}_2\text{O} - 8,02\text{P}_2\text{O}_5 - 4,27\text{SO}_3 + 158,28\text{NiO} - 97,42\text{CoO} + 42,17\text{CuO}$	1,43	5,55

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

ме порообразующих компонентов в уравнения введены никель, кобальт и медь, характеризующие рудогенерирующую особенность разновозрастных интрузивных комплексов (см. табл. 11, 12). Это несколько усложняет процесс дискриминации, но в то же время позволяет учесть роль рудообразующих компонентов в суммарном эффекте различия и, следовательно, повысить надежность классификации. Все необходимые вычисления осуществлялись на ЭВМ.

Построенные по результатам дискриминации кривые распределения величин дискриминантной функции (рис. 13) позволяют считать, что разделение основных пород бесединского, мамонского и смородинского комплексов произведено вполне удовлетворительно. Области перекрытия, соответствующие средневзвешенным ошибкам классифика-

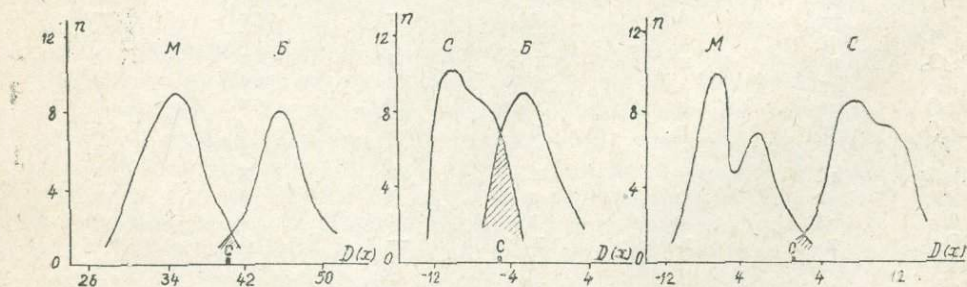


Рис. 13. Кривые распределения величин дискриминантной функции для основных пород КМА. Заштрихована область неопределенных решений



ции (R), как правило, незначительны (см. табл. 13). Наибольшая ошибка (13,89%) возможна при разделении основных пород бесединского и смородинского комплексов. Однако специфика минералого-петрографического состава этих групп пород (Н. М. Чернышов, В. С. Чесноков, 1972) позволяет значительно уменьшить возможность неправильной классификации.

С помощью полученных уравнений дискриминантной функции была определена формационная принадлежность некоторых интрузий основного состава по определенным химическим анализам. Последние в расчетах эталонных уравнений не использовались.

Интересен вопрос о формационном положении интрузивного массива Лунёво (скв. 3), расположенного в западной части Курско-Бесединского срединного массива. Основные породы, слагающие этот массив, по составу и структурно-текстурным особенностям близки к верхнепротерозойским габбро-долеритам смородинского комплекса. Однако геологическое положение их таково, что они могут быть отнесены и к основным породам мамонского и бесединского комплексов. Проверка этих предположений с помощью соответствующих дискриминантных уравнений показала, что все три имевшиеся в нашем распоряжении химических анализа пород классифицируются как породы смородинского комплекса.

Этот факт свидетельствует о том, что полученные уравнения могут найти широкое практическое применение при дальнейшем изучении петрологии и металлогении базит-гипербазитового магматизма КМА.

Надежность классификации основных пород КМА и уточнение их формационной принадлежности на петрохимической основе в значительной степени зависит от уровня общегеологической изученности района. Совершенно очевидно, что решение этих вопросов не исключает, а наоборот, предполагает учет геолого-петрографических и структурно-тектонических критериев.

### **О ВОЗМОЖНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА В ПРЕДЕЛАХ ВКМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ**

При проверке бурением геофизических аномалий на ВКМ выявлены разнообразные по составу и принадлежащие к различным магматическим комплексам интрузивные образования. Их петрохимические особенности и металлогеническая специализация изучалась Н. И. Голивиным (1966), Г. И. Горбуновым (1959), О. И. Египко (1966), Ю. С. Зайцевым (1968), Е. М. Крестинным (1971), С. П. Молотковым (1967), В. Д. Полищуком (1966), Н. М. Чернышовым (1971) и др. Было установлено, что с базит-гипербазитовыми интрузиями мамонского комплекса генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение, а с отдельными разновидностями гранитондов и их производными — редкометалльная минерализация. Поэтому практический интерес представляет отнесение интрузий на стадии картирования к тому или иному магматическому комплексу, что осложняется из-за мощного (100—500 м и более) осадочного чехла, неравномерного распределения бурения и недостаточного углубления скважин в свежие породы фундамента. Значительную помощь в решении этой задачи оказывают геофизические методы разведки, позволяющие определять положение интрузивов в







Рис. 14. Диаграмма средних значений физических свойств различных комплексов пород докембрия ВКМ по результатам интерпретации геофизических аномалий.

Верхний протерозой: 1 — андезитовые и базальтовые порфириты (глазуновская толща, по Е. М. Крестину, 1971); 2 — габбро-долериты, пегматоидные титаноносные габбро (смородиновский комплекс, по Н. М. Чернышову, 1969). Средний протерозой: 3 — граниты плаггиомикроклиновые биотитовые (атаманский комплекс, по Н. И. Голышину, 1971). Нижний-средний протерозой нерасчлененный: 4 — граниты биотитовые плаггиоклазовые и плаггиомикроклиновые нерасчлененные (осколецкий и атаманский комплексы), стойло-николаевский и троснянский комплексы (по В. Д. Полищуку, 1966); 5 — кварцевые диориты и гранодиориты; 6 — габбро, габбро-пориты; 7 — перидотиты, пироксениты, в различной степени серпентинизированные и амфиболитизированные, серпентиниты. Нижний протерозой. Курбакинская свита: 8 — кварцевые порфиры и их туфы. Тимская свита: 9 — сланцы углистые и слюдяные, местами обогащенные сульфидами; 10 — метаэффузивы основного состава с подчиненными прослоями сланцев. Щигрово-осколецкая свита: 11 — флишоидные карбонатно-сланцевые породы; прослоями актинолититов и других зеленых сланцев; 12 — флишоидные карбонатно-сланцевые породы; филлитовидные сланцы, иногда с прослоями и пачками мраморизованных известняков и доломитов, алевролиты, песчаники; 13 — гранитоиды существовавшие плаггиоклазовые, плаггиограниты, монзониты, кварцевые диориты (осколецкий комплекс, по В. Д. Полищуку, 1966). Курская серия. Верхняя свита: 14 — сланцы, преимущественно кварц-биотитовые, иногда с прослоями карбонатных пород. Средняя свита: 15 — железистые кварциты, а также кварц-пироксен-магнетитовые и амфибол-магнетитовые породы; 16 — те же породы совместно с пропластками подстилающих и покрывающих образований. Нижняя свита: 17 — сланцы филлитовидные слюдяные и гранато-слюдяные, метапесчаники. Павловский комплекс: 18 — лейкократовые и биотитовые гнейсо-граниты, аплитовидные граниты, пегматиты (малые и жильные тела павловского комплекса); 19 — реоморфические, автохтонные и частично интрузивные гнейсо-граниты, гибридные граносиениты и гранодиориты; 20 — метасоматические автохтонные плаггиомикроклиновые гранитоиды и мигматиты по породам михайловской, частично обоянской, курской и воронцовской серий. Архей и протерозой нерасчлененные. 21 — нерасчлененные образования, предположительно сланцы, амфиболиты, мигматиты. Нижняя курская и михайловская серии нерасчлененные: 22 — амфиболиты и другие метаэффузивы, сланцы, обогащенные магнетитом, метапесчаники, возможны тонкие прослои железистых кварцитов; 23 — те же породы без прослоев железистых кварцитов. Верхний архей. Железногорский комплекс (по Н. М. Чернышову, 1971): 24 — серпентиниты, серпентинизированные перидотиты; 25 — габбро-амфиболиты, амфиболиты, пироксениты, серпентинизированные перидотиты, мелкие тела и прослои кварц-пироксен-магнетитовых

физических свойств различных комплексов пород среди гранатосодержащих плаггиогнейсов. Михайловская серия: 26 — мигматиты по амфиболитам михайловской серии; 27 — мигматизированные метадиабазы, амфиболиты, актинолититы, амфиболитовые и другие зеленокаменные сланцы, а также метаэффузивы кислого состава; 28 — метадиабазы, амфиболиты, актинолититы, амфиболитовые и другие зеленокаменные сланцы. Верхний и нижний архей нерасчлененные — обоянская и михайловская серии: 29 — переслаивание гнейсов различного состава с ортоамфиболитами, с преобладанием последних. Нижний архей: 30 — плаггиограниты и плаггиомигматиты салтыковского типа. Обоянская серия: 31 — плаггиогнейсы сильномигматизированные и мигматиты; 32 — плаггиогнейсы биотитовые слабомигматизированные; 33 — плаггиогнейсы амфибол-биотитовые, иногда с гранатом, в некоторых зонах мигматизированные.

Юго-восточная часть ВКМ. Верхний и средний протерозой нерасчлененный. Ольховский комплекс (по О. И. Египко, 1971): 34 — плаггиограниты, адамеллиты; 35 — габбро-пориты. Грязинская толща (по О. И. Египко, 1969): 36 — вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, филлиты, диабазы, андезитовые порфириты, их туфы и туффиты. Средний протерозой. Лискинский комплекс (по О. И. Египко, 1971): 37 — биотитовые субщелочные граниты. Бобровский комплекс (по П. Г. Губанову, 1970): 38 — биотитовые и субщелочные адамеллиты и плаггиограниты. Мамонский комплекс: 39 — диориты, кварцевые диориты; 40 — габбро, габбро-пориты, габбро-пироксениты, габбро-диориты; 41 — пироксениты, перидотиты, серпентиниты. Нижний протерозой. Воронцовская серия. Песчанико-сланцевая толща. Нерасчлененная: 42 — биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, иногда с высоким содержанием сульфидов и графита, на отдельных участках мигматизированные. Верхняя пачка: 43 — сланцы биотитовые, алевросланцы, филлитовидные углистые сланцы, метапесчаники. Средняя пачка: 44 — биотитовые сланцы и метапесчаники ритмично-слоистые. Нижняя пачка: 45 — метапесчаники, алевросланцы с подчиненными прослоями филлитовидных углистых сланцев, гранат-биотитовые и ставролит-биотитовые сланцы. Усманский комплекс (по Ю. С. Зайцеву, 1966): 46 — плаггиограниты, адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты. Лосевская толща. 47 — мигматиты по породам лосевской толщи. Верхняя пачка: 48 — метавулканиты основного, среднего, реже кислого состава, метапесчаники, филлитовидные сланцы; 49 — амфиболиты и амфиболитовые сланцы; 50 — магнетитосодержащие дациты, лептиты, порфириты, туфопесчаники. Нижняя пачка: 51 — метавулканиты мигматизированные. Штриховыми линиями показана принятая нами возрастная параллелизация образований докембрия района КМА и юго-восточной части ВКМ.



плане, их размеры и возможную дифференциацию вещественного состава по физическим параметрам (плотность, намагниченность и др.), полученным при интерпретации аномалий.

Составление результатов анализа геофизических материалов с существующими схемами классификации интрузивных образований показывает, что наиболее приемлемыми для геологического отождествления геофизических аномалий являются схемы Н. М. Чернышова (1971) и О. И. Египко (1966), учитывающие различия в структурном положении магматических комплексов, четко отражающиеся на характере геофизических полей.

Интерпретация среднемасштабных комплексных геофизических съемок, выполненная на основе бурения и петрофизического изучения (Н. С. Афанасьев, 1970) горных пород с учетом стратиграфических схем, позволила для геологического отождествления геофизических аномалий выработать критерии, по которым в пределах различных структурно-фациальных зон ВКМ наиболее уверенно были выделены следующие комплексы:

А. Базит-гипербазиты: Смородинский, Ольховский, Мамонский, Железногорский, Бесединский, Стойло-Николаевский.

Б. Гранитоиды: Ольховский, Лискинский, Павловский, Усманский, а также Салтыковский и Яковлевский типы.

Большинство перечисленных интрузивных комплексов четко выделяется по плотности и намагниченности на фоне вмещающих пород (рис. 14).

#### А. Базит-гипербазиты

*Смородинский габброидный комплекс* (см. рис. 14) широко распространен среди гранитогнейсов КМА, локализуется в зонах сочленения синклинальных и антиклинальных структур. Породы комплекса обладают избыточной плотностью ( $0,2-0,35 \text{ г/см}^3$ ) по отношению к вмещающим образованиям и широким диапазоном изменения намагниченности — от немагнитных платобазальтов до высокомагнитных пегматоидных титаномагнетитсодержащих габбро.

Типичным представителем является Смородинская расслоенная интрузия (рис. 15) габбро-долеритов, отражающаяся интенсивным изометричным максимумом простого строения. Магнитная аномалия имеет более сложный вид. Локальные осложнения магнитного поля обуславливаются развитием пегматоидных габбро-долеритов, обогащенных титаномагнетитом.

Аналогичными по характеру полей являются Денисовская, Зиновьевская и Алексеевская аномалии, на которых также встречены интрузивные породы смородинского комплекса.

Установленные бурением массивы платобазальтов глазуновской толщи, условно отнесенные к комагматам смородинского комплекса, проявляются в интенсивных гравитационных максимумах и в очень слабых магнитных аномалиях простого строения. Различия в характере физических полей позволяют производить разделение аномалий, обусловленных габбро-долеритами и платобазальтами.

*Ольховский гранитно-гипербазитовый комплекс* вскрыт скважинами в пределах одноименной аномалии на северо-востоке ВКМ. Ультраосновные разности комплекса, прорывающие песчанико-сланцевые образования воронцовской серии, характеризуются высокой избыточной плотностью ( $0,2-0,3 \text{ г/см}^3$ ) и высокой намагниченностью; граниты же немагнитны и имеют отрицательную плотность ( $0,02-0,05 \text{ г/см}^3$ ).

В геофизических полях Ольховская интрузия проявляется сложны-



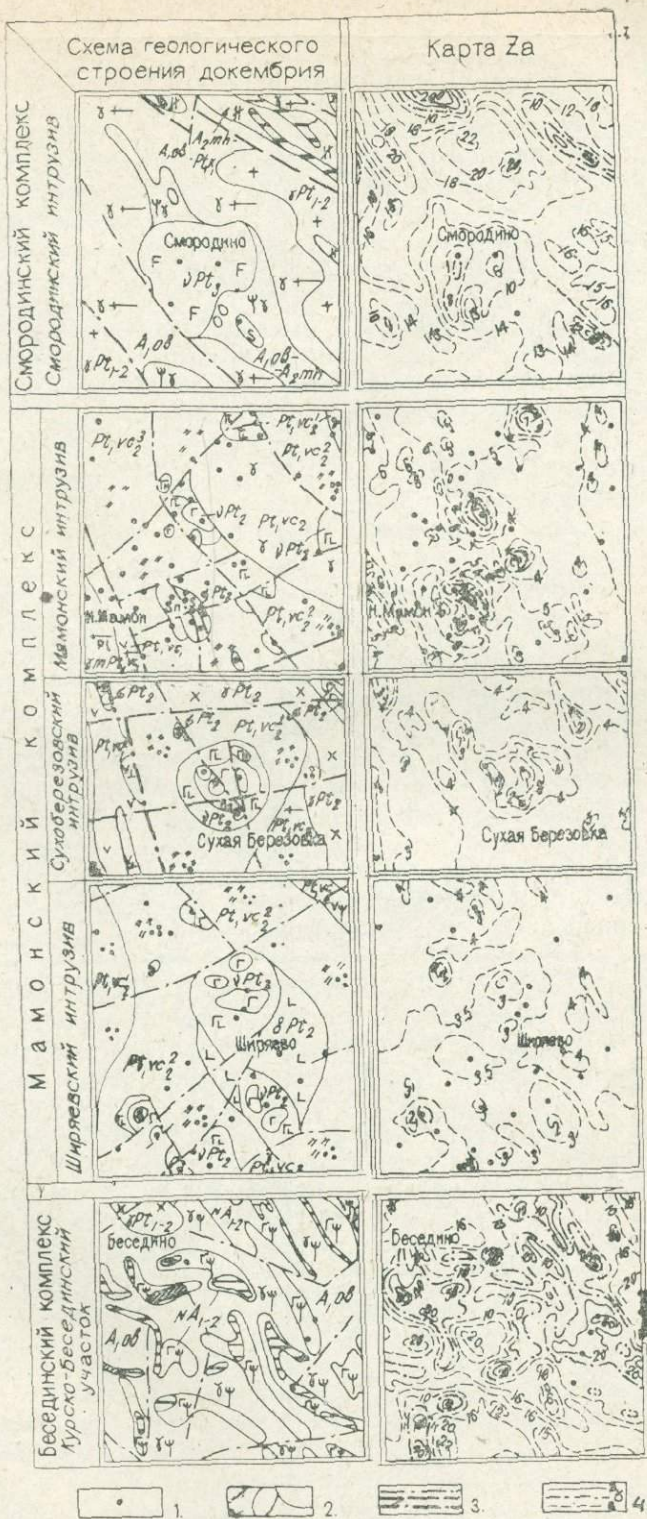


Рис. 15. Характер магнитного поля над интрузиями базитгипербазитов. Схема геологического строения докембрия: 1 — буровые скважины; 2 — геологические границы; 3 — тектонические нарушения различных порядков. Карта За: 4 — изодинамы (в миллиэрстедах); а — положительные; б — нулевые; в — отрицательные







ми кольцевыми совпадающими в плане аномалиями с пониженными (до минимума) полями в центральной части (рис. 16). Аномалия отражает концентрически зональное строение интрузии: центральная часть ее представлена гранитами, а периферийная — базит-гипербазитами. Участки преобладающего развития габброидов выражаются локальными гравитационными максимумами, а гипербазитов — магнитными.

Аномалии кольцевого типа имеют место и в других районах севера ВКМ, но они недостаточно детально освещены геофизическими съемками и не разбуривались.

*Мамонский базит-гипербазитовый комплекс* представлен преимущественно габброидами, пироксенитами, перидотитами, серпентинитами и диоритами, прорывающими песчанико-сланцевую толщу на юго-востоке ВКМ. В составе комплекса выделяются гипербазитовая, габброидная и диоритовая фазы.

Преимущественно габброидный состав интрузий обусловил их высокую ( $0,15-0,3 \text{ г/см}^3$ ) избыточную плотность. Намагниченность колеблется от практически немагнитных разностей до сильно магнитных ( $I_{эф}$  до  $10\,000 \cdot 10^{-6}$  ед. CGSM) и зависит от наличия в массиве ультраосновных дифференциатов (см. рис. 15). Так, серпентиниты и серпентинизированные перидотиты четко фиксируются высокими магнитными аномалиями, а в гравитационном поле они либо не выделяются, либо создают незначительные локальные понижения. Пироксениты, обладая самой высокой плотностью и небольшой намагниченностью, выделяются локальными повышениями гравитационного поля и слабоинтенсивными магнитными аномалиями. Практически немагнитные и слабоплотные диориты плохо отражаются в магнитном и гравитационном полях.

Соотношение пород различных фаз в массивах определяет его петрофизическую характеристику, что отражается на геофизических полях (см. рис. 15). Выделяются сложные интрузии (Мамонский массив), характеризующиеся сочетанием сложных магнитного и гравитационного полей, более простые (Сухоберезовский массив), выделяющиеся четкими гравитационными максимумами с отдельными локальными магнитными аномалиями, и простые (Ширяевская интрузия), фиксирующиеся четкими гравитационными аномалиями и иногда расплывчатыми слабоинтенсивными магнитными максимумами.

Ширяевский габброидный массив имеет вертикальное зональное строение, которое характеризуется чередованием ритмов, сложенных от лейкократовых до меланократовых габбро, иногда габбро-пироксенитами и пироксенитами. Около крупных интрузий выделяются отдельные магнитные тела гипербазитов, несущих иногда (Астаховский) интенсивную сульфидную медно-никелевую минерализацию.

Выделенные на юго-востоке ВКМ геофизическими съемками многочисленные гравитационные и магнитные аномалии, соответствующие базит-гипербазитовым интрузиям, группируются в определенные зоны.

При изучении мамонского комплекса геофизические методы помогают установить зональность в размещении интрузий, различающихся по петрофизическим свойствам, расчленить базит-гипербазитовые массивы на относительно петрографически однородные блоки, а также выделить мелкие гипербазитовые массивы.

*Бесединский габбро-пироксен-перидотитовый комплекс*, ассоциирующий с кварц-пироксен (амфибол)-магнетитовыми породами, широко развит на Куреко-Бесединском участке среди гнейсов обоянской серии. По отношению к последним комплекс выделяется высокой избыточной плотностью ( $0,3-0,4 \text{ г/см}^3$ ) и намагниченностью (от сотен до  $1,5-2$  тыс.  $\cdot 10^{-6}$  ед. CGSM).



Кварц-пироксен (амфибол)-магнетитовые породы отличаются более высокой плотностью и очень высокой намагниченностью (десятки и первая сотня тысяч единиц). В гравитационном и магнитном полях они выделяются узкими, часто извилистыми локальными аномалиями силы тяжести небольшой интенсивности и магнитными аномалиями от сотен до 2—15 тысяч гамм (рис. 15), что объясняется различным соотношением в разрезе мощности базит-гипербазитовых и кварц-магнетитовых образований. Им соответствуют аномальные объекты с избыточной плотностью 0,2—0,8 г/см<sup>3</sup> и эффективной намагниченностью от первых сотен до нескольких десятков тысяч единиц. Тела существенно базит-гипербазитового состава, по геофизическим данным, характеризуются высокой плотностью и меньшей эффективной намагниченностью (1000—1500 ед.) аномальных объектов.

*Железногорский комплекс*, представленный межпластовыми и линзовидными телами серпентинизированных ультраосновных пород, реже амфиболитов и тремолититов, выявлен среди metabазитов михайловской серии в пределах юго-западного синклиория КМА.

По отношению к вмещающим породам серпентиниты характеризуются избыточной отрицательной плотностью (0,25—0,35 г/см<sup>3</sup>) и повышенной намагниченностью (до 5000·10<sup>-6</sup> ед.), амфиболиты и тремолититы — только повышенной намагниченностью (1—3 тыс. ед.). В физических полях ввиду малой мощности тела выделяются нечетко и только при высокоточных детальном съемках. Они создают локальные слабые минимумы силы тяжести и магнитные аномалии интенсивностью в первые сотни гамм. Близость объектов к высокомагнитным железистым кварцитам КМА значительно затрудняет их выделение по магнитным съемкам.

*Стойло-Николаевский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс* выделен среди сланцево-карбонатных пород щигрово-оскольской и тимской свит в Тим-Ястребовском синклиории.

Стойло-Николаевская интрузия представлена гранодиоритами, физические свойства которых близки к вмещающим породам, в связи с чем, несмотря на большие размеры, она практически не отражается на магнитном и гравитационном полях.

Роговской интрузии аналогичного состава соответствует спокойное магнитное поле и относительный минимум силы тяжести, что, видимо, связано с несколько повышенной плотностью обрамляющих ее пород.

Золотухинская интрузия, выявленная в пределах Мантуровско-Зиновьевской зоны, относится к этому же комплексу. Обладая положительной избыточной плотностью (до 0,1 г/см<sup>3</sup>) и намагниченностью (до 1000·10<sup>-6</sup> ед. CGSM) по отношению к вмещающим гранито-гнейсам, гранодиоритовая интрузия выделяется четкими аномалиями.

По характеру физических полей в пределах Тим-Ястребовского синклиория и Мантуровско-Зиновьевской зоны выделяются аномалии, которые могут быть обусловлены породами стойло-николаевского комплекса.

## Б. Гранитоиды

*Лискинский комплекс* выделен по одноименному массиву на юго-востоке ВКМ. Представлен он калиевыми гранитами, прорывающими метаэффузивы лосевской толщи и частично гранитоиды павловского комплекса. Граниты по отношению к вмещающим породам характеризуются отрицательной избыточной плотностью (0,12—0,20 г/см<sup>3</sup>) и различной намагниченностью (от десятков до 2000·10<sup>-6</sup> ед. CGSM). Гранитоидный массив выделяется интенсивным минимумом силы тяжести неправильной формы (см. рис. 16). Северная часть массива харак-



теризуется пониженным магнитным полем, а южная — повышенным, что, видимо, обусловлено неравномерным содержанием акцессорного магнетита.

На КМА аналогами лискинских гранитов являются калиевые граниты атаманского типа, выявленные в пределах одноименного массива. Обладая по отношению к вмещающим суперкрупным образованиям обоянской и михайловской серий отрицательной избыточной плотностью (до  $0,10-0,15 \text{ г/см}^3$ ) и практически мало отличаясь магнитными свойствами, они проявляются в геофизических полях небольшими по площади четкими минимумами. Анализ геофизических материалов показывает более широкое развитие таких гранитных массивов.

*Павловский комплекс*, в составе которого выделяются две фазы, представлен разнообразными гибридными породами. К первой фазе относятся реоморфические, автохтонные и частично интрузивные гнейсо-граниты, гибридные граносиениты и гранодиориты, а также мигматиты по породам михайловской и частично обоянской, курской и воронцовской серий. Они характеризуются небольшой избыточной плотностью ( $0,03-0,05 \text{ г/см}^3$ ) и высокой намагниченностью (до  $3000 \cdot 10^{-6}$  ед. CGSM). В связи с этим гранитоиды первой фазы отражаются незначительным повышенном гравитационного поля с большим количеством локальных осложнений и широкой зоной повышенного магнитного поля с мозаичным распределением локальных аномалий интенсивностью до нескольких тысяч гамм (см. рис. 16).

Ко второй фазе относятся лейкократовые биотитовые гнейсо-граниты, аплитовидные граниты, пегматиты. Намагниченность этих пород значительно ниже (до  $500 \cdot 10^{-6}$  ед. CGSM). Характеризуются они отрицательной избыточной плотностью ( $-0,05 \text{ г/см}^3$ ), а их тела — понижениями в магнитных и гравитационных полях.

Зона развития мигматитов павловского комплекса четко прослеживается в виде полосы повышенного магнитного поля (до  $500-1000$  гамм) протяженностью в несколько сот километров при ширине  $20-40$  км. В гравитационном поле она разделяется на участки относительно повышенного и пониженного поля с большим количеством локальных аномалий.

*Усманский плагиогранитный комплекс* развит в пределах распространения вулканогенно-осадочных образований лосевской толщи. Для него характерны отрицательная избыточная плотность (от  $0,07$  до  $0,25 \text{ г/см}^3$  в зависимости от вмещающих пород) и практически отсутствие намагниченности. Интрузии этого комплекса сопровождаются четкими минимумами силы тяжести с высокими градиентами по периферии и спокойным магнитным полем. Особенностью гранитоидов является обрамление их вытянутыми телами, обладающими небольшой намагниченностью и плотностью. Выделение и отождествление аномалий, обусловленных интрузиями усманского комплекса, затруднений не вызывает.

*Салтыковский комплекс*, представленный плагиогранитами и их мигматитами по гнейсам, широко развит среди гнейсов обоянской серии в синклиниорных зонах КМА. Граниты практически немагнитны и по сравнению с вмещающими гнейсами обладают небольшой отрицательной избыточной плотностью ( $0,02-0,05 \text{ г/см}^3$ ). Они характеризуются минимумами силы тяжести с невысокими градиентами и спокойным магнитным полем. Гранитные массивы имеют большие размеры, контуры их по геофизическим данным определяются нечетко. Интрузии, локализующиеся в породах курской и михайловской серий, по геофизическим данным выделяются более отчетливо.



*Ольховский гранитоидный комплекс* изучен слабо и границы распространения его в пределах ВКМ не ясны.

В пределах ВКМ по сочетанию гравитационных и магнитных полей выделено большое количество аномалий, соответствующих гранитоидам, принадлежность которых к тому или иному комплексу пока не ясна.

Изученные материалы убедительно свидетельствуют о необходимости широкого использования геофизических методов для выделения и расчленения интрузивных комплексов в пределах ВКМ. Для повышения эффективности геофизических исследований необходимо широко проводить детальные высокоточные гравитационные и магнитные съемки с привлечением методов сейсморазведки и электроразведки, позволяющих изучать глубинное строение интрузий. Интерпретация геофизических материалов должна основываться на результатах более глубокого изучения петрофизических свойств горных пород.

## **РАЗДЕЛЕНИЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ЮГО-ВОСТОКА ВКМ НА ОСНОВЕ ИХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ**

В результате геолого-геофизических и буровых работ, выполненных в течение 1959—1972 гг. на юго-востоке Воронежского кристаллического массива, установлено, что сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопрооявления генетически и пространственно в основном связаны с магматическими образованиями ультраосновного состава. Интрузивные тела гипербазитов нередко тесно ассоциируют с породами среднего и основного составов, образуя сложные по строению, форме и размерам массивы, локализующиеся в участках дробления и полостях отслаивания на крыльях складок вблизи зон крупных тектонических нарушений. Интрузии базит-гипербазитового ряда прорывают слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные образования докембрия и перекрыты мощным (100—200 м) чехлом осадочных отложений. В связи с этим при поисках сульфидных медно-никелевых руд существенная роль принадлежит геофизическим методам разведки.

Различают два этапа геофизических работ. На первом этапе выполняются комплексные геофизические исследования среднего масштаба с целью выделения интрузий базит-гипербазитового состава. На втором этапе проводятся детальные высокоточные комплексные геофизические работы (гравиразведка, магниторазведка, электроразведка ВП) с целью разделения по составу сложных базит-гипербазитовых интрузий. Как показывают результаты работ прошлых лет, эта задача является весьма трудной и может быть успешно решена только на основе всестороннего изучения физических свойств горных пород, их систематизации, анализа геолого-геофизических материалов, выработки критериев, определяющих наиболее полно характер аномалий над телами базитов и гипербазитов, и, наконец, установления зависимости между этими критериями и составом интрузий. Такие работы к настоящему времени закончены и результаты их излагаются ниже.

Известно, что в основе выделения геологических объектов по геофизическим полям лежат петрофизические особенности пород. Являясь функцией от состава и условий образования, физические свойства горных пород помогают не только петрографически отождествить возму-



шающие объекты, выделенные по геофизическим данным, но и получить информацию о рудоносности геологических образований.

На рис. 17 дана петрофизическая характеристика основных комплексов пород юго-востока ВКМ в виде вариационных кривых и графиков, иллюстрирующих зависимость физических параметров пород от минерального и химического составов. Рассмотрим, как решаются задачи первого и второго этапов. На рис. 17, а видно, что кривые распределения плотности для вмещающих пород (сланцы — V, гнейсы — VI) близки по форме и практически совпадают друг с другом по положению на числовой оси. Относительно их наблюдаются значительные сдвиги кривых распределения плотности различных магматических образований, что свидетельствует о возможности выделения последних методом гравиразведки.

Кривые распределения частот магнитной восприимчивости вмещающих пород не совпадают ни по форме, ни по своему положению на числовой оси. Гнейсы по сравнению со сланцами обладают несколько повышенными магнитными свойствами и поляризуемостью, что объясняется заметным участием в представленных выборках сульфидизированных и графитизированных разностей. Такие разности гнейсов развиты в приконтактовых ореолах интрузий и зонах нарушений. Несульфидизированные гнейсы практически немагнитны, обладают низкой поляризуемостью и имеют территориальное преобладание.

В случае мигматизации гнейсов магнитные свойства и поляризуемость их остаются неизменными, а плотность несколько уменьшается. На рис. 17, а видно, что большинство кривых распределения магнитной восприимчивости магматических пород отстоит на значительном расстоянии по числовой оси от кривых вмещающих пород, что является благоприятным условием для организации магниторазведочных работ с целью выделения интрузивных тел.

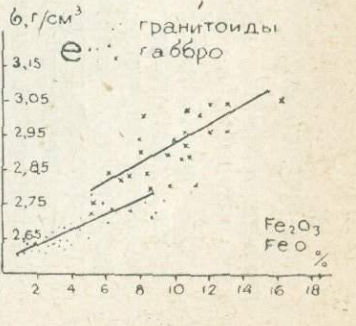
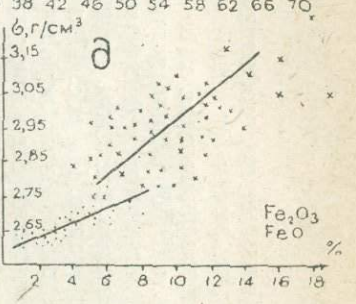
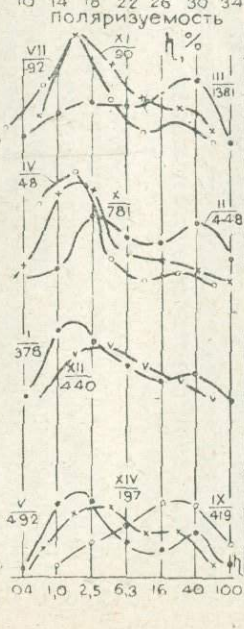
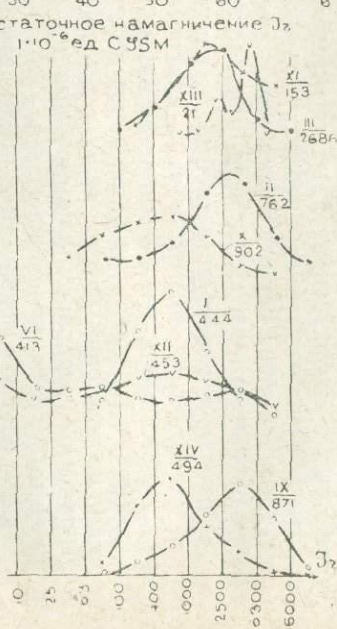
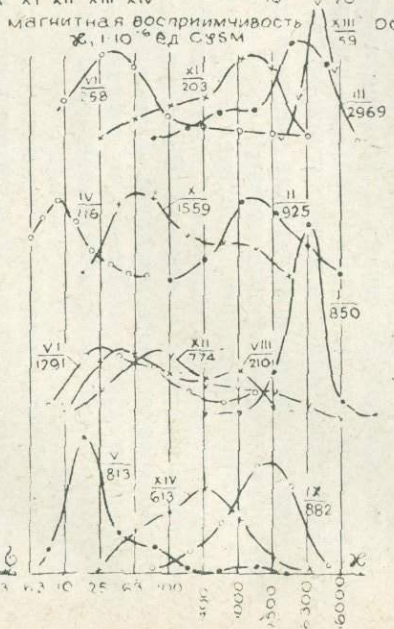
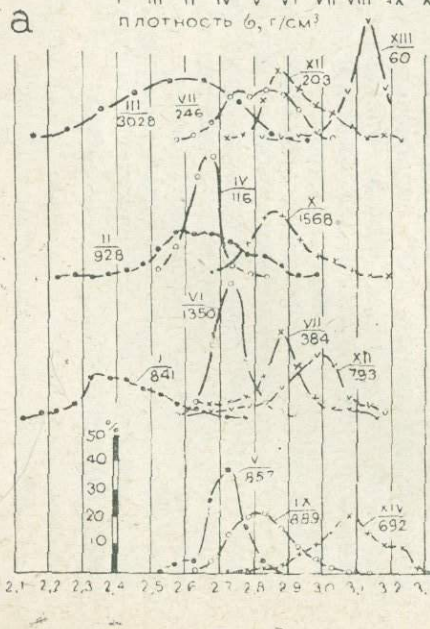
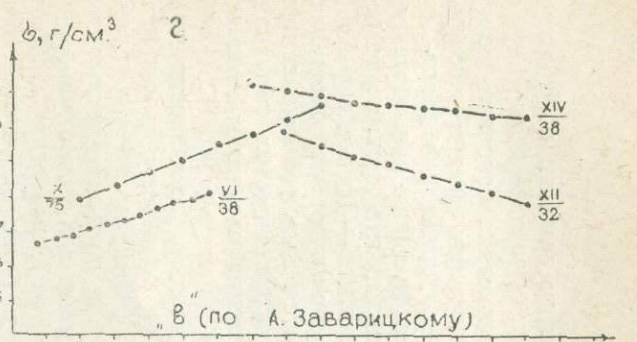
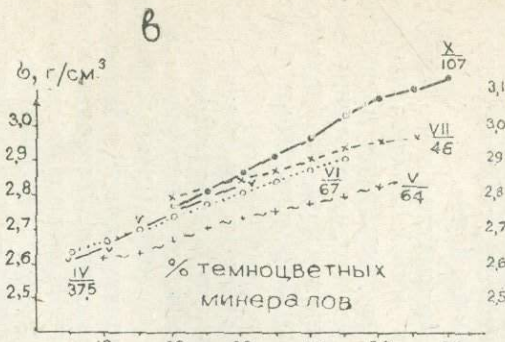
Таким образом, физические предпосылки для решения задачи первого этапа являются весьма благоприятными, что подтверждается работами прошлых лет. Это же подтверждается кривыми регрессии средних значений плотности и магнитной восприимчивости (рис. 17, б).

Для выяснения возможности решения задачи второго этапа сравним вариационные кривые магматических образований. Основные породы представлены на рис. 17, а тремя группами. Первая группа — габбро-нориты (XI); включает габбро, слабоамфиболитизированные габбро, габбро-нориты и нориты. Вторая группа — габбро роговообманково-пироксеновые, меланократовые (XIII); частично объединяет габбро-пироксениты. Третья группа — габбро-диориты (VIII); включает сильноамфиболитизированные и роговообманковые разновидности габброидов.

Ультрабазиты разделены на пять групп: серпентиниты аллометасоматические (I), серпентиниты автометасоматические (II), перидотиты серпентинизированные (IX), пироксениты (XIV) и амфиболиты алопироксенитовые (XII). В особые группы сведены диориты и другие породы диоритового ряда мамонского комплекса (XII) и граниты (IV), прорывающие воронцовскую серию.

Рассмотрим, какова дифференциация выделенных групп пород по физическим свойствам. Среди базитов четко выделяются по плотности и магнитным свойствам меланократовые, роговообманково-пироксеновые габбро (XIII). Характерным для них являются одновершинные вариационные кривые правильной формы с небольшим диапазоном изменения по числовой оси. В массиве, нацело сложенном габброидами, выделить подобные образования геофизическими методами не вызывает особых затруднений.







*Рис. 17.* Петрофизическая характеристика главных комплексов пород юго-востока ВКМ. *а* — Вариационные кривые распределения физических свойств следующих групп пород: *I* — серпентиниты аллометасоматические; *II* — серпентиниты аутометасоматические; *III* — серпентиниты (все); *IV* — граниты; *V* — сланцы, метапесчаники (воронцовская серия); *VI* — гнейсы, мигматиты (воронцовская серия); *VII* — диориты; *VIII* — габбро-диориты; *IX* — перидотиты серпентинизированные; *X* — габброиды (все); *XI* — габбро-нориты; *XII* — амфиболиты апопироксенитовые; *XIII* — габбро роговообманково-пироксеновые, меланократовые; *XIV* — пироксениты (под номерами групп пород показано количество определений физических свойств, минералогических и химических анализов); *б* — диаграмма средних значений плотности и магнитной восприимчивости выделенных групп пород; *в* — зависимость плотности от содержания темноцветных минералов (биотит в сланцах и гнейсах, биотит и роговая обманка в гранитах и диоритах, роговая обманка и пироксен в габбро); *г* — корреляция плотности и коэффициента «*в*» (по А. Н. Заварицкому) в мигматитах, габбро, пироксенитах, амфиболитах апопироксенитовых; *д* — график зависимости плотности от содержания железа в габбро и гранитах; *е* — тот же график для немагнитных разновидностей.



Кривые распределения плотности и магнитной восприимчивости габбро-норитов (XI) и габбро-диоритов (VIII) перекрываются, различаются только средними значениями (см. рис. 17, б). В связи с этим разделить их по геофизическим полям не всегда возможно.

Тесно ассоциирующие с габброидами диориты имеют вариационные кривые, близкие по положению на числовой оси к кривым габбро-норитов и габбро-диоритов, и, как показывают средние значения их плотности и магнитной восприимчивости, могут быть выделены только в том случае, если будут представлены породами чисто диоритового состава.

Дифференциация выделенных групп ультрабазитов по физическим свойствам более значительна. Особое место по четкости и выразительности кривых распределений занимают серпентиниты, являющиеся самыми распространенными породами перидотитовой ветви ультрабазитов. Они слагают или целиком отдельные интрузии, или самостоятельные тела в сложных базит-гипербазитовых массивах. Вариационная кривая плотности всех серпентинитов занимает на числовой оси обособленное положение и частично перекрывается только с гранитами. Средняя плотность их наименьшая по сравнению с другими комплексами пород, что создает благоприятные условия для постановки гравиметрических работ. По магнитным свойствам серпентиниты хотя и перекрываются с другими разновидностями ультрабазитов, но по средним значениям значительно выше и поэтому для их выделения также необходимо проведение магниторазведочных работ.

Анализ показал, что существует реальная возможность разделения серпентинитов по петрофизическим характеристикам на две самостоятельные группы. Как отмечают Н. С. Афанасьев, В. И. Павловский (1968, 1970), аллометасоматические разновидности (I), состоящие в основном из серпентина, имеют минимальную плотность ( $2,43 \text{ г/см}^3$ ) и максимальную магнитную восприимчивость (более  $5000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$ ), в то время как аллометасоматические разновидности (II) обладают несколько повышенной плотностью ( $2,63 \text{ г/см}^3$ ) и меньшей (почти в два раза) магнитной восприимчивостью.

Полярризуемость по виду распределения для обеих групп серпентинитов идентична. На вариационных кривых отмечаются два максимума: один в области низких значений (1—2,5%), другой — высоких (16—60%). Однако по частоте распределения 25—30% образцов аллометасоматических серпентинитов имеют высокую полярризуемость, в то время как у аллометасоматических разновидностей такая же полярризуемость отмечена только у 15—20% образцов. Все это свидетельствует о том, что каждой группе серпентинитов отвечает определенный характер физических полей.

Значительное различие в физических свойствах отмечается у перидотитов (IX) и пироксенитов (XIV). Первые обладают несколько меньшей плотностью — на  $0,3 \text{ г/см}^3$  — и в 3 раза большей магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью. Отметим, что пироксениты имеют максимальное значение средней плотности ( $3,12 \text{ г/см}^3$ ) из всех комплексов пород базит-гипербазитового ряда. Для перидотитов характерна максимальная полярризуемость среди гипербазитов. Частота распределения образцов с высокими значениями полярризуемости достигает 70%.

Физические свойства апопироксенитовых амфиболитов находятся в соответствии со степенью амфиболизации пород. Для амфиболизированных разновидностей, незатронутых другими процессами, обычно характерна низкая магнитная восприимчивость и полярризуемость при средней плотности ( $3,0 \text{ г/см}^3$ ). В целом в этой группе разброс по числовой оси фи-



зических параметров больше, чем у исходных пироксенитов, а средние их значения заметно ниже. На рис. 17, а видно, что кривые распределения плотности и магнитных свойств гипербазитов IX, XII и XIV групп на числовых осях перекрываются, а в некоторых случаях и совпадают с кривыми распределения пород габброидного ряда. Это создает значительные трудности при их разделении и требует привлечения других геолого-геофизических признаков, основанных на различиях строения базитовых и гипербазитовых интрузий и особенностях их размещения.

Физические свойства пород в значительной степени зависят от содержания темноцветных минералов. Фактические данные о пяти основных группах пород (сланцы, гнейсы, граниты, диориты и габброиды) приведены на рис. 17, в. Изменения плотности за счет обогащения пород темноцветными минералами носят линейный характер: линии регрессии для различных пород не совпадают и имеют неодинаковый угловой коэффициент (наименьший — у диоритов, наибольший — у габброидов). Возрастание плотности за счет изменения темноцветных на 1% достигает для диоритов  $0,005 \text{ г/см}^3$ , а для габброидов —  $0,011 \text{ г/см}^3$ . Остальные группы пород занимают промежуточное положение. Несовпадение линий регрессий объясняется различием темноцветных компонентов для приведенных групп пород. Так, например, в сланцах (V) темноцветным минералом является биотит, а в габброидах (X) — пироксен, которые заметно отличаются по плотности — на  $0,13-0,25 \text{ г/см}^3$  (Дортман, Васильева и др., 1964).

В случае низкого содержания темноцветных минералов (меньше 30%) линии регрессии для лейкократовых представителей приведенных групп пород сближаются и плотности становятся очень близкими (рис. 17, в). Этот факт свидетельствует о том, что физические предпосылки для разделения магматических образований зависят от количества темноцветных минералов и повышаются с увеличением содержания последних. При низком содержании темноцветных для разделения интрузий геофизическими методами необходимо привлекать дополнительные данные, о которых говорилось выше.

На рис. 17, г приведены линии регрессии плотности по химическому составу, выраженному в числовой характеристике «в» А. Н. Заварицкого для гнейсов, габброидов, пироксенитов и амфиболитов. Во всех случаях установлена линейная довольно устойчивая и тесная связь, причем для гнейсов и габброидов связь между плотностью и химическим составом прямая, а для пироксенитов и амфиболитов — обратная. Различие в плотностях пород, обладающих одинаковыми числовыми химическими характеристиками, объясняется их неодинаковым минеральным составом. Косвенным подтверждением такого вывода служит значительное уменьшение рассеивания и изменение углового коэффициента для габброидов при исключении из них магнитных разностей (рис. 17, д, е).

Таким образом, анализ физических свойств основных комплексов пород юго-востока ВКМ свидетельствует об их тесной связи с вещественным составом. Однако данных только о физических свойствах пород далеко недостаточно для разделения магматических образований методами геофизики. Для этого необходимо иметь дополнительно характеристики геофизических аномалий, которые наиболее полно отражали бы связь между особенностями строения исследуемых объектов и физических полей над ними.

Для выявления таких характеристик был сделан анализ геолого-геофизических материалов по 80 интрузиям базит-гипербазитов мамонского комплекса. Степень геологической изученности их неодинакова: одни (Н.-Мамонский, Подколодновский и др. интрузивы) изучены до-



вольно хорошо, другие заверены лишь единичными скважинами. Это, естественно, наложило некоторую долю условности на определение петрографического состава интрузий. Для большей достоверности представлений о петрографическом составе отобраны объекты с хорошей сходимостью параметров их физических свойств, полученных в результате интерпретации аномалий и лабораторных измерений на образцах керна скважин.

Из геофизических материалов использованы в основном данные среднемасштабной комплексной гравимагнитной съемки. Магнитные и гравитационные аномалии характеризовались набором таких параметров, которые наиболее полно отражали особенности их строения: размеры, интенсивность, неоднородность, асимметрия, простирание аномалий, а также намагниченность или плотность возмущающих объектов. Значение каждого параметра определялось по твердо установленным правилам и выражалось числом.

Информативность параметров аномалий в отношении к петрографическому составу возмущающих объектов оценивалась по диаграмме графиков этих параметров, которые строились над интрузиями базит-гипербазитов, расположенных в ряд по степени их основности: габбро-диориты, габбро, габбро-пироксениты, пироксениты, перидотиты, серпентиниты. В этом же ряду отдельно выделена группа сложных базит-гипербазитовых интрузий. Анализ материалов показал, что наиболее чувствительны к различию в петрографическом составе исследованных объектов размеры и интенсивность магнитных и гравитационных аномалий, а также соотношение параметров магнитных и плотностных свойств объекта.

Поскольку графики параметра «размеры аномалий» для магнитных и гравитационных полей имели сходный характер, при разбраковке использовался параметр магнитной аномалии как наиболее легко и четко определяемый. Размер аномалии определялся площадью ( $S$ ), ограниченной изолинией, соответствующей  $1/4$  интенсивности аномалии относительно уровня нормального поля. Интенсивность оценивалась параметром  $км^2 \cdot \gamma$ , который определяется суммой произведений площадей, ограниченных изолиниями аномалии, на их сечение и отражает физический объем, занимаемый аномалией. Эти величины и были приняты при построении диаграммы взаимосвязи параметров геофизических аномалий над базит-гипербазитовыми телами мамонского интрузивного комплекса (рис. 18).

На диаграмме видна определенная зональность объектов с различным петрографическим составом. Четко разделяются области, включающие объекты преимущественно гипербазитового состава — пироксениты (I зона), перидотиты, пироксениты (II зона), серпентиниты (III зона) — и габброиды с различной характеристикой (зоны IV—VI). Соотношение магнитности и плотности объекта отражает вектор величин эффективной намагниченности ( $I_{эф}$ ) и интенсивности гравитационной аномалии ( $g_a$ ). Величина вектора и его наклон позволяют уточнить петрографический состав объекта, расположенного в определенной зоне (большая степень серпентинизации перидотитов отвечает большему по величине и пологому вектору для объектов II зоны; принадлежность объекта к зоне сульфидной минерализации в песчаниково-сланцевых образованиях или гнейсах отмечается при более пологом угле вектора в зонах I, V и т. д.).

Предложенная диаграмма позволяет выполнять геологическую интерпретацию вновь выявленных или непроверенных аномалий. Для этого по вычисленным параметрам определяется положение объекта на диаграмме. Общая петрографическая характеристика соответствует зо-



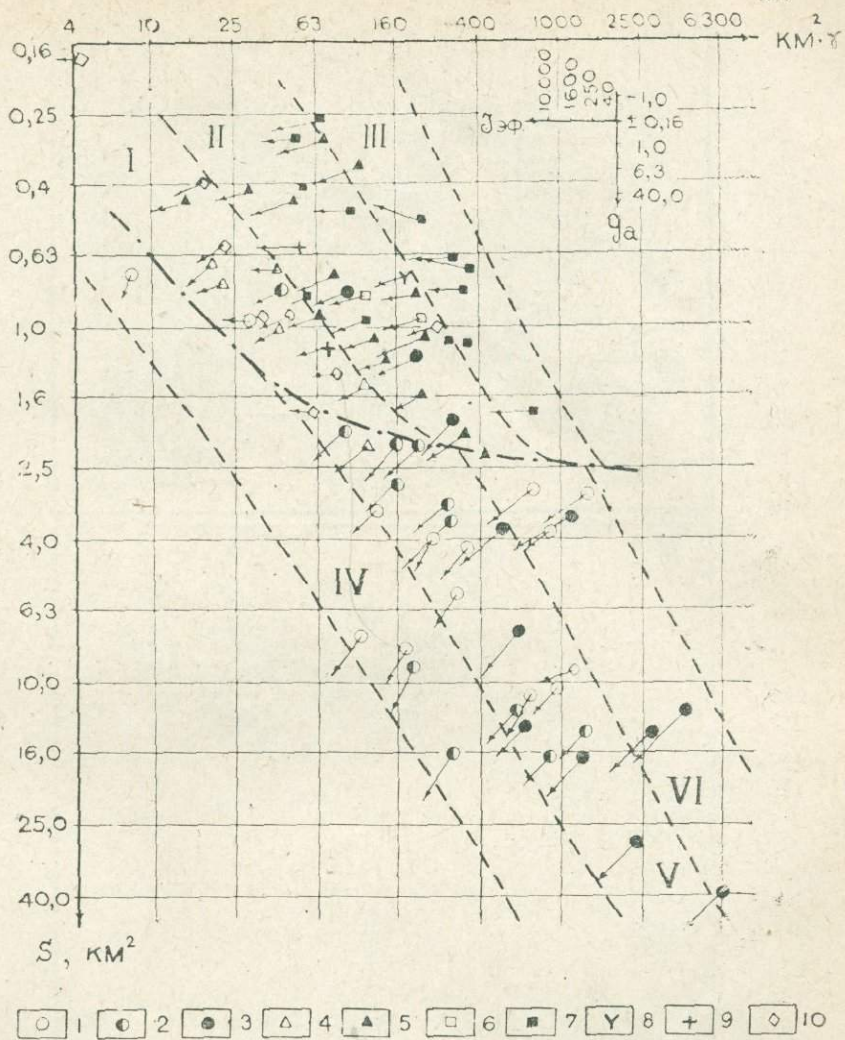
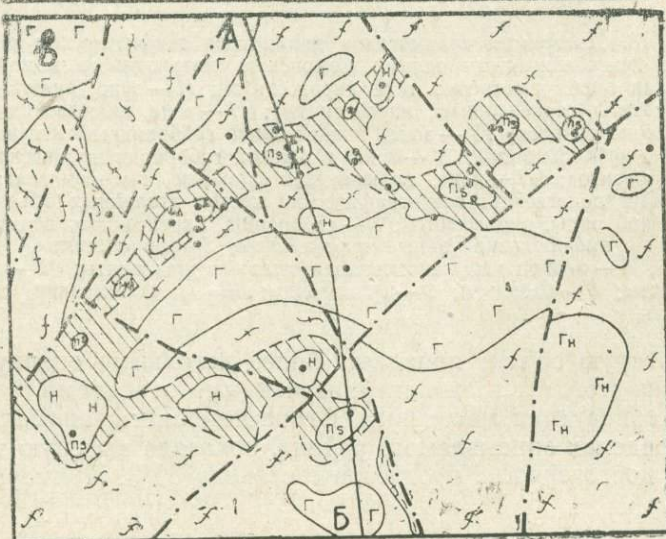
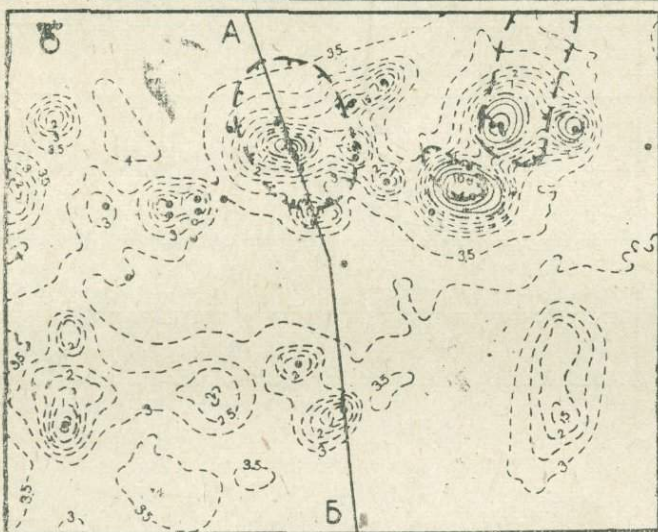
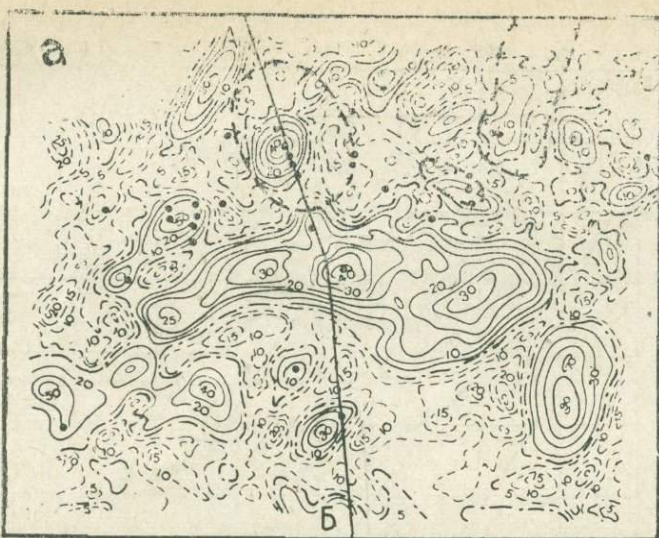


Рис. 18. Диаграмма взаимосвязи параметров геофизических аномалий, вызванных базит-гипербазитовыми телами мамонского интрузивного комплекса: I — зона, включающая преимущественно тела пироксенитов; II — зона, включающая гипербазиты (перидотиты, серпентиниты, пироксениты); III — зона, включающая преимущественно тела серпентинитов; IV — зона, включающая габброидные массивы с признаками камерной дифференциации; V — зона сложных габброидных массивов, включающих тела гипербазитов; VI — зона, включающая сложные высокомагнитные габброидные массивы. Предполагаемый петрографический состав эталонных объектов: 1 — габброиды; 2 — габброиды, пироксениты; 3 — габброиды, пироксениты, перидотиты; 4 — преимущественно амфиболитизированные пироксениты; 5 — пироксениты, перидотиты, серпентиниты; 6 — перидотиты, аперидотитовые серпентиниты; 7 — преимущественно серпентиниты; 8 — базальты; 9 — гранитоиды; 10 — метапесчаники, сланцы, гнейсы с сульфидами

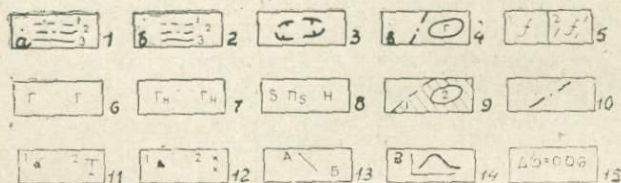
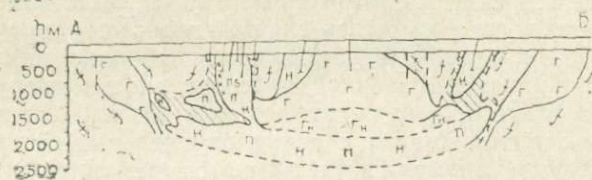
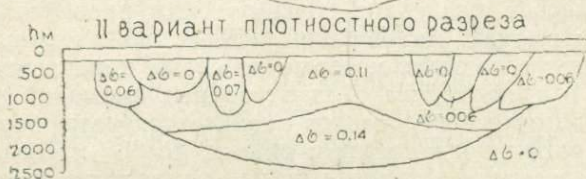
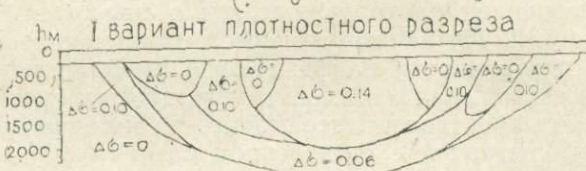
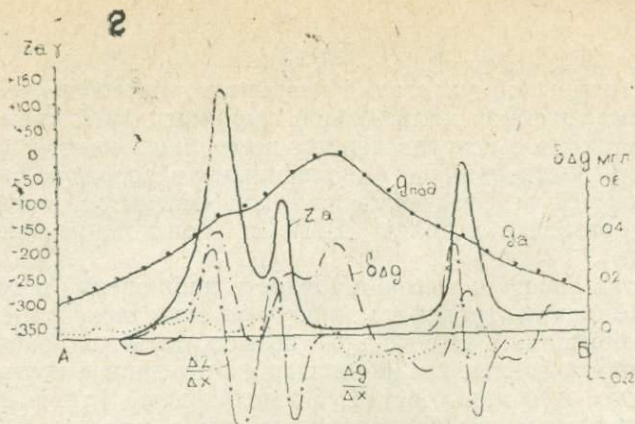
не, в которую объект попадает. Более детальную оценку можно дать, сравнивая его с близлежащими изученными объектами.

Интерпретация магнитных и гравитационных аномалий, выполненная в пределах описываемого района, показала высокую эффективность метода: достоверность прогнозов составила 80%. Примером может слу-









19. Результаты геолого-геофизических работ по Аннинскому участку: 1 — карта локальных аномалий  $\delta\Delta g$  (по Саксову—Нигарду, изолинии  $S \text{ г}\Delta$  в  $1 \cdot 10^{-2}$  мГГ, 1 — отрицательные, 2 — нулевые, 3 — положительные); 2 — карта магнитного поля  $Z_a$  (эпоха 1950 г., изолинии  $Z_a$ , мЗ; 1 — отрицательные, 2 — нулевые, 3 — положительные); 3 — зоны аномалий поляризуемости; 4 — схема геологического строения Аннинского рудного узла (составили И. А. Жаворонкин, Ю. С. Зайцев, В. И. Костюков, И. И. Кривцов, С. П. Молотков, В. Б. Рабинович); 5 — метаморфические породы воронцовской серии (1 — гнейсы биотит-плагноклазовые с инъекциями и жилами плагногранитов, 2 — гнейсы сульфидизированные, графитизированные); 6 — габбро, габбро-нориты, габбро-диориты; 7 — оливиновые габбро, габбро-пироксениты; 8 — серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, пироксениты; 9 — 1 — зона развития ультраосновных пород мамонского комплекса, 2 — тела гипербазитов, имеющих выход в эрозионный срез докембрия; 10 — линии предполагаемых тектонических нарушений; 11 — пробуренные скважины (1 — в плане, 2 — на разрезе); 12 — выявленные рудопроявления (1 — в плане, 2 — на разрезе); 13 — линия геолого-геофизического разреза; 14 — геолого-геофизический разрез; 15 — избыточная плотность выделенных блоков (в  $\text{г}/\text{см}^3$ )



жить Аннинский участок. Интерпретация геофизических материалов среднемасштабной комплексной гравимагнитной съемки по предложенной методике с использованием всего лишь нескольких картировочных скважин подтвердилась выполненными в последующие годы детальной комплексной геофизической съемкой (магниторазведка, гравиразведка, электроразведка методом ВП) и поисково-разведочным бурением (рис. 19).

Детальность и высокая точность наблюдений с гравиметром позволили выполнить трансформацию поля силы тяжести и выделить локальные аномалии. Это дало возможность в значительной степени уточнить данные среднемасштабной съемки и составить схему геологического строения участка. Последующим бурением в гипербазитах здесь выявлено несколько рудных зон с сульфидной медно-никелевой минерализацией. По данным количественных расчетов гравитационной аномалии, опирающихся на физические свойства вскрытых пород докембрия, построен схематический глубинный разрез интрузива.

Высокая эффективность геофизических методов разведки при решении задачи, связанной с разделением базит-гипербазитовых интрузий, подтвердилась в последние годы поисково-проверочными работами и на других участках. Наибольший интерес для выявления гипербазитов представляют аномалии, которые по своим характеристикам попадают во вторую и третью зоны. Для одиночных аномалий этих областей вероятность встречи гипербазитов оценивается нами порядка 80%, а для аномалий, входящих в состав сложных, до 60%. Неодинаковая степень вероятности встречи гипербазитов на аномалиях с различными характеристиками позволяет наметить следующую схему их проверки. Одиночные простые аномалии следует изучать глубокими наклонными скважинами с одновременной оценкой перспективности интрузии на рудопроявления. Простые аномалии, входящие в состав сложных, проверяются вертикальными скважинами с целью определения их природы. При очередной проверке аномалий учитываются результаты электроразведочных работ методом ВП.



### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОЛИВИНА РАЗЛИЧНЫХ ГИПЕРБАЗИТСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ

В последние годы значительно возрос интерес к породообразующим минералам в связи с возможным их использованием в качестве минералогического контроля в петрологических и геохимических исследованиях, а также формационным расчленением различных геологических образований, в частности, магматических базит-гипербазитовых комплексов, и выявлением металлогенической специализации последних. Этой проблеме посвящены работы по амфиболам (Е. А. Костюк и др., 1965), пироксенам (Н. Л. Добрецов и др., 1964, 1971), гранатам (Н. В. Соболев, 1962) и др. Некоторые сведения имеются и об оливинах (Р. В. Колбанцев и др., 1967; Н. И. Ильвицкий и др., 1968).

Мы преследовали цель собрать весь имеющийся разрозненный материал о составе и свойствах оливинов и, дополнив его, обобщить, опираясь на статистические методы. Все операции производились с коэффициентами кристаллохимических формул, умноженными (для простоты обращения) на 10 000. В работу вошли материалы об оливинах дунит-гарцбургитовой формации (Г. В. Пинус и др., 1966; Л. Г. Пономарева и др., 1965; В. В. Велинский и др., 1969, 1972; И. А. Малахов, 1966; В. И. Чернышова и др., 1970; З. И. Танатар-Бараш, 1969; В. Ф. Морковкина, 1967), габбро-пироксенит-дунитовой (В. Ф. Морковкина, 1967; А. А. Ефимов и др., 1963, 1967; О. А. Воробьева и др., 1962; А. Б. Фомин и др., 1971; И. А. Малахов, 1966; Л. Ф. Борисенко, 1966), габбро-норит-гипербазитовой (Н. М. Чернышов, 1971, 1972; Е. К. Козлов и др., 1967; Н. А. Елисеев, 1959, 1970; Г. И. Кавардин, 1959; Г. И. Горбунов, 1968), гарцбургит-ортопироксенит-норитовой (А. Д. Генкин и др., 1963; Н. М. Чернышов, 1969; У. А. Дир и др., 1965), кимберлитовой (А. П. Бобревич и др., 1959, 1960, 1962, 1964; М. А. Гневушев и др., 1958; В. В. Ковальский и др., 1969; А. А. Меняйлов и др., 1958; А. А. Панкратов и др., 1960; В. С. Соболев и др., 1964; Г. В. Пинус и др., 1966) и щелочно-ультраосновной формации (А. А. Кухаренко и др., 1965; Е. А. Бутакова и др., 1962; Ю. Л. Капустин, 1971).

Состав и свойства оливинов (табл. 14) своеобразны у каждого формационного типа. Железистость оливинов (рис. 20, а) увеличивается по мере перехода от древних формаций к более молодым, достигая максимума в оливинах гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации. Примечательно, что в такой же зависимости от формационной принадлежности, как и железистость, находится коэффициент вариации магния (рис. 20, б), который в определенной мере может служить критери-



Средний состав и свойства оливинов гипербазитсодержащих магматических формаций

Элементы	Формации															
	дуниг-гарцбургитовая		габбро-пироксенит-дунигитовая		габбро-норит-гипербазитовая		гарцбургит-ортопироксенит-норитовая		интрузивные кимберлиты		эксплозивные кимберлиты		включения в кимберлитах		щелочно-ультраосновная	
	n=35		n=32		n=12		n=15		n=12		n=22		n=12		n=22	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
Mg	18020	550	17500	1080	13880	1820	10380	3800	17460	444	18000	424	18250	294	17590	1160
Fe <sup>II</sup>	1580	355	2060	790	3070	690	7840	3700	1980	508	1690	353	1410	185	1900	790
Fe <sup>III</sup>	101	70	69	80	571	450	273	150	279	138	165	118	247	76	267	250
Mn	23	10	41	30	80	30	120	60	25	5	23	6	27	23	87	23
Ca	59	76	66	60	197	260	879	520	72	42	25	17	87	31	145	—
Na	14	—	42	60	69	—	116	—	—	—	—	—	—	—	27	—
K	17	—	22	20	10	—	49	—	—	—	—	—	—	—	36	—
Ti	3	—	5	10	21	15	28	80	5	—	2	—	5	—	23	—
Al <sup>V</sup>	179	—	84	110	695	980	667	200	195	126	24	—	4	—	99	100
Cr	19	—	7	10	—	—	—	—	6	1	3	—	3	3	—	—
Ni	63	15	61	30	25	—	—	—	46	17	51	19	39	14	8	—
Co	3	—	5	—	—	—	—	—	3	1	3	—	1	—	46	—
Si	9890	280	9970	150	9870	200	9890	220	9860	141	9940	—	9730	—	9950	200
Al <sup>IV</sup>	110	—	30	—	130	—	110	—	140	—	60	—	—	—	50	—
Fa, %	8,06	1,75	10,52	4,24	18,11	3,65	42,9	19,74	10,19	2,45	8,58	—	6,73	—	9,76	3,86
Ng	1,691	—	1,707	—	1,715	—	1,747	—	1,689	—	1,694	0,004	1,690	—	1,696	—
Np	1,657	—	1,672	0,003	1,680	—	1,704	—	1,655	—	1,658	0,004	1,660	—	1,660	—
Nm	1,666	—	—	—	—	—	—	—	1,665	—	—	—	—	—	1,675	—



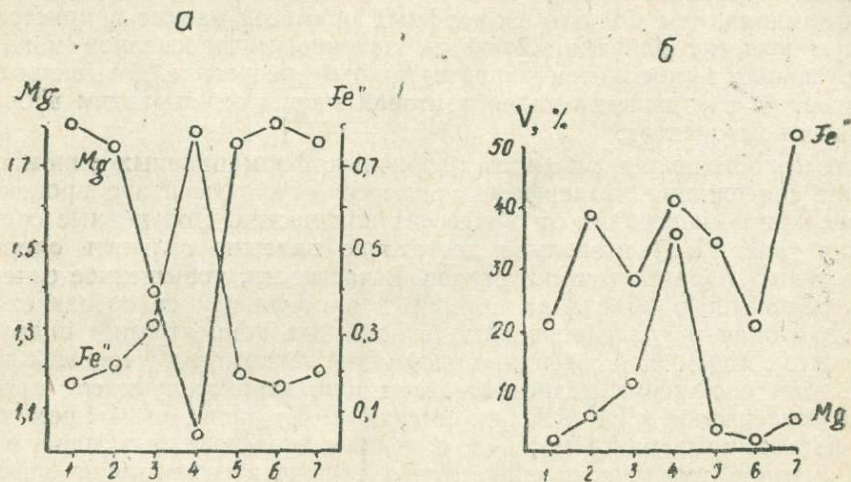


Рис. 20. Зависимость состава оливина (а) и коэффициентов вариации главных компонентов (б) от формационной принадлежности оливинов. Формации: 1 — дунит-гарцбургитовая; 2 — габбро-пироксенит-дунитовая; 3 — габбро-норит-гипербазитовая; 4 — гарцбургит-ортопироксенит-норитовая; 5 — интрузивных и 6 — эксплозивных кимберлитов; 7 — щелочно-ультраосновная

ем фракционирования и дифференциации базит-гипербазитовой магмы. Несколько своеобразно поведение коэффициента вариации закисного железа, изменение которого имеет иной характер.

Распределение элементов-примесей и величина их содержания в оливинах различных парагенетических типов также неодинаковы. Характер изменения величины изоморфной емкости в оливинах почти совпадает с характером изменения железистости оливинов в зависимости от их формационной принадлежности (рис. 21, а). Наименьшее количество примесей характерно для оливинов, производных гипербазитовой магмы альпинотипных гипербазитов, кимберлитовой магмы эксплозив-

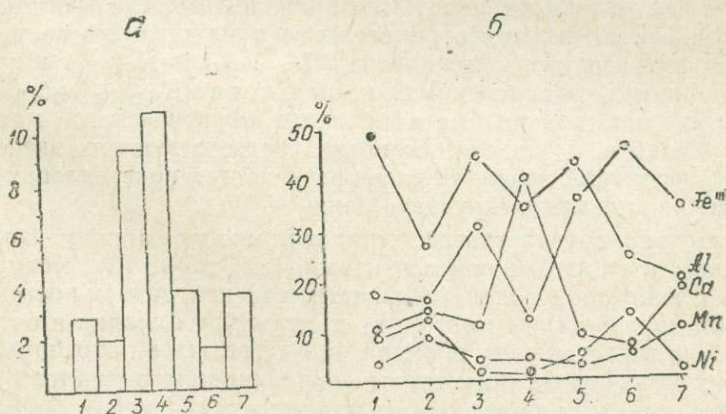


Рис. 21. Содержание элементов-примесей в оливинах различной формационной принадлежности. Обозначение формаций такое же, как и на рис. 20



ных кимберлитов и полингенной магмы габбро-пироксенит-дуניתовой формации. Из базальтовой же магмы кристаллизуются оливины с повышенным содержанием второстепенных компонентов, причем, чем моложе формация, тем больше изоморфных примесей входит в кристаллическую решетку оливина. Оливины щелочно-ультраосновной магмы и интрузивных кимберлитов характеризуются несколько повышенным по сравнению с оливинами гипербазитовой магмы содержанием второстепенных компонентов.

Для сопоставления оливинов различных формационных типов по величине содержания изоморфных примесей было рассчитано процентное содержание последних от общего их количества. Полученные соотношения (рис. 21, б) позволяют достаточно надежно отличать оливины различных парагенетических типов. В частности, повышенное содержание силикатного никеля характерно для оливинов гипербазитовой магмы, которая не дает первичных гипогенных концентраций никеля. Оливины из пород базальтоидных формаций, с которыми связаны известные месторождения медно-никелевых руд, характеризуются пониженным содержанием силикатного никеля. Доля кальция в общем количестве изоморфных примесей в оливинах исследованных парагенетических типов практически одинакова. Исключение составляют оливины гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации, в которых содержание кальция достигает наибольшей величины (до 5% кальциевого компонента).

По поводу вхождения кальция в оливин существуют некоторые разногласия. Известно, что в ряду оливин—монтichelлит не существуют твердые растворы (R. W. Ricker, E. F. Osborn, 1950). В то же время имеются сообщения о находках кальциевых оливинов в мелилитсодержащих лавах (T. G. Sahama, K. Nytonen, 1958), а также в альпийских гипербазитах Чукотки (В. В. Велинский и др., 1972). По результатам наших исследований (табл. 15) устанавливается наличие достоверной положительной корреляции кальция с двухвалентным железом в оливинах интрузивных кимберлитов и с магнием в оливинах эксплозивных кимберлитов. Отсутствие отрицательной частной корреляции между кальцием и главными компонентами оливинов свидетельствует о том, что кальций в отмеченных оливинах не склонен к образованию твердых растворов ни с фаялитовой, ни с форстеритовой составляющими, а лишь изоморфно замещает магний и железо. Следует отметить, что на изоморфизм кальция отрицательное влияние оказывает магний в оливинах интрузивных кимберлитов ( $R_{Ca, Fe(Mg)} > R_{Ca, Fe}$ ) и закисное железо в оливинах эксплозивных кимберлитов ( $R_{Ca, Mg(Fe)} > R_{Ca, Mg}$ ). Надо полагать, что дальнейшее накопление фактического материала о составе оливинов, а также постановка соответствующих экспериментальных исследований позволит расширить наши представления о форме нахождения кальция в структуре оливина.

Относительно других связей, устанавливаемых между элементами-примесями и главными компонентами (см. табл. 15), можно говорить лишь с некоторой долей условности, так как возможность нахождения их (за исключением марганца) в структуре оливина в виде твердых растворов к настоящему времени не подтверждена экспериментально. Поэтому полученные результаты корреляционного анализа следует использовать только в целях формационного расчленения базит-гипербазитовых интрузий.



Значения коэффициентов корреляции элементов-примесей с главными компонентами  
в оливинах различной формационной принадлежности

Элементы	Ф о р м а ц и и													
	дунит-гарцбургитовая		габбро-пироксенит-дунитовая		гарцбургит-ортопироксенит-норитовая		интрузивные кимберлиты		эксплозивные кимберлиты		включения в кимберлитах		щелочно-ультраосновная	
	$r_{0,05}=0,32$		$r_{0,05}=0,34$		$r_{0,05}=0,48$		$r_{0,05}=0,53$		$r_{0,05}=0,40$		$r_{0,05}=0,53$		$r_{0,05}=0,40$	
	Mg	Fe	Mg	Fe	Mg	Fe	Mg	Fe	Mg	Fe	Mg	Fe	Mg	Fe
Mn	-0,29	+0,38	-0,22	-0,05	-0,82	+0,85	-0,05	-0,54	-0,05	+0,19	+0,53	+0,27	+0,11	+0,17
	-0,12	+0,46	-0,27	+0,17	-0,95	+0,94	+0,41	-0,64	-0,23	+0,29	+0,48	+0,10	+0,47	-0,34
Ca	+0,12	-0,06	—	—	-0,34	+0,20	+0,31	+0,66	+0,43	+0,33	-0,21	+0,15	—	—
	-0,12	-0,06	—	—	+0,03	-0,09	-0,27	+0,65	+0,32	+0,01	-0,25	+0,21	—	—
Ni	+0,19	-0,07	+0,63	-0,10	—	—	+0,14	-0,19	+0,08	-0,02	-0,65	-0,35	—	—
	+0,12	+0,11	+0,79	-0,61	—	—	+0,35	-0,38	+0,12	-0,09	-0,60	-0,12	—	—
Co	—	—	-0,21	-0,42	—	—	+0,07	-0,30	—	—	—	—	—	—
	—	—	+0,16	+0,40	—	—	-0,07	-0,17	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>III</sup>	—	—	+0,20	+0,18	-0,31	+0,18	+0,27	+0,20	-0,42	-0,38	-0,09	-0,67	-0,09	-0,12
	—	—	+0,11	+0,03	+0,51	-0,60	+0,23	-0,06	-0,23	-0,22	+0,11	-0,67	-0,82	+0,69
Al	—	—	—	—	-0,86	+0,72	-0,05	+0,51	-0,56	-0,49	—	—	+0,33	+0,11
	—	—	—	—	+0,32	-0,41	-0,47	+0,65	-0,32	-0,14	—	—	-0,43	+0,38
Cr	—	—	—	—	—	—	+0,10	+0,04	—	—	-0,36	-0,66	—	—
	—	—	—	—	—	—	+0,10	-0,04	—	—	-0,13	-0,59	—	—
Ti	—	—	—	—	-0,56	+0,72	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	-0,59	+0,61	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	+0,52	+0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	+0,65	-0,47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	-0,47	-0,31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	-0,36	+0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. В знаменателе — величина парных, в числителе — частных коэффициентов корреляции.



## РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ГОРНЫХ ПОРОД НИЖНЕМАМОНСКОЙ ИНТРУЗИИ

Как было показано нами (Лихачев, 1969), микроструктурный анализ скрытых от дневной поверхности горных пород можно производить по рядовому (не ориентированному по странам света) керну вертикальных или слабонаклонных скважин. По этой методике были проанализированы микроструктуры горных пород Нижнемамонской интрузии (рис. 22), геологические и петрологические сведения о которой содержатся в ряде публикаций (Г. И. Горбунов и др., 1970; Н. М. Чернышов, 1971). Микроструктурный анализ осуществлялся по зернам оливина и пироксенов перидотитов и пироксенитов, а в габброндах — по кристаллам плагиоклаза и роговой обманки. Всего проанализировано

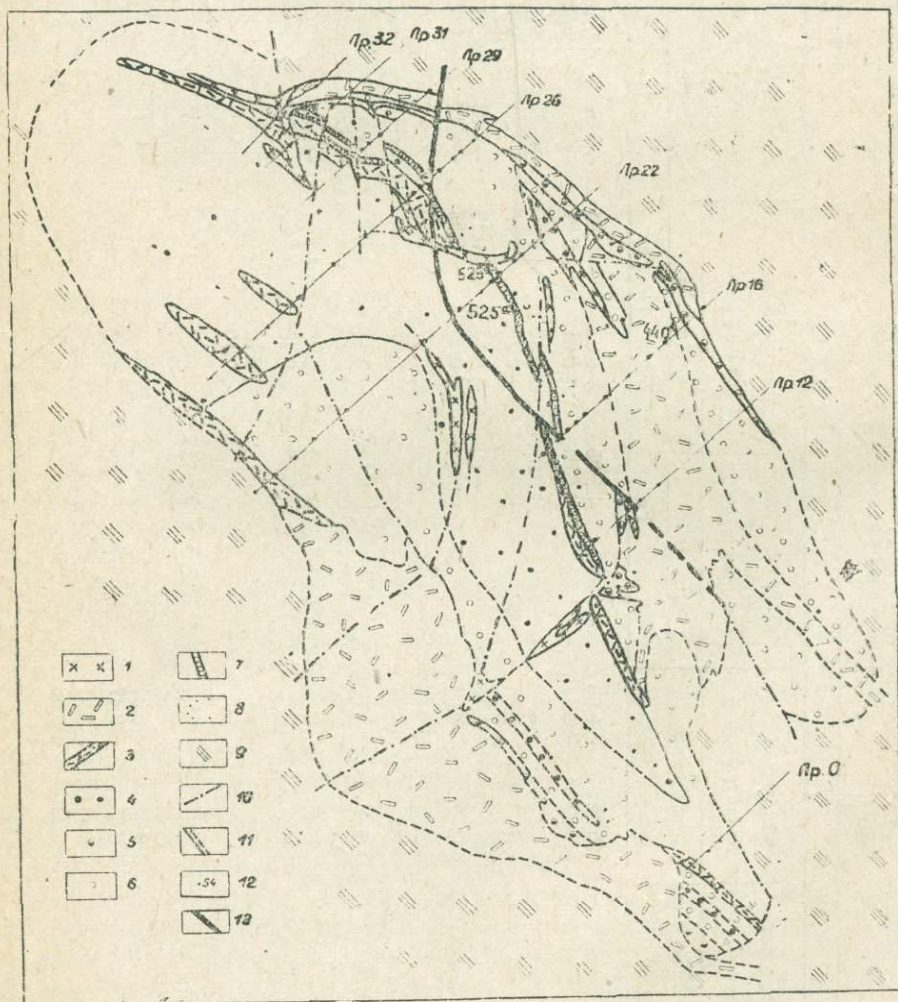


Рис. 22. Схематическая геологическая карта Нижнемамонской интрузии: 1 — диориты; 2 — габбро-нориты; 3 — оливиновые пироксениты; 4 — перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты, верлиты); 5 — плагиоклазовые перидотиты; 6 — серпентиниты; 7 — аподунитовые серпентиниты (рудные); 8 — рудная минерализация; 9 — песчаниково-сланцевая толща воронцовской серии; 10 — тектонические нарушения; 11 — границы между типами пород, установленные по разрезам скважин и по геофизическим данным; 12 — местоположение и номера скважин; 13 — граница блоков с различной ориентировкой зерен породообразующих минералов



около ста ориентированных шлифов, отобранных из различных частей массива. Для каждого шлифа построено по три статистические диаграммы (для осей Ng, Np и Nπ) соответствующих минералов, результаты которых вынесены на разрезы профилей (рис. 23).

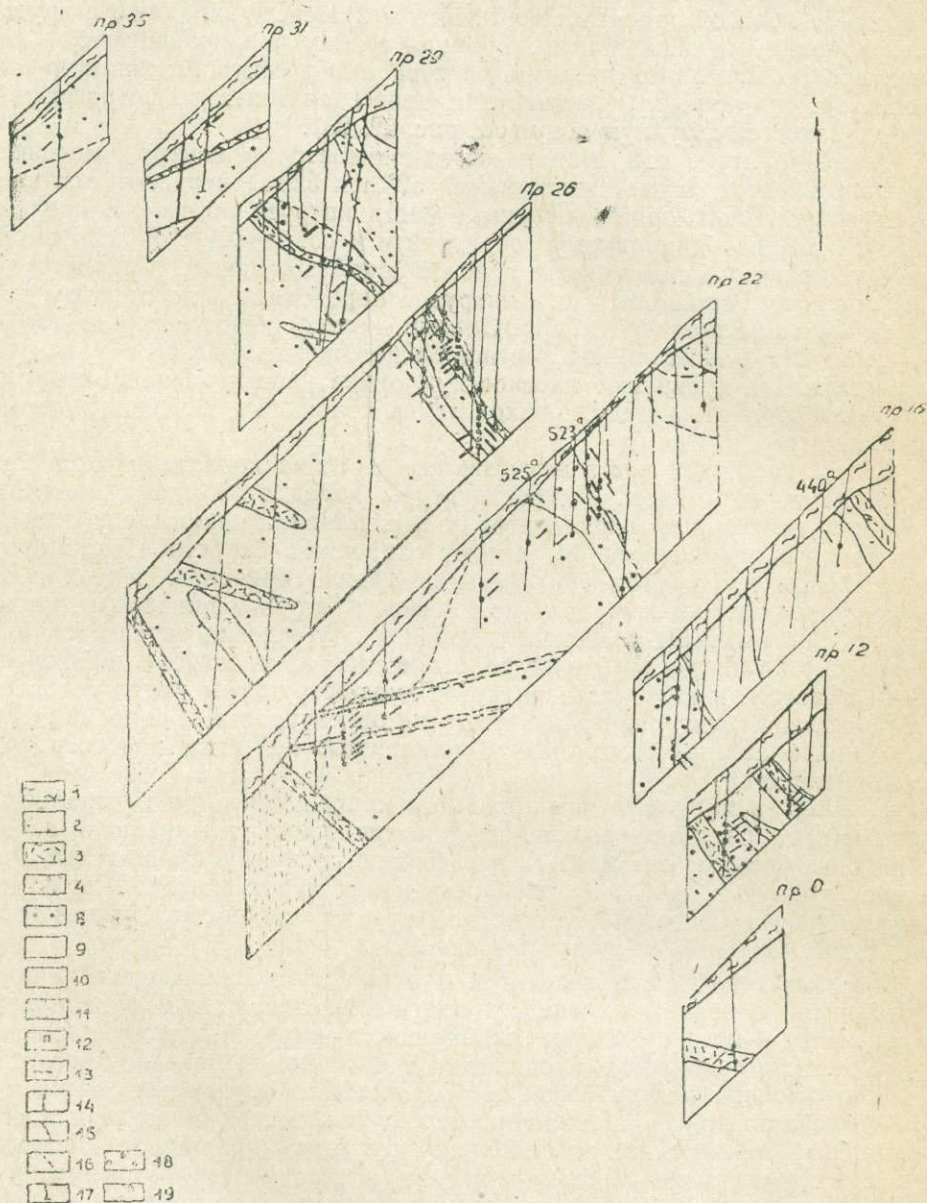


Рис. 23. Результаты микроструктурного анализа на профилях Нижнемамонской интрузии: 1 — породы осадочного чехла; 2 — габбро-нориты; 3 — оливковые пироксениты; 4 — куммингтонитовые оливковые пироксениты; 8 — перидотиты; 9 — серпентиниты; 10 — рудная минерализация; 11 — песчаниково-сланцевая толща воронцовской серии; 12 — местоположение и номера скважин; 13 — ориентировка кристаллов оливины и пироксенов; 14 — граница блоков с различной ориентировкой зерен породообразующих минералов; 15—16 — контакты между типами пород; 17 — положение пройденных скважин; 18 — плагиоклазовые перидотиты; 19 — вмещающие породы



Было установлено, что кристаллам оливина всех участков интрузии свойственна линейная и линейно-плоскостная ориентированность (Т. М. Дамбо, 1954), а зернам пироксенов, роговой обманки и плагиоклаза — линейно-плоскостная и плоскостная. Положение зерен относительно плоскости горизонта и оси скважины различное. По этому признаку Нижнемамонская интрузия разделена на две части: 1) юго-западную с пологой ориентировкой зерен и 2) северо-западную с круто ориентированными минералами. Граница между различающимися по ориентировке минералов частями массива имеет секущий характер и проходит вдоль простиранья интрузии, пересекая контакты петрографических разностей и рудную зону (см. рис. 22, 23).

Особенно четко эта граница прослеживается в центре массива (профиль 22), где двумя скважинами (525 а и 523 а) пересекаются как круто, так и полого ориентированные части интрузивного тела, причем проходит она по однородному перидотиту и совпадает с фиксируемой этими и соседними скважинами пологой зоной дробления. Микроструктуры пород юго-западной части интрузии определялись по оливину перидотитов и плагиоклазу габбро. Оливин имеет близкое к горизонтальному линейное и линейно-плоскостное расположение (рис. 24). Кристаллы плагиоклаза проявляют плоскостную ориентировку по наиболее развитаго второму пинакоиду и находятся в положении, близком к горизонтальному.

Северо-восточная часть интрузивного массива характеризуется более сложным строением. Микроструктуры пород этой части массива изучались по оливину перидотитов и моноклинному пироксену пироксенитов. Кристаллы оливина имеют линейно-плоскостной характер ориентировки при крутом наклоне к плоскости горизонта. Зерна пироксена проявляют ориентировку по плоскости второго пинакоида, которая, судя по выходам перпендикулярной к ней оси  $Nm$  оптической индикатрисы, круто расположена по отношению к плоскости горизонта. Таким образом, в этой части интрузии микроструктуры пород согласуются с общей структурой массива: крутая ориентировка породобразующих минералов соответствует крутонаклонным контактам петрографических разностей.

В северо-западном и юго-восточном направлениях от центральной части интрузии граница различной ориентированности минералов ведет себя более сложно: она вдается в северо-восточную часть массива, пересекая рудную зону и зону распространения пироксенитов. В этих же частях интрузии имеет место несогласие между микроструктурами горных пород и строением интрузии в целом.

По профилю 26 в перидотитах и оливиновом пироксените анализ проводился по зернам оливина, в плагиоклазсодержащем оливиновом пироксените — по кристаллам моноклинного и ромбического пироксенов: Кристаллы оливина, находящиеся в линейном и линейно-плоскостном соотношении между собой, в большинстве изучаемых образцов ориентированы по оси  $Nm$ . Зерна пироксенов плагиоклазсодержащего оливинового пироксенита относительно друг друга проявляют плоскостную ориентировку по первому и второму пинакондам, фиксируемую перпендикулярной к ним осью  $Nm$  индикатрисы. Характер ориентированности минеральных зерен пород данного профиля относительно друг друга не отличается от ориентировки зерен горных пород, вскрытых скважинами профиля 22. Что же касается положения этих зерен относительно плоскости горизонта, то при общем крутом наклоне границ петрографических разностей оливиновые зерна перидотитов и оливиновых пироксенитов этого разреза занимают положение, близкое к горизонтальному, а зерна пироксенов (ромбического и моноклинного) пла-



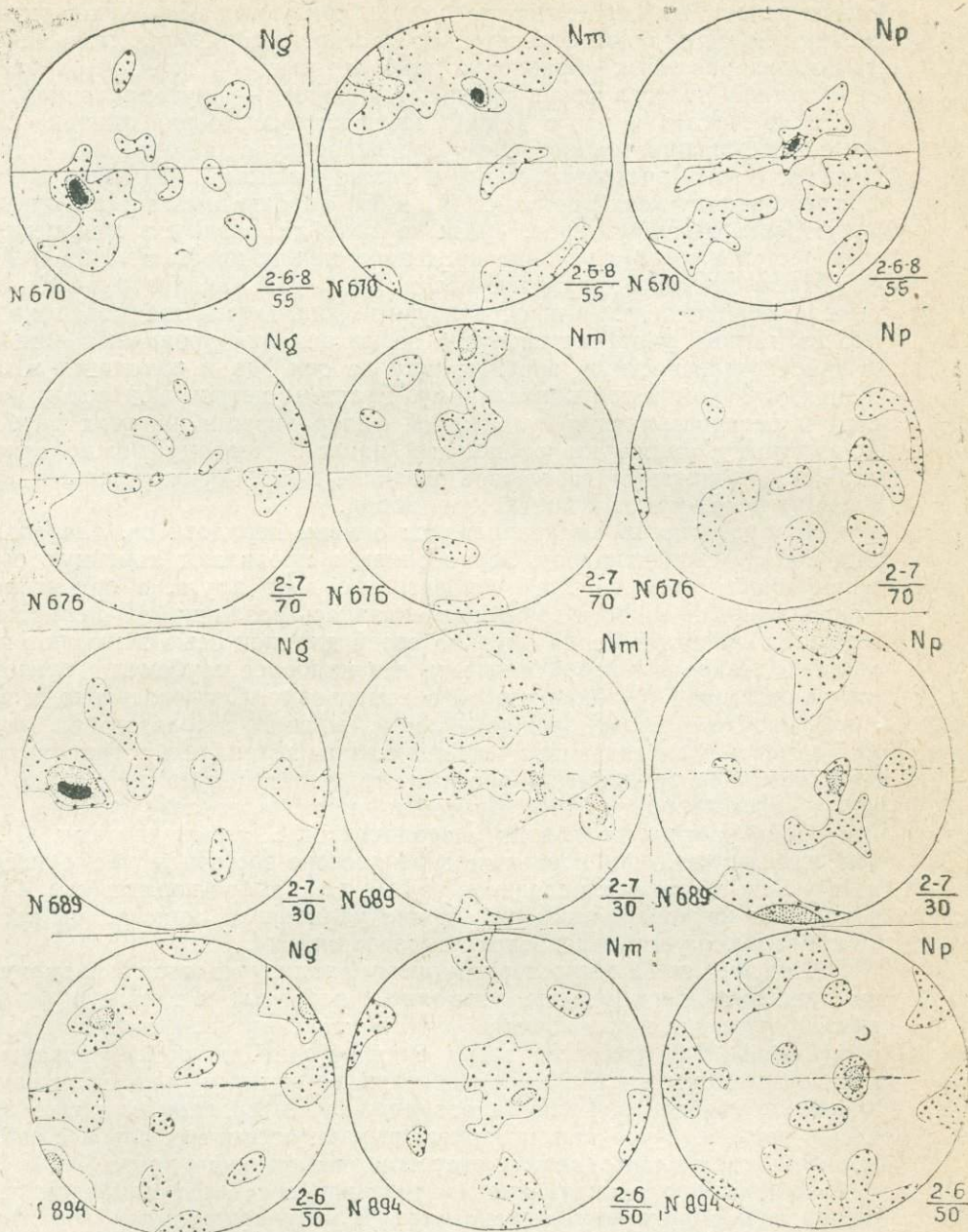


Рис. 24. Диаграммы микроструктурного анализа оливина

гиоклазсодержащего пироксенита своими наиболее развитыми плоскостями (100) и (010) ориентированы круто и находятся в согласии с крутопадающими границами этой породы. В связи с отсутствием крутой ориентировки оливина перидотитов, а также сведений об ориентированности минералов в серпентинитах граница между юго-западной и северо-восточной частями на профиле 26 проведена условно по границе серпентинитов и перидотитов.



Породы, вскрытые скважинами профиля 29 (перидотиты, оливинные пироксениты, серпентиниты), характеризуются неодинаковым положением зерен оливина относительно плоскости горизонта. Большой части анализированных образцов с наиболее высоких горизонтов разреза свойственна пологая ориентировка, а меньшей — крутонаклонная. Создается впечатление, что в данной части интрузии зерна оливина с глубиной постепенно меняют свою ориентировку с пологой на крутую. В связи с этим обстоятельством, а также учитывая, что на следующих к северо-западу двух профилях (31 и 35) породы имеют лишь одну, пологую ориентировку зерен, «резкая» граница различно ориентированных частей интрузии условно проведена между профилями 26 и 29.

По следующим двум профилям (31 и 35) анализировался лишь оливин перидотитов. Микроструктурные диаграммы шлифов показали, что на данных участках интрузии зерна оливина проявляют линейную и линейно-плоскостную ориентировку по оси Nm и находятся в положении, близком к горизонтальному. Границы петрографических разностей и распространения сульфидной минерализации на этих разрезах, по-видимому, также имеют пологий наклон. Поэтому можно считать, что здесь существует небольшое различие между ориентировкой зерен оливина перидотитов и контактами пород.

По профилю 16 анализировался оливин перидотитов, расположенных вблизи серпентинитов. Зерна оливина проявляют линейную ориентированность (по оси Nm) относительно друг друга, а ориентировка относительно плоскости горизонта оказалась различной. В перидотитах верхних горизонтов зерна оливина своей длинной осью занимают положение, близкое к горизонтальному, а в наиболее глубоких горизонтах интрузии имеют крутонаклонную ориентировку. Следовательно, и здесь с глубиной меняется положение зерен оливина с пологого на крутое. Эти изменения не связаны с тектоническими явлениями, и границу между разноориентированными частями интрузии следует отнести ко второму, «постепенному» типу. Крутонаклонная («резкая») граница здесь проведена условно по контакту перидотитов с серпентинитами. О крутой ориентировке минеральных зерен северо-восточной части массива на профиле 16 имеются сведения только для габбро-норита (скв. 440 а), в котором крутонаклонное положение удлиненных кристаллов плагиоклаза нередко устанавливается макроскопически.

По профилю 12 микроструктурному анализу подверглись перидотиты лежачего (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты) и всячего (плагиоклазсодержащие перидотиты) боков серпентинитовой толщи. На всех анализированных участках зерна оливина линейно ориентированы относительно друг друга и имеют пологую ориентировку по отношению к плоскости горизонта. Граница различно ориентированных частей здесь также проведена условно, по контакту ультраосновных пород с габбро-норитом, минеральные зерна которого ориентированы круто.

По профилю 0 анализировался оливин серпентинизированного перидотита и оливинного пироксенита. В результате выяснилось, что в обеих разновидностях пород кристаллы оливина имеют линейную ориентировку относительно друг друга и полого наклонены к горизонту.

Таким образом, главные минералы ультраосновных и основных пород почти на всех участках Нижнемамонского массива имеют четкую (линейную, линейно-плоскостную и плоскостную) ориентировку по отношению друг к другу, а положение минеральных зерен относительно плоскости горизонта не везде одинаковое. Одни участки интрузии имеют пологую ориентировку зерен, другие — крутонаклонную. По этому признаку Нижнемамонский массив разделен на две части: граница между северо-восточной (круто ориентированной) и юго-западной (по-



лого ориентированной) частями носит резкий характер и совпадает (на профиле 22) с тектонической зоной дробления. В юго-западной части массива имеются участки с крутонаклонной и пологой ориентировкой зерен при крутых контактах петрографических разностей. Крутая ориентировка свойственна: а) пироксенам пластообразного тела плагиоклазсодержащего оливинового пироксенита, находящегося в окружении перидотитов, имеющих пологую ориентировку зерен; б) кристаллам оливина перидотитов наиболее глубоких частей интрузии.

Переход перидотитов с пологой ориентировкой зерен оливина к перидотитам с круто ориентированным оливином происходит постепенно, без тектонических нарушений.

Наличие ориентировки зерен относительно друг друга указывает на то, что кристаллизация их происходила в процессе движения магмы. На основании этого можно считать, что Нижнемамонский интрузив относится (по классификации Н. А. Елисеева, 1956) к первично-паракристаллическим интрузиям, характеризующимся синхронностью кристаллизации и движения магмы.

Различное расположение минеральных зерен относительно плоскости горизонта в северо-восточной (крутонаклонной) и юго-западной (полого ориентированной) частях интрузии, вероятнее всего, связано с последующими тектоническими явлениями, о чем свидетельствует совпадение границы различно ориентированных частей массива с тектонической зоной на профиле 22.

Можно допустить, что полого ориентированная часть массива принадлежит к верхней сводовой области интрузии. Как известно (Болк, 1946; Елисеев, 1953, и др.), в крутопадающих интрузиях, подобных Нижнемамонской, в которых имеется ориентировка зерен, в сводовой части кристаллы минералов занимают положение, близкое к горизонтальному, а в более глубоких горизонтах и краевых частях они ориентированы круто, параллельно контактам интрузии. Такая ориентировка минеральных зерен связана с движением магмы и объясняется гидромеханическими законами: в движущейся жидкой среде зерна минералов своими длинными осями и наиболее развитыми плоскостями располагаются параллельно растягивающим силам, то есть по направлению движения магмы. В сводовых же частях крутопадающих массивов движение магмы осуществляется вдоль контакта с вмещающими породами, поэтому кристаллизующиеся минералы в ней, стремясь занять наиболее выгодное положение, ориентируются параллельно направлению ее движения и принимают пологое залегание. Если исходить из этих положений, то станет понятной смена пологой ориентировки зерен на крутую в наиболее глубоких горизонтах данной части интрузии. По-видимому, здесь имеет место переход (граница) сводовой части массива к его глубинным горизонтам.

Гораздо сложнее объяснить пологую ориентировку зерен оливина перидотитов при крутых контактах между их разновидностями. Можно лишь предположить, что такое расположение зерен возникло под воздействием гидростатического давления глубоких горизонтов магматической колонны на верхнюю (кашеобразную) часть интродуцированной массы, где уже существовали петрографические границы, но окончательной консолидации пород еще не произошло. В этой обстановке первоначально круто ориентированные кристаллы должны были бы занять более выгодное положение (перпендикулярное направлению давления) и приобрести пологую ориентировку при сохранении границ петрографических разностей.

Пластообразные тела плагиоклазсодержащего оливинового пироксенита, имеющие согласную (с их контактами) ориентировку зерен



пироксена и находящиеся в окружении «несогласных» перидотитов, очевидно, образовались в иных условиях, чем окружающие породы. Наличие ориентировки пороодообразующих минералов в них указывает на то, что кристаллизовались они в жидкой движущейся среде. Поэтому есть основания предположить, что плагиоклазосодержащий оливиновый пироксенит, а также, вероятно, и куммингтонитовые оливиновые пироксениты имеют магматическую природу. Очевидно, внедрились они в более позднюю магматическую фазу, чем перидотит, и являются промежуточной разностью между ультраосновными и основными породами Нижнемамонской интрузии (это подтверждается и химическим составом данных пород).

Северо-восточная (круто ориентированная) часть интрузии, границы которой, возможно, имеют несколько иную конфигурацию, чем на карте и разрезах, видимо, является блоком иного горизонта, нежели юго-западная часть массива. Крутая ориентировка минеральных зерен в ней могла быть обусловлена ее краевым положением в массиве. Но отсутствие в этой части полого ориентированной верхней зоны и резкая ее граница с юго-западной частью, совпадающая с разрывным тектоническим нарушением, заставляют считать северо-восточную часть массива более глубинным блоком, приподнятым по сравнительно пологому северо-западному взбросу. Возможность такого перемещения не вызывает особых сомнений, так как в пределах Нижнемамонского интрузива сбросово-взбросовые смещения северо-западного направления имеют широкое распространение. Причем, как свидетельствуют наблюдения Н. М. Чернышова (1971), сброшенной частью обычно является юго-западное крыло, то есть чаще всего юго-западная часть лежит ниже северо-восточной. Но, как показывают данные микроструктурного анализа, это может быть обусловлено не опусканием юго-западного крыла, а подъемом северо-восточного крыла разрывного нарушения. Следовательно, можно считать, что Нижнемамонская интрузия тектонически разделена на два блока: юго-западный и северо-восточный. Юго-западный блок занимает первоначальное положение и является малоэродированной сводовой частью интрузива. Северо-восточный блок представляет собой приподнятую и наиболее эродированную часть массива.

Итак, результаты микроструктурного анализа указывают на то, что ультраосновные и основные породы Нижнемамонской интрузии кристаллизовались в условиях движущейся магмы; по-видимому, основная часть минералов пород интрузии выделялась за пределами современной камеры. Современных горизонтов интрузирующее вещество достигло в виде кашеобразной массы, состоящей из расплава и зерен кристаллизующихся твердых фаз. Есть основание считать, что формирование интрузии происходило в три стадии (фазы), причем во всех трех фазах внедрения кристаллизация минералов осуществлялась «во время транспорта» (Бубнов, 1960). В первую, раннюю стадию внедрялась ультраосновная часть массива; во вторую, промежуточную — плагиоклазосодержащий пироксенит и куммингтонитовые оливиновые пироксениты; в третью стадию сформировались основные породы массива.

Из гранитоидных пород был проанализирован только один шлиф, в котором определялось положение зерен кварца и кристаллов плагиоклаза. Микроструктурные диаграммы показали отсутствие ориентировки их. Следовательно, в этих породах зерна минералов при кристаллизации не подвергались перемещению. То же можно сказать и о диорите. Микроструктурный анализ плагиоклаза и роговой обманки из диорита не установил какой-либо ориентировки зерен этих минералов.



## ХЛОРИТЫ В ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ ВКМ

Минералы хлоритовой группы изучались нами в основных породах и гипербазитах (с сопутствующими жильными гранитоидами) различных формаций — габбро-пироксенит-перидотитовой (архей), дунит-гарцбургитовой (верхний архей — нижний протерозой), габбро-норит-перидотитовой (средний протерозой) и формации дифференцированных габбро-долеритовых интрузий (верхний протерозой), отвечающих ассоциациям пород соответственно бесединского, железногорского, мамонского и смородинского интрузивных комплексов (Н. М. Чернышов, 1969; В. Л. Бочаров и др., 1972).

Из приведенных в таблицах 16, 17, 18 данных видно, что хлориты в большинстве случаев образуют псевдоморфозы по первичным и вторичным силикатным минералам. В связи с этим выделить монофракции порообразующего псевдоморфного и мелкочешуйчатого хлоритов весьма сложно, что обусловило извлечение их из шлифов для оптических исследований и рентгеноструктурного анализа. Состав окисленных хлоритов, образующих в зонах гипергенеза значительные скопления, определялся путем химических анализов.

Как установлено многими исследователями (У. А. Дир и др., 1966; Hey, 1954; Brindly, Gillery, 1956; Shirozu, 1958), для хлоритов характерны изоморфные замещения в широких пределах (кремния — алюминием; магния — двухвалентным марганцем, закисным и окисным железом). Некоторые замещения влияют на положение и интенсивность рентгеновских отражений, которые в связи с этим можно использовать для оценки химического состава хлоритов. Из сопоставления частных рентгенограмм хлоритов выявляются постоянные различия отражений 060 и главного базисного расстояния  $d_{001}$ , значения которых явились исходными данными для расчета кристаллохимических формул и определения разновидностей (см. табл. 19). Для этой цели были использованы известные диаграммы Shirozu (1958), позволяющие установить количество ионов  $Fe^{+2}$ , Al на формульную единицу соответственно по параметру «b» и межплоскостному расстоянию  $d_{001}$ . Содержание ионов Mg и Si определялось исходя из теоретической формулы хлорита (У. А. Дир и др., 1966).

На основании данных оптических, химических и рентгеноструктурных анализов по номенклатуре Hey (1954) в исследованных породах установлены следующие минеральные разновидности хлоритов: пеннин, клинохлор, шериданит, диабантит, талько-хлорит, рипидолит, брунсвит, пикнохлорит и окисленные хлориты — шамозит, делессит (см. табл. 16, 17, 18, рис. 25). Для наиболее распространенных из них составлены характеристические рентгенограммы по результатам нескольких порошкограмм одноименных разновидностей (табл. 19), из которых видны заметные различия величин межплоскостных расстояний ( $d$ ) и интенсивностей ( $i$ ) отражений, обусловленных степенью совершенства кристаллических структур установленных минеральных видов хлорита. Наиболее значимое различие по ряду характеристических отражений, особенно по 002 и 060, отмечается у диабантита и рипидолита.

Содержание главных компонентов (Mg, Fe, Si, Al) в рассчитанных формулах хлоритов (см. табл. 16, 17) колеблется в значительных пределах, что обусловлено изоморфизмом ведущих компонентов и особенностями развития минеральных видов. Очевидно, составы хлоритов, образующих псевдоморфозы, в определенной мере зависят от состава субстрата, вследствие чего наиболее глиноземистые разновидности — пеннин, клинохлор, рипидолит — развиты по пироксенам и роговым об-



Кристаллохимические формулы хлоритов, рассчитанные по рентгенограммам

Разновидности хлоритов (Неу, 1954)	Параметр b	d <sub>001</sub>	Формулы	Особенности раз- вития	Породы	Комплексы	
Пеннин	1	9,246	14,4	$(Mg_{9,2}Fe_{1,8}Al_{1,0})_{12}[(Si_{7,0}Al_{1,0})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,16	Мелкочешуйчатый	Серпентинит	Мамонский, ю.-в. ВКМ
	2	9,186	14,4	$(Mg_{11,0}Fe_{0,05}Al_{0,95})_{12}[(Si_{7,05}Al_{0,95})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0	»	»	»
	3	9,234	14,4	$(Mg_{9,2}Fe_{1,8}Al_{1,0})_{12}[(Si_{7,0}Al_{1,0})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,16	Псевдоморфозы по плагиоклазу	Жильный гранитоид	»
Клинохлор	4	9,216	14,2	$(Mg_{9,2}Fe_{0,4}Al_{2,4})_{12}[(Si_{5,6}Al_{2,4})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,04	Псевдоморфозы по роговой обманке	Горблендит	Беседнянский, КМА
	5	9,192	14,2	$(Mg_{9,6}Fe_{0,05}Al_{2,35})_{12}[(Si_{5,65}Al_{2,35})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0	Псевдоморфозы по пироксену	Роговообманково-оливиновый пироксенит	»
	6	9,186	14,2	$(Mg_{9,6}Fe_{0,1}Al_{2,3})_{12}[(Si_{5,7}Al_{2,3})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0	Псевдоморфозы по вермикулиту	Серпентинит	Мамонский, КМА
	7	9,210	14,2	$(Mg_{9,2}Fe_{0,4}Al_{2,4})_{12}[(Si_{5,6}Al_{2,4})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,04	Мелкочешуйчатый	Жильный гранитоид в гипербазитах	Мамонский, ю.-в. ВКМ
	8	9,240	14,2	$(Mg_{7,8}Fe_{1,8}Al_{2,4})_{12}[(Si_{5,6}Al_{2,4})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,18	»	»	» , КМА
Шериданит	9	9,312	14,4	$(Mg_{5,4}Fe_{5,6}Al_{1,0})_{12}[(Si_{7,0}Al_{1,0})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,5	Псевдоморфозы по амфиболу	Метагаббро	Беседнянский, КМА
Диабантит	10	9,282	14,5	$(Mg_{7,8}Fe_{4,0}Al_{0,2})_{12}[(Si_{7,8}Al_{0,2})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,34	Сферолиты, мелкие чешуйки	Офитовые жилки в серпентинитах	Мамонский, ю.-в. ВКМ
Талькохлорит	11	9,222	14,5	$(Mg_{11,0}Fe_{0,5}Al_{0,4})_{12}[(Si_{7,6}Al_{0,4})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,05	Псевдоморфозы по тремолиту	Тремолитит	» , КМА
	12	9,216	14,6	$(Mg_{11,4}Fe_{0,55}Al_{0,05})_{12}[(Si_{7,95}Al_{0,05})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,05	Крупные чешуйки	Роговообманковый перидотит	» , ю.-в. ВКМ
	13	9,246	14,56	$(Mg_{9,8}Fe_{2,0}Al_{0,2})_{12}[(Si_{7,8}Al_{0,2})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,17	»	Прожилки в серпентинитах	»
Рипидолит	14	9,264	14,1	$(Mg_{6,0}Fe_{3,0}Al_{3,0})_{12}[(Si_{5,0}Al_{3,0})_8O_{20}](OH)_{16}$ R=0,6	Псевдоморфозы по пироксену	Габбро-долериты	Сморodinский, КМА

Примечание. Цифры в графе разновидностей хлоритов соответствуют составам на рис. 25. Величина  $R = \frac{Fe(общ.)}{Fe + Mg}$ .



## Химический состав окисленных хлоритов

Компоненты	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	24,38	29,08	38,78
TiO <sub>2</sub>	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,07	8,69	1,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,36	17,04	2,89
FeO	27,10	17,24	4,83
MnO	0,32	0,23	—
MgO	4,37	7,95	35,88
CaO	6,09	6,32	3,30
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,13	0,17
K <sub>2</sub> O	—	—	1,22
S (общ.)	0,16	2,09	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,50	9,39	10,74
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,32	2,92	0,32
Сумма	98,48	98,16	98,85

## Количество ионов

Si	5,71	6,65	7,58
Al	2,29	1,35	0,23
Al	1,17	0,91	—
Ti	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	2,36	2,94	0,42
Fe <sup>2+</sup>	5,29	3,28	0,78
Mn	0,05	0,04	—
Mg	1,53	3,10	10,44
Ca	1,53	1,52	0,69
Na	0,02	0,02	0,04
K	—	—	0,30
(OH)	14,84	14,36	14,00

Fe (общ.)

Fe+Mg

0,8

0,7

0,1

Примечание. 15 — шамозит и 16 — делессит в серпентините зоны гипергенеза, 17 — талько-хлорит в зальбандах жил гранитоидов; мамонский комплекс ю.-в. ВКМ. Номера анализов соответствуют составам на рис. 25.

манкам, а магнезиальные талько-хлориты представляют гидротермально-метасоматические образования в серпентинитах или на контакте последних с жильными гранитоидами. На состав хлоритов, возникающих в результате переотложения вещества и образования самостоятельных скоплений, определенное влияние оказывают вмещающие их метаморфизованные гипербазиты, что, в частности, выявляется по содержанию элементов-примесей. Повышенное содержание никеля, кобальта и меди установлено в хлоритах из никеленосных ультраосновных пород мамонского комплекса. Средние значения (по 4 анализам, выполненным в лаборатории ВГУ Г. А. Гладышевской) этих элементов соответствуют: Ni — 0,035%, Co — 0,07%, Cu — 0,01%.



## Оптические свойства хлоритов

Разновидности хлоритов	ng	nr	ng-nr	Плеохроизм	Удлинение	Особенности развития	Породы	Комплексы	
Пеннин	18	1,579	1,576	0,003	Ng — зеленый, Nr — св.-зеленый	(+)	Мелкочешуйчатый	Гранитоид жильный в гипербазитах	Мамонский, ю.-в. ВКМ
	19	1,585	1,582	0,003	Ng, Nr — бесцветный	(+)	»	Тальк-карбонатные по серпентинитам	Железнодорожный, КМА
	20	1,579	1,573	0,006	Ng — темно-зеленый, Nr — желто-зеленый	(+)	»	Лерцолиты	Мамонский, ю.-в. ВКМ
Клинохлор	21	1,582	1,574	0,008	Ng — зелено-желтый, Nr — бесцветный	(+)	Удлиненно-пластинчатый	Тальк-тремолитовые по пироксенитам	Мамонский, КМА
	22	1,588	1,582	0,006	Ng, Nr — зеленый	(+)	Псевдоморфозы по вермикулиту	Серпентинит	»
	23	1,579	1,573	0,006	Ng — зеленый, Nr — желто-зеленый	(+)	Псевдоморфозы по пироксену	»	», ю.-в. ВКМ
Шериданит	24	1,597	1,590	0,007	Ng — зелено-голубой, Nr — св.-зеленый	(+)	Мелкочешуйчатый	Тремолит-актинолитовая по пироксениту	Железнодорожный, КМА
Диабантит	25	1,603	1,599	0,004	Ng, Nr — зеленый	(+)	Псевдоморфозы по биотиту	Тремолит-рогово-обманковая по пироксениту	Бесединский, КМА
	26	1,588	1,586	0,002	Ng, Nr — св.-зеленый	(-)	Мелкочешуйчатый	Оливиновый пироксенит	Мамонский, КМА
Талькохлорит	27	1,570	1,564	0,006	Ng — голубой, Nr — желтый	(+)	»	Серпентинит	»
Брунсвит	28	1,654	1,650	0,004	Ng, Nr — зеленый	(+)	Псевдоморфозы по пироксену и амфиболу	Габбро-долерит	Сморodinский, КМА
Пикнохлорит	29	1,603	1,597	0,006	Ng, Nr — бесцветный	(-)	Мелкочешуйчатый	Тремолит-актинолитовая по пироксениту	Железнодорожный, КМА

Примечание. Цифры в графе разновидностей хлоритов соответствуют составам на рис. 25.



## Рентгенограммы хлоритов

hkl	1		2		3		4		5		6		7	
	$d(\text{Å})$	i	$d(\text{Å})$	i	$d(\text{Å})$	i	$d(\text{Å})$	i	$d(\text{Å})$	i	$d(\text{Å})$	i	$d(\text{Å})$	i
001	14,3	6	14,4	7	14,2	7	14,2	1	14,4	8	14,5	1	14,1	10
002	7,18	10	7,20	10	7,15	10	7,15	10	7,21	5	7,24	7	7,31	10
003	4,79	10	4,78	4	4,76	2	4,78	1	—	—	4,75	4	—	—
020	4,61	2	4,58	4	4,56	4	4,63	5	4,62	5	4,57	4	—	—
004	3,592	10	3,580	8	3,596	5	3,590	1	3,587	3	3,591	2	3,592	8
005	2,873	6	2,860	4	2,900	2	2,870	1	2,778	1	2,881	1	2,880	1
131,202	2,590	3	2,580	4	2,600	4	—	—	2,590	4	2,610	3	2,650	1
132,201	2,548	4	2,545	10	2,540	4	—	—	—	—	2,520	5	—	—
132,203	2,449	4	2,446	10	2,440	4	2,435	4	2,437	7	2,446	3	2,460	2
133,202	2,392	3	2,391	4	2,390	5	—	—	—	2,385	2	2,360	3	—
133,204	2,268	3	2,263	3	—	—	—	—	2,270	2	2,263	1	—	—
007	2,053	2	2,090	3	—	—	2,140	1	2,120	2	2,060	4	—	—
135,204	2,018	4	2,015	6	2,017	1	2,000	2	—	—	—	—	—	—
135,206	1,896	1	1,903	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
136,205	1,838	3	1,837	2	1,812	1	1,800	1	—	—	1,844	1	—	—
136,207	1,729	1/2	1,747	1	1,727	1	1,700	1	1,701	2	—	—	1,743	1
137,206	1,675	1/2	1,688	1	1,673	1	—	—	1,667	1	1,655	1	1,704	1
137,208	1,582	4	1,578	4	—	—	—	—	—	—	1,592	4	—	—
060	1,539	2	1,541	8	1,534	8	1,540	8	1,547	8	1,537	7	1,544	8
062,331	1,505	1	1,505	4	1,503	3	1,509	5	1,513	4	1,508	3	1,510	3
0.0.10	1,437	1	1,469	1	1,463	1	—	—	—	—	1,436	3	—	—
208	1,409	3	1,408	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
262	1,323	1/2	1,325	2	1,323	2	—	—	1,316	2	—	—	—	—

Примечание. 1 — Пеннин (данные Г. В. Бриддл, 1965), 2 — пеннин (по 3 рентгенограммам), 3 — клинохлор (по 4 рентгенограммам), 4 — шериданит, 5 — диабантит (по 2 рентгенограммам), 6 — талько-хлорит (по 3 рентгенограммам), 7 — рипидолит. Условия съемки:  $\text{Co}$  — излучение,  $V=40 \text{ кв}$ ,  $I=15 \text{ ма}$ , экспозиция — 12 час,  $D_k=66 \text{ мм}$ ,  $d_{обр}=0,3 \text{ мм}$ ; анализы выполнены в лаборатории ВГУ, аналитик Т. Ф. Грачева.



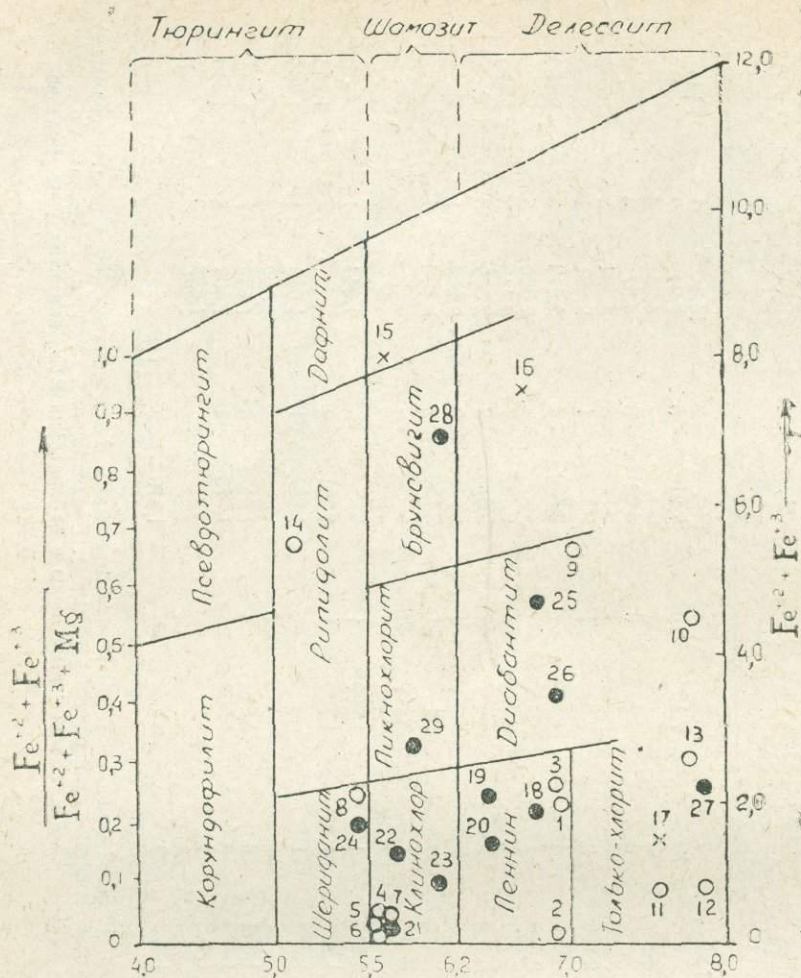


Рис. 25. Состав хлоритов в габброидах, гипербазитах и жильных гранитоидах Воронежского кристаллического массива (по номенклатуре Ней, 1954). Светлые кружки — по данным рентгенометрии, черные кружки — по оптическим константам, крестики — по химическим анализам

В заключение следует отметить, что ограниченность фактического материала не позволяет произвести более глубокий анализ минералов хлоритовой группы. Вместе с тем приведенные данные позволили определить большой набор разновидностей хлоритов, особенности их развития и состава. Для гипербазитов мамонского комплекса в качестве породообразующих характерны пеннин, клинохлор, талько-хлорит и в меньшей мере — шериданит, диабантит и окисленные хлориты. Значительно ограничен видовой состав хлоритов в породах бесединского (клинохлор, диабантит), смородинского (брунсвигит, рипидолит) и железногорского (пеннин, шериданит, пикнохлорит) комплексов.



## К ВОПРОСУ ОБ АССОЦИАЦИЯХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВКМ

Для решения различных геологических вопросов все более широко применяются акцессорные минералы. Исключительно важна их роль при использовании в качестве дополнительного критерия корреляции пространственно разобщенных интрузивов, отнесении их к определенным комплексам и формационным типам, а также для оценки перспектив возможной рудоносности (Н. А. Амшинский и др., 1965; М. Г. Руб и др., 1965; Н. М. Чернышов и др., 1966; В. В. Ляхович, 1967, 1968; С. Д. Туровский, 1968; Е. В. Кравченко, 1969; И. Х. Хамрабаев и др., 1969; О. И. Матковский, 1971). Анализ видового состава, количественных содержаний и некоторых типоморфных особенностей акцессорных минералов показал (Н. В. Кравченко, 1967; Н. М. Чернышов, Н. В. Кравченко, 1971), что ультраосновным и основным породам каждого выделенного возрастного магматического базит-гипербазитового комплекса (Н. М. Чернышов, 1969, 1971) — бесединского габбро-пироксенит-перидотитового (архей); железнгорского гипербазитового (верхний архей — нижний протерозой); усманского габбро-плагиогранитного (нижний протерозой); стойло-николаевского габбро-диорит-гранодиоритового (нижне-средний протерозой); мамонского габбро-норит-гипербазитового (средний протерозой); ольховского — кольцевых габбро-гранитных интрузий (средне-верхний протерозой); смородинского габбро-долеритового (верхний протерозой) — отвечает специфический тип ассоциации акцессорных минералов (рис. 26).

Проведенные по специально разработанной методике (Н. В. Кравченко, Н. М. Чернышов, 1968) исследования (проанализировано более 140 минералогических проб-протолок из основных и ультраосновных пород ВКМ) позволили установить свыше 40 акцессорных минералов, относящихся к самородным элементам, сульфидам, окислам, фосфатам и силикатам. Многие акцессории (магнетит, ильменит, циркон, апатит, пирит и др.) являются «сквозными», т. е. наблюдаются в большинстве магматических образований. Однако их весовое содержание и количественное соотношение различны, что зависит от особенностей химизма и петрографического состава пород.

Испытавшие интенсивный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций габброиды и гипербазиты бесединского комплекса характеризуются чрезвычайно разнообразным составом акцессорных минералов. Характерной особенностью, заметно отличающей их от других более поздних базит-гипербазитовых комплексов, является: 1) в ультраосновных породах — высокое содержание хромшпинелидов (хромпикотит) — 1160,0 г/т; 2) в основных породах — резко пониженное количество ильменита — 1780,0 г/т и апатита — 5,7 г/т; 3) содержание метаморфической минеральной ассоциации — шпинели (плеонаст) — 918,3 г/т, разнообразие граната — 1207,0 г/т (кальциевого ряда — гроссуляр-уваровит и магнезиально-железистого — альмандин-спессартин), сфена — 920,0 г/т, наличие корунда; 4) постоянное присутствие эпигенетических минералов — киновари, молибденита, галенита, сфалерита, халькопирита, пирита. Магнетит преобладает в основном порообразующий. В целом для бесединского комплекса характерна хромшпинелид-магнетит-гранатовая ассоциация акцессорных минералов.

Железнодорожный комплекс представлен сильно метаморфизованными ультраосновными породами (лизардит-антигоритовые серпентиниты, апопироксенитовые тремолититы и тремолитизированные апопироксенитовые амфиболиты и тремолитовые породы), которые харак-



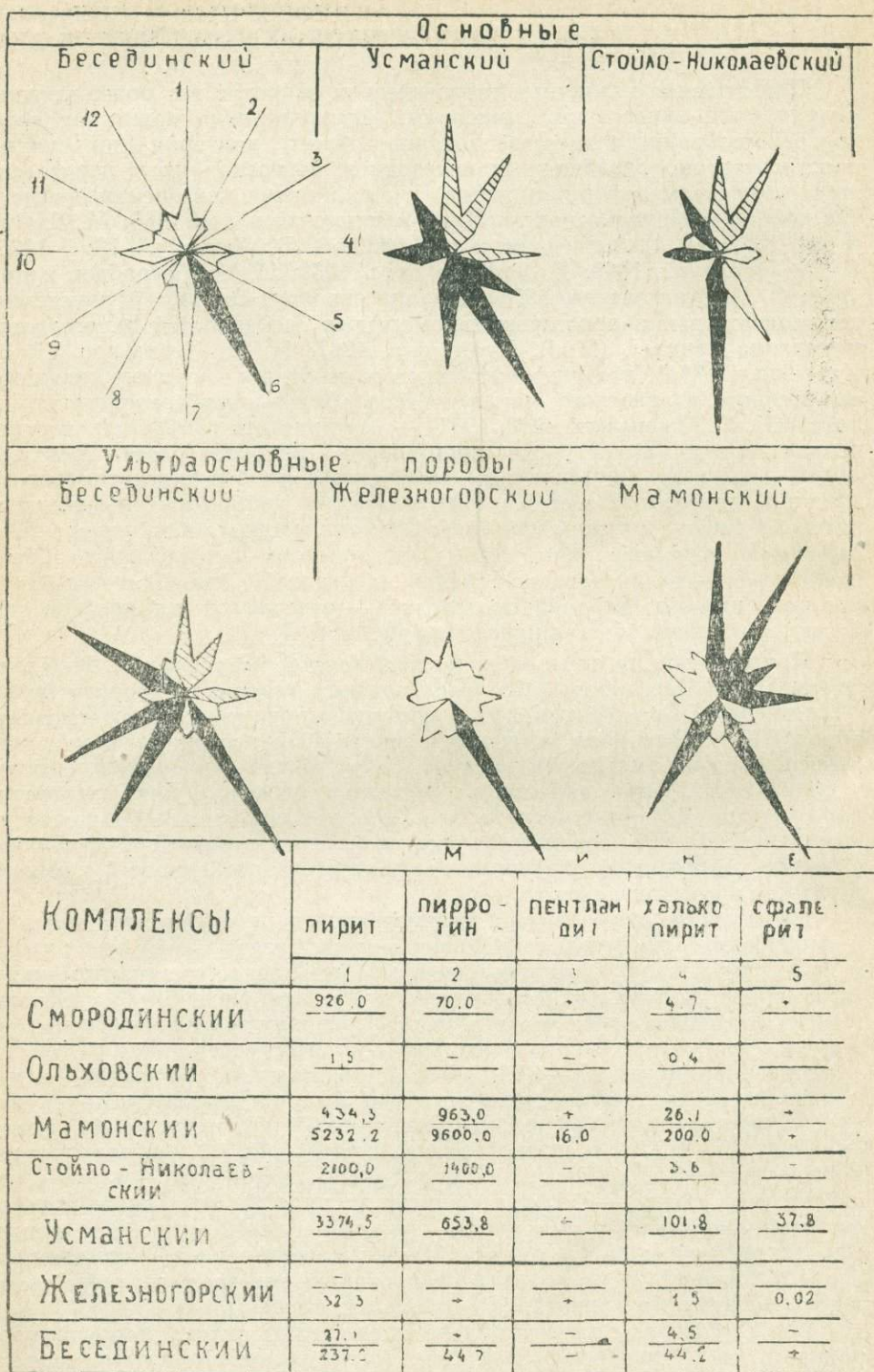


Рис. 26. Диаграммы характерных ассоциаций аксессуарных минералов в докембрийских базит-гипербазитовых комплексах ВКМ



породы  
Мамонский

Ольховский

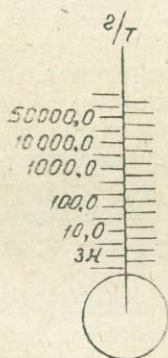
Сморodinский



определяющие минералы



второстепенные минералы



Р	А	Л	Ы			
МАГНЕ- ТИТ	ИЛЬМЕ- НИТ	ХРОМ- ШПИНЕ- ЛИДЫ	ШПИКЕЛЬ	ЦИРКОН	ГРАНАТ	АПАТИТ
6	7	8	9	10	11	12
53037,0	15350,0	-	-	63,3	-	583,0
3864,0	2900,0	-	-	30,6	-	9,02
5236,0	3280,0	3,7	-	26,4	1,5	607,6
66611,0	55	1260,0	-	1,7	10,65	6,37
325,0	6275,0	-	-	2,5	-	27,5
10180,0	392,0	-	-	33,1	-	45,73
55500,0	-	1,0	-	-	-	0,07
5001,0	17800,0	-	-	24,7	-	5,7
34750,0	-	1160,0	913,3	0,2	1207,0	0,5

Примечание. В числителе — данные для основных, в знаменателе — для ультраосновных пород.



теризуются широким спектром аксессуариев метаморфогенного генезиса, — дистена, ставролита, турмалина, флюорита; разнообразием сульфидов — пирита, пирротина, пентландита, халькопирита, миллерита, галенита, сфалерита, молибденита; псевдоморфных — марказита, гематита, лейкоксена, лимонита, сидерита. Отмечаются золото, медь, а также циркон и апатит, присутствующие постоянно в виде единичных знаков. Своеобразен характер распределения хромшпинелидов; при общем сравнительно высоком содержании в породах  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (по данным химических анализов) хромшпинелиды встречаются, однако, в незначительном количестве — до 1,0 г/т, очевидно, вследствие вхождения хрома преимущественно в кристаллическую решетку других минералов — магнетита и породообразующих минералов (силикаты магния). Очень неравномерно содержание хромсодержащего магнетита (от 5,0 до 35500,0 г/т), выступающего в качестве основного акцессорного минерала. В целом этот комплекс характеризуется существенно магнетитовой ассоциацией и отчасти полиметальной.

Роговообманковым пегматоидным габбро и габбро-амфиболитам усманского комплекса присущ сульфидно-полиметаллический-магнетит (1018,0 г/т)-apatит (45,8 г/т)-цирконовый (33,1 г/т) тип акцессорной минеральной ассоциации при заметной роли сфалерита (до 37,9 г/т) и сфена (47,0 г/т).

Основные породы стайло-николаевского комплекса характеризуются в целом сравнительно ограниченным видовым составом акцессорных минералов, отличающимся повышенным содержанием ильменита (6275,0 г/т) и несколько пониженным по сравнению с габброидами усманского комплекса количеством апатита (27,5 г/т) и циркона (2,5 г/т). Эти минералы по существу и определяют специфику акцессорной ассоциации (ильменит-apatит-цирконовая) пород данного комплекса.

Своеобразны ассоциации акцессорных минералов в породах базит-гипербазитовых никеленосных интрузий мамонского комплекса, относящегося к габбро-норит-гипербазитовой формации среднепротерозойского субплатформенного тектоно-магматического этапа (Н. М. Чернышов, 1969, 1970, 1971). Специфической особенностью основных и в большей мере ультраосновных пород данного комплекса является повышенное содержание сульфидов, среди которых, помимо главных (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит), особенно характерных для никеленосных интрузий, отмечаются арсенопирит, борнит, халькозин, галенит, сфалерит, киноварь, молибденит, марказит. В дунитах, аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитах, вмещающих главную массу сульфидных медно-никелевых руд, отмечаются самородные — платина, золото, медь, графит, а среди окислов — хромшпинелиды и магнетит. Хромшпинелиды, кроме того, являются специфическими акцессорными минералами оливиновых габброидов. В габброидных породах обычно заметно возрастает роль ильменита (до 3280,0 г/т) и апатита (до 607,6 г/т). В целом для гипербазитов мамонского комплекса характерен хромшпинелид-магнетит-сульфидный, а для основных пород — магнетит-ильменит-сульфидно-apatит-цирконовый типы ассоциаций акцессорных минералов.

Ольховский комплекс кольцевых интрузий представлен в основном габброидами — габбро и габбро-норитами, отчасти катаклазированными и метасоматически измененными, несущими признаки воздействия гранитоидов. Для него характерна магнетит (3864,0 г/т)-ильменит (2900,0 г/т)-цирконовая (50,6 г/т) ассоциация акцессорных минералов.



Смородинский комплекс представлен в основном оливиновыми и оливинсодержащими габбро-долеритами и пегматоидными габбро. Для комплекса характерна общая тенденция повышения количественного содержания ильменита (15350,0 г/т), апатита (583,0 г/т), циркона (63,3 г/т). Эти минералы, количество которых закономерно увеличивается по мере перехода от ранних оливинсодержащих к более поздним безоливиновым основным дифференциатам (Н. М. Чернышов и др., 1971), совместно с широкоразвитым магнетитом (33037,0 г/т) образуют весьма характерную для пород смородинского комплекса магнетит-ильменит-apatит-цирконовую ассоциацию аксессуарных минералов. В отличие от габброидов мамонского комплекса эти породы обычно заметно обеднены сульфидами.

Прослеживая аксессуарный состав в породах по комплексам, можно отметить обогащение более древних пород хромшпинелидами, гранатом и бедность в содержании циркона, апатита, ильменита. По мере перехода к более молодому смородинскому комплексу возрастает количественное содержание циркона, апатита, ильменита. Особое место занимает промежуточный мамонский комплекс, характеризующийся сульфидной минерализацией.

Таким образом, при достаточно широкой распространенности ряда аксессуарных минералов их количественное содержание и соотношение в пределах каждого комплекса остается специфичным, что может использоваться в качестве важного корреляционного признака при формационном расчленении и оценке рудоносности базит-гипербазитовых интрузий.

## НЕКОТОРЫЕ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СВОЙСТВА ЦИРКОНА ИЗ ГАББРОИДОВ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ ВКМ

В пределах Воронежского кристаллического массива габброиды встречаются в составе многочисленных комплексов различной формационной принадлежности (Н. М. Чернышов, 1969, 1972): бесединского габбро-перидотитового (А), усманского габбро-пироксенитового и стойло-николаевского габбро-диоритового (Pt<sub>1</sub>), мамонского габбро-норит-гипербазитового и ольховского габбро-гранитового (Pt<sub>2</sub>), смородинского габбро-долеритового (Pt<sub>3</sub>). Из этих комплексов особый интерес представляют интрузии мамонского комплекса, с которыми связан ряд медно-никелевых месторождений и рудопроявлений (Н. М. Чернышов, 1971). Вместе с тем нередкая пространственная совмещенность габброидов мамонского и усманского комплексов, заметные черты сходства их минералого-петрографического состава, отчасти петрохимических особенностей вызывают значительные трудности их расчленения. В этой связи в совокупности с другими формационными признаками особый интерес представляет изучение кристалломорфологических особенностей и свойств цирконов указанных типов габброидов.

Нами исследовался циркон из разной степени амфиболитизированных габброидов усманского и мамонского комплексов на примере интрузий Лосевой и Подколдновской. В габброидах рассматриваемых комплексов отчетливо выделяются две генерации циркона: I — собственно-магматическая с хорошо образованными кристаллами бледно-розового цвета, приуроченными к пироксену и плагиоклазу; II — наложенная, содер-



жащая, как правило, большое количество включений темно-коричневого цвета с вишневым оттенком, ассоциирующая с актинолитом, тремолитом и биотитом.

Размер зерен циркона колеблется от 0,05 до 0,8 мм, составляя в среднем 0;1—0,5 мм.

Под микроскопом просматривается зональное строение кристаллов наложенного циркона с постепенным уменьшением показателей преломления и двупреломления от ядра зерен к периферии. В обломках кристаллов часто можно наблюдать обрастание светлых зерен более темными. Характерно, что ядра таких кристаллов имеют сглаженную, близкую к изометричной, как бы оплавленную форму. Все это свидетельствует о том, что в первую стадию кристаллизации циркона происходило выделение светлоокрашенных кристаллов, а образование наложенного циркона происходило либо путем частичной или полной регенерации ранее образованных кристаллов, либо путем обрастания последних. Количественные соотношения указанных генераций циркона отражены в таблице 20.

Таблица 20

Соотношение генераций циркона усманского и мамонского комплексов, его оптические свойства и степень метамиктности

Комплекс	Генерация циркона	%	Ne	No	Ne—No	МК, %
Усманский	Собственно-магматический	50,5	1,995	1,928	0,067	16,5
	Наложённый	49,5	1,879	—	—	38,5
Мамонский	Собственно-магматический	76,3	1,985	1,921	0,064	45,5
	Наложённый	23,7	1,876	1,831	0,045	19,1

Примечания. 1. У наложенного циркона измерялись показатели преломления внешней оболочки.

2. МК — метамиктные кристаллы.

Внутри каждой генерации циркона следует различать прозрачные и мутные кристаллы, основное отличие которых заключается в совершенной кристаллической структуре прозрачного циркона, дающего на дебаеграммах полную дифракционную картину с четкими максимумами, и в почти полностью метамиктной природе мутных кристаллов, на дебаеграммах которых сохраняются лишь сильно размытые линии главных максимумов: (111), (220) и (202). Структурные различия между прозрачными и мутными цирконами находят отражение и во внешнем облике кристаллов — грани метамиктных кристаллов характеризуются или большим количеством вдиалей, или шагреневой поверхностью. Сигналы, получаемые от таких граней на гониометре, дают картину сильно размытых пятен в виде кучевого облака, затрудняющих определение координат полюсов граней.

Различия в структуре кристаллов обуславливают изменения в окраске цирконов — цвет метамиктных кристаллов теряет розоватый оттенок у собственно-магматического циркона, приобретая молочно-белые с коричневатым оттенком тона, и вишневый оттенок — у наложенного циркона. Изменение оптических свойств выражается в уменьшении показателей преломления и двупреломления метамиктных цирконов (Ne=1,862—1,855, No=1,841—1,834) по сравнению с оптическими свойствами прозрачных кристаллов (Ne=1,995—1,985, No=1,928—1,921).



Соотношение кристалломорфологических форм циркона в габброидах усманского и мамонского комплексов

Относительное развитие граней		Группы кристаллов									
		длиннопризматические			дипирамидально-призматические					изометричные	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Генерация циркона	I	$\{110\} > \{100\}$ ср. (001)	$\{110\} \approx \{100\}$ $\{311\}$ $P \perp L_4$ $\{111\}$	$\{110\} > \{100\}$ $(110) // (110)$	$\{110\} > \{100\}$ $\{111\} > \{311\}$	$\{110\} \approx \{100\}$ $\{111\} \approx \{311\}$	$\{110\} < \{100\}$ $\{111\} > \{311\}$	$\{110\} \approx \{100\}$ $\{311\}$ $P \perp L_4$ $\{111\}$	$\{110\} \approx \{100\}$ $\{311\}$	$\{110\} \approx \{100\}$ $\{111\} \approx \{311\}$	$\{110\} > \{100\}$ $\{111\} < \{311\}$ $(110) // (110)$
	II	—	—	—	4,2 4,7	19,2 —	3,1 9,4	— 6,3	— —	21,0 3,3	1,0 —
I	У М	0,2 13,9	3,3 16,6	0,7 16,6	8,1 7,5	4,7 6,7	0,7 1,4	8,9 13,3	3,2 —	16,7 —	3,2 —
II	У М	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —

Примечание. 1. ср. (001) — сростки кристаллов по грани (001); 2.  $P \perp L_4$  — асимметричное развитие граней относительно плоскости, перпендикулярной оси четвертого порядка; 3.  $(110), // (110)$  — уплощенные кристаллы по двум противоположным граням  $\{110\}$ ; 4. I — собственномагматическая и II — наложенная Генерации циркона усманского (у) и мамонского (м) комплексов.



В шлифах зерна метамиктных цирконов окружены характерными для них плеохроичными двориками.

Форма зерен циркона усманского и мамонского комплексов, являясь весьма разнообразной (от ксеноморфных обломков до идеально образованных кристаллов), сводится главным образом к комбинациям четырех простых форм — двух призм (100), (110) и тетрагональной (111) и дитетрагональной (311) дипирамид. По сочетанию и относительному развитию граней призм и дипирамид четко выделяются три группы кристаллов: 1) длиннопризматические с удлинением больше 3; 2) дипирамидально-призматические с удлинением 1,5—3,0; 3) изометричные с удлинением 0,8—1,2 (рис. 27, табл. 21). Данные частот встречаемости отдельных кристалломорфологических типов циркона приведены в таблице 21.

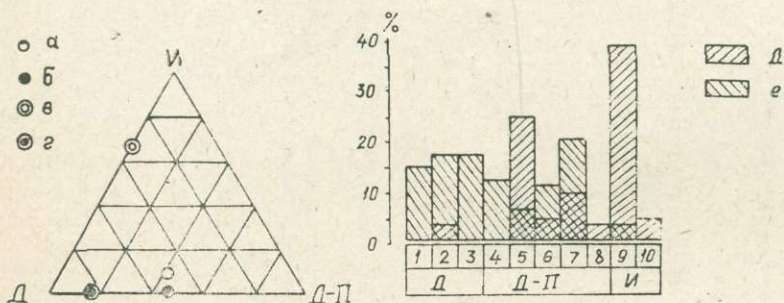


Рис. 27. Соотношение кристалломорфологических групп циркона усманского и мамонского комплексов. Условные обозначения: Д—длиннопризматические; Д-П—дипирамидально-призматические; И—изометричные кристаллы; а, в—собственно-магматический; б, г—наложенный циркон усманского и мамонского комплексов соответственно; д—усманский; е—мамонский циркон обеих генераций. Цифры под рисунком соответствуют цифрам в таблице 21

Четкое различие между цирконами усманского и мамонского комплексов устанавливается не только по кристалломорфологическим признакам, но и по оптическим свойствам (табл. 20), и по данным рентгеновского анализа (табл. 22). Судя по кристаллооптическим свойствам, плотность собственно-магматического циркона усманского комплекса несколько выше, чем у циркона мамонского комплекса, и, следовательно, параметры решетки последнего должны быть больше. Повышенная метамиктность мамонского циркона, отражающаяся в размытии последних линий на дебаеграмме, затрудняет вычисление его решетки. Для циркона из усманского комплекса, характеризующегося наличием совершенной кристаллической структуры, получены следующие парамет-

ры решетки:  $a = 9,347 \pm 0,008 \text{ \AA}$ ,  $c = 5,949 \pm 0,008 \text{ \AA}$ . Сравнение значений межплоскостных расстояний для максимумов (440) и (113) у обоих цирконов показывает, что параметр «а» у циркона усманского комплекса должен быть больше по сравнению с цирконом мамонского комплекса, в то же время параметр «с» у последнего больше, чем у первого. Таким образом, элементарная ячейка циркона мамонского комплекса несколько сжата по сравнению с ячейкой циркона усманского комплекса в направлении осей «х» и «у» и вытянута в направлении оси «z» в такой мере, что плотность ее оказалась меньше плотности ячейки циркона усманского комплекса.

Различия в морфологических особенностях рассматриваемых цирконов, выражающиеся главным образом в преобладающем развитии



Рентгенограммы цирконов усманского и мамонского комплексов

№ линий	hkl	1		2		3	
		l	$d_{\alpha/n}$	l	$d_{\alpha/n}$	l	$d_{\alpha/n}$
1	111	6	4,519	5	4,46	4	4,44
2	220 $\beta$	5	(3,682)	4	(3,64)	3	(3,66)
3	220	10	3,337	9	3,31	10	3,298
4	202 $\beta$	3	(2,799)	2	(2,79)	2	(2,783)
5	311	1	2,657	—	—	2	2,658
6	202	9	2,544	8	2,54	8	2,525
7	400	3	2,466	—	—	4	2,338
8	331 $\beta$ ; 410	1	2,393	—	—	1	2,287
9	222	2	2,230	1	2,11	2	2,219
10	331	6	2,071	5	2,06	6	2,063
11	113; 422 $\beta$	4	1,915	2	1,931	2	1,927
12		4	1,887	2	1,892	—	—
13	440 $\beta$ ; 133 $\beta$ ; 223	1	(1,821)	—	—	2	1,827
14	511	4	1,761	3	1,755	4	1,750
15	422	9	1,721	8	1,718	8	1,713
16	440; 133	5	1,662	2	1,652	6	1,655
17		—	—	2	1,634	—	—
18	620; 333	4	1,484	—	—	4	1,476
19	602	5	1,388	—	—	4	1,383
20	224	4	1,367	—	—	—	—
21	551; 711; 324	4	1,288	—	—	4	1,295
22	404	4	1,262	—	—	2	1,256
23	462; 005	5	1,190	—	—	4	1,194
24	115; 800	4	1,168	—	—	2	1,169
25		4	1,113	—	—	—	—
26	444; 315	4	1,102	—	—	2	1,107
27	405	4	1,061	—	—	2	1,064
28	822	4	1,054	—	—	—	—
29	480; 733	4	1,046	—	—	—	—

Примечание. 1 — Циркон усманского комплекса,  $a=9,347 \pm 0,008 \text{ \AA}$ ,  $c=5,949 \pm 0,008 \text{ \AA}$ ; 2 — циркон мамонского комплекса. Условия съемки: Fe — излучение,  $U=40 \text{ кв}$ ,  $I=2,5 \text{ ма}$ ,  $t=12 \text{ ч}$ ,  $D_k=57,3 \text{ мм}$  (без фильтра). 3 — циркон Вишневых гор, Урал,  $a=9,347 \pm 0,005 \text{ \AA}$ ,  $c=5,968 \pm 0,004 \text{ \AA}$ , (В. И. Михеев, 1957).

длиннопризматических и дипирамидально-призматических кристаллов соответственно у собственно-магматического и наложенного цирконов мамонского комплекса и кристаллов изометричного габитуса у обеих генераций циркона усманского комплекса, свидетельствуют о более глубоких условиях становления интрузивов усманского комплекса. К различиям рассматриваемых цирконов следует отнести также то, что среди цирконов мамонского комплекса встречаются единичные кристаллы с комбинацией граней (110), (111), (311) и (556), которые отсутствуют у цирконов усманского комплекса.

В этой связи следует отметить, что для цирконов мамонского комплекса весьма характерно большое разнообразие морфологических форм кристаллов со всевозможными комбинациями граней (табл. 23), которых мы не наблюдаем у цирконов как щелочных, так и гранитоидных комплексов. Интересной по своему содержанию является 3-я группа, у кристаллов которой в качестве обязательной, кроме широко распространенной грани (311), присутствует дипирамида (011) и одна из граней (411), (212) и (001), развитие которых находится в прямой зависимости от состава пород и структурно-фациальных типов интрузий



## Кристалломорфологические группы форм циркона мамонского комплекса

Группа форм	Комбинация граней		Порода и тип интрузий
	призмы	дипирамиды	
1	110 100	111 311	Самая распространенная комбинация форм, присутствующая в качестве основной во всех типах пород и интрузий.
2	110 100	111 311 556	Габбро-нориты амфиболизированные глубинно-дифференцированных интрузий с полными сингенетическими рядами (тип Б-1).
3	100 110 1.10.0	111; 011; 311 (411; 212; 001)*	Габбро-пироксениты камерно-дифференцированных (тип А), перидотиты и габброиды глубинно-дифференцированных интрузий с неполными сингенетическими рядами (тип Б-II), габброиды недифференцированных интрузий (тип Б-III).
4	110 170	332; 031; 314 543; 512; 932 001; (111; 011)**	
5	100 120 230	011; 311; 823 323; 316; 211	
6	110 100 250	021; 332; 311 522; 316; 512 932; 421; 212 423; 641	
7	110 120 140	031; 211; 643 411; 314; 632 932; 962; 323	Габбро-диориты глубинно-дифференцированных интрузий с неполными сингенетическими рядами (тип Б-II).

\* Присутствует одна из указанных форм.

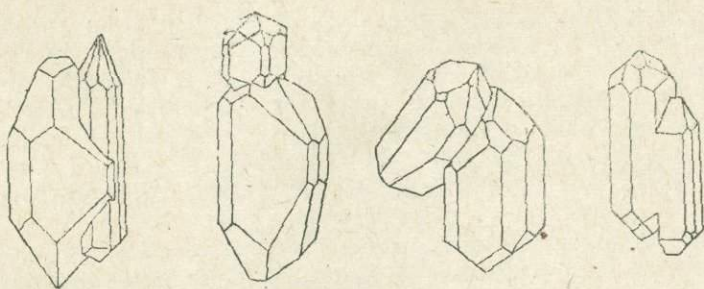
\*\* Необязательные формы.

(Н. М. Чернышов, 1972). Так, наличие пинакоида (001) характерно для цирконов из оливин-куммингтонитовых габбро-пироксенитов камерно-дифференцированных интрузий, развитие грани (212) отмечается в перидотитах глубинно-дифференцированных интрузий со слабо проявленной внутрифазовой дифференциацией, а присутствие грани (411) характерно для цирконов из биотит-роговообманковых габброидов недифференцированных интрузий (тип Б-III). Специфика циркона мамонского комплекса проявляется также и в характере сростков его кристаллов (рис. 28).

Структурно-морфологическая неоднородность цирконов из пород различных типов интрузий мамонского комплекса и габброидов усманского комплекса отражает не только специфику условий их становления, но и определяется, очевидно, составом исходного расплава и характером последующих метаморфических изменений. Если принять во внимание известные положения о том, что наличие кристаллов с комбинацией граней (110)—(111), (100)—(111) и (100)—(110)—(311) является соответственно показателем щелочности, кислотности и основности среды кристаллизации (В. В. Ляхович, 1968; Г. К. Гераничева, 1968, 1970), станет понятной значимость решения вопроса о последовательности кристаллизации отдельных морфологических типов циркона с целью установления характера и эволюции физико-химических условий кристаллизации магматического расплава. Общепризнанное представление о направленности процесса кристаллизации кристаллов циркона



## УСМАНСКИЙ КОМПЛЕКС



## МАМОНСКИЙ КОМПЛЕКС

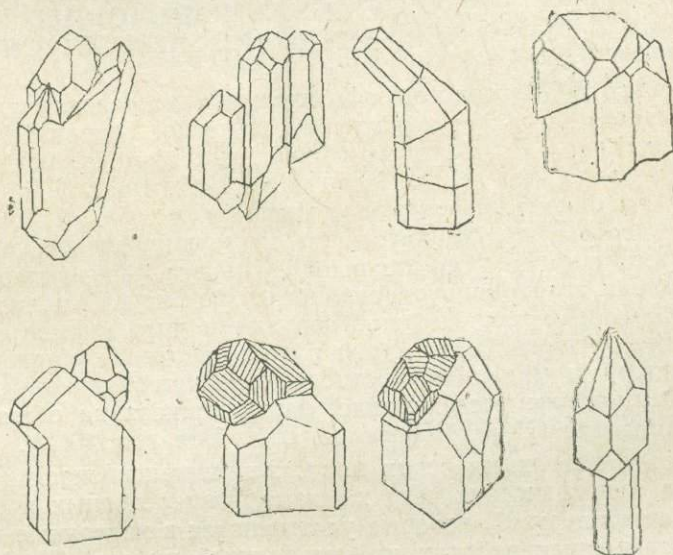


Рис. 28. Примеры сростков кристаллов циркона усманского и мамонского комплексов. Штриховкой показан циркон поздней генерации

от длиннопризматических через короткопризматические к изометричным (Г. К. Гераничева, 1970), установленное для пород щелочного и кислого ряда, согласуется с последовательностью выделения кристаллов рассматриваемых цирконов основных пород. Благодаря высокой основности последних по сравнению с кислыми и щелочными породами, первыми по порядку образования здесь являются так называемые «торпедные» (J. G. Leech, 1929) кристаллы с преобладающим развитием грани (311) (см. рис. 28). Затем кристаллизуются кристаллы «цирконового» и «гниацинтового» типов (И. И. Шафрановский, 1933), количественное соотношение которых определяется режимом кислотности-щелочности среды в исходном магматическом расплаве.

Таким образом, цирконы габброндов разновозрастных комплексов характеризуются специфическими кристалломорфологическими особенностями и свойствами и выступают в качестве одного из надежных критериев расчленения рассматриваемых пород в условиях ВКМ.



#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ НИКЕЛЕНОСНЫХ МАССИВОВ ВКМ

В пределах ВКМ геолого-геофизическими исследованиями последнего десятилетия выявлено свыше 800 интрузий основного и ультраосновного состава, часть которых сопровождается сульфидным медно-никелевым оруденением (Н. М. Чернышов, 1967, 1969, 1971). Однако в условиях этого района, перекрытого мощным чехлом осадочных отложений, при нередко пространственной совмещенности близких по составу, но различных по формационной сущности базит-гипербазитовых интрузий оценка потенциальной рудоносности и поиски новых промышленных минеральных концентраций являются чрезвычайно сложными. Для успешного решения этих задач важное значение, наряду с геолого-структурными и минералого-петрографическими данными, приобретают петрохимические исследования, базирующиеся на обширной первичной информации (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1972).

Разработка петрохимических критериев никеленосности позволила выявить ряд специфических черт химизма никеленосных и безрудных ультраосновных интрузий, которые учитываются в настоящее время при поисково-разведочных работах на сульфидный никель (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, 1970; Н. М. Чернышов, 1970, 1971). Применение математических методов существенно повышает эффективность петрохимических исследований, целью которых является металлогеническое прогнозирование. В этой связи корреляционный статистический анализ является одним из основных методов выявления характера взаимоотношений породо- и рудообразующих элементов и возможности концентрации последних в породах как многокомпонентных системах.

Использование различных модификаций корреляционного анализа (А. Б. Вистелиус, 1956; В. В. Груза, 1964; И. И. Абрамович, В. В. Груза, 1972) позволяет выявлять в каждом конкретном геологическом объекте группы или ассоциации элементов, концентрации которых характеризуются достаточно сильными положительными связями. Однако непосредственное применение результатов корреляционного анализа для выделения ассоциаций элементов далеко не во всех случаях дает удовлетворительные результаты. Так, в некотором множестве элементов, состоящем из  $n$  членов ( $x_1, x_2, x_3 \dots x_n$ ), между элементами  $x_1$  и  $x_2$  может существовать сильная отрицательная корреляция. Однако вполне вероятной является ситуация, при которой каждый из этих двух элементов связан положительной связью с  $x_3$ , отрицательной — с  $x_4$ , поло-



жительной — с  $x_5$  и так далее. Иначе говоря, значения связей  $x_1$  и  $x_2$  со всеми остальными элементами ассоциации распределяются согласованно: с одной половиной членов множества как  $x_1$ , так и  $x_2$  связаны положительно, а с другой — отрицательно. Поэтому в пределах рассмотренного множества элементы  $x_1$  и  $x_2$ , несмотря на наличие отрицательной корреляционной связи между ними, следует, очевидно, отнести к одной и той же ассоциации, состоящей из  $x_3, x_5, x_7$  и других нечетных членов множества. Таким образом, для более надежного выделения ассоциаций в пределах того или иного множества элементов необходимо учитывать не только корреляции между самими элементами, но и взаимоотношения каждой пары элементов со всеми остальными, что в большей мере соответствует специфике состава породо- и рудообразующих минералов.

Эти взаимоотношения можно оценить количественно путем корреляции двух переменных величин, представляющих собой простые коэффициенты корреляции каждого из этих двух элементов со всеми остальными (Ю. К. Бурков, 1968, 1971). Для рассматриваемых элементов  $x_1$  и  $x_2$  может быть рассчитан коэффициент корреляции второго порядка между рядом величин  $r_{1,3}, r_{1,4} \dots r_{1,n}$  и соответственно рядом величин  $r_{2,3}, r_{2,4} \dots r_{2,n}$ , где  $r$  — коэффициент корреляции между соответствующими элементами (например,  $r_{1,3}$  — коэффициент корреляции между  $x_1$  и  $x_3$ ).

Расчет коэффициентов корреляции второго порядка позволяет оценить меру статистической связи между всеми элементами множества, характеризующую более высокий уровень их взаимоотношений. Такую операцию можно повторять многократно, вычисляя коэффициенты корреляции между коэффициентами второго порядка (например, для элементов  $x_1$  и  $x_2$  в ряду величин вычисляются коэффициенты корреляции  $r'_{1,3}, r'_{1,4}, r'_{1,5}, \dots r'_{1,n}$  и  $r'_{2,3}, r'_{2,4}, r'_{2,5}, \dots r'_{2,n}$ , где  $r'$  — коэффициенты корреляции второго порядка между соответствующими элементами). Таким же образом вычисляются коэффициенты корреляции между вновь полученными коэффициентами третьего порядка и так далее. На каждом последующем этапе многократной корреляции будут получаться статистические оценки, отражающие все более и более высокие уровни взаимоотношений между изучаемыми элементами.

В целом применение метода многократной корреляции позволяет выявлять в пределах каждого геологического объекта иерархию ассоциаций элементов: частные ассоциации, обусловленные связями первого порядка, объединяющие их более общие ассоциации второго порядка, еще более крупные ассоциации третьего порядка и так далее до установления более общих, ведущих ассоциаций, наиболее отвечающих характеру распределения элементов в природных минеральных ассоциациях.

Количество порядков корреляции фиксируется достижением заданного уровня значимости (в нашем случае  $\alpha=0,01$ ). Все коэффициенты корреляции при достижении заданного уровня значимости обобщаются в виде матриц. На основании матриц составляются антагонистические ассоциации элементов разных порядков (как правило, третьего, четвертого, пятого, реже десятого и выше). Внутри каждой ассоциации взаимоотношения элементов характеризуются степенью положительной связи, равной порядку, на котором коэффициент корреляции достигает заданного уровня значимости. Таким образом, наиболее сильные связи характеризуются меньшим порядковым номером и наоборот — слабые связи устанавливаются на более высоких порядках.

В соответствии с рассмотренными выше принципами по разработанным алгоритмам и программам нами обработан на ЭВМ значи-



тельный объем информации, представленной химическими анализами ультраосновных пород различной степени рудоносности, объединенных в среднепротерозойский мамонский габбро-норит-гипербазитовый никеленосный комплекс (Н. М. Чернышов, 1967, 1969). Кроме породообразующих компонентов химические анализы, использованные нами, содержали определения концентраций никеля, кобальта, меди и серы, которые характеризуют рудогенерирующие особенности ультраосновных пород данного формационного типа (табл. 24). В расчет включены вы-

Таблица 24

Химический состав ультраосновных пород мамонского никеленосного комплекса

Компоненты	1		2		3		4		5		6	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO <sub>2</sub>	30,49	1,71	37,06	2,29	36,50	1,77	36,92	1,58	37,33	2,44	36,76	1,04
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,14	0,29	0,15	0,24	0,20	0,32	0,27	0,32	0,22	0,19	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,01	0,27	0,01	0,27	0,13	0,23	0,08	0,23	0,08	0,29	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	0,64	1,44	1,18	1,22	0,64	2,07	1,06	2,18	1,87	1,21	0,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,90	0,67	6,12	2,14	6,19	2,49	6,61	2,11	6,27	2,17	6,44	1,41
FeO	13,62	1,82	5,60	1,41	6,09	2,00	6,88	1,97	6,04	1,35	5,25	1,19
MnO	0,15	0,08	0,16	0,61	0,14	0,07	0,16	0,06	0,17	0,04	0,20	0,05
MgO	30,01	2,24	31,81	5,94	32,76	3,00	31,54	2,33	31,67	3,04	34,92	1,32
CaO	2,12	0,85	2,32	1,59	1,96	1,25	1,91	1,26	2,14	1,65	1,07	0,69
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,08	0,10	0,10	0,12	0,14	0,21	0,17	0,24	0,14	0,12	0,09
K <sub>2</sub> O	0,04	0,06	0,10	0,14	0,06	0,07	0,12	0,10	0,11	0,07	0,10	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,06	0,21	0,16	0,16	0,16	0,13	0,10	0,11	0,08	0,08	0,03
SO <sub>3</sub>	5,23	0,24	0,64	0,38	0,83	0,92	0,92	1,38	0,54	0,88	0,27	0,25
П. п. п.	9,64	1,33	13,55		13,08		12,21		12,77		13,72	0,63
Сумма	100,51		99,67		99,52		100,23		100,12		100,07	
Ni	0,34	0,18	0,12	0,08	0,09	0,05	0,07	0,05	0,03	0,02	0,30	
Co	0,04	0,02	0,02	0,02	0,015	0,01	0,01	0,004	0,01	0,004	0,004	
Cu	0,25	0,25	0,05	0,04	0,03	0,01	0,03	0,03	0,015	0,004	0,02	

Примечание. 1 — оруденелые породы Нижнемамонского и Подколдновского месторождений (n=26); 2 — Нижний Мамон (n=32); 3 — Подколдновка (n=30); 4 — Анна, Садовое, Астахово, Артюхово, Юбилейное (n=68); 5 — Четвериково, Новобогородицкое, Масычево, Лесково (n=45); 6 — Смородино, Золотухино (КМА; n=16).

сокомагнезиальные, в равной степени измененные ультраосновные породы (апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты), которые количественно преобладают над всеми другими ультраосновными разновидностями и с которыми пространственно и генетически связаны промышленные скопления никеля, кобальта и меди в рудоносных массивах.

В результате обобщения полученных данных установлены закономерности изменения геохимических особенностей ультраосновных пород, достаточно полно отражающие специфику их формирования. Так, выявляется весьма четкая зависимость между составом ассоциаций элементов в ультраосновных породах и их рудоносностью (рис. 29).

В никеленосных гипербазитах (рис. 29, 1) четко обособляется сульфидная рудообразующая ассоциация. В пределах этой ассоциации максимальной по силе связью изолируется группа Ni—Co, минимальной — Fe<sup>+2</sup>—Cu. Сера занимает промежуточное положение, являясь связующим звеном в данной ассоциации. В антагонистической ассоциации присутствуют Mg, Si, Al.

Аналогичный в целом состав ассоциаций характерен для ультраосновных пород сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений (рис. 29, 1, 2, 3, 4). Ni и Co здесь тесно связаны с S и Fe<sup>+2</sup>,



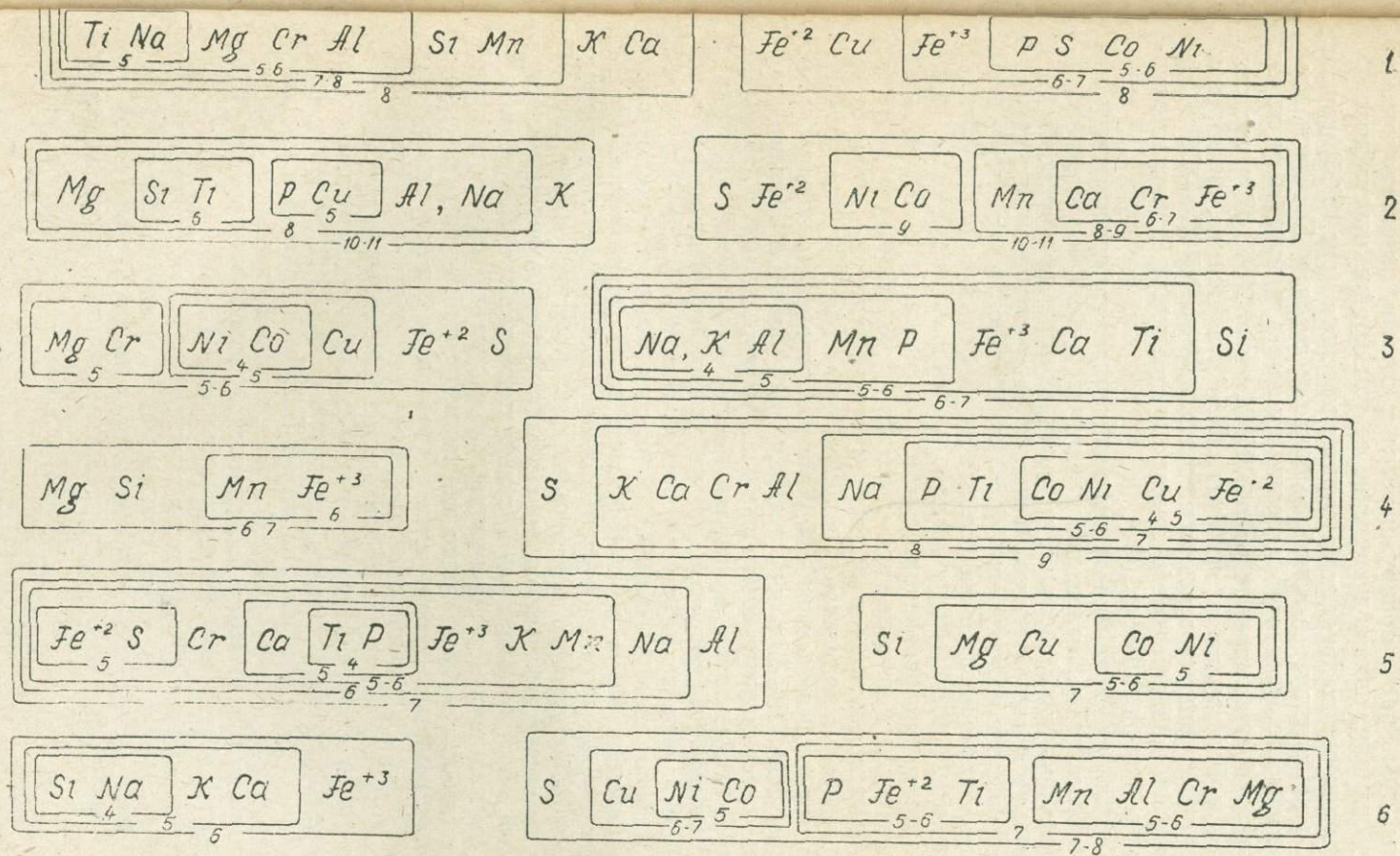


Рис. 29. Геохимические ассоциации элементов в ультраосновных породах никельносного мамонского комплекса (по данным многократной корреляции): 1 — оруденелые породы Нижнемамонского и Подколодновского месторождений; 2 — Нижний Мамон; 3 — Подколодновка; 4 — Анна. Садовое, Астахово, Артюхово, Юбилейное; 5 — Четвериково, Новобогородицкое, Масычево, Лесково; 6 — Смородино, Золотухино (КМА)



образуя таким образом, рудогенерирующую группу. Вместе с тем в составе рудообразующей ассоциации возможно появление алюмосиликатной группы. Медь часто обнаруживается в составе антагонистической никелю ассоциации, однако положение ее там крайне неустойчиво.

В ультраосновных породах безрудных массивов (рис. 29, 5) группа Ni—Co—Cu присутствует в одной ассоциации с Mg и Si. Связь этой группы элементов с серой крайне несущественна или вовсе отсутствует.

В ультраосновных породах района КМА (рис. 29, 6) Ni тесно связан с Co и Cu. Эта группа ассоциирует с Fe<sup>+2</sup> и S. Однако такая же по силе связь характеризует взаимоотношение группы Ni—Co—Cu с Mg. В антагонистической ассоциации присутствует алюмо-кальциевая группа элементов, а также щелочи.

Таким образом, геохимическими индикаторами формирования никеленосных массивов ультраосновных пород является обособление сульфидной рудообразующей ассоциации от силикатной на ранних стадиях кристаллизации магматического расплава. В ультраосновных породах безрудных массивов тесная связь Ni с Mg и антагонизм этого элемента с S является определяющим фактором в формировании этой группы, не позволяющим говорить о рудообразующей ассоциации. Тесная связь Ni с Mg обусловлена первичномагматическими процессами формирования ультраосновных интрузивных массивов (изоморфизм Ni в ранних магнезиальных силикатах) и объясняет приуроченность повышенных концентраций этого элемента к наиболее магнезиальным разновидностям пород. Разрушение связи Ni—Mg и выдвижение на определяющее место новой связи Ni—S с присутствием Fe<sup>+2</sup>, Co и Cu обьязано главным образом первичному обогащению никеленосных пород серой. Не исключена и последующая ассимиляция серы из вмещающих пород в процессе становления интрузий, на что указывают результаты ранее проведенного изучения изотопного состава серы (М. Н. Годлевский, 1968; Н. М. Чернышов, 1970, 1971). Учитывая дефицит серы в ультраосновных породах района КМА и влияние на Ni ферро-магнезиальной группы, можно констатировать, что большая его часть концентрировалась в процессе кристаллизации в ранних высокомагнезиальных силикатах. В то же время присутствие серы в одной ассоциации с Ni предполагает возможность концентрации сульфидного никеля. Этому способствовало бы насыщение ультраосновных пород серой до такого предела, который обеспечил бы извлечение силикатного никеля из решетки магнезиально-железистых силикатов и образование, в силу известного родства Ni с S, сульфидной его фазы. Если возможна частичная ассимиляция коровой серы, то особого внимания заслуживают слабозученные и почти неразбуренные базит-гипербазитовые интрузивные массивы в полосе пород тимской свиты (центральная часть КМА). Эти породы обогащены углистым веществом и аутигенной пирит-пирротиновой минерализацией и весьма близки по своему составу и облику песчаниково-сланцевым образованиям воронцовской серии юго-востока ВКМ, к которым приурочены никеленосные интрузии.

Изучение ассоциаций элементов в ультраосновных породах открывает новые возможности металлогенического прогнозирования на территории ВКМ, поскольку одновременно учитываются особенности как геохимии, так и рудогенеза рассматриваемых магматических образований.



## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ ИНТРУЗИЙ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮГО-ВОСТОКА ВКМ

Территория юго-восточной части ВКМ в последние годы приобретает все более отчетливые черты новой никеленосной провинции страны. Поисковыми скважинами здесь вскрыто более 80 интрузий основного и ультраосновного состава, с которыми связаны два месторождения и более 15 проявлений сульфидных медно-никелевых руд. Геофизические, геологические, структурно-формационные и другие особенности интрузий основного и ультраосновного состава освещались в ряде работ, геохимическая характеристика гипербазитов приводится в данной статье.

Материалом для настоящей работы послужили спектральные приближенно-количественные анализы, выполненные в лаборатории Воронежской ГРЭ на спектрографе ИСП-28 (аналитики Г. М. Силанов, А. М. Попова) по бесплагиноклазовым разностям ультрабазитов. Обработка результатов спектральных анализов позволила установить ряд признаков, присущих всем гипербазитам мамонского интрузивного комплекса.

1. Совершенно одинаковый спектр элементов, представленный Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Sc, Sr, Ba. Так как четыре последних элемента чаще всего присутствуют в виде следов, а погрешности определения титана превышают допустимые, в обработку были включены лишь Cr, V, Mn, Co, Ni и Cu.

2. Логарифмически нормальный закон распределения Cr, Mn, Co, Ni и Cu (рис. 30) как в безрудных, так и оруденелых ультраосновных породах.

3. Пониженное (по сравнению с кларковыми) фоновое содержание элементов в гипербазитах: Ni — 0,0055%, Co — 0,008%, Cu — 0,0015%, V — 0,002% (рис. 31, а).

Низкий геохимический фон основных рудообразующих элементов (Ni, Co, Cu) свидетельствует о высокой степени мобилизации этих элементов из силикатного расплава и выделения их в виде сульфидов в различных частях магматической камеры. В этой связи уместно отметить, что для гипербазитов Урала, где основная часть никеля находится в силикатной форме, характерен очень высокий фон никеля (0,3%), однако месторождения сульфидного никеля там до сих пор неизвестны.

Кроме приведенных признаков, присущих гипербазитам мамонского комплекса, интрузии ультраосновного состава обладают рядом геохимических особенностей, позволяющих с достаточной уверенностью отнести их к потенциально никеленосным или безрудным.

Основные геохимические показатели изученных интрузий приведены в таблице 25, анализ которой позволяет сделать следующие выводы о концентрации элементов, отношении их содержания, контрастности аномалий<sup>3</sup>, вероятности аналогии<sup>4</sup> аномалий с эталонным ореолом рассеяния Нижнемамонского месторождения:

1. Никель. Среднее содержание этого элемента на подавляющем большинстве интрузий (94,2%) в несколько раз превышает фоновое (0,0055%), оставаясь, однако, значительно ниже кларкового (0,2%). Контрастные аномалии никеля ( $\gamma > 3$ ) установлены на 80% интрузий,

<sup>3</sup> Контрастность аномалий определялась по формуле:  $\gamma = \frac{1}{\lg \epsilon} \lg \frac{C_{\max}}{C_{\phi}} > 3$ ,

где  $\epsilon$  — стандартный множитель;  $C_{\max}$  — максимальное содержание элемента в аномалии;  $C_{\phi}$  — геохимический фон элемента.

<sup>4</sup> Эта вероятность оценивалась по формулам Байеса.



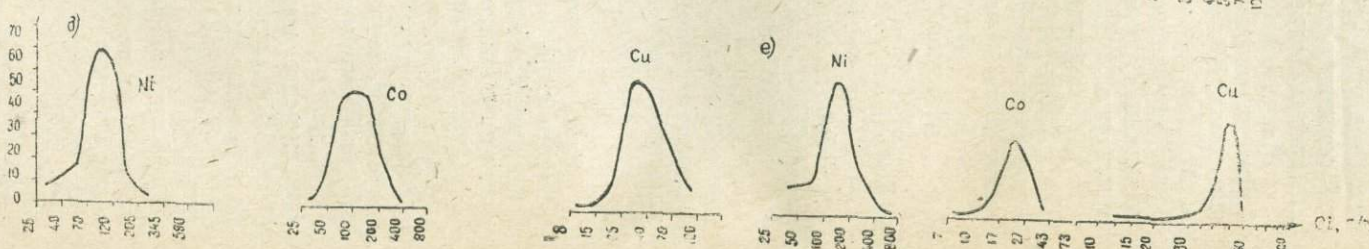
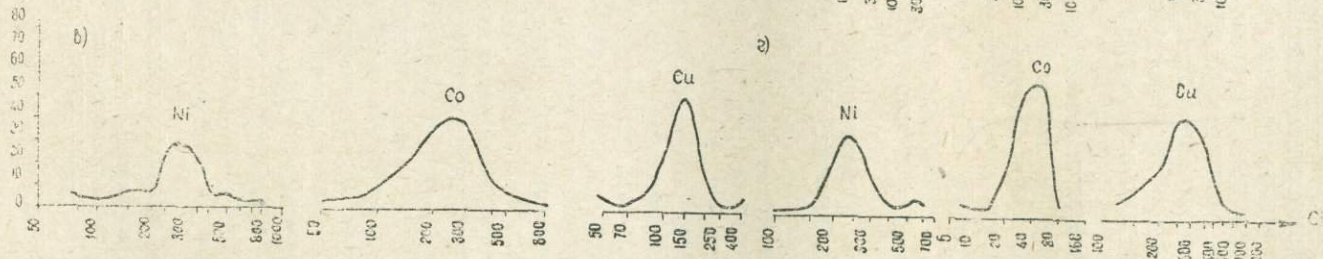
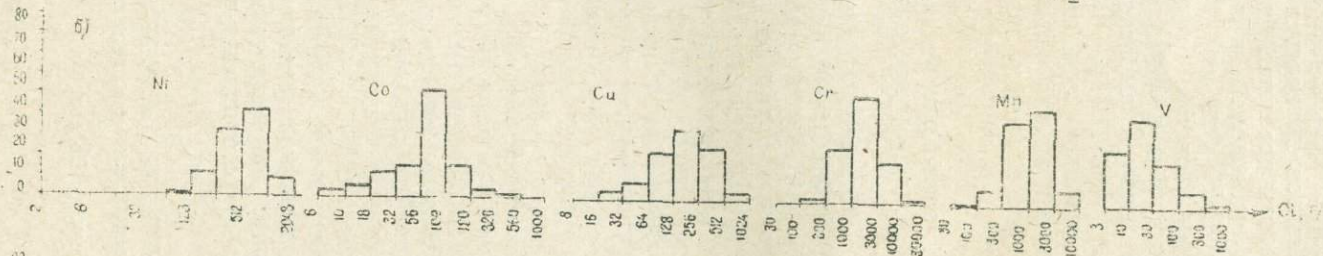
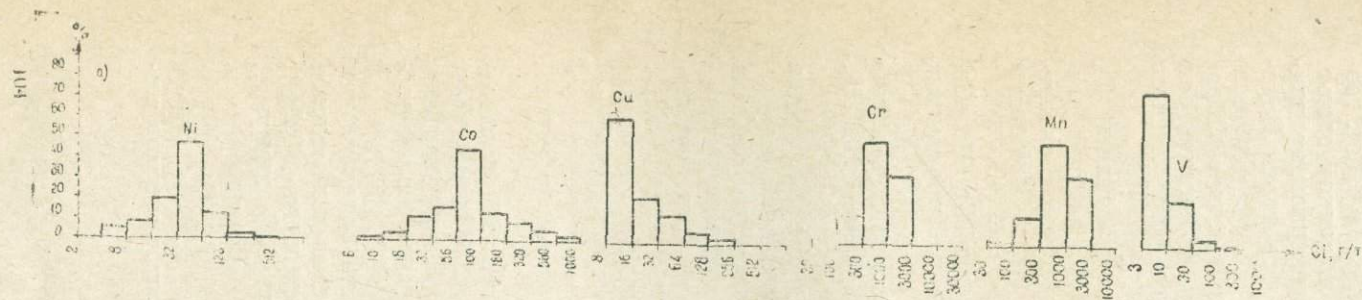


Рис. 30. Гистограммы и вариационные кривые распределения элементов в гипербазитах юго-восточной части ВКМ: а — в фоновой части Нижнемамонской интрузии; б — в ореольной части Нижнемамонской интрузии; в — в Четвериковской интрузии; г — в Шестаковской интрузии; д — в Сидякинской интрузии; е — в Кондратовской интрузии



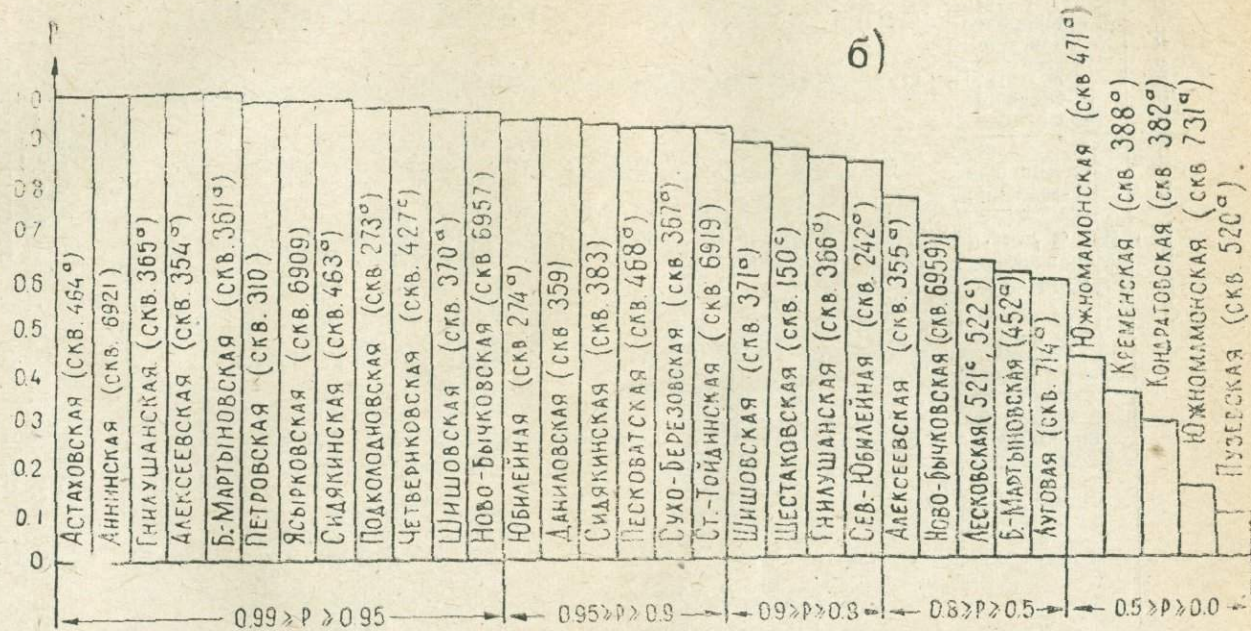
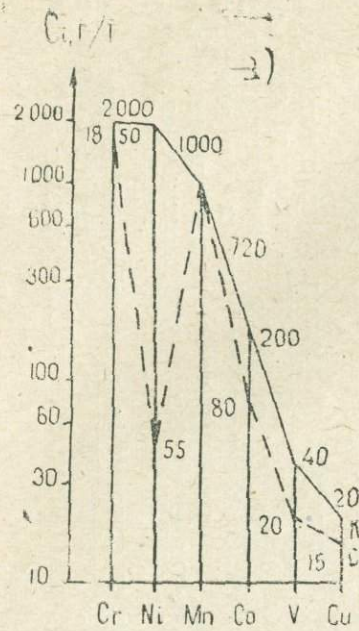


Рис. 31 а — Сравнительная диаграмма геохимических спектров гипербазитов юго-востока ВКМ (С) и кларковых содержаний (К); б — диаграмма вероятностей аналогии интрузий гипербазитов с эталонным ореолом



Основные геохимические показатели

Интрузии	Количество проб	Никель			Кобальт		
		среднее содержание п.10-4 %	макс. встр. содержание п.10-4 %	контрастные аномалии	среднее содержание п.10-4 %	макс. встр. содержание п.10-4 %	контрастные аномалии
Аннинская (скв. 6921)	35	3034	10000	8,8	131	200	1,3
Астаховская (скв. 464 а)	58	3013	10000	8,8	515	2500	4,8
Сидякинская (скв. 463 а)	32	968	3000	6,7	108	200	1,3
Нижнемамонская (скв. 560 а)	58	817	2000	6,1	56	1200	3,8
Ясырковская (скв. 6909)	18	655	2000	6,1	83	150	0,9
Шнишовская (скв. 370 а)	27	605	1000	4,9	99	180	1,1
Гнилушанская (скв. 365 а)	26	510	1000	4,9	200	500	2,5
Ново-Бычковская (скв. 6957)	26	401	2000	6,1	46	90	0,2
Юбилейная (скв. 274 а)	25	396	1000	4,9	77	150	0,9
Алексеевская (скв. 354 а)	12	301	400	3,3	107	150	0,9
Петровская (скв. 310)	45	297	500	3,7	113	250	1,6
Четвериковская (скв. 427 с)	37	276	800	4,5	256	800	3,2
Шестаковская (скв. 150 с)	37	263	600	4,0	24	150	0,9
Подколodновская (скв. 273 а)	29	257	1400	5,5	40	1000	3,5
Даниловская (скв. 359 а)	21	256	400	3,3	157	300	1,8
Сев.-Юбилейная (скв. 242 а)	31	254	700	4,3	34	100	0,3
Шнишовская (скв. 371 а)	35	250	600	4,0	120	400	2,2
Песковатская (скв. 468 а)	46	226	1000	4,9	23	100	0,3
Алексеевская (скв. 355 а)	24	220	300	2,9	90	140	0,8
Гнилушанская (скв. 366 а)	26	210	300	2,9	175	250	1,6
Ново-Бычковская (скв. 6959)	34	204	500	3,7	18	45	—
Южномамонская (скв. 731 а)	22	203	400	3,3	157	350	2,0
Южномамонская (скв. 471 а)	8	137	200	2,2	54	150	0,9
Сухо-Березовская (скв. 367 а)	77	200	500	3,7	128	350	2,0
Старо-Тойдинская (скв. 6919)	31	184	300	2,9	102	200	1,3
Больше-Мартыновская (скв. 461 а)	3	178	700	4,3	67	300	1,8
Больше-Мартыновская (скв. 452 а)	14	175	500	3,7	51	200	1,3
Сидякинская (скв. 383 а)	51	162	350	3,1	122	300	1,8
Сидякинская (скв. 382 а)	34	147	800	4,5	21	35	—
Лесковская (скв. 521 с, 522 с)	24	130	400	3,3	28	80	—
Нижнемамонская (скв. 2605)	65	116	300	2,9	227	350	2,0
Луговая (скв. 714 а)	39	103	300	2,9	75	200	1,3
Кременская (скв. 388 а)	10	47	600	4,0	15	40	—
Пузевская (скв. 520 а)	27	44	100	1,0	30	90	0,2

однако промышленное его содержание ( $>0,3\%$ ) встречено лишь на 11 массивах (28,5%).

2. Кобальт. Среднее содержание его в гипербазитах района на 48,5% интрузий ниже фонового (0,008%) и на 88,6% интрузий ниже кларкового (0,029%). Контрастные аномалии этого элемента установлены лишь на 4 интрузиях из 34, что косвенно указывает на весьма незначительные размеры ореолов рассеяния, образуемых им вокруг рудных тел.

Учитывая тот факт, что в трех из четырех контрастных аномалий кобальта подсечены рудные тела, можно сделать вывод об очень важной поисковой ценности первичных ореолов рассеяния этого элемента. Небольшое количество аномалий кобальта говорит прежде всего о низкой степени изученности интрузий бурением как в плане, так и в разрезе и ни в коей мере не может указывать на бесперспективность их на сульфидные руды.

3. Медь. Среднее содержание ее в гипербазитах района значительно превышает как фоновое (0,0015%), так и кларковое (0,002%). Контрастные аномалии меди установлены на 26 интрузиях из 34 (74%),



## гипербазитовых интрузий

Медь				Хром			Марганец, среднее содержание п. 10-4 %	Ванадий, среднее содержание п. 10-4 %	Отношение Mn/V	Отношение Co/V	Отношение Co/Cr	Отношение Ni/Cr	Отношение Ni/Cb	Вероятность аналогии с ореолом, P <sub>1</sub>
среднее содержание п. 10-4 %	макс. встр. содержание п. 10-4 %	контрастные аномалии	среднее содержание п. 10-4 %	макс. встр. содержание п. 10-4 %	ддержание п. 10-4 %									
420	3500	5,6	3576	10000	1892	17	111,0	7,7	0,04	0,9	23,5	0,99		
2464	6500	6,2	315	600	1420	10	142,0	51,5	1,63	1,0	5,8	0,99		
227	500	3,5	3500	5000	2370	18	132,0	6,0	0,03	0,3	9,0	0,98		
118	1800	4,9	2636	4500	2065	12	172,0	4,7	0,02	0,3	15,0	—		
224	350	2,1	2104	4000	2188	18	123,4	4,6	0,40	0,3	7,9	0,98		
130	700	3,9	712	1500	2607	13	200,0	7,6	0,26	0,8	6,1	0,96		
265	800	4,1	662	1500	2290	98	23,4	2,0	0,30	0,8	2,5	0,99		
77	350	3,2	2404	4000	1954	10	195,4	4,6	0,02	0,2	8,7	0,96		
190	600	3,8	400	600	1205	13	95,5	5,9	0,20	1,0	5,2	0,95		
205	300	3,1	432	600	1930	101	19,1	1,1	0,25	0,7	2,8	0,99		
290	500	3,5	1422	2500	790	8	94,0	13,5	0,08	0,2	2,6	0,98		
140	300	3,1	7510	10000	2945	90	32,7	2,8	0,03	0,04	1,1	0,97		
276	600	3,8	1283	3000	864	82	10,5	0,3	0,02	0,1	11,0	0,87		
87	1300	4,5	1706	4000	850	11	74,5	3,5	0,02	0,2	6,4	0,97		
138	300	3,1	980	2500	2940	84	35,0	1,9	0,16	0,3	1,6	0,95		
116	300	3,1	136	450	268	14	19,3	2,4	0,25	1,9	7,5	0,84		
90	300	3,1	470	2000	1130	16	125,0	7,5	0,26	0,5	2,1	0,89		
57	160	2,4	2760	6000	2000	16	125,0	1,7	0,01	0,1	9,8	0,93		
200	500	3,5	180	600	2230	68	32,8	1,3	0,50	1,2	2,4	0,75		
96	150	2,3	697	2000	450	28	16,1	6,2	0,25	0,3	1,2	0,85		
49	120	2,1	2023	4000	1580	40	39,5	0,5	0,09	0,1	11,3	0,68		
198	300	3,1	855	3000	458	78	5,9	2,0	0,16	0,2	1,3	0,29		
211	500	3,5	1052	2000	1660	100	16,6	0,5	0,05	0,13	2,5	0,43		
145	450	3,5	440	1000	1000	23	43,5	5,6	0,29	0,4	1,6	0,93		
41	200	2,6	2944	6000	1698	17	100,0	6,0	0,03	0,1	1,8	0,93		
63	100	1,9	1000	4000	908	25	36,0	2,6	0,07	0,2	2,6	0,99		
159	500	3,5	468	1500	726	95	7,6	5,4	0,11	0,4	3,4	0,61		
31	70	1,6	3000	5000	1990	32	62,3	3,8	0,04	0,05	1,3	0,94		
46	60	1,4	900	2000	96	96	82,7	0,2	0,02	0,2	7,0	0,17		
205	450	3,5	756	1500	287	37	7,8	0,8	0,04	0,2	4,7	0,63		
46	100	1,9	1955	5000	857	43	19,7	5,3	0,12	0,1	5,1	—		
71	150	2,3	434	1000	886	20	44,3	3,8	0,17	0,2	1,4	0,59		
106	800	4,1	290	1500	428	30	14,3	0,5	0,05	0,2	3,1	0,36		
329	500	3,5	348	800	163	62	2,6	0,5	0,09	0,1	1,4	0,10		

причем почти все они коррелируются с аномалиями никеля. На 3 интрузиях — Алексеевской, Южномамонской и Пузевской — установлены аномалии меди, пространственно не связанные (не коррелирующиеся) с ореолами никеля и кобальта и соответствующие зонам бедной вторичной халькопиритовой минерализации.

4. Хром. Являясь типичным элементом для ультраосновных пород, этот элемент не обнаружил ясных индикаторных свойств на сульфидное оруденение. Среднее его содержание только на 12 интрузиях превышает фоновое (0,185%) и на 11 — кларковое (0,2%). На Аннинской интрузии встречена зона хромитовой минерализации мощностью более 15 м с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 22%. Повышенные концентрации хрома в гипербазитах района обнаруживают отчетливую прямую зависимость с магнетитностью.

5. Марганец. Среднее содержание его в гипербазитах района на 83% интрузий выше фонового (0,075%) и на 63% — выше кларкового (0,10%). Наибольшее среднее содержание марганца установлено в Сидякинской интрузии (0,79%), наименьшее — в Пузевской (0,0163%).



Индикаторные свойства марганца на сульфидное медно-никелевое оруденение не ясны.

6. Ванадий. Среднее содержание этого элемента на 15 интрузиях ниже фонового (0,002%), причем именно с ними связаны все известные в районе месторождения и рудопроявления сульфидов никеля, меди и кобальта. Наименьшее среднее содержание его установлено на Петровской интрузии (0,0008%), наибольшее — на Алексеевской (0,0101%). На 40% интрузий оно выше кларкового (0,004%).

Таким образом, выявляются своеобразные антииндикаторные свойства ванадия: пониженное его содержание характерно для рудоносных интрузий, высокое — для безрудных.

7. Отношение  $Mn/V$ . Величина этого отношения для кларковых содержаний составляет 25,0. В гипербазитах района она колеблется от 2,6 до 200,0, причем на интрузиях с рудопроявлениями сульфидных медно-никелевых руд не опускается ниже 75,0. Таким образом, отношение  $Mn/V$  может использоваться в качестве довольно надежного критерия при определении потенциальной рудоносности интрузий гипербазитового состава, если его величина выше 70,0—75,0.

8. Отношение  $Co/V$ . Наименьшая величина его установлена на Сидякинской интрузии (0,2), наибольшая — на Астаховской (51,5). Для рудоносных интрузий характерно несколько повышенное значение ее (от 1,7 до 51,5). По-видимому, отношение  $Co/V$  больше 1,5 может рассматриваться как положительный признак рудоносности интрузий ультраосновного состава.

9. Отношение  $Co/Cr$ ,  $Ni/Cr$  на изученных интрузиях колеблется соответственно от 0,01 до 1,63 и от 0,04 до 1,9. Отчетливой зависимости величин этих отношений от рудоносности интрузий не установлено, однако повышенные их значение можно рассматривать как благоприятный фактор при оценке рудоносности интрузий.

10. Отношение  $Ni/Co$ . Величина этого отношения на интрузиях гипербазитов района колеблется от 23,5 до 1,1, не опускаясь, однако, на рудоносных интрузиях ниже 2,5. Очевидно, значение ее 2,5 и выше следует считать положительным признаком рудоносности.

11. Вероятность аналогии изученных интрузий с эталонным ореолом (рис. 31, б) можно считать одним из наиболее мощных и надежных критериев при оценке потенциальной рудоносности интрузий ультраосновного состава. Величина ее колеблется от 0,1 до 0,99. На всех рудоносных интрузиях она лежит в пределах 0,90—0,99, на безрудных — ниже 0,90.

### *Выводы*

1. Все интрузии гипербазитового состава мамонского комплекса юго-востока ВКМ характеризуются такими общими чертами, как одинаковый спектр элементов, низкий геохимический фон и логнормальное распределение элементов.

2. Рудоносные интрузии отличаются от безрудных рядом признаков, таких как вероятность аналогии с эталонным ореолом, контрастность аномалий никеля и кобальта, содержание ванадия, отношение  $Mn/V$ ,  $Co/V$ ,  $Ni/Co$  и др.

3. Отличительные признаки рудоносных и безрудных интрузий могут быть использованы в качестве критериев для оценки потенциальной рудоносности интрузий гипербазитов юго-востока ВКМ.



## К ГЕОХИМИИ ХРОМА В УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ КМА

В пределах Курской магнитной аномалии выявлено свыше 300 интрузий основного и ультраосновного состава, по возрасту, структурно-формационному положению, составу и металлогенической специализации объединенных в бесединский габбро-перидотитовый, железногорский дунит-гарцбургитовый, стойло-николаевский габбро-диоритовый, мамонский габбро-норит-гипербазитовый, смородинский габбро-долеритовый комплексы (Н. М. Чернышов, 1969, 1971, 1972).

Однако в условиях КМА, где докембрийские базит-гипербазитовые интрузивы перекрыты мощным чехлом палеозой-мезокайнозойских отложений, геохимические критерии принадлежности основных и ультраосновных пород к тому или иному комплексу приобретают особое значение. В этой связи хром представляет наибольший интерес, так как этот элемент присутствует во всех базит-гипербазитовых интрузивных образованиях КМА. Кроме того, в пределах других районов (УКШ) с докембрийскими ультраосновными и основными комплексами пород связаны промышленные концентрации этого элемента (А. Б. Фомин, С. А. Козак, 1971).

Как известно, весовой кларк хрома для ультраосновных и основных пород<sup>5</sup>, независимо от их формационной принадлежности, составляет соответственно 0,2 и 0,02%. В базитах и гипербазитах КМА, принадлежащих различным формационным типам, содержание хрома испытывает значительные вариации. Среди пород бесединского комплекса наибольшим содержанием хрома характеризуются перидотиты — 0,32% ( $K_k = 1,6$ ). Роговообманковые оливиновые пироксениты того же комплекса содержат хром в количествах, близких к кларковым — 0,2% ( $K_k = 1$ ); безоливиновые их разновидности отличаются обычно более низким его содержанием — 0,15% ( $K_k = 0,75$ ). В значительной степени обеднены хромом основные породы бесединского комплекса — 0,007% ( $K_k = 0,65$ ).

Судя по результатам статистической обработки спектральных анализов (табл. 26), распределение хрома в ультраосновных породах аппроксимируется нормальным законом распределения. Малый коэффициент вариации  $V = 55\%$  и малая ошибка среднего  $\alpha = 0,09$  с 5%-ным уровнем значимости, а также незначительное содержание хрома в породообразующих акцессорных и рудных минералах (табл. 27) свидетельствуют о преимущественной концентрации его совместно с  $Fe^{3+}$

( $G_{iCr} = 0,64 A$ ,  $G_{iFe^{+3}} = 0,67 A$ ) (Г. В. Нестеренко и др., 1964) в акцессорных хромшпинелидах, которые постоянно присутствуют в повышенных количествах в гипербазитах бесединского комплекса.

Отрицательная коррелятивная связь хрома с Ti, V, Si и несущественная положительная коррелятивная связь его с Ni, Co, присутствующих в виде изоморфных примесей в составе некоторых породообразующих минералов, не противоречит этому выводу.

Наивысшей концентрацией хрома среди гипербазитов отличаются серпентиниты железногорского комплекса, особенно лизардитовые разновидности, в которых содержание хрома доходит до 0,6%, что в 3 раза выше его кларковых значений ( $K_k = 3$ ). Довольно высокие концентрации хром образует и в тальк-карбонатных породах — 0,5% ( $K_k = 2,5$ ). Серпентиниты антигоритовые и антигорит-карбонатные содержат несколько меньше хрома — 0,29—0,20%, однако коэффициент его концентрации и в этих случаях больше или равен 1 ( $K_k = 1,45 \div 1,00$ ).

Судя по нормальному закону распределения, подобное снижение концентрации хрома по мере перехода от лизардитовых серпентинитов

<sup>5</sup> Здесь и далее кларки элементов даны по А. П. Виноградову (1962).



Среднее содержание и параметры распределения хрома в основных и ультраосновных породах северо-западной части ВКМ (район КМА)

Породы	П а р а м е т р ы								Закон распределения
	К-во анализов	$\bar{X}$	S	V	A	E	A/σA	E/σE	
Смородинский комплекс									
Контактовые габбро-долериты	41	$1 \cdot 10^{-2}$	0,06	60,0	0,13	0,41	0,34	0,53	Норм.
Оливинсодержащие габбро-долериты	72	$1 \cdot 10^{-2}$	0,006	60,0	1,98	4,43	7,00	7,90	Логонорм.
Троктолитовые габбро-долериты	70	$1,4 \cdot 10^{-2}$	0,07	500,0	8,07	63,5	26,66	105,84	Не уст.
Пегматоидное габбро	55	$1 \cdot 10^{-2}$	0,016	80,0	0,54	1,07	1,80	1,78	Норм.
Мамонский комплекс									
Апоперидотитовые серпентиниты	45	$2,5 \cdot 10^{-1}$	0,19	76,0	1,49	1,81	4,38	2,82	Логонорм.
Лизардитовые серпентиниты	49	$2 \cdot 10^{-1}$	0,11	78,5	2,51	7,89	7,17	22,54	»
Габбро-нориты	40	$6,6 \cdot 10^{-2}$	0,12	200,0	3,63	12,13	6,60	12,0	»
Амфиболиты	53	$3,3 \cdot 10^{-2}$	0,02	81,0	1,36	0,39	2,72	0,39	Норм.
Железногорский комплекс									
Серпентиниты лизардитовые	54	$6 \cdot 10^{-1}$	0,22	37,0	0,41	-0,49	0,012	-0,74	Норм.
Тальк-карбонатные породы	31	$5 \cdot 10^{-1}$	0,18	36,0	0,05	-0,66	0,11	-0,75	Норм.
Серпентиниты лизардит-антигоритовые	22	$2,9 \cdot 10^{-1}$	0,09	31,1	0,81	2,64	1,53	2,97	Норм.
Серпентиниты антигорит-карбонатные	53	$2 \cdot 10^{-1}$	0,12	59,6	0,45	0,01	1,35	2,26	Норм.
Бесединский комплекс									
Перидотиты	23	$3,2 \cdot 10^{-1}$	0,13	66,8	0,94	1,63	2,70	1,86	Норм.
Оливиновые роговообманковые пироксениты	26	$2,1 \cdot 10^{-1}$	0,16	55,0	-0,55	-0,64	0,78	-0,45	Норм.
Безоливиновые роговообманковые пироксениты	31	$1,5 \cdot 10^{-1}$	0,13	41,3	0,89	-2,99	1,32	-2,20	Норм.
Роговообманковые габбро-нориты	21	$7 \cdot 10^{-3}$	0,002	72,5	-0,18	1,57	-0,52	-2,24	Норм.



## Содержание хрома в породообразующих и рудных минералах основных и ультраосновных пород северо-западной части ВКМ (район КМА)

Минералы	Комплекс			
	Смородинский п=12	Мамон- ский п=9	Железногор- ский п=2	Бесединский п=6
Полевой шпат	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$
Диопсид	$3 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	—	—
Гиперстен	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$	—	—
Оливин	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	—	$1 \cdot 10^{-1}$
Биотит	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$3,5 \cdot 10^{-2}$
Роговая обманка	$5 \cdot 10^{-2}$	—	—	—
Серпентин	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	—
Амфибол	—	$5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$
Антигорит	—	—	$2 \cdot 10^{-1}$	—
Магнетит	$2 \cdot 10^{-2}$	—	—	$2 \cdot 10^{-2}$
Ильменит	—	—	—	—
Халькопирит	—	—	$1 \cdot 10^{-2}$	—
Циркон	Не обн.	—	—	—
Апатит	Не обн.	—	—	—
Сфен	—	—	—	$7,5 \cdot 10^{-2}$
Шпинель	—	—	—	$5 \cdot 10^{-1}$
Гранат	—	—	—	$1 \cdot 10^{-2}$
Пирротин	—	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—
Пирит	—	—	—	—
Силлиманит	—	—	—	$7,5 \cdot 10^{-2}$
Актинолит	—	—	$1 \cdot 10^{-1}$	—

через тальк-карбонатные породы к антигоровитовым и антигорит-карбонатным серпентинитам обусловлено прежде всего замещением хромшпинелидов магнетитом (Г. В. Пинус, Ю. Н. Колесник, 1966). Последующие метаморфические изменения не вызвали сколько-нибудь существенных миграций этого элемента за пределы массива. Постоянное присутствие в парагенетически связанных с серпентинизацией хрома и

титана, обладающих близкими ионными радиусами ( $r_{Cr^{2+}} = 0,83 \text{ \AA}$  и  $r_{Ti^{2+}} = 0,80 \text{ \AA}$ ), а также существенная количественная коррелятивная связь хрома и титана ( $+0,44$  при  $i=54$ ) свидетельствуют о возможности накопления хрома в магнетите.

Замещение хромшпинелидов магнетитом в процессе аллометаморфизма отмечалось и ранее в процессе изучения никеленосных гипербазитов юго-восточной части ВКМ (Н. М. Чернышов и др., 1967, 1968; В. В. Буковшин, 1967; Н. М. Чернышов, 1971). Поэтому известные представления о сохранении хромшпинелидов в аллосерпентинитах юга Сибирской платформы (Г. В. Пинус, Ю. Н. Колесник, 1966), как нам представляется, отражают специфику лишь молодых альпинотипных гипербазитов, которые подверглись изменениям менее значительным, чем докембрийские ультраосновные породы железнгорского комплекса КМА.

О присутствии хрома в составе магнетита свидетельствуют не только данные количественного спектрального анализа (см. табл. 2), но и положительная корреляционная связь его с ванадием ( $r = +0,77$ ,  $i = 45$ ) и титаном ( $r = +0,57$ ,  $i = 45$ ).

Аномально высоким содержанием хрома характеризуются габбронориты мамонского комплекса —  $0,066\%$  ( $K_k = 3,3$ ), в которых он, так же как и в ультраосновных породах, подчиняется логонормальному закону распределения. Подобный характер распределения хрома в габброноритах, в которых хромшпинелиды присутствуют крайне редко даже в составе акцессорной минерализации, положительная связь хрома с ни-



келем ( $r=+0,87$ ,  $f=40$ ) и кобальтом ( $r=+0,49$ ,  $f=40$ ) и отрицательная с медью ( $r=0,29$ ,  $f=40$ ) есть, очевидно, следствие изоморфного вхождения этого элемента в диопсид и гиперстен, являющихся, как правило, концентраторами хрома в повышенных количествах (Л. Ф. Борисенко, 1966).

Несколько иное поведение хрома в амфиболах того же комплекса — 0,033% ( $K_k=1,1$ ), в которых он сосуществует с титаном при отчетливо выраженной отрицательной корреляции с ванадием ( $r=+0,43$ ,  $f=40$ ) и кобальтом ( $r=+0,43$ ,  $f=40$ ) вследствие вхождения его преимущественно в амфиболы (см. табл. 27). Сосуществование хрома с титаном в амфиболах подтверждается еще и тем, что оба эти элемента аппроксимируются нормальным законом распределения, тогда как распределение ванадия, вероятно, вследствие преимущественной его концентрации в магнетите подчиняется логонормальному закону.

В дифференцированных разностях смородинского комплекса содержание хрома незначительно и составляет для контактовых габбро-долеритов 0,01% ( $K_k=0,50$ ), для оливинсодержащих габбро-долеритов — 0,01% ( $K_k=0,50$ ), для троктолитовых габбро-долеритов — 0,014% ( $K_k=0,70$ ) и для пегматоидного габбро — 0,01% ( $K_k=0,50$ ).

Низкое содержание хрома и полное отсутствие хромшпинелидов в породах смородинского комплекса объясняется геохимическими особенностями последнего. Высокая температура образования кислородных соединений элемента приводит к его удалению из расплава на ранних стадиях кристаллизации преимущественно в форме изоморфной примеси в акцессорном магнетите (Ф. К. Шипулин, 1971). На ранних стадиях процесса кристаллизационной дифференциации расплава хром концентрируется преимущественно в пироксенах — в диопсиде (0,3%) и гиперстене (0,15%).

Крайне низкое содержание хрома в магнетите (0,02%), выполняющем интерстиции пироксена, свидетельствует о том, что к моменту его кристаллизации расплав был значительно обеднен этим элементом. Как в пироксенах, так и в магнетите хром изоморфно сосуществует с закисным железом ( $r_{Cr^{3+}}=0,64 \text{ \AA}$ ,  $r_{Fe^{3+}}=0,67 \text{ \AA}$ ), а его распределение в породах смородинского комплекса подчиняется нормальному закону.

Таким образом, в ультраосновных и основных породах КМА, принадлежащих к различным комплексам и формационным типам, содержание хрома испытывает значительные вариации. Наиболее высокие его концентрации характерны для гипербазитов бесединского комплекса и особенно железногорского, являющихся производными глубинных магматических расплавов. Распределение хрома определяется его геохимическими особенностями: в ультраосновных породах он концентрируется в хромшпинелидах, а в основных — в пироксене и магнетите.

## ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ СУЛЬФИДНОЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ОДНОГО ИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ВКМ

В юго-восточной части Воронежского кристаллического массива открыто два месторождения и свыше пятнадцати проявлений сульфидных медно-никелевых руд, пространственно и генетически связанных с основными и ультраосновными интрузиями среднепротерозойского ма-



монского комплекса. Наиболее подробно изучены Нижнемамонское и Подколдновское месторождения, полные сведения о геологическом строении которых, вещественном составе и типах руд приводятся в ряде работ (Н. М. Чернышов, С. П. Молотков, 1966; Н. М. Чернышов, В. В. Буковшин, 1966; Н. М. Чернышов, 1967; Н. М. Чернышов, С. М. Фролов, 1968; Д. В. Полферов и др., 1970; Н. М. Чернышов, 1971). Частично охарактеризованы и некоторые эпигенетические медно-никелевые рудопроявления.

В последние годы (1969—1972 гг.) в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива разбурен ряд новых основных и ультраосновных интрузий, часть из которых несет промышленные концентрации сульфидных медно-никелевых руд. Кроме значительного сходства в распределении оруденения, минералогическом составе, текстурно-структурных признаках руд с ранее изученными месторождениями, новые рудопроявления имеют некоторые специфические черты. Ниже приводится краткая характеристика одного из новых рудопроявлений (Восточно-Садовского), входящего в состав Аннинского рудного поля.

Восточно-Садовское рудопроявление располагается в краевой части Аннинского дополитообразного базит-гипербазитового интрузива, приуроченного к крупной синклинальной складке в метаморфических образованиях воронцовской серии. В строении зоны рудопроявления принимают участие ультраосновные породы (гарцбургиты, лерцолиты) и их метасоматические разновидности (плаггиопироксениты роговообманковые, меланократовые роговообманковые габбро, существенно плаггиоклаз-роговообманковые породы). Последние находятся в контакте с биотитовыми гнейсами и обладают такситовым обликом, обусловленным весьма неравномерным распределением в них главных породообразующих минералов — коричневого амфибола, плаггиоклаза и пироксенов. Ультраосновные породы образуют пластобразные тела мощностью от первых метров до 40—50 м, габброиды — жилообразные тела мощностью от 5—10 до 30 м. Дайковый комплекс представлен габбро-диоритами, пегматоидными плаггиогранитами, диоритами. Среди рудных образований отмечается сингенетическая вкрапленность (в перидотитах, частично габброидах) и эпигенетическая минерализация. Эпигенетические вкрапленные, вкрапленно-гнездовые и массивные руды ассоциируют с плаггиоклаз-роговообманковыми пироксенитами такситового сложения (скв. 7210), образуя два рудных горизонта общей мощностью 6,3 м. Центральные части рудных тел представлены рудой массивного сложения мощностью 3,0 м с содержанием силикатов не более 4—5%. Контакты массивных руд довольно четкие, неровные, с ответвлениями и затеками во вмещающие пироксениты, в которых отмечается повышенное содержание хлорита.

По зальбандам массивных руд отмечаются гнездово-вкрапленные (мощн. 8—15 см), в которых сульфиды образуют неправильные обособления размером до 1 см и мелкую (1—5 мм) вкрапленность. Выделения сульфидов несколько вытянуты в одном направлении (под углом 45—50° к оси керна). В бедных вкрапленных рудах содержание сульфидов составляет 7—8%, размеры вкрапленников — 1—3,5 мм, форма неправильная, лапчатая, звездчатая. Количественно-минералогический состав руд и содержание полезных компонентов приведены в таблице 28.

Как видно из данных таблиц 29, 30, в качественном отношении сингенетические и эпигенетические руды обладают сходным минералогическим составом сульфидной части, но главные рудные минералы представлены в них своими различными генерациями. Минералогический состав эпигенетических руд более разнообразен, чем сингенетических,



Количественно-минералогический состав и содержание полезных компонентов в эпигенетических рудах Восточно-Садовского рудопроявления

Минералы	Глубина отбора анализов, относит. % подсчет на МИУ-1)			Типы руд	Глубина отбора проб, м	Полезные компоненты*, вес. %		
	391,7	394,0	398,0			Ni	Co	Cu
Общее содержание	92,5	98,6	23,4	Сплошные	391,5— 391,8 394,0—	3,4	0,206	0,27
Пирротин	75,5	82,8	76,0	»	394,6	2,38	0,107	0,144
Пентландит	19,6	16,7	15,7					
Халькопирит	—	—	4,6	Вкрапленные	395,9— 412,0	0,36	0,02	0,382
Хромшпинелиды	3,8	1,2	—					
Сфалерит	0,1	—	0,1	»	395,9	0,365	0,028	2,4
Графит	—	—	3,6					

\* Анализы выполнены в химической лаборатории ВГРЭ, 1972 г.

главным образом за счет второстепенных минералов и минералов-примесей. В эпигенетических рудах появляются также нехарактерные для медно-никелевых месторождений минералы, как молибденит, сфалерит.

Эпигенетические руды в отличие от сингенетических практически не подвержены метасоматическим изменениям.

Резко различны в син- и эпигенетических рудах взаимоотношения сульфидов с силикатными минералами. Для первого типа характерны четкие ровные контакты сульфидных вкрапленников с силикатами, отсутствие каких-либо контактовых изменений в рудных и силикатных минералах. В эпигенетических рудах отмечаются резко неправильные с зазубренными извилистыми очертаниями формы сульфидных вкрапленников, а силикатные минералы на контакте с сульфидами частично метасоматически изменены (сульфиды часто окружены каемками вторичных силикатных минералов).

Близкие значения отношений главных рудообразующих элементов (Ni : Cu, Ni : Co) показывают (табл. 31) сходство химических составов эпигенетических руд Восточно-Садовского рудопроявления (ВКМ) и месторождений Аллареченское и Восток (Ю. Н. Яковлев, 1970). Соотношение этих же элементов в сингенетических рудах (Н. М. Чернышов, 1971; Ю. Г. Старикский, Е. В. Туганова, 1966) характеризуется более низкими величинами отношений.

Таким образом, в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива наряду с известными месторождениями и рудопроявлениями сульфидных медно-никелевых руд сингенетического типа, связанными со слабо измененными ультраосновными породами и серпентинитами, отмечаются проявления аналогичных по составу руд эпигенетического типа, которые характеризуются следующими особенностями:

а) основная масса сульфидов (богатые вкрапленные и массивные руды) располагается среди метасоматических ультраосновных пород;

б) минеральный состав эпигенетических руд довольно разнообразен; кроме основных рудообразующих минералов — пентландита, халькопирита, пирротина — в подчиненном количестве отмечаются сфалерит, молибденит, хромшпинелиды, ильменит, магнетит, лейкоксен;



Типоморфные особенности некоторых рудных минералов эпигенетического оруденения (Восточно-Садовское рудопроявление ВКМ)

Рудные минералы	Типы руд	Генерации	Морфология выделений	Размер зерен, м.м	Комплекс сопутствующих минералов		Характерные особенности
					рудных	нерудных	
1	2	3	4	5	6	7	8
Пирротин	Вкрапленные, вкрапленно-гнездовые, массивные	II Аллотриоморфнозернистые агрегаты неправильной формы, сплошные поля	0,018—2,8	Халькопирит II, пентландит II, хромшпинелиды, сфалерит, магнетит, ильменит	Пироксены, роговая обманка, плагиоклаз, графит	Свежий облик, однородность, иногда сложное полисинтетическое двойникование	
	»	III Неправильные агрегатные скопления, сыпь	Сотые, тысячные доли	Халькопирит III, пентландит III, макинавит	Хлорит, актинолит	—	
	»	IV Пржилки мелкозернистого сложения	»	Халькопирит IV, макинавит, пентландит IV	»	»	
Пентландит	Массивные, вкрапленные	II Идиоморфные, изометричные зерна, прожилковидные, линзовидные, петельчатые выделения в промежутках зерен пирротина, халькопирита и пирротина	До 2 мм	Пирротин II, халькопирит II, виоларит, макинавит	Пироксены, роговая обманка, плагиоклаз, графит	Трещины спайности, ступенчатые очертания. Зернистые агрегаты, однородные выделения	
	»	III Пламеневидные вроски в пирротине	Сотые доли	»	»	»	
	»	IV Мелкозернистые выделения в прожилках пирротин-халькопиритового состава	»	Пирротин IV, халькопирит IV, макинавит	Хлорит, актинолит	»	



1	2	3	4	5	6	7	8
Халькопирит	Вкрапленно-гнездовые, массивные	II Ксеноморфные выделения, часто образующие каймы и прожилки в пирротин-пентландитовых агрегатах; прожилки и ксеноморфные выделения среди силикатов и хромшпинелидов	Сотые доли до $2 \times 10$	Пирротин II, пентландит II, сфалерит, магнетит, макиनावит, виоларит, ильменит, хромшпинелиды	Пироксены, роговая обманка, плагиоклаз, графит	Неровные извилистые очертания, свежий облик	
	Вкрапленно-агрегатные	III Неправильные агрегатные скопления, сыпь, прожилковидные выделения IV Прожилки мелкозернистого сложения	Сотые, тысячные доли »	Пирротин III, макиनावит, пентландит III Пирротин IV, пентландит IV, макиनावит	Хлорит, актинолит, плагиоклаз, графит »		
Хромшпинелиды	Массивные, вкрапленные	II Изометричные изолированные зерна, ксеноморфные, «лапчатые» выделения, скелетные кристаллы, графические и мирмекитовые сростания с пироксенами	0,01—0,3	Пирротин II, пентландит II, халькопирит II, сфалерит	Пироксены	В ячейках скелетных кристаллов иногда располагается халькопирит	



## Сравнительная характеристика сингенетического и эпигенетического типов сульфидного медно-никелевого оруденений

Группы признаков	Сингенетическое оруденение (Нижемамонское месторождение, Н. М. Чернышов, 1971)	Эпигенетическое оруденение (Восточно-Садовское рудопроявление)
Вещающие гипербазиты	Алоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты, слабо измененные (серпентинизированные) перидотиты, дуниты, пироксениты	Плагиоклаз-роговообманковые пироксениты неизмененные (вероятно, метасоматического происхождения)
Морфологические типы текстур	Сидеронитовая, интерстиционная, вкрапленная, массивная, гнездовая, гнездово-вкрапленная	Массивная, вкрапленная, гнездово-вкрапленная, прожилковидно-гнездовая
Количественно-минералогический состав рудной вкрапленности, относит. %	Содержание рудных минералов от 5—20 до 65. Пирротин — 75—90, пентландит — 3—10, халькопирит — 4—6 (иногда 65—75), кубанит — 1—2 (иногда 5—10), макиавит, хромшпинелиды, платиноиды, магнетит, пирит, марказит	Содержание рудных минералов от 13,5—98,6. Пирротин — 35—82, пентландит — 16—20, халькопирит — 0—8 (до 15), кубанит — 1—3, хромшпинелиды — 0,1—4, сфалерит — следы, виоларит, графит, ильменит, магнетит, молибденит, лейкоксен
Сопутствующие силикатные минералы	Главные: оливин, пироксены, реже — роговая обманка; второстепенные: серпентин, тальк, актинолит, тремолит, хлориты, карбонаты	Главные: пироксены, роговая обманка, плагиоклаз; второстепенные: биотит, апатит, рутил, хлорит
Особенности взаимоотношений рудных и силикатных минералов	Типичные формы выполнения интерстиций (с четкими резкими контурами) между первичными магматическими минералами (оливин, пироксены, реже — роговая обманка), иногда включения в оливине и пироксенах; на контактах с сульфидами в силикатных минералах вторичных изменений не отмечается	Ассоциация сульфидов с роговой обманкой, пироксенами, полевыми шпатами, коррозионные сращения сульфидов с силикатами, наличие хаеомок вторичных силикатных минералов вокруг сульфидных вкрапленников — темно-зеленого хлорита в пироксенах, более кислого плагиоклаза в полевых шпатах
Форма рудных вкрапленников	Неправильная и изометричная, обычно с четкими и сравнительно плавными очертаниями	Резко неправильная с зазубренными извилистыми очертаниями, взаимными проникновениями сульфидных и силикатных минералов, звездчатая лапчатая форма с нечеткими расплывчатыми контурами
Метасоматические изменения рудных минералов	Замещение всех сульфидов, особенно пирротина, магнетитом, а пентландита, кроме того, виоларитом	Сульфиды магнетитом не замещаются, виоларит по пентландиту частично развивается; характерен весьма свежий облик сульфидных минералов



Сопоставление отношений рудообразующих элементов

Отношение элементов	Эпигенетические руды		Сингенетические руды	
	Массивные руды Восточно-Садовского рудопрооявления, скв. 7210	Промышленные руды месторождений Аллареченское и Восток (О. Н. Яковлев, 1970)	Вкрапленные руды в серпентинитах, Нижнемамонское месторождение (Н. М. Чернышов, 1971)	Норильский тип (Ю. Г. Старицкий, Е. В. Туганова, 1966)
Ni/Cu	1,96—2,3	2,2—2,0	0,5—1,0	0,5—0,6
Ni/Co	49—50	40—50	9	—

в) сульфиды отличаются свежим обликом, силикатные минералы на контактах с сульфидами частично подвержены метасоматическому изменению;

г) богатые вкрапленные и массивные руды эпигенетического типа характеризуются высоким содержанием основных рудных элементов (никель, медь, кобальт) и более высокими, чем в сингенетических рудах, рудогенетическими отношениями (Ni : Cu, Ni : Co).

### ХРОМИТОВЫЕ РУДЫ В НИКЕЛЕНОСНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ МАМОНСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОКА ВКМ

В пределах юго-восточного склона ВКМ геолого-геофизическими работами ГУЦР последнего десятилетия выявлена новая никеленосная провинция, генетически и пространственно связанная с широко развитыми в районе среднепротерозойскими субплатформенными интрузиями базит-гипербазитов мамонского комплекса габбро-норит-гипербазитовой формации (Г. И. Горбунов и др., 1970). В составе последней по характеру дифференциации выделены две структурно-фациальные группы интрузий: а) глубинно-дифференцированные — однородного гипербазитового или габброидного состава и сложного многофазного строения с более ранней гипербазитовой фазой; б) камерно-дифференцированные (Н. М. Чернышов, 1972).

Месторождения и рудопрооявления сульфидного никеля удалось обнаружить лишь в телах ультраосновного состава с проявленной внутрифазовой дифференциацией или в гипербазитовых частях ритмов камерно-расслоенных интрузий.

Наряду с постоянно присутствующей аксессуарной хромшпинелидовой минерализацией в никеленосных гипербазитах исследуемой формации (В. В. Буковшин и др., 1970 г.) в 1971—1972 гг. при изучении разрезов Садовского и Восточно-Садовского рудопрооявлений впервые были выявлены зоны, обогащенные шпинелидами, которые пространственно ассоциируют с сульфидными медно-никелевыми рудами. На отдельных участках хромитовая рудная минерализация достигает концентрации промышленной значимости, что определяет научный и практический интерес к этой рудной ассоциации.

Садовское и Восточно-Садовское рудопрооявления приурочены к пласто- и линзообразным телам гипербазитов, располагающимся с незначительным пространственным обособлением по периферии массива габброидов, который занимает центральную часть Аннинско-Садовского рудного узла (рис. 32). Эти тела, имеющие площадь 1,0—1,5 км<sup>2</sup>,



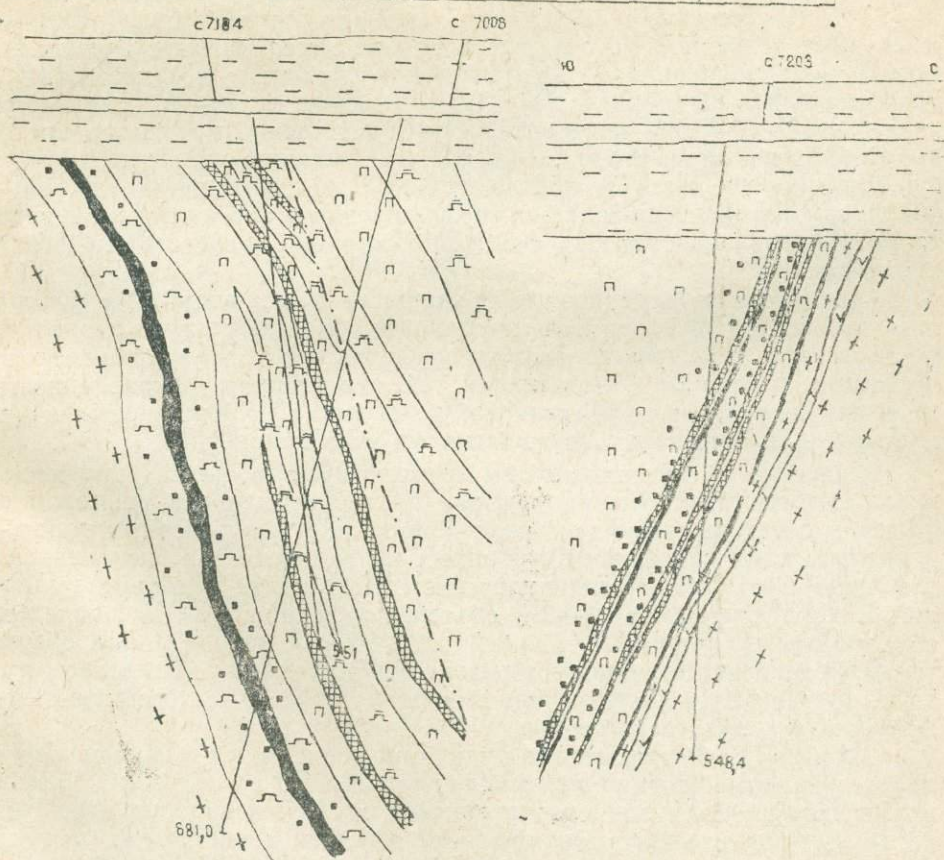
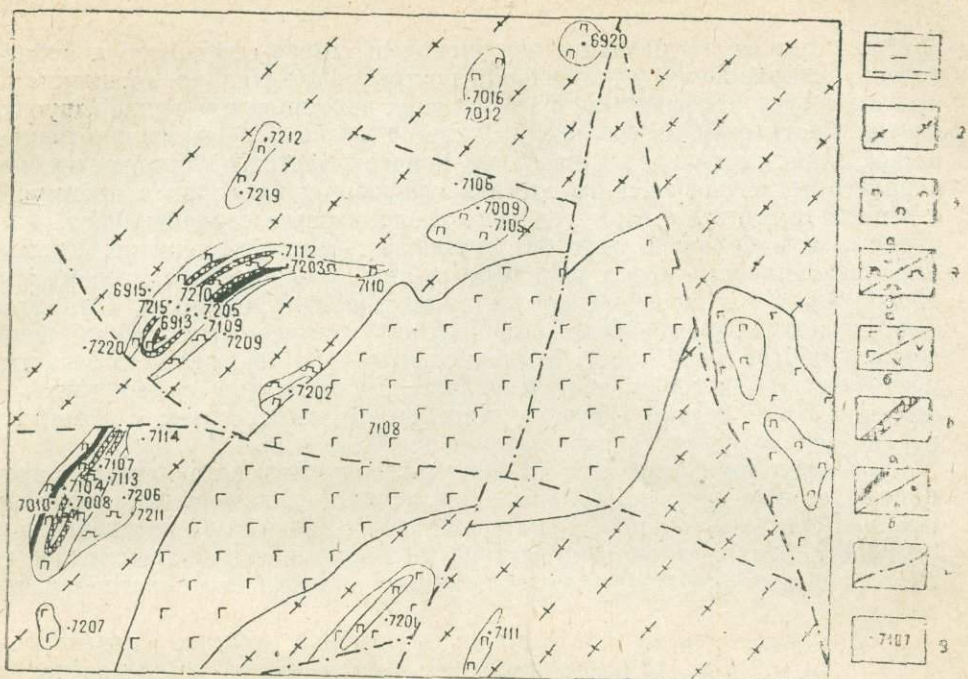


Рис. 32. Схематическая геологическая карта Аннинско-Садовского рудного узла и разрезы по Садовскому и Восточно-Садовскому рудопроявлениям: 1 — породы осадочного чехла; 2 — гнейсы биотитовые, графитосодержащие; 3 — серпентинизированные перидотиты с прослоями аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов; 4 — оливковые пироксениты (а), пироксениты (б); 5 — габбро-нориты, габбро (а) и габбро-диориты (б); 6 — сульфидное медно-никелевое оруденение; 7 — орбикулярные хромитовые руды (а) и аксессуарная минерализация (б); 8 — предполагаемые тектонические нарушения; 9 — скважины и их номера



контролируются разрывными нарушениями северо-восточного и субширотного направлений, осложняющими предположительно антиклинальную структуру второго порядка в породах воронцовской серии (двуслюдяные, биотитовые и графитсодержащие гнейсы). Структурно-генетическое единство гипербазитовых тел подчеркивается однородностью минералого-петрографического состава слагающих их пород с преимущественным развитием гарцбургитов, аподунитовых серпентинитов, оливиновых и в большей мере безоливиновых ортопироксенитов. Указанные разновидности пород образуют субпараллельные пластообразные обособления, согласные с контактными зонами интрузий. При этом гарцбургиты и аподунитовые серпентиниты встречаются преимущественно в центральной части, а пироксениты — по периферии и отчасти в центре гипербазитовых тел. Контакты пироксенитов с перидотитами носят то более четкий секущий характер, то постепенный, с развитием иногда переходных и такситовых разновидностей пород.

Сульфидная пентландит-халькопирит-пирротиновая рудная ассоциация в виде рассеянной или равномерной ксеноморфной вкрапленности и отдельных линзо- и шпирообразных выделений массивных руд распространена в аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитах, обособляясь в виде серии невыдержанных по мощности пластообразных залежей.

Содержание сульфидов в зонах оруденения обычно невелико — в среднем от 2 до 10%, но на отдельных участках увеличивается до 15—25%. Качественный состав руд, несмотря на некоторое различие текстурных особенностей, остается довольно однообразным. Рудные минералы во вкрапленниках находятся в следующем количестве (%): пирротин — 80—85, пентландит — 5—10, иногда до 20—25, халькопирит — 3—15; 10—15% приходится преимущественно на хромшпинелиды, отдельные зерна ильменита, кубанита, макинавита. Горизонты с сульфидным оруденением прослеживаются по простиранию до 500—600 м, тяготея к северо-западному ограничению Садовского и к северо-западному и юго-восточному флангам Восточно-Садовского гипербазитовых тел.

Хромитовая минерализация обнаружена в лежащем боку ультраосновных интрузий и приурочена главным образом к крупнозернистым гарцбургитам. По морфологическим особенностям и структурно-геологическому положению выделяются: а) акцессорная вкрапленность; б) хромитовые руды с орбикулярной текстурой; в) прожилковые и прожилково-шпировые выделения массивных хромшпинелидов.

Акцессорные хромшпинелиды присутствуют в виде рассеянной вкрапленности изометрично-округлых и угловатых зерен размером до 0,1 мм в поперечнике во всех разновидностях ультраосновных пород — в пироксенитах, серпентинизированных перидотитах и серпентинитах, в том числе и с сульфидным оруденением. Количество подобных выделений составляет не более 1—2% объема пород, при этом распределены они крайне неравномерно. Участки наибольшей концентрации обычно тяготеют к кровле и подошве горизонта орбикулярных хромитовых руд. Судя по параметрам элементарной ячейки (табл. 32), хромшпинелиды представлены алюмохромитом.

Орбикулярные хромитовые руды характеризуются довольно равномерно распределенными эллипсоидальными, скорлуповатыми выделениями хромшпинели, концентрирующейся вокруг оливиновых ядер (рис. 33, а). Оливин в ядрах, как правило, замещен серпентином, реликты его соответствуют хризолиту ( $\text{Fa}_{15}\text{Fo}_{85}$ ;  $\text{Ng}=1,700$ ,  $\text{Np}=1,665$ ,  $2v(-87^\circ)$ ). Промежутки между орбикулами сложены гипидиоморфнозернистым агрегатом из преобладающего бронзита ( $\text{En}_{13}\text{Fs}_{87}$ ,  $\text{Ng}=1,681$ ,



Параметры элементарных ячеек хромшпинелидов Садовского  
и Восточно-Садовского рудопроявлений ВКМ

Тип минерализации	Место отбора		Параметры ячеек*, Å
	скважина	глубина, м	
Акцессорная вкрапленность	6921	254,8	8,285±0,005
	6921	294,0	8,285±0,005
	6921	337,9	8,288±0,005
	6921	346,5	8,278±0,005
Орбикулярные руды	7008	585,6	8,309±0,007
	7008	585,7	8,322±0,008
	7203	404,8	8,294±0,005
Массивные выделения хромита	7107	369,65	8,264±0,008
	7010	299,2	8,288±0,007

\* Аналитик Т. Ф. Грачева.

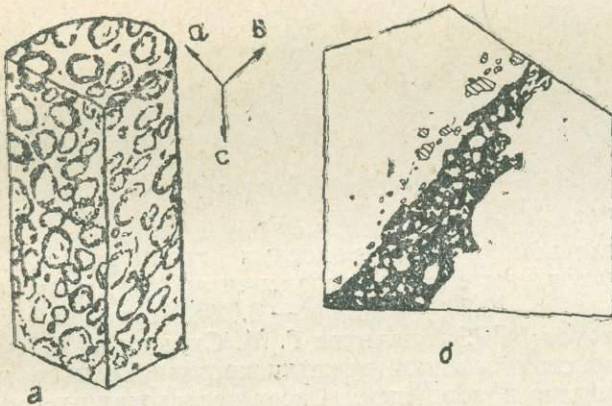


Рис. 33. а — Орбикулярная текстура хромитовых руд. Полир. штупф,  $\frac{1}{2}$  натур. вел., скв. 7008, гл. 585,1 м; б — прожилкообразное выделение хромитовых руд (черное). Заштрихованные зерна — сульфиды. Полир. штупф,  $\frac{1}{2}$  натур. вел., скв. 7010, гл. 299,2 м

$N_p=1,668$ ,  $cNg=0-5^\circ$ ), небольшого количества оливина ( $Fa_{10-15}$   $Fe_{90-85}$ ) и подчиненного диопсида, интенсивно замещенного амфиболом актинолитового ряда:  $Ng=1,672$ ,  $N_p=1,644$ ,  $cNg=18-20$ ,  $f=40$  мол. % (по В. С. Соболеву, 1950).

В большинстве случаев внешняя поверхность орбикул ровная и резко отграничена от окружающего минерального агрегата. Гипидиоморфные структурные отношения в них проявляются по внутренней границе между силикатным ядром и рудной оболочкой. Нередко в центральных частях орбикул встречаются одиночные, хорошо образованные кристаллы. Если силикатное ядро отсутствует, наблюдаются собственно нодулярные выделения. В разрезах некоторых шлифов стенки отдельных орбикул имеют несколько ярусов роста, что, по-видимому, указывает на пульсирующий характер процесса кристаллизации концентрических выделений. Средние размеры орбикул, обладающих отчетливой линейной ориентировкой под углом  $45^\circ$  к оси зерна, выражаются отношением (по 45 замерам)  $a:v:c=5:8:4$  (см. рис. 33, а), при этом наибольшая изменчивость характера для оси «в» — от 1—2 до 10—14 мм. Более крупные сфероиды хромита (до 15—20 мм по длинной оси) отмечены в разрезе скв. 7203 (инт. 364,4—365,1 м).



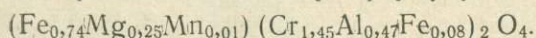
Химические анализы хромитовых руд с орбикулярной текстурой и выделенной из них мономинеральной фракцией хромшпинелида (выполнены в лаборатории ВИМСа, аналитик Л. П. Студнева) приведены в таблице 33. Данные химического анализа мономинеральной фрак-

Таблица 33

Химические анализы хромитовых руд Садовского рудопоявления

Компоненты (вес. %)	Оруденелый гарцбургит		Хромшпинелид (моно- фракция) скв. 7008, гл. 587,2 м
	скв. 7008, гл. 585,1 м	скв. 7008, гл. 585,7 м	
SiO <sub>2</sub>	35,79	33,83	2,64
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,09	0,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,40	6,50	52,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,07	2,24	11,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,08	8,40	—
FeO	5,24	2,73	24,82
MnO	0,12	0,10	0,25
MgO	29,07	32,90	7,55
CaO	0,74	0,28	0,16
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,06	—
K <sub>2</sub> O	0,13	0,10	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,14
NiO	0,12	0,16	—
CoO	0,014	0,016	—
H <sub>2</sub> O	0,30	0,60	—
П. п. п.	7,00	12,46	—
Сумма	100,18	99,86	100,25

ции пересчитаны на кристаллохимическую формулу:



Спектральным анализом в хромитовых гарцбургитах (скв. 7008, гл. 585,1 м) установлены следующие элементы (%): хром и железо — более 1,0, никель — 0,20, кобальт — 0,025, ванадий — 0,035, медь — 0,001 (лаборатория ВГРЭ, аналитик Г. М. Силанов).

Величина ребра пространственной решетки хромшпинелидов, образующих орбикулы, является наибольшей из всех исследованных морфологических разновидностей (см. табл. 32), что обусловлено, очевидно, вхождением в элементарную ячейку рудообразующей шпинели большого количества хрома (М. Н. Пономарева и др., 1964).

Прожилковые и прожилково-шлировые обособления массивных хромшпинелидов, встречающиеся главным образом среди пироксенитов, имеют размеры 3—5×10—15 см. Длинные оси их ориентированы под углом 40—45° к оси зерна. Контакты выделений с вмещающими породами четкие, но неровные, извилистые (рис. 33, б). Сложены массивные руды (рис. 34) равномернозернистым агрегатом частично катаклазированных зерен хромшпинелидов (90—95%), в промежутках которых наблюдаются мелкие (0,01—0,05) ксеноморфные выделения ильменита (3—5%) и сульфидов — пирротина, пентландита и халькопирита (5—10%). Последние отчасти корродируют хромшпинель, которая также сетется тонкими жилками магнетита. Параметры элементарной ячейки хромшпинелидов, слагающих прожилково-шлировые обособления, изменяются в очень широких пределах и соответствуют хромпикотиту и главным образом алюмохромиту. Несколько увеличена и микротвердость хромита данного морфологического типа (табл. 34), что также подтверждает большую насыщенность его алюминием (H. G. Golding and K. R. Johnson, 1971).





Рис. 34. Равномернозернистый агрегат прожилкообразных выделений хромшпинелидов (серое) в пироксените. Белое — сульфиды. Полир. шлиф, скв. 7010, гл. 299,2 м, ник. 11 увел. 30

Таблица 34

Микротвердость хромшпинелидов Садовского и Восточно-Садовского рудопроявлений ВКМ

Тип минерализации	Микротвердость (Н), кг/мм <sup>2</sup>	
	Пределы колебаний	$H_{cp}$
Аксессуарная вкрапленность	848,4—1114,0	1005,4
Орбикулярные руды	961,4—1290,0	1060,6
Массивные выделения хромита	909,4—1252,0	1088,3

Как следует из приведенного материала, наиболее распространенными морфологически оригинальными и интересными для Садовского и Восточно-Садовского рудопроявлений являются орбикулярные хромитовые руды. Подобные руды с элементами кольцеобразных текстур изучались большим числом исследователей (С. А. Кашин и др., 1942; А. Г. Бетехтин, 1937; А. Н. Заварицкий, 1956; М. А. Кашкай, 1963; Г. А. Соколов, 1948; З. Р. Мазур и др., 1964), однако генетическая трактовка таких образований не находит единодушного решения.

Однозначно можно констатировать, что оливин, находящийся в ядрах орбикул, является более ранним магматическим продуктом. Формирование же скорлуповидных выделений хромита происходило, по-видимому, в позднемагматический (гистеромагматический) этап (W. D. Johnston, 1936; М. А. Кашкай, 1963) и осуществлялось при прогрессивном падении температуры с одновременным увеличением концентрации и роли давления газа в период кристаллизации породы. Учитывая текущее и коррозионное положение стенок сфероидов хромита по отношению к пироксенам, можно предположить, что выделение хромшпинели происходило в условиях частичной раскristаллизации пород при синтетонических межзерновых движениях. Процесс перемещения вещества устойчивых минеральных ассоциаций в растворах-расплавах при таких движениях с развитием сегрегаций минералов предпочтительной ориентировки определяется Б. Зандером термином «миметическая кристаллизация» (Е. Ш. Хиллс, 1967). Хромитовые нодулы (рис. 35), иногда присутствующие в орбикулярных рудах, являются конечным продуктом этого процесса.



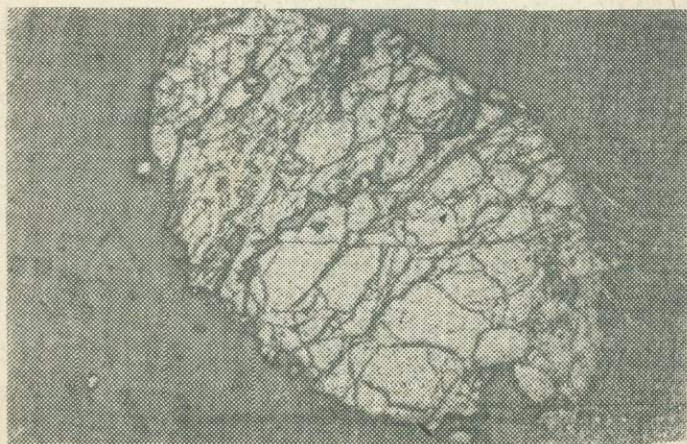


Рис. 35. Нодулярное выделение хромшпинели в серпентинизированном гарцбургите. Поляр. шлиф, скв. 7008. Гл. 595,7 м. ник. 11, увел. 30

Вероятно, в несколько иных физико-химических условиях произошло образование прожилкообразных выделений массивных хромшпинелидов, возникших, возможно, в результате скопления осаждавшихся кристаллов в движущейся магме или отделившихся из частично раскристаллизованной породы при тектонической активизации. Это отчасти подтверждается близостью состава минеральных видов хромшпинели, слагающих подобные скопления, и аксессуарных разновидностей (см. табл. 32).

Установление в пределах гипербазитовых тел Аннинско-Садовского рудного узла зон хромитовой минерализации, пространственно ассоциирующих с сульфидным медно-никелевым оруденением, является показателем генезиса ультраосновных пород, свидетельствующим о связи их с базальтовой или гипербазитовой магмой. Состав орбикулярных хромшпинелидов и прежде всего величина коэффициента  $f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \times 100\%$ , равная 76%, указывают на принадлежность выявленного хромитового оруденения к базальтоидному формационному типу, весьма близкому к хромитам из «критического горизонта» Бушвельдского массива и контрастно отличающегося от хромитов Северной Калифорнии ( $f = 40\%$ ), являющихся производными гипербазитовой магмы.

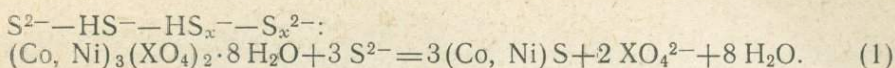
## ОКИСЛЕНИЕ СУЛЬФИДОВ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

В природе восстановительная среда при наличии  $\text{H}_2\text{S}$  ведет к образованию сульфидов, а при наличии в зоне гипергенеза свободного кислорода сульфиды могут окисляться до сульфатов (А. А. Сауков, 1950). Эти обратимые процессы регулируются принципом Ле Шателье.

Сульфиды меди, кобальта, никеля, железа, окисляясь в зоне гипергенеза, образуют соответствующие природные сульфаты. Однако молекулярный кислород имеет небольшой окислительный потенциал (+0,682), поэтому окисление сульфидов протекает с малой скоростью.

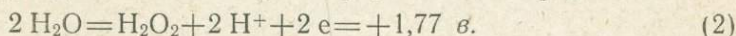
В нашем предыдущем исследовании (М. М. Быков, 1970) мы разлагали окисленные минералы эритрин-аннабергита ионами.



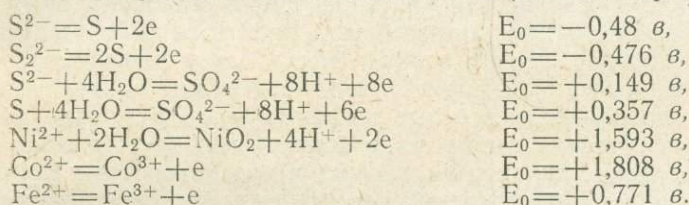


При гетерогенном равновесии образовался сульфид  $(Co, Ni)_3S_4$  отчетливо кристаллической массы типа линеита. Видимо, реакция обменного разложения применима и для многих окислительных минералов.

Сульфиды кобальта и никеля с течением времени рекристаллизуются и становятся практически нерастворимыми в кислотах неокислителях. Произведение растворимости для  $CoS$   $\gamma(18^\circ) = 3 \cdot 10^{-26}$ , для  $NiS$   $\gamma = 2 \cdot 10^{-28}$ . Это весьма затрудняет их технологию. Основываясь на окислительно-восстановительных потенциалах, мы воспользовались доступным и надежным окислителем, ранее нами апробированным, — перекисью водорода. Для системы  $H_2O - H_2O_2$  в кислой среде имеем:

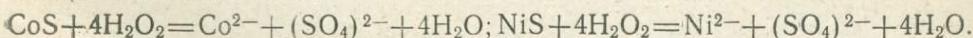


При столь высоком значении потенциала перекись водорода относится к числу наиболее сильных окислителей. Мы рассчитали возможность окисления сульфидов-полисульфидов в триаде: железо, кобальт, никель, а также серы разных степеней окисления (В. Латимер, 1954):



Свежеполученный синтетический линеит  $(Co, Ni)_3S_4$  находился в виде аморфной массы и окислялся перекисью водорода разных концентраций, чаще 6 и 30%-ной, которую добавляли небольшими порциями, с интервалами. Реакция шла энергично, процесс экзотермический. Температура смеси повышалась от 20 до 60°. При естественном окислении сульфидов также наблюдается экзотермический процесс.

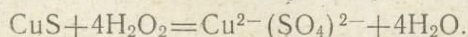
По мере образования смеси растворов  $CoSO_4$  и  $NiSO_4$  с небольшой примесью  $FeSO_4$  ее отфильтровывали от еще не окисленной части и  $(Co, Ni)_3S_4$  вновь окисляли. Повторное удаление растворов сульфатов ускоряет окисление. При отношении  $Co^{2+} : Ni^{2-}$ , близком 1, фильтрат получается красного цвета. После концентрирования он может быть использован для целей электролиза металлов или для отдельной изотермической кристаллизации  $CoSO_4 \cdot 7H_2O$  и  $NiSO_4 \cdot 7H_2O$ . В процессе окисления имеем:



Вместо сульфид-иона  $S^{2-}$  с радиусом 1,86 Å и энергетическим коэффициентом (по Ферсману) 1,15 образуется сульфат-ион  $(SO_4)^{2-}$  с ра-

диусом 2,95 Å и энергетическим коэффициентом 0,68. При этом уменьшаются энергия кристаллической решетки и поляризуемость ионов и существенно увеличивается растворимость образовавшегося сульфата (А. А. Сауков, 1950). Полученный из эритрин-аннаберита  $(Co, Ni)_3S_4$  после окисления содержал как примесь к руде алюмосиликаты и гидраты железа. В процессе окисления они не подвергаются воздействию окислителя и остаются в виде шлама.

Указанным приемом были окислены образцы ковеллина до сульфата меди с выкристаллизовыванием из раствора  $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ :



Это дает возможность подойти к окислению более сложных сульфидов.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

В данной работе, разумеется, не нашли отражения все вопросы, связанные с проблемой основного и ультраосновного магматизма ВКМ и его рудоносности. Отдельные вопросы этой проблемы были освещены ранее в ряде монографических работ. Вместе с тем новый материал, накопленный за последние годы и изложенный в настоящей книге, позволил заметно дополнить известные представления, а в ряде случаев выявить новые общие и частные закономерности, касающиеся:

1) систематики и номенклатуры основных и ультраосновных пород, основанных на учете их формационной принадлежности; выделения в докембрии региона ряда специфических вулканоплутонических ассоциаций; установления в составе мамонского никеленосного комплекса различных структурно-фациальных типов базит-гипербазитовых интрузивов, различающихся по степени дифференцированности, составу и рудоносности; возможности выделения по петрофизическим характеристикам разновозрастных интрузивных комплексов и отдельных интрузий;

2) использования геохимических и кристаллографических особенностей главных породообразующих и некоторых аксессуарных минералов и их ассоциаций для формационных, петрологических и металлогенических построений;

3) установления важной роли анализа геохимических ассоциаций петрогенных и рудных элементов для формационного расчленения базит-гипербазитовых интрузий и выявления региональных и локальных предпосылок для поисков черных и цветных металлов; детальной геолого-минералогической характеристики вновь выявленных хромитовых и эпигенетических медно-никелевых рудопроявлений.

Дальнейшие исследования в этой области должны быть направлены на изучение структурно-фациального положения и геохимической эволюции основного-ультраосновного магматизма, выявление геологических, петрологических и металлогенических особенностей каждой формации и отдельных ее членов, уточнение существующих и разработку новых поисково-оценочных критериев рудоносности с выделением перспективных интрузий.



- Абрамович И. И., Груза В. В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., 1972.
- Артемов В. Р. Серпентины и типы серпентинизации.— Автореф. докт. дисс., Л., 1970.
- Афанасьев Н. С., Павловский В. И. Физические свойства основных и ультраосновных пород кристаллического фундамента юго-восточной части Воронежской антеклизы.— «Труды третьего совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966, с. 337.
- Афанасьев Н. С., Павловский В. И. Физические свойства пород фундамента Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 421.
- Афанасьев Н. С., Египко О. И., Кривцов И. И., Павловский В. И. К вопросу о геологическом строении юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (по данным геофизических и геологических исследований).— «Материалы по геол. и полез. ископ. центр. районов Европ. части СССР». 1970, вып. 6, с. 17.
- Ашихмина Н. А., Магидович Т. С., Морковкина В. Ф. Акцессорные минералы в породах габбро-перидотитовой формации как критерий их металлогенической специализации (Полярный Урал).— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., 1965, с. 115.
- Базилевский А. Т. К вопросу о температуре внедрения ультраосновных интрузий.— «Геохимия», 1966, № 4, с. 22.
- Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.— В кн.: Хромиты СССР, т. I. М., 1937, с. 7.
- Бобриневич А. П., Бондаренко М. И., Гневушев М. А., Красов А. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. М., 1959.
- Бобриневич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. К минералогии ксенолитов гроссулар-пироксен-дистеневой породы (гроспидита) из кимберлитов Якутии.— «Геология и геофизика», 1960, № 3, с. 20.
- Бобриневич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы.— В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. I. М., 1962.
- Бобриневич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Г., Лебедев Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., 1964.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М., 1946.
- Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., 1970, с. 163—181.
- Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., 1966.
- Бочаров В. Л., Фролов С. М., Левин В. Н. К вопросу о древнейших гипербазитах КМА.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972, с. 25.
- Бочаров В. Л. Петрохимические критерии формационного расчленения и металлогенической специализации базит-гипербазитовых интрузивных комплексов района КМА.— Автореф. канд. дисс., Воронеж, 1973.
- Бриндли Г. В. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., 1965, с. 338.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., 1960.



Буковшин В. В. О явлениях перекристаллизации в сульфидных медно-никелевых рудах Нижнеамонского месторождения.— «Сб. трудов молодых ученых геол. фак-та». Воронеж, 1967, с. 13.

Буковшин В. В., Чернышов Н. М. О зависимости минерального состава сульфидных медно-никелевых руд Нижнеамонского месторождения от петрографических особенностей ультраосновных пород.— В кн.: Вопросы геологии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Воронеж, 1970, с. 152.

Бурков Ю. К. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных породах как индикаторы условий седиментогенеза.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., 1968, с. 22.

Бурков Ю. К. Изучение условий формирования осадочных толщ методами статистической обработки геохимических данных.— «Материалы годичной и юбилейной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ. Труды ВСЕГЕИ», нов. серия. Л., 1971, т. 158, с. 346.

Бутакова Е. Л., Егоров А. С. Маймечка-Кутыйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций.— В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. I. М., 1962.

Быков М. М. Реакции кобальт-никелевых минералов с сульфидби-полисульфид-ионами.— ЖПХ, 1970, XVIII, № 10, с. 2343.

Велинский В. В., Пинус Г. В. Оливины с совершенной спайностью в габбазитах Чукотки.— «ДАН СССР», сер. геол., 1969, т. 185, № 4, с. 890.

Велинский В. В., Агафонов Л. В. О находках кальцийсодержащих оливинов в габбазитах хребта Пекульной на Чукотке.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., 1972, с. 188.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555

Вистелиус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии.— «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1956, ч. 85, вып. I, с. 58.

Войткевич Г. В., Лихачев В. А., Лебедько Г. И., Ефанова В. А. Петрохимические особенности дифференциации интрузий основного-ультраосновного состава на юго-восточном склоне Воронежского кристаллического массива.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 8, с. 25.

Волохов И. В. Опыт количественно-минералогической классификации базитов и габбазитов известково-щелочных габброидных ассоциаций.— «ДАН СССР», сер. геол., 1969, т. 184, № 3, с. 688.

Воробьева О. А., Самойлов Н. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Урала.— «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, т. 65, с. 28.

Воробьева О. А., Ефремова С. В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород (рекомендации Международного геологического конгресса, Монреаль, Канада, 1972).— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1973, № 8, с. 13—22.

Гавришин А. И., Юшков Ю. Н. О математической интерпретации результатов геохимических поисков.— «Геология и геофизика», 1962, № 6.

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.

Гераничева Г. К., Марин Ю. Б. Причины морфологической изменчивости циркона.— «Зап. ЛГИ», 1968, т. 54, вып. 2.

Гераничева Г. К. Кристалломорфология и типоморфизы циркона.— Автореф. канд. дисс., Л., 1970.

Гневушев М. А., Николаева Э. С. О включениях пироба и оливина в якутских алмазах.— «Минерал. сб. Львовского геол. о-ва», 1958, т. 12, с. 3.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., 1959.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 7.

Головкин Н. И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА.— «Труды третьего совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966, с. 37.

Гольдин С. В., Кутюлин В. А. К петрохимии траппов катангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы.— «Сов. геол.», 1964, № 12, с. 133.

Гоньшакова В. И., Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Некоторые черты сходства и эволюции химизма протерозойских габброидов и девонских базальтов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., 1973, с. 208.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., 1968.

Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышов Н. М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива.— «Сов. геология», 1969, № 10, с. 8.



- Горбунов Г. И., Чернышов Н. М., Буковшин В. В. Новая никеленосная провинция в районе Воронежского кристаллического массива.—«Сов. геология», 1970, № 4, с. 90.
- Грин Д., Рингвуд А. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132—227.
- Груза В. В. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов девонских кислых эффузивов Алтае-Саянской складчатой области и опыт их генетической интерпретации.—«Сов. геология», 1964, № 12, с. 27.
- Дамнинова А. М. О классификации интрузивных горных пород.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, XVII (6), с. 86.
- Дембо Т. М. Опыт геометрической систематизации направленных текстур и структур горных пород.—«Бюлл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол.», 1954, т. 29, вып. 4, с. 79.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1. М., 1965, с. 16—49.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., 1966, с. 156—191.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Парагенетические типы пироксенов и зависимость их состава от условий образования вмещающих пород.—«Сов. геология», 1964, № 12, с. 39.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Куталин В. А. Породообразующие пироксены. М., 1971.
- Дортман Н. Б., Васильева В. И. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., 1964.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., 1957.
- Египко О. И. К вопросу о возрасте, генезисе и металлоносности докембрийских гранитоидов в юго-восточной части Воронежской антеклизы.—«Труды третьего совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966, с. 50.
- Египко О. И., Голивкин Н. И., Полищук В. И., Бердников М. Д. Геология, петрология, формационное расчленение гранитоидов раннего докембрия Воронежского массива.—«Тезисы второго петрографического совещ. по Европейской части СССР». Воронеж, 1972, с. 27.
- Елисеев Н. А. Мончегорский плутон. М., 1953.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953.
- Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К., Лялин П. В., Масленников В. А. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М., 1956.
- Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н., Масленников В. А., Уткин К. Н. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.—Л., 1961.
- Ефимов А. А., Иванова А. П. Поведение никеля, хрома и кобальта в процессе формирования Кытлымского платиноносного массива.—«Геохимия», 1963, № 11, с. 1034.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. И. Кытлымский платиноносный массив. М., 1967.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале.—Избранные труды, т. 1. М., 1956, с. 483—665.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1961.
- Зайцев Ю. С. Магматизм докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.—«Тезисы докл. на геолого-петрографич. совещ. по магматизму Балтийского щита». Апатиты, 1968, с. 168.
- Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., 1973, вып. 1-2.
- Ильвицкий Н. И., Колбанцев Р. В. Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов.—«ДАН СССР», сер. геол., 1968, т. 179, № 6 с. 1428.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., 1965.
- Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965.
- Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., 1971.
- Кашин С. А., Федоров В. Л. Хромитовые месторождения Хабаровского ультраосновного массива.— В кн.: Хромиты СССР, т. 2. М., 1942, с. 199.
- Кашкай М. А. О сферических образованиях в породах, минералах и рудах.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., 1963, с. 129.
- Кавардин Г. И. О некоторых особенностях химизма породообразующих минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Л., 1959.
- Кележинская В. В. Разделение базальтов и андезитов кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции посредством дискриминантной функции.—«ДАН СССР», сер. геол., 1970, т. 193, № 5, с. 1147.
- Ковалев Г. А. Рентгеновские исследования серпентинитов.— В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., 1967, с. 341.



Ковальский В. В., Никишев К. Н., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., 1969.

Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С. Основные и ультраосновные комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. М., 1967.

Козлов Е. К. Естественные ряды горных пород никеленосных интрузий Кольского полуострова.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 173.

Козлов Е. К. Естественные ряды горных пород дифференцированных никеленосных интрузий Центральной части Кольского полуострова и их металлогения.— Автореф. докт. дисс., Л., 1972.

Костюк В. П., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка — актинолит в метаморфических породах.— «ДАН СССР», сер. геол., 1965, т. 164, № 4, с. 898.

Кравцова Л. И., Кавардин Г. И., Старицына Г. И. К вопросу о классификации и номенклатуре интрузивных траппов Сибирской платформы.— «Уч. зап. НИИГА», регион. геол., 1963, вып. 1, с. 44.

Кравцова Л. И. Номенклатура и классификация интрузивных траппов Сибирской платформы.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., 1970, с. 25.

Кравченко Н. В. О частоте встречаемости и парагенетических ассоциациях акцессорных минералов в ультраосновных породах Нижнеамурского месторождения.— «Труды молодых ученых геол. ф-та». Воронеж, 1967, с. 21.

Кравченко Н. В., Чернышов Н. М. К методике обработки проб ультраосновных пород для минералогических исследований. «Геол. сб., Труды ВГУ». Воронеж, 1968, т. 66, с. 212.

Кравченко Е. В. Роль акцессорных минералов при выделении и корреляции магматических комплексов.— В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., 1969, с. 297.

Крестин Е. М., Быкова Т. А. Основные и ультраосновные интрузивные комплексы северо-западной части Воронежского кристаллического массива.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1971, № 6, с. 41.

Крестин Е. М. Геохимическая специализация основных и ультраосновных интрузивных комплексов северо-западной части Курско-Воронежского кристаллического массива.— «Геохимия», 1973, № 2, с. 298.

Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1956.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.

Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., 1969.

Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972.

Латимер В. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., 1954.

Лурье М. Л. О терминологии сибирских траппов.— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. Л., 1955, с. 207.

Лихачев А. П. Микроструктурный анализ горных пород по керну буровых скважин.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», вторая серия, 1969, ч. 98, вып. 1, с. 101.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., 1967.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы как поисковый признак.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., 1968, с. 267.

Мазур З. Р., Змиян И. А. О новой текстурной разновидности хромита.— «Геология рудных месторождений», 1964, № 1, с. 102.

Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала.— «Труды ин-та геологии Уральского филиала АН СССР», 1966, вып. 79.

Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических пород. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 8, с. 3.

Масайтис В. Л. Петрология Аламджакской трапповой интрузии (бассейн реки Вилюй).— «Труды ВСЕГЕИ», нов. серия, 1958, т. 22, с. 333.

Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна реки Вилюй.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Сибирская платформа и ее северное обрамление, т. 2. М., 1962, с. 208.

Матковский О. И. Минералогия и петрография Чивчинских гор. Львов, 1971.

Меняйлов А. А., Иванова В. Г. Некоторые минералы в кимберлитах и вмещающих породах трубок Якутии, вып. 1. Новосибирск, 1958.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.



- Молотков С. П. К вопросу магматизма и размещения базитов и гипербазитов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива в связи с их никеленосностью.— «Труды молодых ученых геол. ф-та», Воронеж, 1967, с. 1.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., 1967.
- Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П. Хром-ванадиевые отношения как поисковый признак рудоносных дифференцированных траппов Норильского типа.— «ДАН СССР», сер. геол. 1964, т. 154, № 6, с. 1361.
- Папкратов А. А., Смирнов Г. И. Об оливине из кимберлитовых трубок Якутии.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», 1960, вып. 1, с. 82.
- Пянус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., 1966.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1966.
- Полищук В. Д., Полищук В. И. Основные и ультраосновные интрузивные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых.— «Труды третьего совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы», Воронеж, 1966, с. 42.
- Полищук В. Д., Голивкин Н. И. и др. Геология, гидрогеология и железные руды КМА, т. 1, кн. 1, «Докембрий». М., 1970.
- Полферов Д. В., Суслова С. И. Метаморфизм сингенетических медно-никелевых сульфидных руд юго-востока Воронежской антеклизы.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 1, с. 57.
- Пономарев М. Н., Павлов Н. В., Чупрыкина И. И. Определение состава некоторых минеральных видов хромшпинелидов по показателям отражения.— «Геология рудных месторождений», 1964, № 3, с. 103.
- Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Ориентировка оливина в гипербазитах массивов Борусского (Зап. Саяны) и Пай-Ер (Полярный Урал).— «Геология и геофизика», 1965, № 5, с. 136.
- Рингвуд А. Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 7—26.
- Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (на примере северо-востока СССР).— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., 1965, с. 7.
- Сауков А. А. Геохимия. М., 1950, с. 297.
- Слюсарев В. Д. Основные и ультраосновные комплексы кряжа «Ветренный пояс».— Автореф. канд. дисс., Свердловск, 1969.
- Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М., 1965.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— «Минерал. сб. Львовского геол. о-ва», 1950, № 4, с. 3.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— «ДАН СССР», сер. геол., 1964, т. 1.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., 1964.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.— «Труды ин-та геол. наук, сер. рудн. месторожд.», 1948, вып. 97, № 12, с. 71—80.
- Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Группы и типы месторождений формаций медно-никелевых руд (на примере Сибирской платформы).— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 90.
- Танатар-Бараш З. И. Парагенетический анализ минералов геосинклинальных ультрабазитов Приднепровья.— В кн.: Геология и рудоносность юга Украины. Днепропетровск, 1969, вып. 2, с. 33.
- Танатар-Бараш З. И., Дудник Н. Ф., Смоголюк А. Г. Основные породы нижней метабазитовой свиты Сурского района.— В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 4. Днепропетровск, 1971, с. 92.
- Туровский С. Д. Значения акцессорных минералов для решения некоторых теоретических и практических вопросов геологии.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., 1968, с. 296.
- Треггер В. Е. Оптические определения породообразующих минералов. М., 1968.
- Устиев Е. К. Проблема отношений между вулканизмом и плутонизмом на разных стадиях тектоно-магматического цикла.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М., 1969, с. 27.
- Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1970, № 4, с. 47.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970.



Фомин А. Б., Каневский А. Я., Козаченко А. И. Оливин в ультраосновных породах Среднего Побужья.— «Геологический журнал», 1971, т. 31, вып. 4, с. 82.

Фомин А. Б., Козак С. А. Распределение хрома, кобальта и никеля в ультраосновных породах Среднего Побужья.— «Геохимия», 1971, № 12, с. 1433.

Фролов С. М. Серпентиновые минералы гипербазитов Воронежского кристаллического массива.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1969, ч. 98, вып. 6, с. 689.

Фролов С. М. Гипербазиты южно-воронежских сульфидных медно-никелевых месторождений и их метаморфические изменения.— Автореф. канд. дисс., Воронеж, 1970.

Хамрабаев И. Х., Азимов П. Т. Аксессуары как критерий металлоносности магматических комплексов.— В кн.: Аксессуары минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., 1969, с. 127.

Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., 1967.

Хмара А. Я., Гаев И. А. Новый формационный тип ультрабазитов на Украинском кристаллическом щите. «ДАН СССР», сер. геол., 1970, т. 190, № 5, с. 1200.

Чернышов Н. М., Буковшин В. В. Вещественный состав и некоторые структурно-текстурные особенности сульфидного медно-никелевого оруднения юго-восточной части Воронежской антеклизы.— «Тезисы докл. науч. конф.», Воронеж, 1966, с. 27.

Чернышов Н. М., Кравченко Н. В., Лукина О. Б. Некоторые особенности аксессуарной минерализации в ультраосновных породах Воронежского кристаллического массива.— «Тезисы докл. науч. конф.», Воронеж, 1966, с. 25.

Чернышов Н. М., Молотков С. П. Некоторые особенности сульфидных медно-никелевых рудопоявлений юго-восточной части Воронежской антеклизы.— «Труды третьего совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966, с. 67.

Чернышов Н. М., Молотков С. П., Фролов С. М. Некоторые минералогическо-петрографические особенности ультраосновных пород юго-восточной части Воронежской антеклизы.— «Труды третьего совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966, с. 77.

Чернышов Н. М. Основные итоги изучения основных и ультраосновных пород и медно-никелевых руд юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (1963—1966).— «Материалы юбилейной науч. конф., посвященной 50-летию Советской власти». Воронеж, 1967, с. 3.

Чернышов Н. М., Фролов С. М. К вопросу о влиянии метаморфизма на поведение сульфидной минерализации в ультрабазитах мамонского комплекса.— «Геологический сборник. Труды ВГУ». Воронеж, 1968, т. 66, с. 173.

Чернышов Н. М. Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минералогия.— «Материалы IV Всесоюз. петрогр. совещ.», Баку, 1969, с. 219.

Чернышов Н. М. Петрохимические особенности пород никеленосного габбро-перидотитового комплекса юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Вопросы геологии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Воронеж, 1970, с. 88.

Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Петрохимические критерии никеленосности базит-гипербазитовых интрузий Воронежского кристаллического массива.— «Сов. геология», 1970, № 12, с. 55.

Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1971.

Чернышов Н. М., Кравченко Н. В. Некоторые особенности циркона из основных и ультраосновных пород никеленосных интрузий юго-восточной части ВКМ.— В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, с. 90.

Чернышов Н. М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива.— «Изв. АН СССР», сер. геол. 1972, № 4, с. 35.

Чернышов Н. М. К вопросу о структурно-фациальных типах базит-гипербазитовых интрузий мамонского комплекса Воронежского кристаллического массива в связи с прогнозной оценкой их никеленосности.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972, с. 13.

Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и основных интрузивных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972.

Чернышов Н. М., Чесноков В. С. Некоторые особенности состава и минералогии базит-гипербазитовых интрузивов Центральной части КМА.— «Геологический сборник. Труды ВГУ». Воронеж, 1972, т. 86, с. 3.

Чернышова В. И., Рудник Г. Б. О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. «ДАН СССР», сер. геол., 1970, т. 194, № 2, с. 426.

Чесноков В. С., Багдасарова В. В. О некоторых особенностях изменения состава плагноклаза в расслоенных интрузиях (на примере Смородинского интрузива



КМА).— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972, с. 30.

Шафрановский И. И. Цирконы Вишневых гор.— «Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва», 1933, ч. 62, вып. 1.

Шторм Р. Теория вероятностей. Математическая статистика. Статистический контроль качества. М., 1970, с. 83—257.

Яковлев Ю. Н. Сравнительная минералогическая характеристика сингенетического и эпигенетического типов медно-никелевого оруденения в Аллареченском районе Кольского полуострова. Л., 1970, с. 63.

Brinly G. W., Gillery F. H. X-ray identification of chlorite species. *Am. Mineral*, № 41, 1956, 169.

Golding H. G. and Johnson K. R. Variation in Gross Chemical Composition and Related Physical Properties of Padiform Chromite in the Coolac District, NSW., Australia. *Econ. Geol.*, 1971, vol. 66, № 7.

Hey M. H. A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, 30, 1954, 247.

Johnston W. D. Nodular orbicular, and banded chromite in Northern California. *Econ. Geol.*, 1936, vol. 31, № 4.

Leech J. G. St. Austell Detritals. *Proc. Geol. Assoc. Lond.*, 1929, 40.

Ricker R. W., Osborn E. F. Additional phase equilibrium data for the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>. *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1950, 33, 160.

Sahama T. G., Hytonen K. Calcium bearing magnesium iron olivines. *Amer. Mineralogist*, 1958, 43, N 9, 10.

Shirozu H. X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan. *Min. Journ. Japan*, 2, 1958, 209.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<b>I. Петрология</b>	
Номенклатура основных и ультраосновных пород никеленосного комплекса ВКМ (Н. М. Чернышов, С. М. Фролов)	7
К вопросу о классификации основных пород (на примере смородинского комплекса дифференцированных интрузий КМА) (В. С. Чесноков)	10
О горблендитах базит-гипербазитовых интрузий мамонского комплекса юго-востока ВКМ (С. М. Фролов)	16
К петрологии офиолитовой ассоциации раннего докембрия КМА (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров)	21
Вулкано-плутоническая ассоциация основных пород позднего докембрия КМА (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, В. С. Чесноков)	26
Ритмичная расслоенность и количественные соотношения разновидностей гипербазитов в глубинно-дифференцированных интрузивах мамонского комплекса ВКМ (С. М. Фролов)	31
Новый тип дифференцированных интрузий основного-ультраосновного состава на юго-востоке ВКМ (В. В. Багдасарова)	36
Об антигоритизации в гипербазитах юго-востока ВКМ (С. М. Фролов)	41
О возможности разделения основных пород КМА посредством дискриминантной функции (В. Л. Бочаров)	46
О возможности выделения интрузий различного состава в пределах ВКМ геофизическими методами (И. А. Жаворонкин, Р. С. Красиовицкая, И. И. Кривцов, В. И. Павловский, Г. И. Филаретов)	49
Разделение базит-гипербазитовых интрузий юго-востока ВКМ на основе их петрофизической характеристики и данных геофизических методов разведки (Н. С. Афанасьев, И. А. Жаворонкин, И. И. Кривцов, Г. И. Филаретов)	58
<b>II. Минералогия</b>	
Особенности состава оливина различных гипербазитсодержащих формаций (Г. Г. Дмитренко)	69
Результаты микроструктурного анализа горных пород Нижнемамонской интрузии (А. П. Лихачев, Е. С. Баташев)	74
Хлориты в основных и ультраосновных породах ВКМ (С. М. Фролов, В. В. Буковшин)	81
К вопросу об ассоциациях акцессорных минералов базит-гипербазитовых комплексов ВКМ (Н. В. Кравченко)	87
Некоторые кристалломорфологические особенности и свойства циркона из габброндов различных формационных типов ВКМ (Н. М. Чернышов, Г. Г. Дмитренко)	91
<b>III. Геохимия и рудоносность</b>	
Геохимические ассоциации элементов в ультраосновных породах никеленосных массивов ВКМ (Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, Ю. К. Бурков, В. Н. Левин)	98



Сравнительная геохимическая характеристика рудоносных и безрудных интрузий гипербазитов юго-востока ВКМ (В. И. Костюков, А. И. Петров)	103
К геохимии хрома в ультраосновных и основных породах КМА (В. Н. Левицкая)	109
Эпигенетическое сульфидное медно-никелевое оруденение одного из рудопроявлений юго-востока ВКМ (Т. Ф. Филаретова)	112
Хромитовые руды в никеленосных гипербазитах мамонского комплекса юго-востока ВКМ (С. П. Молотков, В. В. Буковщин, С. М. Фролов)	118
Окисление сульфидов цветных металлов (М. М. Быков, Л. М. Курдина)	124
Заключение	126
Литература	127



ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ  
ОСНОВНОГО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА  
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Редактор издательства Г. Н. Рахманина  
Обложка художника А. Е. Смирнова  
Технический редактор Ю. А. Фосс  
Корректоры Л. В. Анисимова, М. Ф. Васильева

---

ЛЕ 00931. Сдано в набор 18.1.1974 г. Подп. в печ. 22.X.1974 г. Форм. бум.  
70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 8,5 (11,5). Уч.-изд. л. 10,6. Тираж 1000. Заказ 1184. Цена 85 коп.

---

Издательство Воронежского университета  
Воронеж, ул. Пушкинская, 3.  
Типография издательства ВГУ



Цена 85 коп.

1117