



*Российская Академия Наук*

Институт геологии — обособленное структурное подразделение  
Федерального государственного бюджетного научного учреждения  
Уфимского федерального исследовательского центра

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого  
Уральского отделения РАН

**Д.Н. САЛИХОВ, В.В. ХОЛОДНОВ,  
В.Н. ПУЧКОВ, И.Р. РАХИМОВ**

**МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА  
ЮЖНОГО УРАЛА  
В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ:  
МАГМАТИЗМ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ,  
МЕТАЛЛОГЕНИЯ, ГЕОДИНАМИКА**

Москва  
2019

УДК 551.2.03:552.31

ББК 26.31

М12

Ответственный редактор: член-корр. РАН В.Н.Пучков

Рецензент:

к.г.-м. наук А.М. Косарев

**Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика** / Д.Н. Салихов, В.В. Холоднов, В.Н. Пучков, И.Р. Рахимов – М.: Наука, 2019. – 392 стр., 127 илл.

ISBN 978-5-907036-15-4

Монография посвящена проблемам систематизации и типизации магматизма, проявленного в позднем палеозое при геодинамической эволюции Южного Урала, в процессе последовательного причленения Магнитогорской зоны к окраине Восточно-Европейской платформы. Выделены закономерно меняющиеся во времени (по типам источников и мигрированию) формационные ряды магматизма Магнитогорской зоны: от надсубдукционных к аккреционно-коллизийным и окраинно-континентальным, с выделением в составе последних субсинхронных и последовательно формирующихся рифтогенно-плюмовых и корово-анатектических магматических ассоциаций. Рассмотрены особенности флюидного режима типовых магматических комплексов Магнитогорской зоны и обоснован их рудогенерирующий потенциал.

Книга основана на обширном фактическом материале, собранном в результате многолетних геологических и петрологических исследований. Она предназначена для специалистов в области геологии, петрологии, геохимии и для студентов геологических вузов.

ISBN 978-5-907036-15-4

© Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.

# ВВЕДЕНИЕ

Объект исследований — Магнитогорская зона, или Магнитогорский синклинорий Южного Урала — представляет собой в определенной мере уникальное образование, заслуживающее тех усилий, которые были потрачены на его геологическое изучение в предыдущие годы, и надо надеяться, будут затрачены и в дальнейшем. Магнитогорская зона представляет собой реликт одной из наиболее сохранившихся при коллизионных процессах палеозойских островных дуг Урала. К позднему палеозою дуга вполне сформировалась и произошла ее коллизия с пассивной окраиной суперконтинента Лавруссия (с его частью, соответствующей Восточно-Европейскому континенту). Процесс подобного рода отмечается довольно редко, а в Урало-Монгольском поясе — уникален. В качестве современных примеров можно отметить дугу Лусон — напротив пассивного края Евразии (Тайвань) и Зондскую дугу — напротив северной окраины Австралии. Из относительно более древних процессов можно упомянуть неогеновую дугу в западной части Средиземноморья, столкнувшуюся с Африкой и Апулийским континентальным блоком (процесс, приведший к образованию Атласа и Италии), а из палеозойских — столкновение ордовикской Таконской дуги с пассивной окраиной Лавразии на ранних стадиях формирования Аппалачей.

Коллизионные процессы происходили в Магнитогорской дуге в течение позднего девона, сопровождались входом в зону субдукции утоненного края Восточно-Европейского континента и привели в каменноугольную эпоху к расширению этого континента за счет причленившейся дуги. Окраина континента переместилась на восток, а в дальнейшем, после начала коллизионных процессов с более восточными террейнами в конце карбона, маркировалась Уйско-Новооренбургской сутурной зоной. Заклинивание позднедевонской зоны субдукции, ее перескок на восток, за пределы Магнитогорской зоны, отрыв слэба и его свободное погружение в мантию — все это привело к исчезновению субдукционной преграды между литосферой и астеносферными мантийными уровнями. Это в свою очередь способствовало более свободному поднятию плюмовых или плюмоподобных течений и началу их взаимодействия с литосферой, с возникновением очагов плавления на разных по глубине и деплетированности уровнях мантии. При этом мантийные источники почти никогда не проявлялись на поверхности в чистом виде: их продукты в большей или меньшей степени были «загрязнены» коровой контаминацией. Изучение продуктов этого взаимодействия имеет большой теоретический и практический интерес и позволяет диагностировать такие плюмы, несмотря на присутствие внеплюмовых признаков.

Особое место в истории Магнитогорской зоны занимают коровые анатектические батолиты фамена и карбона как отражение очень длительного по времени (365–300 млн. лет) процесса корового анатексиса в низах коры,

начавшегося на стадии коллизии островной дуги и континента, а позже связанного с плюмовым магматизмом по типу SLIPs (silicic large igneous provinces) [Ernst, 2014]. Длительность и прерывистость формирования коровых батолитов отражает закономерные этапы постостроводужного формирования новообразованной континентальной коры Магнитогорской зоны и всего Уральского орогена. При этом коровый орогенный магматизм на данном этапе (в позднем девоне и карбоне) был ведущим типом гранитоидного магмаобразования в более восточных районах Урала, но в Магнитогорской зоне над ним преобладал очень интенсивный деструктивный мантийный плюм-зависимый рифтогенный магматизм, несущий в себе изотопные метки сильно деплетированного мантийного субстрата в источниках.

Что же касается магматизма более позднего (собственно пермского) коллизионного этапа, связанного с процессами дальнейшего анатексиса в утолщенной процессами тектонического скучивания новообразованной коре, то в Магнитогорской зоне он практически не проявился. Он возник в виде анатектических пермских гранитных батолитов Главной гранитной оси Урала в Восточно-Уральской зоне и «зацепил» лишь краем зону восточного гранитного меланжа Магнитогорской зоны в виде Кацбахского массива.

В целом своеобразие геологической истории Магнитогорской зоны и особенности образовавшихся здесь магматических комплексов различной геодинамической принадлежности, состава и генезиса делают эту зону чрезвычайно интересным объектом для изучения и приводят к ряду фундаментальных выводов, сделать которые можно лишь на современном уровне теории и аналитического сопровождения. Кроме чисто теоретических выводов о геодинамических условиях возникновения магматических комплексов разного состава и генезиса, Магнитогорская зона привлекает широкими возможностями изучения взаимодействия мантийных и коровых источников, особенностей флюидного режима и результирующих рудо-генетических процессов.

**Краткая характеристика структуры монографии.** Данная работа состоит из пяти основных описательных частей. В первой обсуждается магматизм фран-раннетурнейской эпохи, которая отвечает завершающей стадии развития Магнитогорской островной дуги, преимущественно в период коллизии ее с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента. Во второй и третьей частях работы охарактеризованы продукты магматизма описываемой территории в раннем карбоне (начиная с позднего турне), когда она теряет признаки островной дуги и представляет собой аккретировавшую (новообразованную окраинно-континентальную) часть континента. Характер магматизма меняется, приобретаются черты рифтогенно-плюмового и корового типа. Западная, центральная и восточная части Магнитогорской зоны в этот период существенно различаются, и поэтому целесообразно выделять Западно-Магнитогорскую, Центральную-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую подзоны (ЗМП, ЦМП и ВМП).

Во второй части работы охарактеризованы продукты магматизма ЗМП. Они представлены здесь конформными дифференцированными базит-ультрабазитовыми интрузиями и сопутствующими дайками. Интрузии пикритов (ширсгеймитов) сопровождались оливиновыми габброидами. В завершающую фазу их развития формировались флюидонасыщенные пегматоидные габбро. Все они объединены в единый худолазовский комплекс. Последующая дайковая (улугуртауская) ассоциация долеритов и лампрофиров завершает проявление магматизма в границах ЗМП в среднем карбоне.

В третьей части работы рассматриваются особенности дифференцированного вулcano-интрузивного магматизма ЦМП, ограниченного Магнитогорско-Богдановским грабеном. Здесь магматизм связан с интенсивной рифтовой деструкцией новообразованной литосферы под действием внутриплитного плюм-зависимого расплава.

В четвертой части работы показаны продукты наиболее позднего (средне-позднекаменноугольного) внутриплитного магматизма ВМП, представленного лампроитами, габбро-долеритами и калиевыми гранит-порфирами, также, по-видимому, связанными с плюмом, наложенным на развивающуюся коллизионную структуру Уральского орогена. Этой геодинамической обстановке наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа свойственны и значительные объемы мантийно-коровых и коровых гранитоидов, формирование которых происходило при многократном проявлении синколлизионного корового анатексиса.

Пятая часть работы посвящена заключительной фазе магматизма Магнитогорской зоны в ранней перми, проявленного в границах Уйско-Новооренбургской меланжированной шовной зоны, сформированной вдоль сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской зон, и частично восточного обрамления ВМП.

В шестой итоговой части работы обсуждаются общие закономерности проявления магматизма, оруденения и геодинамики Магнитогорской зоны Южного Урала в позднем палеозое.

Текст работы сопровождается таблицами химического состава пород и минералов, схемами по геологическому и тектоническому строению региона и отдельных его частей и магматических комплексов, различными рисунками петрогеохимического и петрологического содержания. Основные объекты проведенных исследований показаны на схематической геологической карте (рис. I.1, табл. I.1).

Все приведенные в работе разделы ориентированы на отражение генетической информации и геодинамической позиции изученных объектов. Большое внимание уделено химическим составам минеральных фаз, как твердых, так и флюидных, опубликованные сведения по которым довольно ограничены. Кроме авторских анализов минералов, в работе использованы материалы Г.Б. Ферштатера, Т.Н. Сурина, Е.Е. Порошина и ряда других исследователей, а типовые их анализы повторно приведены в данной работе.

Работа выполнена в Институте геологии УФИЦ РАН г. Уфы и в Институте геологии и геохимии УрО РАН г.Екатеринбурга.

*В первом случае работа осуществлялась в рамках бюджетных тем ИГ УФИЦ РАН (№ 0252-2014-0002, № 0252-2017-001 и 2 № 0246-2019-0080). Работа также получила частичное финансирование в рамках Проекта РАН 19.1 (№ 0246-2018-2061).*

*В Институте геологии и геохимии УрО РАН г.Екатеринбурга данная работа проводилась в рамках Госбюджетной темы № 0393-2016 -0020, № гос. рег. АААА-А18-118052590029-6 и АААА-А18-118052590032-6.*

Авторы благодарят В.М. Мосейчука и Т.Н. Сурина, с разрешения которых были использованы полученные ими фактические материалы, со ссылкой на авторство в тексте, а также признательны сотрудникам ИГ УФИЦ РАН Е.Г. Смирновой и П.В. Казакову, выполнивших компьютерное обеспечение монографии при оформлении ее к печати. Особую благодарность авторы выражают сотрудникам Института геологии и геохимии УрО РАН Е.С. Шагалову и Г.А. Калистову за содействие в проведении некоторой части исследований и их последующее оформление к печати.

# **I.**

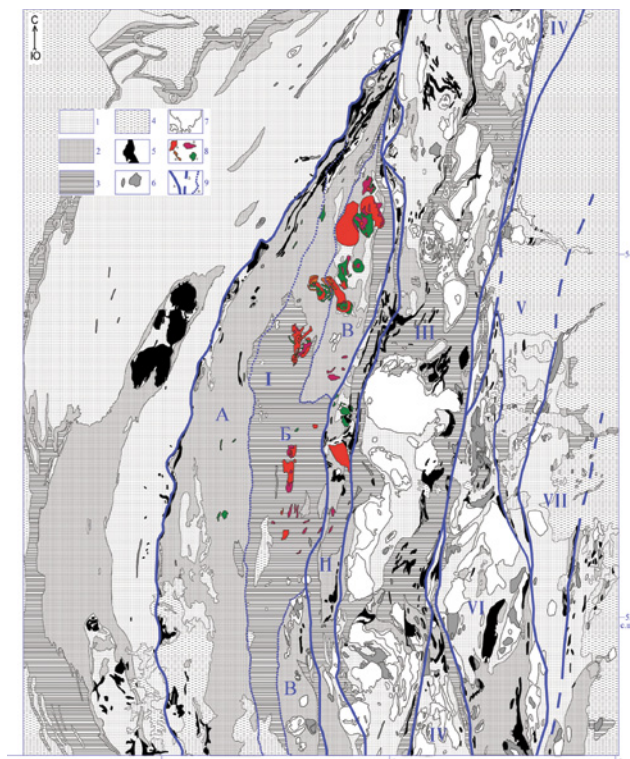
## **Магматизм эпохи ранней коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной континентальной окраины**

В верхнем девоне на территории Южного Урала произошли события, спровоцировавшие изменения геодинамической обстановки региона. Столкновение Магнитогорской островной дуги (МОД) и пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) происходило в пограничной зоне этих двух названных блоков. Процесс коллизии имел последствия, выразившиеся в широком и длительном проявлении внутриплитных базальтов, субщелочных ассоциаций пород и анатектических гранитоидов (рис. I.1; табл. I.1).

Коллизия отражается в формировании мощного грауваккового флиша, начавшегося в конце франа. Накопление флиша (зилаирская свита) продолжалось затем в течение всего фамена, и возможно, в начале турне (табл. I.1).

Нагровые островодужные известково-щелочные базальты, андезибазальты и андезиты позднего франа и начала фамена, объединенные в бугодакскую свиту, являются типовыми для западной части МОД. Во внутренней части дуги они сменяются сходными по составу базальтами и андезитами аблязовской свиты, датированной также поздним франом и началом фамена [Артюшкова, 2014; Корреляция..., 1997]. В восточной части ареала аблязовской свиты появляются трахибазальты и трахиандезиты. Основной же объем вулканогенных пород представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами и их пирокластикой, что является типовым для бугодакской свиты. С аблязовскими вулканистами тесно связаны интрузивные образования габбро и диоритов. Наиболее крупным и типичным среди них является Погорельский массив.

В восточном обрамлении ВМП и в Уйско-Новооренбургской шовной зоне вулканогенные разрезы позднего девона представлены шелудивогорской свитой субщелочных вулканитов [Маслов, Артюшкова, 2010; Государственная..., 2001; Корреляция..., 1997], которые отвечают трахибазальт-шошонитовой формации тыловой зоны островных дуг [Мосейчук и др., 2000ф]. Над аблязовской свитой залегают отложения новоивановской толщи, которая в ранних работах [Штейнберг и др., 1990ф] описывалась вместе с аблязовскими вулканистами в составе колтубанской или порфиритовой толщи франского яруса. Позднее новоивановская толща стала датироваться фаменским веком. Было установлено, что границы новоивановской толщи скользкие, а полный объем ее отвечает фамену: от верхов губинского по чепчуговский века включительно [Мосейчук и др., 2000ф]. Нижняя граница ее иногда может опускаться во франский век [Мосейчук и др., 1990ф], а верхняя — подниматься к раннему карбону. В составе новоивановской толщи развиты вулканисты трахибазальтового и трахиандезитового состава, включая шошониты и абса-



**Рис. 1.1.** Структурно-геологическая схема Южного Урала, составлена по [Геологическая..., 1979].

*Условные обозначения:* 1 — додевонские вулканогенно-осадочные образования, 2 — вулканогенно-осадочные комплексы девона, 3 — вулканогенно-осадочные комплексы карбона, 4 — осадочные комплексы пермского возраста, 5 — гипербазиты, 6 — габброиды, 7 — гранитоиды, 8 — габбро-гранитные интрузии, описанные в данной работе, 9 — тектонические границы (а — разделяющие зоны, б — предполагаемые, разделяющие зоны, в — разделяющие подзоны). Римскими цифрами обозначены: I — Магнитогорская зона, II — Уйско-Новооренбургская сутурная зона, III — Восточно-Уральская зона, IV — Копейская сутурная зона, V — Троицкая зона, VI — Джетыгаринская зона, VII — Валерьяновская зона. Подзоны: А — Западно-Магнитогорская (ЗМП), Б — Центрально-Магнитогорская (ЦМП), В — Восточно-Магнитогорская (ВМП).

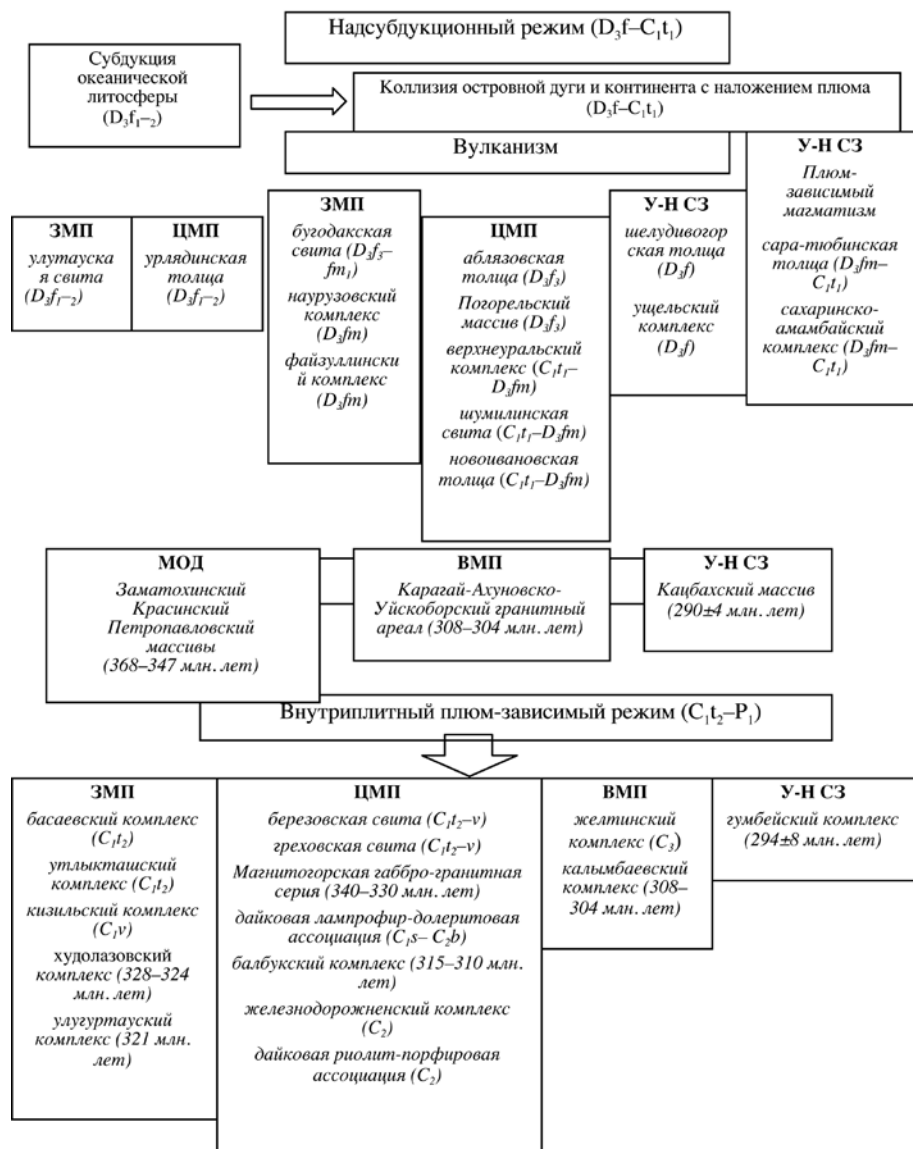
роkitы, которые, как и образования шелудивогорской свиты, отвечают трахибазальт-шошонитовой формации тыловой островной дуги, проявившейся в глубокофокусном надсубдукционном геодинамическом режиме. Щелочность вулканитов увеличивается в восточном направлении и вверх по разрезу.

Шумилинская свита сменяет новоивановскую толщу вверх по разрезу. Она отвечает более верхней части фамена и сложена преимущественно туфами и туффитами. В более нижней ее части преобладают трахиандезиты, андезиты, трахиты, трахидациты, изредка риодациты и трахириодациты. Вместе с вулканитами нижележащей новоивановской толщи образования шумилинской свиты относятся к трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовой формации шошонит-латитовой серии тыловых зон Магнитогорской дуги. Они датируются фаменом–ранним турне [Мосейчук и др., 2008ф; Пазухин,



Таблица I.1

Принципиальная схема эволюции геодинамики и магматизма Магнитогорской зоны в позднем палеозое (пояснения в тексте)



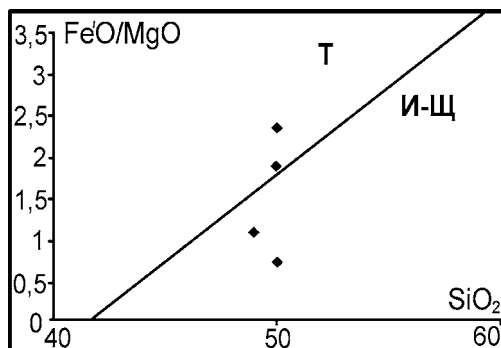
Артюшкова, 1989ф]. Вулканогенные образования трахибазальт-шошонит-латитовой серии сопровождаются интрузивными образованиями верхнеуральского комплекса, сложенного габбро-монцонитами и кварцевыми сиенитами, датированных изотопными методами как верхний фамен: 362–361 млн. лет [Салихов, Митрофанов, 1994]. Анализ составов названных вулканогенных и интрузивных серий и комплексов свидетельствует об их общности, а следовательно, о вулcano-интрузивном петрологическом единстве.

В ареале развития вулканогенных образований аблязовской свиты на юго-западе известна локально проявившаяся толща пикритоидов, объединенная в сара-тюбинскую толщу. Она залегает на франских вулканитах, образуя небольшие ареалы, и перекрывается туфами и туффитами с прослоями известняков со слабоинформативными формами фораминифер турнейского яруса. Сара-тюбинская толща датируется фамен — раннетурнейским временем [Мосейчук, Сурин, 1998]. Аблязовская свита и сара-тюбинская толща, ранее выделяемые в объеме единого геологического тела, связаны между собой последовательным (с небольшим временным перекрытием) извержением самостоятельных порций расплавов. Сара-тюбинский вулканогенный комплекс синхронен во времени с сахаринско-амамбайскими интрузивными образованиями верлит-вебстерит-габбрового состава, представляющими собой габбро-пикритоидную вулcano-интрузивную формацию задугового магматизма. Фаменский тыловодужный вулканизм восточной части островной дуги в более западных ее районах сопровождается деформациями и образованием аккреционного комплекса, размывами и отложением зилайского флиша. Это время знаменует завершение геодинамического режима островодужной субдукции в условиях коллизии островной дуги и пассивной континентальной окраины ВЕК. Процесс коллизии в конечном счете привел, по-видимому, к заклиниванию зоны субдукции и отрыву слэба, что в дальнейшем, в раннем карбоне (начиная с позднего турне), привело к резкому изменению геодинамической обстановки с установлением рифтогенно-плюмового режима. В это время МОД полностью аккретировала к краю континента, составив с ним единое целое.

Ниже приведена более детальная характеристика состава и условий формирования островодужных вулканогенных и интрузивных образований франа и фамена МОД.

### **I.1. Верхнефранский вулканизм порфиритовой формации фронтальной зоны Магнитогорской островной дуги**

Вулканы верхнего девона, а точнее верхнего франа и низов фамена [Маслов, Артюшкова, 2010], представляющие бугодакскую свиту на крайнем западе Магнитогорского мегасинклинория, являются базальтами, андезибазальтами и андезитами, их пирокластическими образованиями, типичными для островной дуги. Разрез этих толщ, слагающий г. Большая западнее пос. Москово и пос. Вятский, охарактеризованы подробно [Плюснин, Плюснина, 1965; Смирнов и др., 1974; Маслов и др., 1999]. Нижняя часть свиты (600–700 м) сложена в основном туфами, ксенотуфами и туффитами порфиристых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов, верхняя (400–450 м) — туфами, реже — лавами порфиристых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых трахибазальтов, базальтов и андезитов. Среди вулканитов бугодакской свиты известны и жерловые фации. В низах толщ много околожерловых образований (это бомбовые туфы порфиристых, пироксеновых и плагиоклаз-пироксено-



**Рис. I.2.** Диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--Fe'O/MgO}$  [Miyashiro, 1974] для вулканитов бугодакской свиты.

Условные обозначения: Т — толеиты, И-Щ — известково-щелочные базальты.

вых базальтов). В верхней части бугодакской свиты отмечается чередование лавовых, пирокластических и осадочных фаций [Мосейчук и др., 2000ф].

*Минеральный состав пород.* Наиболее характерны базальты, реже — андезибазальты с относительно крупными до 0,5 см кристаллами клинопироксена во вкрапленниках. По оптическим свойствам они отвечают авгитам, реже — диопсидам, аналогичным клинопироксенам, получившим распространение восточнее в аблязовской свите. Наряду с клинопироксеном в базальтах отмечаются псевдоморфозы серпентина, хлорита и боулингита, принадлежащих по форме выделений к агрегатам вторичных минералов по оливину и ортопироксену. Клиннопироксен является единственным темноцветным силикатным минералом, сохранившим свежий облик. Плагиоклаз во вкрапленниках широко-таблитчатый, редко зональный, представлен лабрадором, изредка битовнитом ( $\text{An}_{75}$ ). В плагиоклазе иногда отмечаются включения апатита, титаномagnetита, а магнетит является обычным минералом основной массы.

*Химический состав пород.* Средние составы пород приведены в табл. I.2. По соотношению суммы щелочей и кремнекислотности породы комплекса соответствуют магматитам нормальной щелочности. Тип щелочности колеблется от натриевого до калий-натриевого.

**Таблица I.2**

Химические составы базальтов бугодакской свиты

№ пробы	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	ппп	Сумма
62-16/3	50,0	0,82	16,5	3,4	6,99	0,22	4,40	8,52	3,30	0,80	0,14	4,66	99,75
63-16/11	50,0	0,82	16,1	3,1	4,38	0,23	10,0	8,52	3,0	1,0	0,14	3,00	100,51
64-16/2	49,0	0,67	16,0	4,8	4,68	0,17	8,6	7,1	4,0	1,0	0,1	3,72	99,75
62-16/2	50,0	0,82	16,9	2,91	6,46	0,23	5,0	8,52	3,0	2,0	0,14	3,72	99,70

На диаграмме А. Миаширо (рис. I.2) базальты этой свиты одновременно располагаются в поле составов толеитовой и известково-щелочной серий. Они характеризуются пониженной титанистостью, что вместе с повышен-

ной глиноземистостью  $Al\#(Al_2O_3/FeO+MgO)$  отражает их принадлежность к базальтам островных дуг [Кутолин, 1969].

Содержание микроэлементов в породах бугодакского комплекса приведены в табл. I.3, спайдерграммы представлены на рис. I.3. Главной геохимической особенностью пород является обогащенность их крупноионными литофилами (Cs, Rb, Ba, Sr), часть из которых характеризуется широким диапазоном количественных вариаций.

Более стабильны радиоактивные элементы (Th), а также Sr и Rb. В минимуме, но с широким диапазоном содержаний отмечаются сидерофильные элементы, такие, как Cr и Ni, а Co имеет стабильные показатели. Следует отметить, что Nb и Ta образуют также минимумы, свойственные островодужным породам.

Базальты бугодакской свиты слабо обогащены легкими РЗЭ при очень небольшой европиевой положительной аномалии (рис. I.3Б), а среднее отношение  $(La/Yb)_n$  составляет 3,5, что в целом соответствует среднему составу островодужного базальта.

Возраст бугодакской свиты определен по ее залеганию выше фаунистически охарактеризованных отложений мукасовской свиты (нижняя часть губинского горизонта франского яруса) и ниже отложений зилаирской свиты, которая начинается с низов фамена (шамейский горизонт). Бугодакская свита отвечает верхней части губинского горизонта, т.е. представляет собой позднедевонскую (франскую) базальт-андезибазальтовую формацию фронтальной зоны вулканической островной дуги. Допускается отнесение верхов свиты к низам фамена, к зоне *triangularis* [Маслов, Артюшкова, 2010].

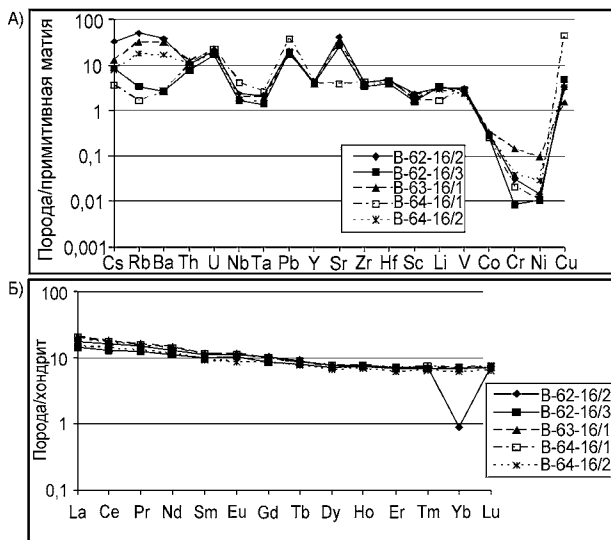


Рис. I.3. Микроэлементные спайдерграммы для базальтов бугодакской свиты.

А) редкие и рассеянные элементы; Б) редкоземельные элементы. Состав прим. мантиипо [Lyubetskaya, Korenaga, 2007], состав хондрита по [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 1.3

Микроэлементный состав базальтов бугодакской свиты

Элемент-авт. №	В-62-16/2	В-62-13/3	В-63-16/1	В-64-16/1	В-64-16/2
Li	5,078	5,401	5,371	2,615	4,524
Sc	30,967	20,613	22,129	23,164	27,318
V	233,763	209,167	181,966	220,128	166,953
Cr	82,652	21,951	384,165	55,629	103,925
Co	33,971	29,703	35,492	27,442	33,153
Ni	29,363	20,801	187,790	22,511	57,198
Cu	81,158	123,426	37,290	1120,452	81,109
Zn	66,645	71,864	54,654	41,977	62,182
Ga	11,764	15,082	11,680	28,185	10,220
Ge	1,063	1,070	1,026	2,776	0,962
As	1,601	1,792	0,853	4,318	1,778
Rb	22,939	1,596	14,586	0,754	8,170
Sr	679,203	421,433	498,199	63,308	421,323
Y	14,248	13,580	13,017	14,628	11,748
Zr	35,124	28,717	33,023	35,882	28,599
Nb	1,081	0,783	0,903	1,916	0,800
Cs	0,536	0,135	0,203	0,058	0,124
Ba	193,301	13,963	164,415	13,129	86,334
La	4,257	3,439	4,860	4,626	3,587
Ce	10,126	8,195	11,170	10,729	8,598
Pr	1,408	1,160	1,573	1,479	1,212
Nd	6,077	5,179	6,786	6,507	5,274
Sm	1,684	1,457	1,754	1,700	1,412
Eu	0,627	0,579	0,654	0,630	0,502
Gd	2,017	1,778	2,006	1,983	1,725
Tb	0,337	0,299	0,325	0,323	0,284
Dy	1,951	1,805	1,909	1,927	1,695
Ho	0,441	0,418	0,437	0,444	0,386
Er	1,137	1,093	1,112	1,165	0,987
Tm	0,183	0,175	0,178	0,190	0,158
Yb	0,143	1,095	1,094	1,147	0,991
Lu	0,185	0,182	0,178	0,191	0,162
Hf	1,088	0,908	1,099	1,087	0,950
Ta	0,065	0,041	0,060	0,080	0,046
Pb	2,898	2,753	2,443	5,580	2,977
Th	0,662	0,496	0,772	0,627	0,637
U	0,361	0,291	0,385	0,410	0,324

## 1.2. Вулкано-интрузивные образования верхнего девона внутренней зоны Магнитогорской островной дуги

Вулкано-интрузивные образования этого этапа объединяют порфириты аблязовской свиты и интрузивные образования Погорельского массива (рис. 1.6). Аблязовская свита развита восточнее границы Западно-Кизильского разлома во внутренней части МОД. Она изучена многими исследователями [Мосейчук и др., 1990ф; 1995; Штейнберг, Сурин, 1987ф; Салихов и др., 1987; Бочкарев, Сурин, 1993 и др.]. Аблязовская свита сложена базальтами, реже андезибазальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, их лавобрекчиями, кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, изредка с прослоями туфов риодацитов, силицитов и известняков. В верхних горизонтах аблязовской свиты появляются отдельные потоки трахибазальтов и трахиандезибазальтов. Выше они сменяются ритмичными пачками мелколапиллиевых и пепловых туфов базальтов, а в верхней части ритмов — аргиллизированными и гематитизированными породами вишневой и сиреневой окраски. Мощность свиты 320–1200 м. Она лежит на породах урлядинской свиты ( $D_2$ ) и согласно перекрыта вулканитами новоивановской свиты ( $D_3$  fm).

*Минеральный состав пород.* Преобладающим типом пород являются базальты. Клинопироксен в них представлен единственным темноцветным силикатным минералом свежего облика. Вкрапленники пироксена образуют зональные зерна. Присутствуют также псевдоморфозы серпентина, хлорита и боулингита по оливину. Плагиоклаз во вкрапленниках таблитчатый, представлен битовнитом ( $An_{75}$ ). Присутствуют титаномagnetит и апатит. В основной массе встречается магнетит. В работе Т.Н. Сурина [1997] отмечается, что клинопироксены в вулканитах отвечают диопсиду  $Ca_{46}Mg_{39-41}Fe_{15-14}$  и авгиту  $Ca_{45-42}Mg_{43}Fe_{14-15}$  до более железистого авгита  $Ca_{49}Mg_{40}Fe_{17}$  (табл. 1.4).

По соотношению кремнезема и суммы щелочей они более характерны для промежуточных пород между нормальными и умереннощелочными, пироксены ранних генераций отличаются повышенной глиноземистостью ( $Al_2O_3 > 4\%$ ). Наиболее титанистые и глиноземистые клинопироксены отвечают здесь минералам известково-щелочных вулканитов, заметно отличаясь от клинопироксенов толеитовой серии. Пироксены последней генерации характеризуются увеличением магнезиальности при снижении железистости в краевой части вкрапленников, по сравнению с их центрами. Аналогичная зональность отмечается для пироксенов франских базальтов хребта Бягода (бягодинская толща, аналог бугодакской свиты), развитых в западной части Магнитогорской островной дуги.

*Химический состав пород.* Средние химические составы главных петрографических типов пород аблязовской свиты приведены в табл. 1.5.

**Таблица 1.4**

Химический состав типовых клинопироксенов из базальтов аблязовской свиты, [Сурин, 1997]

Образец	5226/231	5232/343	5236/150	5232/250
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	52,43	50,19	50,67	48,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	4,16	3,88	4,91
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,39	0,46	0,60
FeO	8,73	8,87	10,13	9,11
MnO	0,25	2,06	0,19	0,19
MgO	15,72	14,41	13,99	13,76
CaO	20,45	19,4	20,68	22,28
Na <sub>2</sub> O	—	0,45	—	0,25

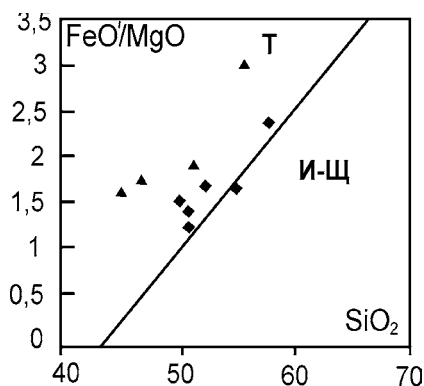
*Примечание:* 1 — базальт серийно-порфировый клинопироксен-плагиоклазовый; 2–4 — базальты пироксен-плагиоклазовые. Сумма оксидов приведена к 100 %.

**Таблица 1.5**

Средние химические составы вулканитов аблязовской свиты

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,00	50,79	50,78	52,26	54,87	57,95
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,78	0,78	1,04	0,76	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,88	18,04	16,43	16,09	17,25	17,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,21	4,45	4,60	4,98	3,92	4,63
FeO	6,30	5,90	5,81	6,13	5,06	3,61
MnO	0,19	0,14	0,16	0,18	0,17	0,11
MgO	7,11	6,87	7,80	6,22	5,09	3,36
CaO	8,10	9,45	9,83	9,00	8,26	5,87
Na <sub>2</sub> O	3,34	2,90	2,79	3,38	3,28	4,32
K <sub>2</sub> O	1,70	0,53	0,84	0,54	1,18	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,15	0,18	0,18	0,16	0,23
n	29	50	152	16	49	?

*Примечание:* 1 — трахибазальты и умеренно-щелочные базальты, 2 — базальты порфировые плагиоклазовые, 3 — базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые, 4 — андезибазальты и лейкобазальты афировые, 5 — андезибазальты порфировые, 6 — андезиты порфировые, n — количество анализов. Пересчитано на сухой остаток.



**Рис. 1.4.** Диаграмма « $\text{SiO}_2$ - $\text{FeO}'/\text{MgO}$ » для средних составов вулканитов аблязовской свиты и интрузивных пород Погорельского массива.

Условные обозначения:  $\blacktriangle$  — аблязовская свита;  $\blacklozenge$  — Погорельский массив.

Тип щелочности пород колеблется от натриевых до калий-натриевых; последние имеют преимущественное распространение. Согласно диаграмме А. Миаширо (рис. 1.4), аблязовские базальты отвечают составу толеитовой серии, благодаря повышенной железистости  $\text{Fe}\#$  ( $\text{TFeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ ) $\times 100$ , а андезибазальты и андезиты — известково-щелочной серии. Все петрографические разновидности пород имеют повышенную глиноземистость ( $\text{Al}\#$ ) при росте содержаний титана.

Микроэлементный состав пород приведен в табл. 1.6.

**Таблица 1.6**

Среднее содержание микроэлементов в породах аблязовской свиты по [Сурин, 1997]

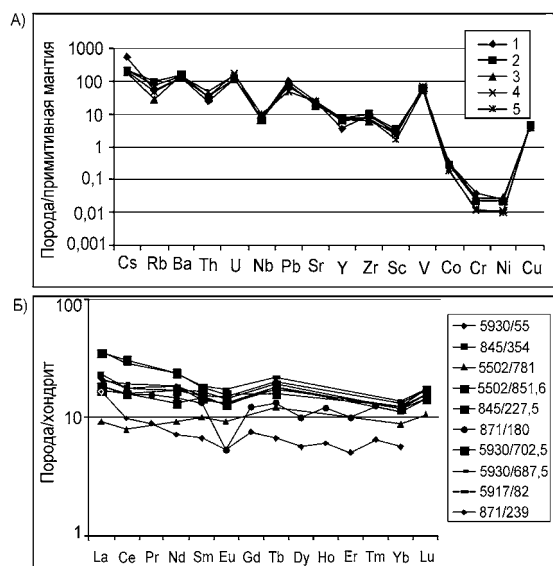
Компонент	1	2	3	4	5
1	2	3	4	5	6
Cs	8,7	3,5	3,0	3,2	3,5
Ba	652	850	750	650	720
Rb	24	45	13	22	35
Sr	369	280	350	330	397
Zr	75	85	51	66	60
Cr	99	58	74	30	33
V	225	210	205	235	170
Ni	48	45	54	23	19
Co	33	32	36	23	20
Y	12	25	22	21	24
Cu	100	115	95	110	110
Zn	205	185	180	180	214
Pb	14,5	11,5	10	10	6,7
Nb	3,3	3,1	3,0	3,1	4,4
Ga	14,5	13	15	17	14
Sc	36	43	37	30	21



Компонент	1	2	3	4	5
Th	1,5	<2	2	<2	3
U	2	<2	2	3	2,5
Ce	11	11	9,38	12	16,33
Sb	2,1	1,8	1,84	1,90	2,03
Ba/Nb	197,6	274,2	250	209,7	163,7
Cr/Ni	2,06	1,29	1,37	1,30	1,74
Rb/Sr	0,065	0,161	0,037	0,067	0,088
Sr/Rb	15,38	6,22	26,92	15	11,34
n	5	10	26	8	15

*Примечание:* 1 — трахибазальты и умеренно-щелочные базальты, 2 — базальты порфировые плагиоклазовые, 3 — базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые, 4 — андезибазальты и лейкобазальты афировые, 5 — андезибазальты порфировые, 6 — андезиты порфировые, n — количество анализов.

Важной геохимической особенностью пород является их значительная обогащенность крупноионными литофилами (Cs, Rb, Ba, Th, Sr). На спайдерграмме (рис. 1.5) отчетливо выделяются также минимумы кобальта, хрома и никеля, и максимум V. Отмечается умеренная концентрация высоkozарядных элементов (Nb, Zr и РЗЭ). Считается, что повышенное содержание РЗЭ может косвенно свидетельствовать о значительно меньшей роли воды в петрогенезисе этих пород по сравнению с типичными островодужными образованиями (рис. 1.5). О преимущественной принадлежности пород к островодужным образованиям свидетельствуют высокие величины отношений Ba/Nb [Кеппежинская, 1990]. Состав РЗЭ в вулканитах аблязовской свиты приведен в табл. 1.7.



**Рис. 1.5.** Спайдерграммы для пород аблязовской свиты: А) редкие и рассеянные элементы; Б) редкоземельные элементы

**Таблица 1.7**

Распределение РЗЭ в вулканитах аблязовской свиты, по [Сурин, 1999]

№, № проб	5930/55	845/354	5502/781	5502/851,6	845/227,5	871/180	5930/702,5	5930/687,5	5917/82	871/239
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	4,90	5,30	2,10	3,90	4,20	4,30	8,10	4,70	8,20	3,80
Ce	11,00	11,00	4,90	10,00	10,00	9,70	19,00	12,00	18,00	6,10
Pr	—	—	—	—	—	1,40	—	—	—	0,80
Nd	8,40	7,80	4,20	7,80	6,00	6,80	11,00	8,50	11,00	3,30
Sm	2,30	2,30	1,50	2,50	2,20	2,00	2,70	2,10	2,80	1,00
Eu	0,86	0,72	0,52	0,83	0,73	0,30	0,89	0,75	0,99	0,30
Gd	—	—	—	—	—	2,43	—	—	—	1,50
Tb	0,61	0,54	0,37	0,58	0,52	0,40	0,48	0,54	0,66	0,20
Dy	—	—	—	—	—	2,50	—	—	—	1,40
Ho	—	—	—	—	—	0,60	—	—	—	0,30
Er	—	—	—	—	—	1,60	—	—	—	0,80
Tm	—	—	—	—	—	0,25	—	—	—	0,13
Yb	2,10	1,80	1,40	1,90	2,00	1,80	2,00	1,90	2,20	0,90
Lu	0,34	0,29	0,21	0,29	0,31	—	0,35	0,31	0,35	—
La/Yb	1,57	1,98	1,01	1,39	1,42	1,61	2,73	1,67	2,52	2,85

*Примечание:* 1 — базальт умереннощелочной порфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 2 — туф базальта порфирового пироксен-плагиоклазового, 3 — базальт крупнопорфировый плагиоклаз-пироксеновый, 4 — базальт среднепорфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 5 — базальт мелкопорфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 6 — базальт порфировый пироксен-плагиоклазовый, 7,8 — андезибазальт умеренно-щелочной, 9 — андезибазальт порфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 10 — андезибазальт крупнопорфировый пироксен-плагиоклазовый.

Базальты аблязовской свиты (рис.1.5) несколько обогащены легкими РЗЭ по отношению к тяжелым. Средняя величина отношений  $(La/Yb)_n$  в них составляет 1,50, при этом содержание РЗЭ ниже, чем в среднем островодужном базальте. Характерна небольшая отрицательная европиевая аномалия.

На основании минералогических и геохимических данных аблязовские базальты франа интерпретируются как типичные островодужные образования, преимущественно известково-щелочного ряда [Сурин, 1999; Кутолин, 1969].

### **Погорельский габбро-диоритовый комплекс**

Погорельский массив представлен лополитом, который осложнен дугообразными апофизами. Массив вытянут в меридиональном направлении на 10 км при общей ширине 5 км. Массив выделен при геологическом доизучении масштаба 1:25 000 [Штейнберг и др., 1990ф] и был обследован с разной детальностью [Салихов, Митрофанов, 1994]. Погорельский комплекс прорывает среднедевонский александринский и позднедевонский аблязовский вулканический комплексы. В свою очередь Погорельский массив прорван

Верхнеуральским массивом (рис. I.6) с изотопной датировкой 362 млн. лет и Северо-Кассельским интрузивом с изотопной датировкой 350 млн. лет. Ряд дайкообразных субщелочных пород верхнеуральского комплекса образуют цепочку тел в северной части Погорельского массива.

**Минеральный состав пород.** Погорельский массив сложен мезократовыми, меланократовыми и лейкократовыми габбро. Плаггиоклаз в них составляет 35–50 %, клинопироксен, частично замещенный роговой обманкой — 35–50 %, ортопироксен — 0,5–3 %, оливин — 0–2 %. Плаггиоклаз зональный — в центре лабрадор ( $An_{51-67}$ ), на краях зерен — олигоклаз ( $An_{20-30}$ ). Клиннопироксен — авгит  $En_{38-46}Wo_{41-43}Fe_{13-21}$ , по которому развита светло-зеленая роговая обманка с переменной железистостью. Биотит — коричневатобурый лепидомелан с железистостью  $Fe\# = 47$ . Ортопироксен представлен бронзитом с 25–27 мол. % Fs. Обычно он образует сростки с клинопироксеном. Оливин содержит 25–35 мол. % Fa, замещен тальком и магнетитом. В интерстициях минералов безоливиновых габбро отмечается кварц, ортоклаз-микропертит  $Or_{74}Ab_{26}$ . Акцессорные минералы — магнетит, титаномagnetит, апатит, сфен.

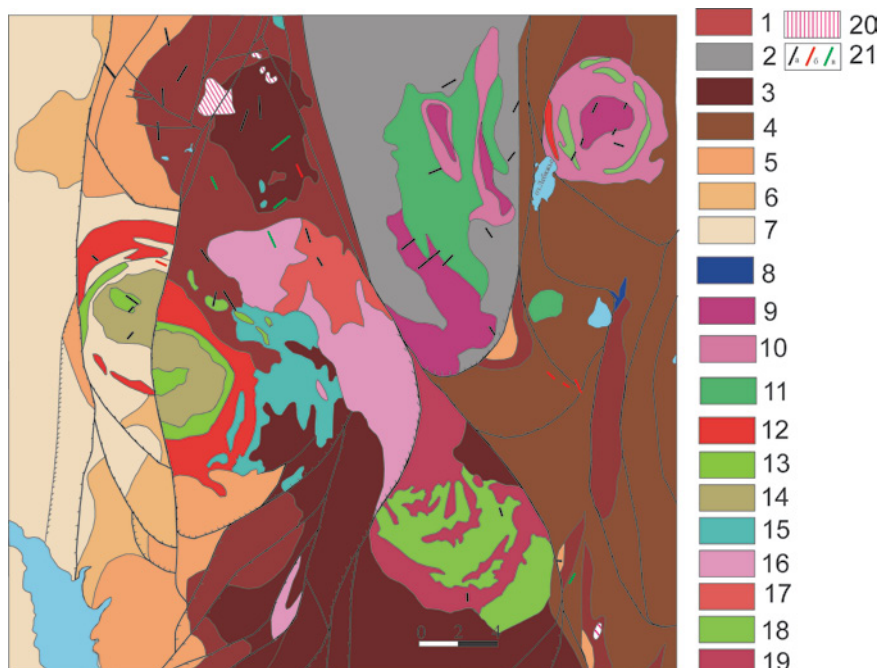
**Химический состав пород.** Габброиды погорельского комплекса так же, как и аблязовские вулканы, отвечают калий-натриевой известково-щелочной серии (табл. I.8). Для них характерна высокая суммарная железистость ( $FeO + Fe_2O_3$ ). Железо-магнезиальное отношение здесь устойчиво высокое, что приближает их к породам толеитовой серии. Содержание окиси титана в породах комплекса умеренное. Меланократовые габбро характеризуются высокими содержаниями оксида кальция и низкой концентрацией глинозема. Как и базальты аблязовской свиты, габброиды погорельского комплекса имеют сравнительно высокие количественные показатели крупноионных литофилов (Rb, Cs, Ba), а также U, Pb и V. Пониженными содержаниями характеризуются высокозарядные элементы: Nb, Zr, Y, Ta и Hf. Sc, Co, Cr, Ni тоже имеют низкие показатели, образуя минимумы (рис. I.7A).

Таблица I.8

Средние химические составы пород погорельского комплекса

№п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n	№п/п	Cs	Ba	Rb	Sr	Zr	n
1	55,68	0,98	17,11	4,09	5,54	0,20	3,10	7,85	3,32	1,83	0,31	5	1	1,8	750	65	520	67	5
2	51,21	0,89	17,70	4,35	6,15	0,18	5,22	9,81	2,86	1,45	0,20	10	2	3,8	900	45	490	85	8
3	46,57	1,16	13,48	7,01	7,97	0,21	8,14	12,51	1,82	0,97	0,17	10	3	1,0	1100	30	452	92	7
4	44,85	1,34	13,82	9,72	5,94	0,19	9,11	12,46	1,41	0,98	0,17	1	4	—	330	38	520	40	1
	Cr	V	Ni	Co	Y	Cu	Zn	Pb	Ag	Sn	Nb		Ga	Sc	Hf	Th	U	Ta	n
1	25	—	46	19	—	42	60	9	—	—	—		—	23	3,8	3,3	—	—	5
2	65	—	53	16	—	87	72	8	—	—	—		—	30	5,5	1,8	—	0,7	8
3	180	—	115	32	—	151	44	6	—	—	—		—	57	3,3	3,2	—	0,8	7
4	54	600	47	74	<10	2600	290	22	1,8	8,2	2,6		19	35	—	<2	3	—	1

**Примечание:** 1 — диориты, 2 — габбро мезократовое, 3 — габбро меланократовое, 4 — габбро рудное (с титаномagnetитовой и медно-сульфидной минерализацией), n — количество проб.



**Рис. 1.6.** Геологическая схема участка развития Верхнеуральской группы интрузий [Мо-сейчук и др., 2000ф].

*Условные обозначения:* 1 — александринская толща (лейкобазальты, базальты, андезиди-базальты и порфировые плагиоклазовые, реже пироксен-плагиоклазовые); 2 — карагайская толща (туфы, реже лавы базальтов, изредка порфировых пироксен-плагиоклазовых андезибазальтов); 3 — урлядинская толща (порфировые плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты, реже афировые андезиты, андезидациты, дациты, риодациты, риолиты, их кластолавы, лавокластиты, туфы, ксенотуфы, туффиты); 4 — гумбейская свита (порфи-ровые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые базальты и андезибазальты, их лавобрекчии, кластолавы, лавокластиты, туфы, ксенотуфы, туффиты, тефроиды); 5 — аблязовская толща (базальты, реже андезибазальты, в резко подчиненном объеме порфировые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые трахибазальты, трахиандезибазальты); 6 — новоивановская толща (трахибазальты, шошониты и трахиандезибазальты, реже порфировые плагиоклазовые и пи-роксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты); 7 — шумилинская свита (трахиандезиты, андезиты, трахиты, трахидациты, трахириодациты, трахириолиты, реже дациты, риодациты, риолиты); 8 — бриентский дунит-гарцбургитовый комплекс (антигоритовые, реже хризолит-антигоритовые апогарцбургитовые, реже аподунитовые серпентиниты); 9 — краснинский габ-бро-диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс, вторая фаза (кварцевые диориты, граноди-ориты, граниты); 10 — краснинский комплекс, первая фаза роговообманковые диориты; 11 — краснинский комплекс, первая фаза роговообманковые габбро, реже диориты; 12 — верхнеуральский габбродиорит-моноцит-сиенитовый комплекс, третья фаза (сиениты, кварцевые сиениты); 13 — верхнеуральский комплекс, вторая фаза (кварцевые монцониты и монцодиориты); 14 — верхнеуральский комплекс, первая фаза (монцогаббро, монцониты, кварцевые монцодиориты); 15 — погорельский габбро-диоритовый комплекс; 16 — северо-кассельский комплекс граносиенитов, умеренно-щелочных гранитов; 17 — Северокассельский комплекс граниты умеренно-щелочные биотитовые, граносиениты, гранодиориты; 18 — кас-сельский комплекс, вторая фаза (умеренно-щелочные двуполевошпатные роговообманковые граниты и лейкограниты); 19 — кассельский комплекс, первая фаза (монцогаббро, монцодио-риты, кварцевые монцониты); 20 — экструзивные и жерловые образования. Дацииты и их кла-столавы, риодациты, плагиолиты и их кластолавы; 21 — линейные объекты: а) стратиграфиче-ские границы, б) дайки гранодиорит-порфиров, в) дайки диорит-порфиров.

Таблица 1.9

Содержание петрогенных компонентов и редкоземельных элементов в рудном габбро погорельского комплекса

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nnn	CO <sub>2</sub>	Σ	
1-п	43,46	1,30	13,39	9,42	5,76	0,18	8,83	12,07	1,37	0,95	0,16	2,93	–	99,82	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Yb <sub>N</sub>
1-п	7,90	16,00	–	9,60	2,40	0,80	–	0,37	–	–	–	–	1,10	0,18	4,85

Распределение РЗЭ (рис. 1.7Б) в габброидах погорельского комплекса слабо дифференцировано, при заметной обогащенности легкими РЗЭ.  $(La/Yb)_n$  отношение меняется в пределах 2,7–4,85 и близко к таковому в среднем известково-щелочном базальте островных дуг [Балашов, 1976].

Механизм формирования погорельского комплекса схематично можно представить следующим образом. Расплав по мере подъема испытывал дифференциацию с отсадкой оливина и ортопироксена, которые при этом вступали в химические реакции с расплавом. Попутно накапливались летучие компоненты (главным образом, вода и хлор), что привело к развитию амфибола и биотита в габброидах. Как следствие этого процесса значительно повышается летучесть кислорода. Это приводит к выделению титаномагнетита с образованием в габброидах рудных сегрегаций. Дальнейшая дифференциация расплава контролировалась клинопироксен-плагиоклазовой котектикой. По мере его охлаждения плагиоклаз вытеснял клинопироксен из числа кристаллизующихся фаз. На заключительной стадии дифференциации к плагиоклазу добавился калиевый полевой шпат, что также сопровождалось кумуляцией окисных рудных фаз. Относительно высокий

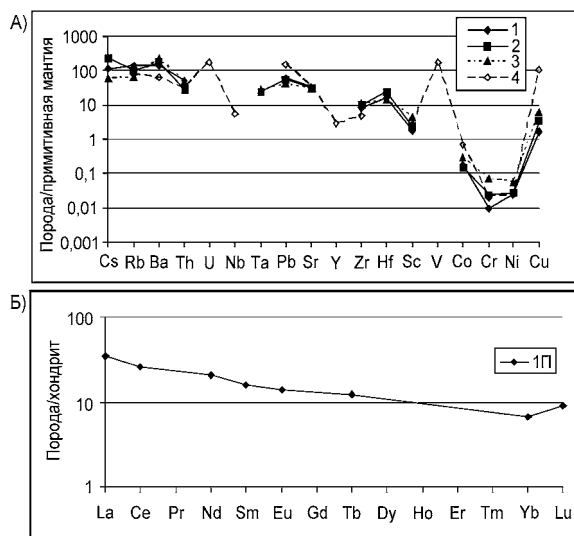


Рис. 1.7. Спайдерграммы для пород погорельского комплекса: А) редкие и рассеянные элементы; Б) редкоземельные элементы.

окислительный потенциал рудообразующего процесса определял умеренное содержание титана в рудном титаномagnetите (2–8 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) месторождений «волковского типа», к которому относится и позднеостроводужное Погорельское титаномagnetит-медносульфидное месторождение [Холоднов, Бушляков, 2002].

Сравнительный анализ состава пород погорельского и аблязовского комплексов отражает их сходство и подтверждает комагматичность вулканитов и интрузивных пород, их принадлежность к единой вулcano-интрузивной формации. Высокие величины отношений  $\text{Ba/Nb}$  габброидов и вулканитов являются показателем формирования их в условиях островодужного режима [Кеpezинскas, 1990]. Отношение  $\text{Cr/Ni}$  закономерно убывает от 1,5 в меланократовых габбро до 0,6 в диоритах. Это указывает на преимущественное фракционирование пироксена по сравнению с оливином. Островодужный геодинамический режим формирования вулканогенного аблязовского и погорельского интрузивного комплексов подтверждается, таким образом, петрохимическими и микроэлементными их составами.

### **1.3. Монцонит-шошонит-трахиандезит-латитовый вулcano-интрузивный магматизм Магнитогорской островной дуги**

Субщелочной магматизм проявился восточнее зоны распространения вулканогенных и интрузивных образований, представленных натриевыми и калий-натриевыми породами нормальной щелочности. Последние отвечают аблязовскому и погорельскому комплексам толеитового и известково-щелочного типов пород, с преобладанием последних. К востоку от пород с нормальной щелочностью распространены калий-натриевые и калиевые субщелочные вулканогенные и интрузивные образования. Калий-натриевые породы размещаются в более западной части Магнитогорской зоны, а высококалиевые субщелочные породы тяготеют к Уйско-Новооренбургской шовной зоне. На территории Магнитогорской зоны вулканогенные фации представлены новоивановской толщей и шумилинской свитой, сопровождающимися вулканеуральским интрузивным комплексом, а в Уйско-Новооренбургской зоне — шелудивогорской свитой с небольшими интрузивными телами, объединенными в ушельскую ассоциацию пород [Иванов и др., 1996].

Новоивановская толща залегает на породах аблязовской свиты и согласно перекрывается шумилинской свитой. Однако шумилинская свита выпадает из ряда разрезов (например в разрезе г. Железнодорожная), где новоивановская толща перекрывается вулканогенной березовской свитой, фаунистически датированной  $\text{C}_{1t_2-v_1}$ . В новоивановской толще известны брахиоподы и фораминиферы чепчуговского горизонта фамена, тогда как в стратиграфическую схему Восточного Урала и в легенду Южноуральских серий карт вошли толщи, соответствующие позднему франу и фамену [Мосейчук и др.,

1990ф]. В залегающей выше шумилинской свите обнаружены флора и фауна, отвечающие шамейскому горизонту фамена, а сама свита прослежена в непрерывных разрезах, характеризуемых фауной косьвинского горизонта от фаменского яруса до верхнего турне. Учитывая геологические факторы, свидетельствующие о масштабном базальтовом вулканизме, проявившемся в начале верхнего турне, верхняя граница шумилинской свиты в регионе была принята как нижний турне [Геологическая карта ..., 1967].

Развитая восточнее шелудивогорская свита, контролируемая Уйско-Новоуренбургской шовной зоной, описана многими исследователями [Бабкин и др., 1971ф; Иванов и др., 1996; Тевелев и др., 2001]. Там же выделены куросанские образования, датируемые губинским горизонтом франского яруса и всем фаменом, что следует из Стратиграфической схемы Урала. Согласно В.А. Маслову и О.В. Артюшковой [2010], изученные в этих толщах конодонты отвечают только верхней половине франа. Возраст нижней части разреза подтверждается находками франских конодонтов, а в верхней его части фауна не обнаружена и потому в легенде Южноуральской серии карт шелудивогорскую свиту принято датировать только верхним франом. Визуально и микроскопически породы шелудивогорской свиты идентичны породам аблязовской свиты, но по химизму они ближе к новоивановской толще, относящейся к шошонитовой серии.

Новоивановская толща нижнего фамена сложена трахибазальтами, шошонитами, трахиандезибазальтами, реже базальтами и андезитовыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, а также их лавокластами, туфами и туффитами. Наиболее характерные породы свиты — трахибазальты и трахиандезибазальты — имеют крупные до 1–1,5 см широкотаблитчатчатые вкрапленники плагиоклаза в количестве до 20–30 %. Пироксен в порфировых выделениях практически отсутствует, за исключением мелких до 1–3 мм вкраплений авгита. В базальтах иногда отмечаются пироксен и плагиоклаз в относительно крупных до 5–6 мм зернах. Среди названных пород также присутствуют базальты с редкими вкрапленниками оливина, замещенного боулингом. Плагиоклаз обычно сосюритизирован, хлоритизирован и карбонатизирован, а пироксен свежий. Вулканиды новоивановской толщи вместе с породами вышележащей шумилинской свиты образуют непрерывный ряд умеренно-щелочных пород.

Шумилинская свита сложена трахиандезитами, андезитами, трахитами, трахидацитами, трахириодацитами, реже дацитами, риолитами и кластолавами, туфами, туффитами, тефроидами, туфопесчаниками, брекчиями и др. вулканогенно-осадочными породами. В карьере Магнитогорского месторождения на г. Атач описаны породы, получившие название «атачиты» [Заварицкий, 1961; Ферштагер, 1966 и др.]. Это гематитизированные и аргилизированные лавы, кластолавы, туфы, туффиты, туфопесчаники и отложения грязевых потоков, метаморфизованные при формировании гранитоидов магнитогорского комплекса.

Наряду с этим [Бочарникова и др., 2016] показано, что атачиты на Магнитогорском скарново-магнетитовом месторождении образуются в процессе становления крупной дифференцированной порфиритовой интрузии, подсти-

лающей на глубине это месторождение, с эволюцией в составе пород: от пироксеновых порфиритов (Mg-базальтов) в основании интрузии через пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты в средней ее части (по составу меняющихся от трахибазальтов до трахиандезитов), до трахиандезитов, трахитов и насыщенных щелочами и летучими атачитов в верхней ее части. Среди последних выделены существенно натриевые атачиты, обогащенные Na, Ca, Sr при более высоком содержании Cl в апатите, а с другой — калиевые атачиты, расположенные на более высоком гипсометрическом уровне и обогащенные K, Rb, Fe, V, Ti, P и при более высоких содержаниях F в апатите. На основании этих новых петрохимических и геохимических данных с изучением соотношений галогенов в апатите была подтверждена, высказанная ранее академиком А.Н. Заварицким интрузивная природа атачитов, которые в подрудной части Магнитогорского месторождения завершают разрез крупной дифференцированной субвулканической интрузии. Процесс дифференциации расплава и кристаллизации пород в верхней части интрузии происходил с максимальным накоплением здесь летучей фазы. Поэтому атачиты, завершающие разрез интрузии, максимально обогащены флюидной фазой — галогенами, особенно фтором, фосфором (обилие апатита) и другими летучими (углекислотой, водой и др.), а также легкоподвижными некогерентными и высокозарядными элементами. Формирование субвулканической порфиритовой интрузии сопровождалось неоднократным проявлением эксплозивных явлений, на что указывают зоны внутриинтрузивных магматических брекчий. Это было обусловлено взрывным отделением растворенных в магме летучих компонентов, возможно, в результате резкого падения внешнего давления в связи с тектоническими процессами. В верхней части разреза так могли образоваться «обломочные» атачиты, а на глубине, внутри интрузии — «обломочные» порфириты.

Шелудивогорская свита представлена трахибазальтами, шошонитами, абсарокитами, базальтами, андезибазальтами, их туфами, туффитами, туфопесчаниками и др. вулканогенными породами. Характерные породы этой свиты — шошониты и абсарокиты — на 10–40 % состоят из вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза примерно в равных количествах. Порфиновые выделения в абсарокитах бывают представлены и оливином, который замещается хлоритом и боулингом. В микролитовой и вариолитовой основной массе этих пород много мелких выделений апатита, присутствует и магнетит.

Петрохимические и геохимические (табл. 1.10 и 1.11) особенности новоивановской толщи и шелудивогорской свиты охарактеризованы ранее [Мосейчук и др., 1990ф; Штейнберг и др., 1990ф; Язева, Бочкарев, 1998]. Вулканыты новоивановской толщи по сравнению с аблязовской более лейкократовые, содержат больше щелочей и фосфора. Они относятся к умереннощелочным богатым глиноземом породам, иногда к высококалиевым до шошонитов. Шелудивогорская свита умереннощелочная, калиевая и калий-натриевая, относительно низкотитанистая ( $\text{TiO}_2 < 1\%$ ). Часть пород отвечает абсарокитам и шошонитам (низы разреза), а часть — трахибазальтам и трахиандешибазальтам.

В субщелочных вулканических породах шошонитовой серии (рис. 1.8) наблюдаются высокие количества Rb, Cs, Ba, U, Th, Sr и Pb.



Таблица 1.10

Химические составы субщелочных вулканических пород шошонитовой серии

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
13-2016	51,0	0,67	16,78	2,32	4,67	0,18	7,0	7,1	3,14	3,84	0,48	2,40	100,58
14-2016	48,0	0,55	16,3	3,33	4,45	0,15	11,0	8,52	3,14	1,65	0,35	2,44	99,58
12-2016	48,0	0,77	16,4	7,0	4,31	0,16	7,10	7,0	2,75	3,80	0,43	2,10	99,82
36	48,97	0,81	14,58	4,42	5,21	0,16	6,68	8,86	2,85	3,02	0,41	3,17	99,14
37	51,74	0,94	16,33	4,62	5,21	0,16	5,40	6,35	3,35	3,33	0,32	2,76	100,51
38	54,35	0,76	15,98	5,41	2,74	0,14	4,77	5,44	4,33	3,03	0,31	2,41	99,67
39	57,92	0,96	15,04	2,47	5,02	0,12	3,35	4,07	6,50	3,40	0,42	1,14	100,41

Примечание: 13-2016 и 12-2016 — трахиандезиты, 14-2016 — шошонит, 36 — абсарокит; 37 — шошонит; 38 — банакит; 39 — латит.

Широкий диапазон в содержаниях Nb и умеренные концентрации других высокозарядных компонентов (Zr, Hf) отмечаются на спайдерграмме (рис.1.8). Небольшие минимумы характерны для Y, Ta, Sc и глубокие минимумы — для Co, Cr и Ni. Для спектра РЗЭ наблюдается значительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Отношения La/Yb близки к типичным островодужным шошонитовым сериям.

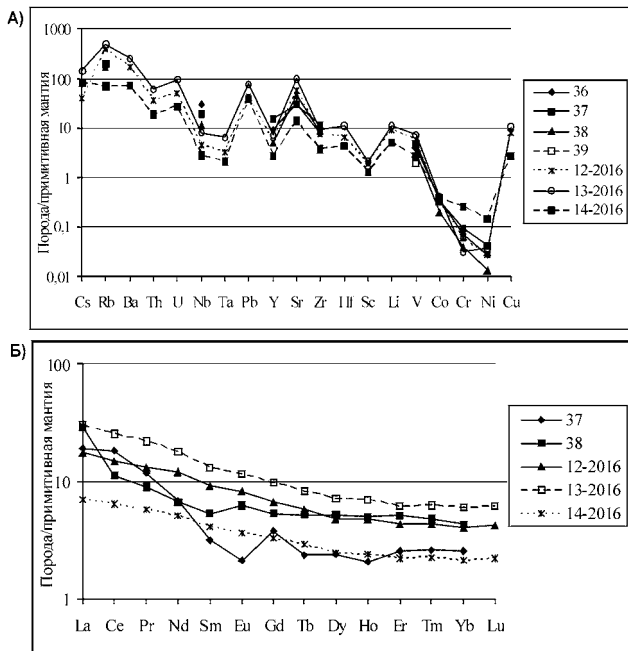


Рис. 1.8. Спайдерграммы для пород новоивановской шошонитовой серии: А) редкие и рассеянные элементы; Б) редкоземельные элементы.

**Таблица 1.11**

Содержание элементов-примесей в субщелочных вулканических породах шошонитовой серии

№	36	37	38	39	12-2016	13-2016	14-2016
Li	–	–	–	–	15	17	8
Be	–	–	–	–	2	1	1
Sc	–	–	–	–	24	27	17
V	289	374	230	140	451	546	196
Cr	190	250	104	170	157	83	681
Co	36	35	21	–	33	42	41
Ni	54	82	26	–	53	74	292
Cu	–	–	–	–	197	265	67
Zn	–	–	–	–	92	142	57
Ga	–	–	–	–	19	23	7
Ge	–	–	–	–	2	2	1
Rb	74	90	79	30	179	223	33
Sr	495	470	730	234	933	1518	216
Y	31	51	17	–	18	25	9
Zr	66	99	69	–	65	77	32
Nb	14	9	5	–	2	4	1
Mo	–	–	–	–	1	1	0,4
Cs	–	–	–	–	1	2	1
Ba	–	–	–	–	882	1278	350
La	–	10	15	–	9	15	4
Ce	–	25	15	–	20	34	9
Pr	–	2	2	–	3	4	1
Nd	–	7	7	–	12	18	5
Sm	–	1	2	–	3	4	1
Eu	–	0,3	1	–	1	1	0,4
Gd	–	2	2	–	3	4	1
Tb	–	0,2	0,4	–	0,4	1	0,2
Dy	–	1	3	–	3	4	1
Ho	–	0,3	1	–	1	1	0,3
Er	–	1	2	–	2	2	1
Tm	–	0,1	0,3	–	0,2	0,3	0,1
Yb	–	1	1	–	1	2	1
Lu	–	–	–	–	0,2	0,3	0,1
Hf	–	–	–	–	1	2	1

№	36	37	38	39	12-2016	13-2016	14-2016
Ta	—	—	—	—	0,1	0,2	0,1
Pb	—	—	—	—	6	11	6
Bi	—	—	—	—	0,02	0,1	0,02
Th	—	—	—	—	2	4	1
U	—	—	—	—	1	2	0,4

Примечание: 36 — абсарокиты; 37 — шошониты; 38 — банациты; 39 — латиты; 12-2016, 13-2016 — трахиандезиты; 14-2016 — шошониты.

**Верхнеуральский субщелочной интрузивный комплекс** включает одноименный массив (рис. 1.6), расположенный к востоку и юго-востоку от г. Верхнеуральска, несколько небольших дугообразных тел в северо-западной части Погорельского массива, ряд интрузивных тел в Амамбайском и Сахаринском массивах и небольшие тела и дайки ушельской ассоциации Уйско-Новоуренбургской шовной зоны. Интрузивные породы этого комплекса являются глубинными аналогами вулканитов шелудивогорской свиты, новоивановской толщи и шумилинской свиты. Комплекс охарактеризован во многих работах [Штейнберг и др., 1990ф; Бочкарев, Сурин, 1993; Салихов, Митрофанов, 1994; Сурин, 1997; Шалагинов и др., 1984ф].

**Верхнеуральский массив** (с абсолютным возрастом 362 млн. лет) имеет эллипсоидальную форму, вытянутую субмеридионально почти на 16 км при ширине 7–8 км. Массив концентрически-зональный: в центре породы первой фазы обрамляются породами второй фазы. Породы первой фазы сложены умеренно-щелочными оливиновыми и лейкократовыми габбро, монцогаббро, монцонитами, монцодиоритами с дайками щелочных микрогаббро. Вторая фаза сложена кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми монцонитами. В связи с дайками гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров и монцонит-порфиров в западном штоке массива размещается Верхнеуральское медно-молибден-порфировое рудопроявление. Внешнее кольцо массива сложено сиенитами, кварцевыми сиенитами третьей фазы, с дайками кварцевых сиенит-порфиров, микрограносиенитов и микрогранитов. Породы всех фаз массива рассечены дайками высокотитанистых микрогаббро и лампрофиров среднего и основного составов каменноугольного возраста.

Довольно крупное тело комплекса — Амамбайский сиенитовый массив, расположенный к северо-востоку от пос. Амамбайка. В его пределах развиты также пироксениты и габбро сахаринско-амамбайского комплекса, датированного по циркону возрастом 388–374 млн. лет [Ферштатер, 2013]. Амамбайский сиенитовый массив в плане изометричен, его размеры около 4,5×4,0 км. Среди сиенитов вблизи южного контакта присутствуют измененные гипербазиты. Состав пород массива зависит от количественных соотношений калиевого полевого шпата, плагиоклаза и темноцветных минералов. Породы первой фазы отмечаются среди сиенитов второй фазы.

На площади развития шелудивогорской свиты получили распространение и небольшие тела и дайки габброидов, монцонитов и монцогаббро ущельской ассоциации, которые также рассматриваются в объеме верхнеуральского субщелочного комплекса.

*Минеральный состав пород.* Умеренно-щелочные оливиновые габбро верхнеуральского комплекса — темно-серые, черные породы, мелко-среднезернистые, иногда с такситовой текстурой. Они состоят из плагиоклаза (45–55 %), клинопироксена, частично замещенного роговой обманкой (35–45 %), биотита (5–10 %), оливина (2–5 %) и небольшого количества калиевого полевого шпата. Аксессуары — апатит, титаномagnetит, magnetит, сфен. Плагиоклаз зональный, в ядре — лабрадор ( $An_{55-60}$ ), по краям андезин ( $An_{40-46}$ ). Клинопироксен — светло-зеленый авгит  $Ca_{44}Mg_{34}Fe_{22}$  [Сурин, 1997]. Биотит — красно-бурый лепидомелан. Оливин — гиалосидерит.

Умеренно-щелочные лейкократовые габбро отличаются от вышеохарактеризованных габбро более кислым составом плагиоклаза (в центре зерен  $An_{50}$ , в краевых частях олигоклаз  $An_{23-29}$ ), повышенным количеством калиевого полевого шпата (ортоклаз-пертита) и наличием кварца.

Кварцевые монцодиориты и монцониты Верхнеуральского массива состоят из розоватого плагиоклаза, клинопироксена (авгита) состава  $Ca_{42}Mg_{32}Fe_{22-25}$  (35–60 %), замещенного роговой обманкой (10–30 %), а также биотита (5–10 %), калиевого полевого шпата (ортоклаз-пертита) состава  $Or_{66-69}Ab_{31-34}$  (5 %), кварца (3–10 %) [Сурин, 1997].

Сиениты образуют внешнюю кольцевую зону этого массива. Они светло-розовые, средне-крупнозернистые, иногда порфировидные. Широкоаблитчатые выделения калиевого полевого шпата имеют состав  $Or_{62-70}Ab_{38-30}$  (40–60 %), плагиоклаз — 20–30 %. Также присутствуют клинопироксен, замещенный роговой обманкой (10–15 %) F 25–30, биотит-лепидомелан (F# 47–57), замещенный хлоритом 2–8 %, кварц (3–10 %) развит в интерстициях или в мирмекитовых сростках.

В табл. I.12 приведены химические составы минералов разных фаз Верхнеуральского массива, а в табл. I.13 даны геохимические характеристики тех же минералов.

Клинопироксен (авгит) высокожелезистый, имеет устойчивый состав, с количеством ферросилитового минала 22–25 %. Отмечается снижение кальциевости в авгитах второй и третьей фазы Верхнеуральского массива. Кальциевые авгиты характеризуются повышенной глиноземистостью, они обогащены стронцием. В позднемагматическую стадию кристаллизации авгит замещается диопсидом с «щелочной спецификой» [Фролова и др., 1985]. Судя по невысокой глиноземистости диопсида и величине  $Ca/Al=7,7$ , его кристаллизация происходила в гипабиссальных условиях (1–2 кбар) [Нестеренко, Арискин, 1993].

Биотит определен в сиените третьей фазы. По химическому составу он отнесен к магнезиальной разновидности антит-флогопитового ряда при умеренной относительной железистости (Fe# 48–54 %), что типично для гранитоидов сиенитового ряда. Для него характерна повышенная титани-

**Таблица 1.12**

Химический состав некоторых минералов Верхнеуральского массива [Сурин, 1997]

Фазы	Первая		Вторая				Третья				
№ обр.	5008-1	ВУ-92	3317/213		ВУ-8	ВУ-12	3335/98	3335/98	3335/67,5	3335/98	ВУ-16
М-лы	Схр	Нб	Схр	Mt	Нб	Нб	Схр	Mt	ТMt	Вt	Нб
№№ п/п	1	3	4	5	6	8	9	11	12	13	15
SiO <sub>2</sub>	50,55	46,48	51,55	0,57	46,24	49,20	49,00	0,46	0,36	36,73	48,88
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,31	1,11	1,58	1,42	1,08	1,02	–	14,55	3,68	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,88	6,31	4,23	–	6,11	4,43	6,73	–	–	14,21	5,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,12	4,40	1,25	64,87	4,00	3,80	5,93	67,89	40,34	–	2,00
FeO	3,26	11,37	11,16	32,82	11,97	10,77	7,57	31,65	44,19	17,76	11,59
MnO	0,26	0,58	0,95	–	0,53	0,93	0,78	–	0,41	0,41	0,55
MgO	15,24	14,39	16,96	–	14,39	15,02	14,88	–	–	14,14	15,85
CaO	22,08	11,54	11,47	–	11,54	11,39	11,84	–	–	–	11,26
Na <sub>2</sub> O	0,80	0,81	0,98	–	0,74	0,74	1,64	–	–	0,77	0,99
H <sub>2</sub> O+	–	0,42	0,34	0,15	0,44	0,31	0,61	–	0,15	8,70	0,42
CO <sub>2</sub>	–	1,90	–	–	1,85	2,14	–	–	–	3,60	1,71
F	–	0,54	–	–	0,77	0,31	–	–	–	–	0,23

Примечание: 5008-1 — габбро; ВУ-92 — габбро-диоритовый автолит; 3317/213 — кварцевый монзонит; ВУ-8 — кварцевый диорит; ВУ-12 — гранодиорит; 3335/98 и 3335/67,5 — сиениты; ВУ-16 — кварцевый сиенит.

**Таблица 1.13**

Геохимическая характеристика некоторых минералов Верхнеуральского массива (г/т), по [Сурин, 1997]

Фаза	Первая			Вторая			Третья			
Порода	Габбро			Кв-й монзонит			Сиенит			
М-л	Срх	Нб	Мт	Срх	Мт	Нб	Мт	ТМт	Вт	Нб
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
V	30	5	200	15	400	15	400	600	40	9
Ni	7	12	50	—	10	10	4	—	3	10
Co	—	5	15	—	4	5	8	15	13	5
Cr	20	—	120	—	20	—	10	10	—	—
Cu	15	15	30	3	20	3	5	5	10	10
Zn	—	50	—	—	30	100	32	—	100	35
Pb	—	10	—	—	9	12	8	—	10	13
Mo	—	10	—	—	10	11	10	—	—	8
Zr	100	100	—	—	200	25	30	—	—	15
Be	1	0,5	1	1	1	1	2,5	3	1	0,5
Sr	900	50	40	—	—	30	40	—	25	20
Mn	300	100	150	1000	150	1000	400	1500	1100	1350
Y	—	30	—	30	200	30	30	30	—	50
N	1	2	1	1	2	2	2	1	2	2

стость (3,68 %  $\text{TiO}_2$ ) и значительное количество марганца. В целом состав биотита в сиенитах Верхнеуральского массива близок к таковому в породах островодужной шошонитовой серии.

Амфиболы в Верхнеуральском массиве являются роговыми обманками актинолит-гастингситового ряда, близкими по составу к эдениту. От типичных эденитов [Дир и др., 1965] их отличает меньшая кремнеземистость, натриевость, магниевость и глиноземистость, при более высокой титанистости и кальциевости. Подобный состав амфиболов типичен для магматитов шошонитовых серий [Кеpezинскas и др., 1988]. В амфиболах Верхнеуральского массива повышено содержание F (до 0,77 %) и  $\text{CO}_2$  (до 2,14 %).

Магнетиты в монцонитах и сиенитах верхнеуральского комплекса представлены тремя генерациями. Первая отвечает включениям высокотитанистого титаномагнетита в клинопироксене с высокой концентрацией ванадия и марганца (табл. 1.12). Вторая генерация представлена малотитанистым магнетитом, образовавшимся в поздне- и постмагматическую стадию. Магнетиты такого состава появляются при окислении и разложении ранних высокожелезистых фемических силикатов [Ферштатер, 1987]. Третья генерация магнетита контролируется сиенитовыми образованиями третьей заключительной фазы массива [Сурин, 1997].

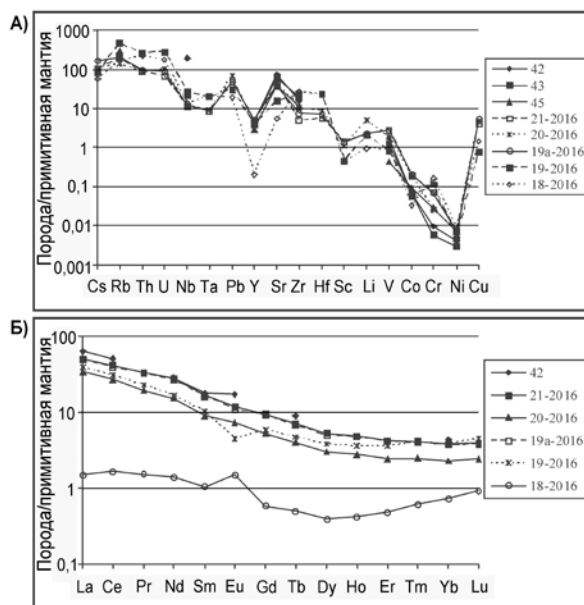
*Химический состав основных типов пород* верхнеуральского комплекса представлен в табл. 1.14. Породы принадлежат умереннощелочной серии, в которых количество натрия стабильно, а содержание калия возрастает от основных пород к кислым. В этом же направлении происходит смена типа щелочности от калий-натриевой на калиевую. Количество титана в породах относительно низкое, а алюминия — высокое.

**Таблица 1.14**

Химический состав пород верхнеуральского комплекса

	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	ппп	Сумма
19-1/2016	66,0	0,40	16,0	2,10	1,43	0,04	0,86	1,42	3,50	6,25	0,20	1,76	99,96
18-1/2016	66,0	0,44	16,0	2,10	1,19	0,03	0,40	1,50	3,80	6,25	0,17	1,60	99,45
19А/2016	54,98	0,81	17,57	7,56	3,2	0,15	3,87	6,87	3,80	2,51	0,41	1,70	100,27
21/2016	54,39	0,87	17,67	7,91	3,8	0,172	3,62	7,14	3,94	2,43	0,45	1,70	100,3
20/2016	54,40	0,53	16,19	7,06	3,2	0,22	4,54	6,57	3,17	2,14	0,16	5,3	100,29
12/2016	48,0	0,77	16,40	7,00	4,31	0,16	7,10	7,00	2,75	3,80	0,43	2,10	99,82
42	58,26	0,59	17,90	3,18	2,39	0,10	2,33	4,62	4,49	4,61	0,33	1,37	100,18
43	62,51	0,48	17,12	1,86	1,87	0,09	2,39	3,24	4,58	4,42	0,25	1,28	100,08
45	69,94	0,30	15,01	1,47	1,14	0,03	0,85	1,27	5,08	3,59	0,15	0,94	99,78

*Примечание:* 19-1/2016, 18-1/2016 — кварцевые сиениты, 19А/2016, 21/2016, 20/2016 — сиенито-диориты, 12/2016-монцодиориты, 42 — сиениты; 43 — кварцевые сиениты; 45 — субщелочные граниты.



**Рис. 1.9.** Спайдерграммы пород Верхнеуральского массива: А) редкие и рассеянные, Б) редкоземельные элементы.

*Примечание:* составы см. табл. I.15.

Микроэлементный состав пород отражен в табл. I.15, а геохимические спектры показаны на спайдерграммах (рис. I.9). Согласно приведенным данным в рассматриваемой ассоциации пород отмечается обогащенность крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Th, U). Повышенные количества характерны Pb, Sr, Nb, Ta, а Zr и Hf. Еще большие количественные показатели свойственны Li и V. Небольшой минимум отмечается для Y и Sc, а Ni, Cr и Co образуют глубокий минимум.

Из анализа геохимических характеристик субщелочных вулканогенных пород (новоивановская толща, шумилинская и шелудивогорская свиты), а также верхнеуральского интрузивного комплекса следует, что генерация исходных расплавов для них, вероятно, происходила из неистощенной (лерцолитовой) мантии [Сурин, 1997]. Область зарождения магматических расплавов располагалась, по-видимому, на большей глубине, по сравнению с комплексами типичных островных дуг (бугодакская и аблязовская свиты). Первичные расплавы затем претерпели дифференциацию в промежуточных очагах на глубинах 20–30 км [Язева, Бочкарев, 1998]. Это сопровождалось выпадением из расплава оливина, клинопироксена и титаномagnetита и накоплением летучих компонентов. В дальнейшем в периферических (приповерхностных) условиях, где сконцентрировалась флюидонасыщенная часть расплава, происходило фракционирование полевошпат-амфиболовой ассоциации минералов.

**Таблица I.15**

Содержание микроэлементов (г/т) в породах Верхнеуральского интрузивного комплекса

№	42	43	45	21-2016	20-2016	19а-2016	19-2016	18-2016
Li	–	–	–	3,4	8,1	3,6	3,4	1,5
Be	–	–	–	1,3	1,1	1,4	4,546	2,4
Sc	–	–	–	18,2	14,1	17,6	5,9	5,4
Ti	–	–	–	4692	3175	4715	2269	2192
V	128	90	32	204,3	139,5	203,9	59,8	67,1
Cr	26	15	75	188,8	69	176,9	297,5	429,4
Mn	–	–	–	1280	1464	1226	289	98
Co	7	7	10	19,8	18,7	21,4	6	3,5
Ni	8	6	14	14,8	14,6	13	9,5	16,5
Cu	–	–	–	102,6	118,2	130,7	19,6	36,4
Zn	–	–	–	55,6	95,3	59,2	23,8	14,7
Ga	–	–	–	21,5	18,7	22	18,7	21,5
Ge	–	–	–	1,4	1,5	1,4	1,3	1,4
As	–	–	–	2,9	2,9	3	4,4	1,9
Se	–	–	–	0,6	0,5	0,6	н/о	н/о
Rb	95	104	133	89,1	65,8	91,1	215	76,4
Sr	1117	957	608	649,1	666,2	597,5	238,4	85,8
Y	15	16	10	16,9	9,8	16,9	12,9	0,7
Zr	129	157	93	40,9	87,4	63,8	195,7	228,4
Nb	90	10	–	5,2	5,5	5,9	11,8	6,1
Mo	–	–	–	2,2	1,8	2,1	3	3
Cd	–	–	–	0,1	0,1	0,1	0,01	0,03
Sn	–	–	–	1,1	0,7	1,2	1,7	1,5
Sb	–	–	–	0,1	0,5	0,2	0,3	0,4
Te	–	–	–	н/о	0,1	0,02	0,02	н/о
Cs	–	–	–	1,7	1,7	2,7	1,3	0,9
Ba	–	–	–	323,6	518,6	300,5	192,6	373,8
La	32	–	–	25,7	17,5	25,4	19,7	0,8
Ce	69	–	–	55,8	35,9	52,5	41,1	2,2
Pr	–	–	–	6,8	4	6,6	4,7	0,3
Nd	28	–	–	27,1	15,4	26,6	16,6	1,4
Sm	5,9	–	–	5,3	2,9	5,2	3,3	0,3
Eu	2,1	–	–	1,4	0,9	1,4	0,5	0,2
Gd	–	–	–	4,1	2,3	4	2,5	0,3
Tb	0,72	–	–	0,6	0,3	0,5	0,4	0,04



№	42	43	45	21-2016	20-2016	19а-2016	19-2016	18-2016
Dy	–	–	–	2,8	1,6	2,7	2,04	0,2
Ho	–	–	–	0,6	0,3	0,6	0,4	0,1
Er	–	–	–	1,4	0,8	1,4	1,3	0,2
Tm	–	–	–	0,2	0,1	0,2	0,2	0,03
Yb	1,5	–	–	1,3	0,8	1,3	1,4	0,2
Lu	–	–	–	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1
Hf	–	–	–	1,2	1,9	1,6	5,2	5,3
Ta	–	–	–	0,3	0,3	0,3	0,6	0,6
W	–	–	–	1,2	1,9	1,2	2	1,4
Tl	–	–	–	0,12	0,3	0,1	0,2	0,2
Pb	–	–	–	7	9,7	6,8	4,4	2,7
Bi	–	–	–	0,03	0,1	0,04	0,1	0,1
Th	–	–	–	5,5	5,2	5,8	15,8	13,6
U	–	–	–	1,2	1,8	1,5	4,9	3,1

*Примечание:* 42 — сиениты; 43 — кварцевые сиениты; 45 — субщелочные граниты; 21-2016, 20-2016, 19а-2016 — сиенито-диориты; 19-2016, 18-2016 — сиениты.

Важной геохимической особенностью этой умереннощелочной вулкано-интрузивной формации является ее высококалиевая специализация. Кроме того, в некоторых разновидностях пород этой формации установлена повышенная хромистость (до 430 г/т Cr) и повышенное содержание Nb (до 10–11 г/т), что обычно не свойственно типичным островодужным породам. Можно отметить, что повышенные содержания вышеуказанных химических элементов более характерны для пород в разрезах Уйско-Новооренбургской шовной зоны, особенно в вулканитах позднего франа. В вулканитах фамена щелочность пород в основном отвечает умеренно-щелочной серии. Количество оксида натрия в них превышает показатели оксида калия вдвое. Близость соотношений отмечается в распределении Nb в трахибазальтах и трахиандезитах фаменского возраста.

Таким образом, с запада на восток в структуре МОД в этот период времени происходит изменение состава исходных магм, контролируемых эволюцией геодинамического режима. Это, возможно, обусловлено отрывом, либо увеличением наклона субдукционного слэба с последующим погружением его в зону, где формируется субщелочной (шошонитовый) расплав с геохимическими показателями как островодужного, так и внутримитного плюм-зависимого режимов. Это позволяет рассматривать магматизм данного этапа как производное переходной геодинамической обстановки (от островодужной к окраинно-континентальной, усложненной трансформным рифтогенезом движения литосферных плит).

### 1.3.1. Флюидный режим (галогены и сера) Cu-Мо-порфирового Верхнеуральского месторождения

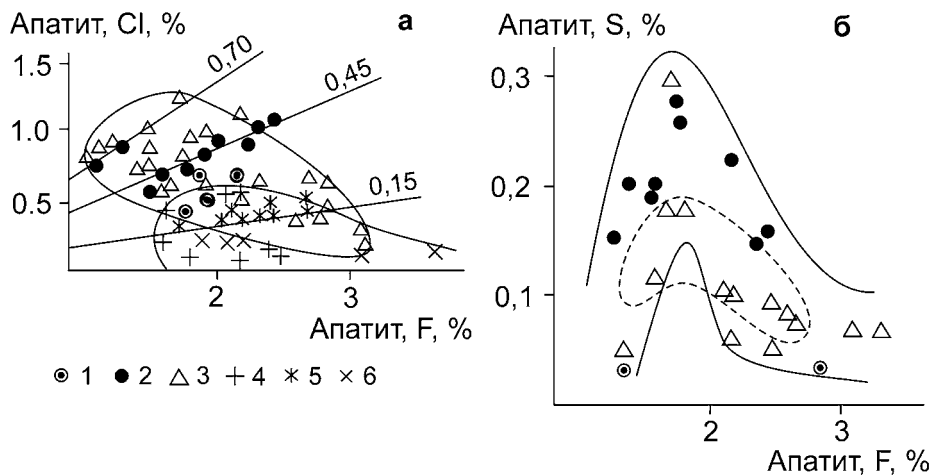
Верхнеуральское Cu-Мо-порфировое месторождение генетически связано с трахибазальт-андезит-трахидациит(шошонит)-латитовой серией и локализуется в комагматичных порфировых породах (гранодиорит-порфирах) Верхнеуральской габбро-монцонит-граносиенитовой интрузии. Это месторождение образуется на завершающем зрелом этапе эволюции Магнитогорской девонской островодужной системы ( $D_3fm$ ) в условиях смены геодинамической обстановки с островодужной на окраинно-континентальную. Изменения в химизме пород комплексов интерпретируются как усиление тангенциального сжатия в процессе развития островодужной системы и коррелируется с увеличением мощности земной коры и ее сиаличности [Язева, 1985; Мосейчук и др., 2000ф; и др.]. Последним объясняется и монцонитоидный характер продуктивной формации, проявление калишпатизации в центральной части метасоматических ореолов, более высокое содержание в рудах Мо одновременно с ростом в породах содержаний K, Ti, P, РЗЭ и других литофильных элементов.

Как известно, апатит является минералом-концентратором летучих компонентов (S, F, Cl), которые составляют важную частью магматического флюида. Согласно многочисленным наблюдениям и экспериментальным данным, содержание этих компонентов в апатите зависит от температуры, фугитивности кислорода, состава расплава и флюида [Бушляков, Холоднов, 1986; Холоднов, Бушляков, 2002; Carroll, Rutherford, 1987; Peng et al., 1997; Camberfort et al., 2008].

Распределение галогенов в апатитах Верхнеуральского Cu-Мо-порфирового месторождения свидетельствует о том, что оно формировалось в условиях относительно высокой активности не только хлора и фтора, но и сульфатной серы (рис. 1.10). Среднее содержание F в апатитах составляет 2,2 мас. %, Cl 0,6 мас. %, а S 0,10 мас. %.

В поведении галогенов при кристаллизации апатита в различных по составу породах выделяются три особенности (рис. 1.10а). Первая показывает увеличение общего содержания Cl в апатитах от более ранних интрузивных фаз к поздним: от 0,52 % в апатитах монцогаббро до 1,2 % в апатитах более поздних гранодиорит-порфиров, при некотором снижении F и росте отношения Cl/F в апатитах: от 0,3 в монцогаббро до 0,45 % в кварцевых сиенитах и до 0,70 в ранних генерациях апатита в гранодиорит-порфирах. Вторая особенность отражает накопление Cl и F при выдержанности отношения Cl/F в процессе кристаллизации самих пород (монцогаббро, сиенитов, гранодиоритов). Третья проявляется при кристаллизации гранодиорит-порфиров при снижении содержаний Cl в апатитах почти на 1 % и при росте F на 2 % от ранних генераций апатита к поздним.

Сера, изоморфно замещающая фосфор в структуре апатита, количественно увеличивает свое содержание в апатите от монцогаббро к кварцевому сиениту и гранодиорит-порфиру (рис. 1.10б). Максимум ее concentra-



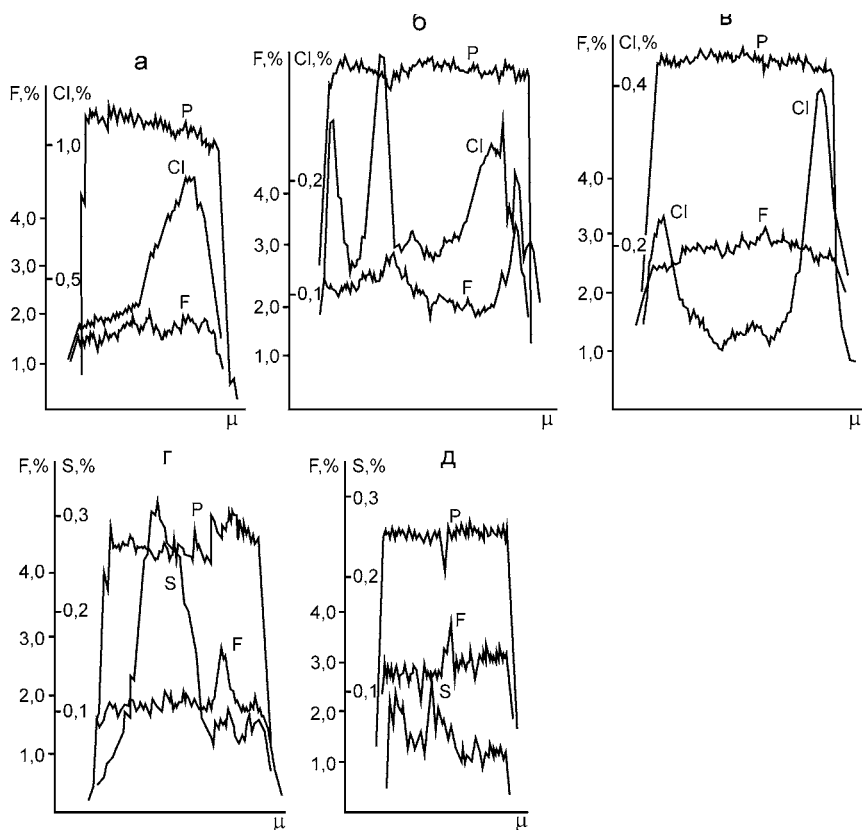
**Рис. 1.10.** Соотношение содержаний Cl и F (а) и F и S (б) в апатитах магматических пород и околорудных метасоматитов Верхнеуральского медно-молибден-порфирового месторождения: (а) 1 — монцогаббро, 2 — кварцевый сиенит, 3 — гранодиорит-порфир, 4 — гранодиорит с интенсивной серицитизацией и хлоритизацией, 5 — хлорит-карбонат-альбитовый метасоматит в гранодиоритах, 6 — карбонат-серицит-кварцевый метасоматит в гранодиоритах; (б) те же условные обозначения, *штриховой линией* ограничено поле состава апатитов в карбонат-серицит-кварцевых метасоматитах.

ций (до 0,30 %) наблюдается при содержании F около 2,0 %. При дальнейшем росте F в более поздних генерациях апатита в гранодиорит-порфире количество S снижается до 0,05 % и менее.

Микрозондовым сканированием выявлена четкая зональность в распределении Cl, F и S в отдельных кристаллах апатита в гранодиорит-порфирах (рис. 1.11). Для Cl свойственно интенсивное накопление в краевых зонах более ранних кристаллов. Этот тип зонального распределения близок первой и второй тенденциям, отмеченным ранее. В распределении S также отмечается накопление в краевых зонах некоторых кристаллов (рис. 1.11д). Встречаются кристаллы, в которых максимум S приурочен к их центральным зонам (рис. 1.11г). Такое распределение серы подтверждает ее изоморфный характер в составах апатита и не связано с включениями сульфидов.

На накопление S в процессе дифференциации расплава указывает рост ее валовых содержаний (до 0,5 % и более) непосредственно в самих породах (кварцевых сиенитах и гранодиоритах). В более кислых по составу породах валовые концентрации S снижаются до 0,05–0,20 %. Это с учетом данных по распределению S в апатитах указывает на первично-магматический источник серы в медно-порфировом оруденении этого месторождения.

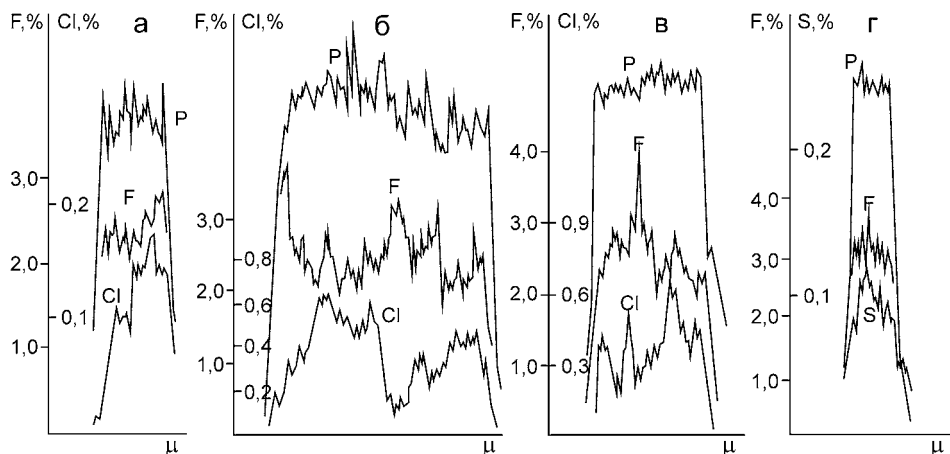
Таким образом, в процессе формирования продуктивных порфировых пород Верхнеуральского месторождения по режиму галогенов могут быть выделены два последовательных этапа: более ранний этап с синхронным накоплением Cl и S в расплавах кварцевых сиенитов и гранодиорит-порфи-



**Рис. 1.11.** Зональность распределения Cl, F и S в отдельных кристаллах апатита из гранодиорит-порфиров Верхнеуральского месторождения: (а–в) с преимущественным накоплением Cl в краевых зонах кристаллов, г — с максимальными концентрациями S в центральных зонах кристаллов, д — с накоплением S в краевой зоне.

ров и последующий этап с выносом Cl и S из кристаллизующихся гранодиорит-порфиров. Соответственно, гранодиорит-порфиры на данном месторождении являются важным источником элементов-минерализаторов (Cl, F и S) в составе рудообразующих флюидов.

Характер распределения Cl, S и F в апатитах из хлорит-карбонат-альбитовых и карбонат-серицит-кварцевых метасоматитов (см. рис. 1.10) обнаруживает заметную унаследованность от распределения этих летучих компонентов в составах апатитов сиенитов и гранодиорит-порфиров. Отмечается также определенная связь между интенсивностью процессов серицитизации и хлоритизации интрузивных пород с количеством Cl и F в составе апатитов метасоматического генезиса. Наиболее значительные концентрации F (>2,5 %) наблюдаются в составе апатитов из жильного серицит-кварцевого метасоматита, а Cl (до 0,70 %) — в апатитах из хлорит-альбитового метасоматита. В последнем концентрации F и Cl обнаруживают прямо пропорциональный тренд распределения с соотношением Cl/F близким 0,15.



**Рис. 1.12.** Характер зональности Cl, S и F в кристаллах апатита из хлорит-карбонат-альбитового метасоматита Верхнеуральского месторождения: а — с прямо пропорциональным характером связи между содержаниями Cl и F (мелкие кристаллы); б — с обратно пропорциональным соотношением Cl и F (центральная часть раннего крупного кристалла апатита); в — с комбинированным соотношением Cl и F в позднем прожилковидном апатите; г — характер распределения S и F в наиболее мелких кристаллах апатита в хлорит-карбонат-альбитовом метасоматите.

Профильное сканирование отдельных кристаллов апатита в хлорит-карбонат-альбитовых метасоматитах показывает (рис. 1.12), что режим галогенов при их образовании был относительно неустойчив и характеризовался периодами более высокой активности как Cl, так и F. Это проявляется и в отношении поведения S (рис. 1.12г).

В целом состав апатита из гидротермально-метасоматических образований свидетельствует о формировании околорудных метасоматитов Верхнеуральского месторождения с участием постмагматических хлоридно-сульфат-гидросульфидных флюидов: более хлороносные флюиды при образовании метасоматитов хлорит-альбитового состава и более богатые фтором флюиды при образовании серицит-кварцевых метасоматитов.

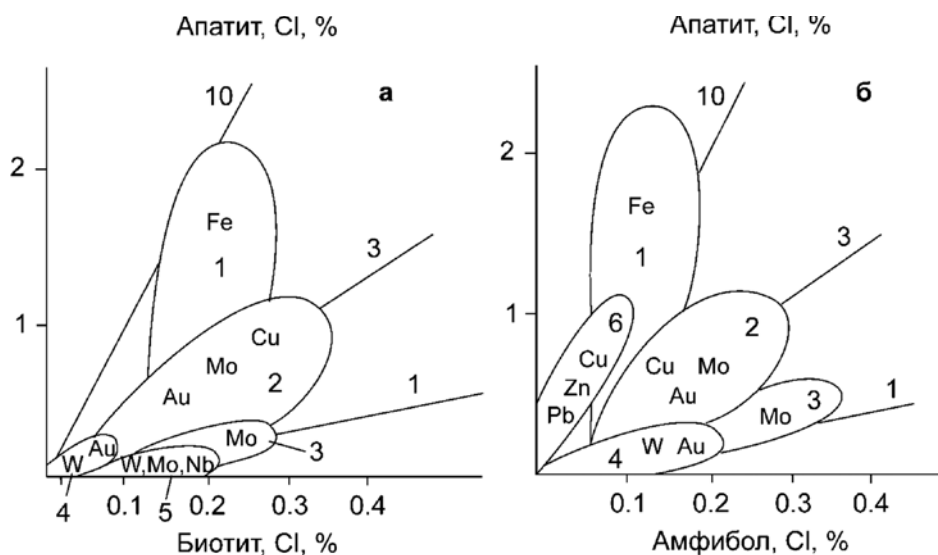
### **1.3.2. Некоторые обобщающие данные, характеризующие особенности режима галогенов и серы в надсубдукционных диорит-гранодиоритовых интрузиях Урала, сопровождаемых сингенетичной магматизму золото-медно-порфировой и медно-молибден-порфировой рудной минерализацией**

Для пород и руд медно-порфировых месторождений различных регионов России и мира установлены широкие вариации их хлоро- и фтороносности [Сотников и др., 1984; Dilles, 1987; Холоднов, Бушляков, 2002 и др.]. Это зависит, в основном, от состава рудоносных магматических серий, состава субстрата в зонах магмагенерации, а также и от палеогеодинамическо-

го фактора. С количеством хлора и фтора в рудно-магматическом процессе заметно коррелирует и геохимический профиль оруденения. Установлено, что существенно медные, часто с повышенной золотоносностью, порфировые месторождения формируются преимущественно в островодужных условиях, а флюиды в них характеризуются высоким содержанием хлора. На существенно молибденовых месторождениях, которые контролируются окраинно-континентальными вулкано-плутоническими поясами, наложенными на структуры с более зрелой континентальной корой, определяющим среди летучих становится F. Выявлена зависимость активности Cl и F в рудно-магматическом порфировом процессе от типа щелочности продуктивных магматических серий. Существенно натровые серии в большей степени специализированы на Cl, тогда как субщелочные калиевые — на F. С хлор-натриевым типом продуктивного андезитоидного порфирового магматизма ассоциирует преимущественно вкрапленное медно-порфировое оруденение, а с фтор-калиевым — молибден-порфировое при широком развитии калишпатизации в зонах околорудного метасоматоза последних.

По уровню зарождения глубинного источника медные и молибден-порфировые рудно-магматические системы относятся к мантийно-коровым. Принято считать, что они образуются в результате взаимодействия мантийных магм и отделяющихся от них флюидов с магматическими расплавами, формирующимися в земной коре [Кривцов и др., 1986; Грабежев и др., 1992; и др.]. Для островодужных и окраинно-континентальных рудно-магматических систем результат такого взаимодействия существенно различается [Сотников и др., 1984; и др.]. Специфика первых (островодужных) объясняется связью с региональными глубинными разломами и поперечными нарушениями, возникающими в условиях растяжения надсубдукционной зоны. Такие структуры благоприятны для связи глубинных и верхних уровней Земли, для проникновения на верхние уровни земной коры глубинного мантийного вещества. Для месторождений этого типа характерны повышенные содержания Cu, Au, As, Sb, Co, Ni, незначительные содержания Mo. Среди летучих преобладают Cl и S. Вторые (окраинно-континентальные) формируются в основном в условиях приращения островных дуг к континенту, скучивания различных, часто удаленных океанических, островодужных и других образований, коллизией. Здесь преобладает режим сжатия. Такая обстановка благоприятна для процессов селективного плавления более интенсивной контаминацией мантийных магм зрелым коровым веществом. Это подтверждают повышенные содержания K, Al, Mo, Rb, Sr, Ba. Данные системы бедны водой, серой и хлором, но характеризуются повышенной активностью фтора. В целом, по-видимому, для меди ведущим является глубинный мантийный источник, а для молибдена — коровый [Сотников и др., 1984].

В последнее время получены новые дополнительные данные по соотношениям галогенов и серы в апатитах ряда рудоносных медно-порфировых объектов Южного Урала (Вознесенское, Михеевское, Тарутинское, Каракасское, Еленовское и др. месторождения), которые подтверждают более



**Рис. 1.13.** Соотношения между концентрациями хлора в сосуществующих апатитах, биотитах и амфиболах для гранитоидов Урала, специализированных на различное эндогенное оруденение [Холоднов, Бушляков, 2002]. Поля составов: 1 — габбро-гранитные серии Урала со скарново-магнетитовым оруденением; 2 — диорит-гранодиорит-порфировые и монцодиорит-гранит-порфировые серии Урала с медно-порфировым и медно-молибден-порфировым оруденением; 3 — молибден-порфировые месторождения других регионов России (Шахтаминское, Жирекенское и др.); 4 — тоналит-гранодиорит-гранитные батолиты Урала с шеелитовым и золото-сульфидно-кварцевым оруденением (Шарташский, Пластовский массивы, Березовское, Кочкарское золоторудные месторождения и др.); 5 — поздние и постколлизийные фтороносные монцодиорит-гранит-лейкогранитные серии Урала с редкометальным оруденением (Степнинский, Малышевский, Соколовский и др. массивы); 6 — медно-колчеданные месторождения Урала.

ранние выводы [Бушляков, Холоднов, 1986; Холоднов, Бушляков, 2002 и др.] о том, что апатиты в магматических породах, специализированных на медно-порфировое оруденение, практически всегда содержат повышенные концентрации хлора. Как правило, диапазон концентраций хлора в апатитах магматических пород таких рудно-магматических систем составляет 0,20–1,0 мас. %. Наличие повышенных содержаний хлора в составе апатита, а также и в составах (до 0,2–0,3 мас. %) других сосуществующих гидроксилсодержащих минералов (рис. 1.13) — амфиболе и биотите — имеет важное значение для выделения потенциально-продуктивных массивов и комплексов. Как было показано выше, к таким интрузивным комплексам в Магнитогорской зоне, завершающим островодужное развитие, относится монцодиорит-граносиенитовый Верхнеуральский массив.

Таким образом, хлор для медно-порфировых, в какой-то степени и для медно-молибден-порфировых месторождений, является главным переносчиком и концентратором Fe и Cu — главных хлорофильных рудоформирующих элементов этих месторождений. Вместе с тем уровень содержаний хлора в апатитах, в отличие от скарново-магнетитовых рудно-магматических

систем, не увязывается напрямую со степенью рудоносности конкретных медно-порфировых систем, на что обратил внимание А.И. Грабежев [Грабежев и др., 2011]. По-видимому, основная причина отсутствия прямой корреляции между содержанием хлора в апатите и рудоносностью порфировых систем скорее всего определяется тем, что хлор не является здесь единственным кислотным компонентом медьсодержащих рудообразующих флюидов. Здесь важную роль в рудообразовании играет и сера, ее различные гидросульфидные, сероводородные и особенно сульфатные соединения, что и определяет одновременную миграцию в составе рудообразующих флюидов, как сульфурофильных элементов, так и хлорофильных [Маракушев, 1979 и др.]. Так, установлено, что наряду с хлором, апатиты в магматических породах медно-порфировых месторождений часто содержат и сульфатную серу. Ее концентрации в апатитах конкретных месторождений определяются фугитивностью кислорода. В тех случаях, когда она повышена, относительно более значительное количество сульфатной серы находится в составе апатита. В менее окислительных условиях содержание сульфатной серы в апатитах может снижаться до нулевых значений. Это сопровождается более ранней кристаллизацией сульфидных минералов. Примеры таких месторождений, в которых апатиты не содержат сульфат серы (Гумешевское и др.) на Урале охарактеризованы в работах А.И. Грабежева и его соавторов [Грабежев, Воронина, 2012]. Состав рудообразующих флюидов в этом случае был более восстановительным (гидросульфидно-сероводородным), при относительно менее значительной роли в его составе сульфатной серы. Последняя может входить в структуру апатита только в виде комплекса  $(\text{SO}_4)^{2-}$ , изоморфно замещая здесь комплексы  $(\text{PO}_4)^{3-}$ , либо по гетеровалентной схеме изоморфизма  $\text{S}^{6+} + \text{Si}^{4+} = 2\text{P}^{5+}$ , отвечающей ряду апатит-элестадит, или по схеме  $\text{S}^{6+} + \text{Na}^+ = \text{P}^{5+} + \text{Ca}^{2+}$  [Rouse, Dunn, 1982; Peng et al, 1997; Liu, Comodi, 1993].

Литературные данные в целом подтверждают, что присутствие в магматических породах серосодержащего апатита является прямым свидетельством повышенного содержания сульфатов в магмах [Baker, Rutherford, 1996; Carroll, Rutherford, 1987; Luhr, 2008; Newton, Manning, 2005; Parat et al, 2002; Parat., Holtz, 2004]. Например, сера в форме сульфата характерна для окисленных дацитовых магм, где ее содержание достигает 1000 г/т при 950 °С и при  $f\text{O}_2$  более 2 лог. единиц выше буфера NNO [Carroll, Rutherford, 1987]. Согласно экспериментальным данным, концентрация серы в апатите пропорциональна ее содержанию в расплаве [Camberfort et. al., 2008; Carroll, Rutherford, 1987]. Используя уравнение распределения, предложенное [Peng et.al., 1997], это позволяет рассчитать количество сульфатной серы и в рудоносных расплавах.

По данным исследований [Авдонина, Прибавкин, 2013], концентрация серы в расплаве, формирующем дайки среднедевонских эпидотсодержащих порфиров трахиандезит-трахидацитового состава на Среднем Урале, на момент кристаллизации ранних вкрапленников апатита, содержащих максимальное количество  $\text{SO}_3$  (0,5–1,5 мас. %) при температуре 930–850 °С, мог-



ла составлять от 1500 до 2000 г/т. При снижении температуры расплава растворимость сульфатной серы в нем снижалась, достигая порога насыщения при 725°C, фиксируемого появлением ангидрита. Концентрация серы в расплаве, равновесном с более поздним низкосернистым апатитом (0,2–0,1 мас. % SO<sub>3</sub>) и ангидритом, составляла <100 г/т. Эти данные позволяют предполагать высокую окисленность богатого водой сульфат-насыщенного трахиандезит-трахидацитового расплава на уровне 0,5–1,5 лог. ед.  $fO_2$  выше буфера NNO. Эти оценки концентраций серы в расплавах (100–1500 г/т), по-видимому, будут характерными и для рудоносных сульфатсодержащих магм, формирующих медно-порфировые месторождения Урала.

Таким образом, частое наличие сульфатной серы в составе акцессорных апатитов магматических пород медно-порфировых месторождений является важным признаком ее магматического источника в составе этих месторождений, а также одним из доказательств магматической природы хлор-сульфатных рудообразующих флюидов этих месторождений. Кроме того, наличие одновременно повышенных концентраций хлора и серы в составе апатитов медно-порфировых месторождений свидетельствует о том, что состав рудообразующих флюидов здесь был сложный комплексный хлоридно-гидросульфид-сульфатный. Соответственно, поэтому в рудообразовании одновременно участвовали не только значительные массы таких сульфурофильных элементов, как медь и золото, но и железа, у которого сродство к хлору является наиболее высоким [Маракушев, 1979 и др.].

#### 1.4. Пикритоидный магматизм Магнитогорской островной дуги в верхнем девоне–раннем турне

В восточном обрамлении МОД в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны получили распространение вулканогенные и интрузивные образования пикритоидов сара-тюбинской толщи и сахаринско-амамбайского комплекса. Генерация пикритоидного расплава происходила на еще большей глубине в верхней мантии, чем генерация субщелочного расплава — производного монцонит-шошонит-латитовой ассоциации пород, описанных в предыдущем разделе.

До рассмотрения конкретных материалов кратко изложим видение проблемы по серпентинизированным ультраосновным залежам и сопутствующим им пикритоидам на примере сахаринской ассоциации пород [Мосейчук, Сурин и др., 2000ф].

В Уйско-Новооренбургской шовной зоне получили развитие ультраосновные залежи, представленные серпентинизированными гипербазитами, в которых присутствуют менее измененные блоки и типичные интрузивные образования (в том числе дайки) дунитов, перидотитов, оливинитов, пироксенитов, а также в разной степени измененных габбро и диоритов. Происхождение этих ассоциаций пород является одной из сложнейших проблем

Урала. Рассматриваемый здесь сахаринский комплекс по набору пород, их петрохимическим и петрографическим особенностям сопоставим с образованиями платиноносного пояса, получившего развитие на Среднем и Северном Урале [Иванов, 1997 и др.], где этот пояс был выделен в самостоятельную дунит-клинопироксенит-габбровую формацию. Рассматриваемые породы относились также и к «дунит-клинопироксенитовой ассоциации офиолитовых комплексов» [Геохимия..., 1983]. Одни исследователи подчеркивают тесную связь этих гипербазитов и базитов с офиолитами [Савельева, 1987; Варлаков, 1996], другие предлагают различать «парные гипербазит-базитовые комплексы» с выделением «собственно офиолитовой» и «дунит-клинопироксенит-габбровой» (платиноносной) ассоциаций [Балыкин и др., 1991; Ферштатер, 1987; Коротеев, Ферштатер, 1989]. При этом платиноносную ассоциацию выделяют обособленно от офиолитов [Золоев, 1987; Иванов, 1997].

Сахаринская дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация пород объединяет дуниты, оливиниты, верлиты, клинопироксениты, габбро, диориты, горнблендиты. Они представлены небольшими телами размером от сотен м<sup>2</sup> до первых км<sup>2</sup>. Также известны два относительно крупных массива — Амамбайский (20 км<sup>2</sup>) и Сахаринский (18×7 км) и условно отнесенный к этой же серии Леснополянский массив габброидов. Большинство из них представлены габброидами, но во многих из них так же присутствуют и клинопироксениты. Оливиниты и дуниты известны лишь в Сахаринской залежи. Необходимо отметить, что ряд интрузивных тел сахаринской ассоциации известен в Буранном блоке близи комагматичной пикрит-базальтовой сара-тюбинской толщи. Здесь известны мелкие тела габброидов, а на склоне г. Сары-Тюбе — три тела верлитов.

Согласно взаимоотношениям разных типов пород дуниты сахаринской ассоциации формировались в первую фазу и условно датируются ранним девоном. Они секутся верлитами и оливинитами второй фазы. Большая часть массивов сложена габбро, клинопироксенитами и изредка диоритами третьей фазы. Вторая и третья фазы сахаринской ассоциации представляют собой интрузивный комплекс, названный сахаринско-амамбайским. *Сахаринско-амамбайский комплекс* прорывает фаунистически охарактеризованную аблязовскую свиту верхнего франа. В свою очередь аблязовский вулканический комплекс пересекается Верхнеуральским массивом с изотопной датировкой в 362 млн. лет [Салихов, Митрофанов, 1994]. Наиболее вероятный фаменский возраст сахаринско-амамбайского комплекса соответствует по времени формирования вулканитам комагматичного сара-тюбинского комплекса. Так, одна из поздних тонкозональных разновидностей циркона в дунитах Сахаринского массива датирована возрастом 378–374 млн. лет (фран–фамен), что совпадает с датировкой (388–377 млн. лет) циркона в монцогаббро этого массива [Ферштатер, 2013].

Геодинамическая обстановка платиноносной дунит-пироксенит-габбровой ассоциации Урала до сих пор не определена. Было высказано представление о субплатформенной природе этих образований [Иванов, 1997]. Кро-

ме того, была выдвинута идея об островодужных условиях их формирования [Иванов, Шмелев, 1996; Иванов, 1997].

Для сахаринской ассоциации пород принято В.М. Мосейчуком и С.Т. Суриным [2000ф] допущение, что они были сформированы в комплементарной паре — рестит (дунит + гарцбургит) — магматит (оливинит-верлит-габбро-диоритовый комплекс). Применительно к рассматриваемым здесь ультрамафитам сахаринской ассоциации считается, что сначала они были выведены на уровень островодужной коры (рестит — дунит, гарцбургит) с образованием выплавок пикритовой магмы, представленных перидотитами, клинопироксенитами, габброидами и диоритами. Время их формирования отвечает фамену–раннему турне.

*Химический состав серпентинитов сахаринской ассоциации.* В серпентинитах сахаринской ассоциации отмечается высокое содержание Mg и низкие — Al, Ca, Na, K. Аполерцолитовые серпентиниты выделяются повышенными содержаниями Si, Al, Ca, Na, K и пониженными — Mg и Fe (табл. I.15). Они имеют высокие содержания Cr (0,1–0,5 %), Ni (0,2–0,3 %), Co (сотые доли процента) и очень низкое — TiO<sub>2</sub> (менее 0,1 %) (табл. I.16). В серпентинитах, по сравнению с относительно слабо измененными дунитами, заметно выше степень окисленности Fe.

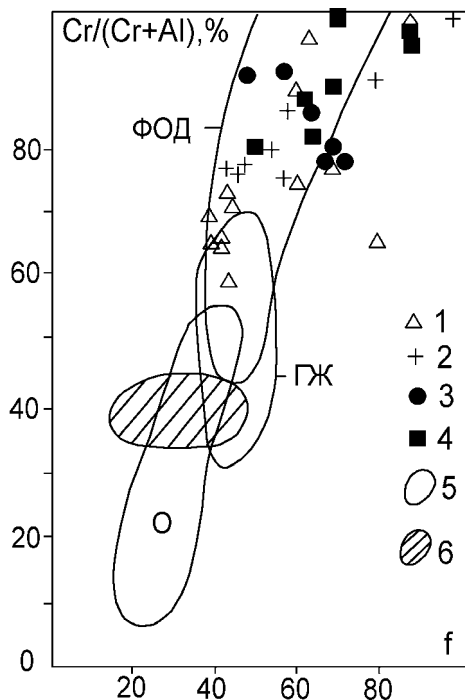
**Таблица I.16**

Химический состав серпентинизированных гипербазитов Бриентского и Сахаринского массивов, по [Сурин, 1997]

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Пnn	CO <sub>2</sub>	S	Σ
1	38,20	0,10	0,27	6,25	4,00	0,13	41,27	0,10	0,12	0,05	-	8,36	-	-	99,89
2	34,86	0,06	0,36	7,19	2,53	0,18	39,71	0,19	0,04	-	-	14,04	-	-	99,98
3	39,22	0,06	0,97	7,46	1,71	0,13	38,41	<0,10	0,13	0,05	0,013	11,44	-	-	99,59
4	42,73	0,08	2,13	5,64	2,88	0,12	33,55	0,68	0,25	0,25	0,05	10,88	-	-	99,09
5	40,90	0,02	0,67	7,08	2,50	0,07	35,05	0,15	0,12	<0,05	<0,009	12,59	0,05	0,05	99,10
6	40,66	0,03	0,90	5,96	2,07	0,11	36,39	<0,10	0,10	<0,05	0,009	12,48	<0,40	0,08	99,75
7	39,98	0,08	1,21	5,65	1,88	0,09	36,81	0,75	0,15	0,13	0,025	12,54	0,66	<0,05	99,30

*Примечания:* 1 — относительно слабо серпентинизированный дунит из Сахаринского массива; 2 — аподунитовый серпофит-лизардитовый серпентинит из того же массива; 3 — антигоритовый серпентинит из Амамбайского массива; 4 — аполерцолитовый серпентинит; 5–7 — антигоритовые серпентиниты Арсинского массива.

*Некоторые особенности минерального состава серпентинизированных пород.* Составы хромшпинелидов в «сахаринских» дунитах, а также в серпентинитах Бриентского массива одинаковы (рис. I.15). Оливин в этих породах, по микрозондовым данным Г. Г. Кораблева и химическим анализам мономинеральных фракций [Бобылев, Сергеев, 1969ф], относится к форстерит-хризолиту (около 90 % Fo). Высокая магнезиальность оливина характерна для реститовых образований. По-видимому, гипербазиты рассма-



**Рис. 1.14.** Диаграмма состава хромитов из серпентинизированных гипербазитов Уйско-Новооренбургской шовной зоны [Сурин, 1997].

*Условные обозначения:* 1 — серпентинизированные гипербазиты ордовика; 2 — серпентинизированные гипербазиты бриентского ( $D_1$ ) и дунит-гарцбургитовых комплексов; 3–4 — дуниты сахаринского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса: 3 — Сахаринский массив, 4 — Амамбайский массив; 5 — поля составов хромшпинелидов из гипербазитов океанов, глубоководных желобов и фундамента островных дуг; 6 — область перекрытия составов шпинелидов лерцолитового и гарцбургитового парагенезисов [Колман, 1979; Лазько, 1988; Лазько и др., 1989; Паланджян, Дмитриенко, 1990; Мосейчук, Сурин, 1998].

триваемой «офиолитовой ассоциации» представляют собой фрагменты сильно истощенного симатического фундамента активной окраины океана, тектонически поднятые в верхние горизонты коры.

Высокая магнезиальность оливина реститовых образований ставит под сомнение вероятность генетического единства гипербазитов офиолитовой ассоциации (дунитов и гарцбургитов) с позднедевонскими (фран-фаменскими) образованиями сахаринско-амамбайского комплекса.

Далее рассмотрим особенности составов вулканогенного сара-тюбинского и собственно интрузивного сахаринско-амамбайского комплексов, подчеркнув при этом площадную совмещенность их на г. Сара-Тюбе.

**Сара-тюбинская вулканогенная толща** получила распространение на юго-западе Гумбейской подзоны Буранного блока [Мосейчук, Сурин, 1998; Говорова, 1981]. В составе толщи широко развиты ксенотуфы смешанного состава с пирокластикой широкого диапазона: от высокомагнезиальных пи-

критов до базальтов, но особенно широко развиты породы, соответствующие меймечитам. Выделяются две пачки: нижняя сложена ксенотуфами смешанного состава, верхняя (маломощная) — вулканогенно-осадочная.

Подробная характеристика рассматриваемых пород приведена в работах А.В. Говоровой [1981], В.М. Мосейчука и Т.Н. Сурина [1998]. Сара-тюбинская толща хорошо обнажена и вскрыта скважинами. Наблюдается вулканическая ритмичность, мощность ритмов от 1 до 20 м. В нижней части ритмов в составе пирокластики преобладают пикриты, состоящие из кристаллов серпентинизированного высокомагнезиального оливина в окружении каемки из стекла, отвечающего по составу меймечиту. Пирокластика представлена шлаковидным стекловатым базальтом с вкрапленниками клинопироксена. В средней части ритмов в составе пирокластики преобладают низкомагнезиальные пикриты и пикробазальты с вкрапленниками оливина и клинопироксена. Ксенотуфы представлены обломками субвулканических пород: от магнезиальных пикритов до базальтов. Обломки имеют размеры от микроскопических до глыбовых (до 10 м). В пределах ритмов разновидности пород сменяются снизу вверх от меймечитов до умеренномагнезиальных пикритов.

*Минеральный состав пород.* Рассматриваемые породы в основном отвечают туфам, а немногочисленные собственно магматические фации представлены субвулканическими образованиями. Описанные ниже минералы представляют собой вкрапления в тонкообломочной массе. Это зерна оливина, хромшпепинелидов, орто- и клинопироксена. Химические составы приведены в табл. I.17.

Оливин характеризуется повышенной магнезиальностью и повышенной кальциевостью с колебанием фаялитовой компоненты от 4,8 до 8,9 %, что противоречит составу первичного расплава пикритов и меймечитов. Обычно такие противоречия объясняются «загрязнением» расплавов ксеногенным оливином мантийного происхождения или выделением его более ранней фазы [Лазько, 1988]. Судя по высокому содержанию алюминия и почти полной сохранности шпинели температура расплава при низком давлении, по-видимому, составляет 1445° [Дир и др., 1965]. Хромистые шпинелиды сара-тюбинской толщи характеризуются повышенной глиноземистостью. Кристаллизуясь непосредственно из расплава ультраосновного состава, они отличаются от шпинелидов сара-тюбинской толщи более высоким содержанием FeO, TiO<sub>2</sub> и низким Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Богдасаров и др., 1979].

Ромбические пироксены по составу отвечают бронзитам с содержанием ферросилитовой составляющей 9,5–10,9 % и соответствуют ортопироксенам, кристаллизовавшимся из ультраосновной магмы.

Клинопироксен по составу соответствует диопсиду и высококальциевому авгиту переменной железистости, при колебаниях ферросилитовой компоненты от 5 до 13 %. В одном образце отмечена повышенная железистость с содержанием ферросилита 18 %. Клинопироксенам также свойственна небольшая натриевость (не выше 0,27 %) и весьма низкая титанистость.

Титаномagnetит по содержанию титана отвечает двум группам: низкотитанистой с содержанием TiO<sub>2</sub> 3,9–6,0 % и высокотитанистой (TiO<sub>2</sub> 10,5–14,1 %). Предположительно, они соответствуют двум разным генерациям — высоко-

Таблица 1.17

Химический состав типовых минералов из вулканитов сара-тюбинской толщи по [Мо-сейчук, Сурин, 1998]

	Оливины				Хромшпинелиды						
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	37,94	37,72	37,97	37,01	-	-	0,53	0,25	0,27	0,29	0,20
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	-	-	0,33	1,03	0,41	0,32	0,23	0,25	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,17	0,548	0,174	9,31	12,45	9,36	8,14	9,55	7,97	8,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,13	0,011	0,133	56,88	44,33	54,83	56,70	55,49	59,69	60,57
FeO	6,76	5,21	5,46	5,21	18,21	14,63	11,33	17,27	14,04	14,40	13,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	-	-	-	-	14,16	8,33	6,42	7,50	-	-
MnO	0,13	0,11	0,198	0,179	0,22	0,56	-	-	-	0,05	-
MgO	52,20	56,55	56,31	56,59	14,74	12,64	14,98	10,72	12,75	17,08	16,90
CaO	0,42	0,27	0,24	0,28	-	0,20	0,23	0,18	-	0,10	0,07
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,09	0,001	0,004	0,001	-	-	-	-	-	-	0,01
Σ	100,0	100,4	100,53	100,44	99,6	100,0	100,0	100,0	100,0	99,83	100,0
	Ортопироксены		Клинопироксены				Титаномagnetиты				
№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	49,62	47,06	50,24	48,52	50,46	45,68	53,17	1,526	2,002	0,247	0,270
TiO <sub>2</sub>	-	-	0,640	0,887	0,528	3,561	0,07	6,004	3,857	10,51	14,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,66	4,890	5,479	4,796	5,892	1,907	1,178	3,619	5,765	0,598
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,150	0,109	0,055	0,049	0,923	0,203	0,116	0,088	0,121
FeO	-	8,66	7,240	7,867	7,027	10,87	3,748	89,75	88,18	82,47	84,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,39	0,37	0,070	0,249	0,112	0,320	0,128	0,244	0,149	-	-
MgO	43,52	41,28	15,08	14,96	16,43	12,38	18,01	0,164	0,568	-	0,123
CaO	-	-	21,26	21,83	20,56	21,23	22,04	0,297	1,111	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	0,27	-	-	0,004	-	0,631	0,270	0,925	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0,089	0,022	-	-	-	0,052	-	0,114
Σ	102,4	98,02	99,84	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	Гранаты							Флогопиты			
№ п/п	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO <sub>2</sub>	36,97	37,83	38,68	37,69	38,29	35,52	42,22	42,80	39,74	40,62	40,33
TiO <sub>2</sub>	0,270	0,010	-	0,129	0,640	0,078	0,190	0,160	2,251	1,157	1,397
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,07	20,78	20,88	20,08	19,91	0,836	17,55	21,02	13,00	13,28	14,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,010	0,098	0,035	-	0,073	7,130	2,880	-	1,646	1,873
FeO	32,00	32,79	11,62	26,02	13,98	28,41	6,810	8,00	7,519	4,274	3,560
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	4,650	3,410	16,56	5,549	0,56	-	0,330	0,360	0,194	-	0,036
MgO	2,090	2,810	2,103	-	0,95	-	20,30	20,75	27,44	28,72	28,63
CaO	2,460	2,180	10,02	9,548	25,60	34,97	5,900	4,760	0,129	-	0,049
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,219	-
K <sub>2</sub> O	-	-	0,020	-	-	0,092	-	-	9,703	10,06	9,969
Σ	99,68	99,82	100,0	99,07	99,95	100,0	100,4	100,7	100,0	100,0	100,0

температурной высокотитанистой и относительно низкотемпературной низкотитанистой. Магнетит развит в виде рудной пыли [Говорова, 1981], проявившейся в процессе серпентинизации пород.

Гранаты объединяются в три группы (табл. 1.17). Первую образует альмандин с примесью пироповой, спессартитовой иgrossуляровой составляющих, называемых пиральспитами (ан. 23 и 24). Гранаты этой группы являются ксенокритами. Аналогичные гранаты описаны в нижнекаменноугольных вулканитах Ю. Урала [Порошин, 1988]. Вторую группу (ан. 25 и 26) составляют пиральспиты с долей grossуляра 26–29 %. По-видимому, они также имеют метаморфогенное происхождение при низких Р-Т параметрах [Мосейчук, Сурин, 1998]. К третьей группе (ан. 27–30) отнесены гранаты андрадит-grossулярового ряда метасоматического происхождения [Порошин, 1988].

Флогопиты присутствуют в пикритах и меймечитах в виде редких и мелких чешуй двух разновидностей — красный тетраферрифлогопит и бурый пятнистый флогопит. Первая из них отличается повышенной титанистостью и железистостью, второй свойственно снижение железистости и повышенная хромистость.

*Химический состав пород.* В табл. 1.18 приведены средние составы (из 131 анализов) [Мосейчук, Сурин, 1998] туфов ритмичного строения, в которых содержания петрогенных компонентов колеблются в широких пределах. Количество MgO в верхней части ритмов снижается на треть, одновременно возрастает содержание CaO, при этом увеличивается количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в 1,5–2 раза, и в 3 раза — TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, меняются соотношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, а также происходит рост содержания Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O.

**Таблица 1.18**

Средний химический состав пород сара-тюбинской толщи по [Мосейчук, Сурин 1998]

№ п/п	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	45,01	44,83	48,26	50,21	53,85
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,55	0,66	1,10	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,08	8,27	10,18	14,69	16,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,89	5,02	4,27	4,38	3,49
FeO	4,09	5,79	5,86	6,78	6,72
MnO	0,13	0,14	0,11	0,13	0,05
MgO	35,68	24,80	15,15	8,37	5,88
CaO	2,43	9,61	12,54	9,10	7,00
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,46	0,92	2,28	0,64
K <sub>2</sub> O	0,09	0,33	1,76	2,68	4,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,23	0,29	0,29	0,49

*Примечания:* все анализы пересчитаны на безводную основу; 1 — высокомагнезиальные пикритоиды («меймечиты») с MgO > 30 %; 2 — пикритоиды с MgO — 20–30 %; 3 — пикробазальты с MgO — 12–20 %; 4 — базальтоиды — с MgO < 11 %; 5 — андезитоиды.

Химические составы обломков субвулканических пикритоидов (табл. I.19) характеризуются повышенным содержанием глинозема, который отвечает верхнему граничному показателю пикритов и вдвое превышает его количество в меймечитах. Содержание в них закисного железа отвечает верхнему показателю стандартного меймечита, а окись железа — максимуму в пикритах. Характерны также очень высокие содержания окиси кальция в пикритах. Отметим также, что окислы калия и натрия в породах сара-тюбинского комплекса фиксируются в предельно низких количествах (0,05–0,11 %), а в пикробазальтах оба названных элемента (особенно  $K_2O$ ) резко возрастают, превышая 2–3 %. Окись титана в них достаточно стабильна и присутствует в умеренных количествах. Низкая количественная роль свойственна кремнезему.

**Таблица 1.19**

Типовые составы обломков субвулканических пород сара-тюбинского вулканического комплекса в его нижней толще, [Мосейчук, Сурин 1998]

Компонент	6002-12	3/80,5	2/86,4	4/60	6/77	2/96,3
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	36,92	32,37	45,46	47,82	46,54	51,80
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,70	0,54	0,58	0,65	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,69	7,03	4,90	7,71	12,30	18,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,18	6,45	0,74	3,31	3,04	5,03
FeO	4,02	2,32	3,08	6,28	6,56	5,49
MnO	0,15	0,03	0,07	0,16	0,15	0,05
MgO	29,72	24,06	16,82	14,15	13,87	4,24
CaO	0,87	12,82	21,35	11,97	8,56	5,32
Na <sub>2</sub> O	<0,10	0,11	0,27	1,06	1,25	0,27
K <sub>2</sub> O	<0,05	0,05	0,05	1,25	2,06	3,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,181	0,22	0,30	0,153	0,262	0,55
CO <sub>2</sub>	0,44	-	-	1,72	<0,40	-
Соб.	<0,05	0,06	0,03	<0,05	<0,05	0,15
Cr	-	-	-	0,026	0,024	-
Ni	-	-	-	0,03	0,02	-
Co	-	-	-	0,004	<0,005	-
п.п.п.	12,26	8,92	5,18	4,30	3,88	3,89
Сумма	98,76	100,04	98,79	98,74	99,12	99,04
Соб.	-	0,06	0,34	-	-	0,01

Микроэлементный состав пикритоидов приведен в табл. I.20.

Согласно спайдерграмме (рис. I.15) литофильные компоненты (Cs, Rb, Ba, U, Sr) характеризуются заметным разбросом содержаний, тогда как количественно более стабильный Th образует отчетливый минимум. Заметный разброс от умеренно повышенных до низких концентраций отмечен для Zr и Hf, а высокзарядные Nb и Ta соответствуют умеренно высоким значениям. Содержания Co, Cr и Ni имеют широкий диапазон разброса и образуют минимум от равного показа-



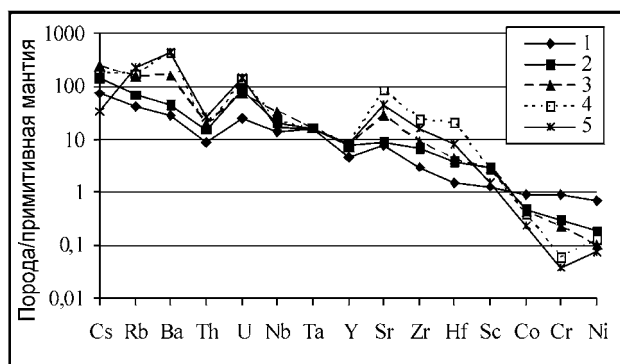
теля примитивной мантии до значительно меньших содержаний. Исходный пикритоидный расплав по составу отвечает задуговому геодинамическому режиму, сформировавшемуся под влиянием мантийного диапира — плюма.

**Таблица I.20**

Содержание микроэлементов в породах сара-тюбинской толщи (г/т) [Мосейчук, Сурин, 1998]

№ п/п	1	2	3	4	5
Ni	1389	369	194	250	150
Nb	6,3	9,6	15,3	10,4	8
Zr	25,5	58	76	191	140
Y	14,9	26,3	25	27	28
Sr	120,8	138	431	1312	725
Hf	0,34	0,87	0,98	4,8	1,95
Ta	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
U	0,43	1,53	1,24	2,3	2,45
Th	0,56	0,95	1,19	0,96	1,6
Sc	15,9	36,8	35	33	20
Cr	2356	810	597	157	103
Co	94,7	52	44	39	25
Ba	140	238	808	2236	2286
Rb	19,9	30,9	69,0	78,2	110
Cs	1,17	2,33	4,0	2,7	0,55
n	10	8	10	5	2

Примечания: 1 — высокомагнезиальные пикритоиды («меймечиты») с  $\text{MgO} > 30\%$ ; 2 — пикритоиды с  $\text{MgO} = 20\text{--}30\%$ ; 3 — пикробазальты с  $\text{MgO} = 12\text{--}20\%$ ; 4 — базальтоиды с  $\text{MgO} < 11\%$ ; 5 — андезитовиды; n — количество анализов.



**Рис. I.15А.** Спайдерграмма для средних составов вулканитов сара-тюбинской толщи.

Условные обозначения: 1 — высокомагнезиальные пикриты, 2 — пикриты, 3 — пикробазальты, 4 — базальты, 5 — андезибазальты. Нормировано по составу примитивной мантии [Anderson, 1987].

**Таблица I.21**

Содержание РЗЭ в породах нижней пачки сара-тюбинской толщи

№ проб	5/8	4/27	2/20,5	1/99,8	3/84,5	6/97,5	2/41,5	3/80,5	5/9,4	6/99,9
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	1,00	1,30	1,30	1,30	1,50	1,90	1,50	7,80	3,10	2,30
Ce	4,20	4,20	4,30	7,00	2,50	5,90	2,00	15,0	8,40	4,70
Nd	2,50	<2,0	2,00	3,00	<2,0	1,70	<2,0	3,00	3,90	2,90
Sm	0,39	0,49	0,49	0,47	0,42	0,58	0,61	3,10	0,97	1,00
Eu	0,16	0,09	0,14	0,10	0,15	0,15	0,25	0,60	0,53	0,30
Tb	0,40	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	0,29	0,41	0,50	<0,3	0,30
Yb	0,65	0,29	0,49	0,43	0,57	0,44	0,69	1,50	1,05	0,68
Lu	0,08	0,04	0,13	0,06	0,17	0,09	0,05	0,20	0,13	0,11

№ проб	6/76,7	6/72,5	3/88,7	6/81,7	6/75,7	6/74,8-2	2/86,4	2/63-1	6/77,1	3/37,3	2/78,7
№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
La	11,2	5,30	5,50	4,50	4,50	4,90	4,20	5,10	5,70	3,90	9,40
Ce	17,0	4,90	9,40	7,30	7,80	8,40	5,00	10,00	13,00	7,80	12,00
Nd	4,70	7,00	3,40	6,00	<2,0	13,00	3,40	5,70	4,20	8,40	6,00
Sm	3,30	1,80	1,80	1,80	1,70	1,60	1,50	1,60	2,70	1,70	3,50
Eu	0,40	0,65	0,53	0,50	0,60	0,40	0,40	0,40	0,53	0,41	0,80
Tb	0,80	<0,3	0,89	0,37	0,50	0,50	0,20	<0,3	0,24	0,54	0,50
Yb	1,40	1,00	1,20	1,40	0,99	0,60	0,82	0,92	1,80	0,78	1,60
Lu	0,57	0,23	0,32	0,14	0,19	0,14	0,18	0,20	0,30	0,23	0,14

№ проб	4/54,3	5/49,5-в	4/61,5	4/59	2/99	1/25-1	6/14,4-1	2/61	2/81	2/96,3
№ п/п	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
La	9,50	7,20	5,40	7,20	8,00	12,10	16,30	9,70	10,60	15,60
Ce	13,00	12,00	12,00	12,00	9,70	23,00	30,00	14,00	15,00	26,00
Nd	7,60	4,60	5,70	9,00	4,20	13,00	20,00	7,20	6,60	24,00
Sm	3,10	2,20	2,30	2,60	2,40	4,90	5,90	3,00	3,20	4,50
Eu	0,85	0,60	0,70	0,65	0,60	2,00	2,30	0,91	0,80	1,20
Tb	0,62	0,60	0,80	0,50	<0,3	0,71	0,99	0,90	0,30	0,78
Yb	1,70	1,50	1,40	1,30	1,10	2,50	4,20	1,90	1,40	2,80
Lu	0,24	0,21	0,22	0,18	0,21	0,46	0,46	0,36	0,19	0,37

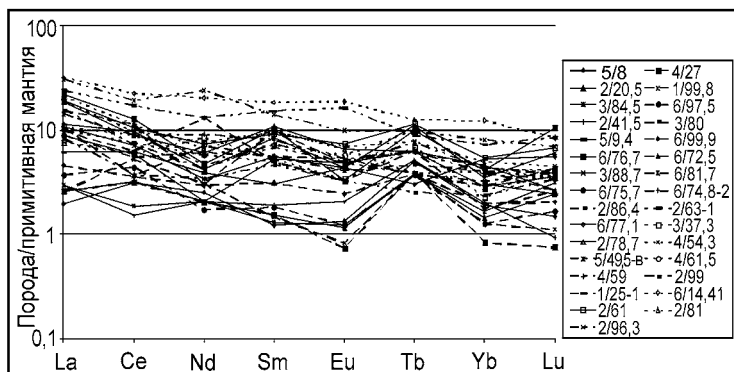


Рис. I.15Б. Спайдерграмма РЗЭ вулканических обломков пикритойдов в нижней пачке сара-тюбинской толщи.

**Сахаринско-амамбайский интрузивный комплекс** представлен оливинитами, верлитами, клинопироксенитами, меланократовыми габбро. Верлиты являются ведущим типом пород. Это массивные средне-крупнозернистые породы, иногда порфировидные, состоящие из оливина и клинопироксена, связанных между собой реакционным замещением. Аналогичные взаимоотношения минералов отмечаются в породах сара-тюбинского вулканического комплекса. Верлиты образуют непрерывный ряд от оливинитов до оливиновых клинопироксенитов. Количество оливина колеблется от 5 до 30 %. В значительном количестве содержится титаномagnetит. Клиннопироксениты состоят из диопсида переменной железистости с низкими содержаниями Al и Ti. В них также часто наблюдается большое количество титаномagnetита. Наибольшим распространением в этом комплексе пользуются меланократовые габбро. Соотношение плагиоклаза и клинопироксена в меланократовых габбро переменное.

*Минеральный состав пород.* Наиболее распространенными минералами рассматриваемых пород являются оливин и клинопироксен. Оливин обычно практически полностью замещен лизардитом и меньше — хризолитом и иддингситом [Бобылев, Сергеев, 1969ф]. Химические составы оливинов (табл. I.22) показывают значительные вариации железистости минерала, что также характерно и для оливинов из пикритойдов сара-тюбинского комплекса (табл. I.17).

Клиннопироксены из габброидов и пироксенитов комплекса представлены диопсидом с переменной железистостью и низким содержанием  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  (табл. I.23). Отмечается положительная корреляция между их глиноземистостью и железистостью, при этом наименее железистые клинопироксены являются и наименее глиноземистыми.

*Химические составы пород.* В (табл. I.24) приведены составы пироксенитов и габбро сахаринско-амамбайского комплекса. Для рудных пироксенитов характерны высокие содержания Ti, Fe, P, Ca и K, тогда как габбро беден Ti и K при повышенном количестве натрия.

**Таблица 1.22**

Составы оливинов сахаринско-амамбайского комплекса, по [Мосейчук и др., 2008ф]

№№ проб	206А	3101/14	2646/88	3650/38	3099/28	2646/74
MgO	38,61	42,59	45,09	49,39	37,03	43,92
SiO <sub>2</sub>	38,22	39,66	40,13	40,95	39,31	41,12
MnO	-	0,37	-	-	-	0,36
FeO	22,52	17,39	14,77	9,76	23,85	14,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	-	-	-	-	-
Σ	99,91	100,00	99,99	99,97	100,20	100,28
Fo	74,93	81,04	84,48	90,10	73,46	83,69

*Примечание:* 206А — плагиоклазовый клинопироксенит; 3101/14 — оливиновый клинопироксенит; 2646/88 — клинопироксенит, обогащенный титаномагнетитом; 3650/38 — дунит пироксеновый; 3099/28 — оливиновый клинопироксенит; 2646/74 — верлит.

**Таблица 1.23**

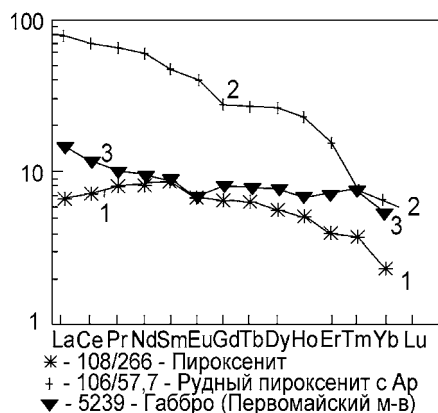
Состав клинопироксенов сахаринско-амамбайского комплекса, по [Мосейчук и др., 2008ф]

№№ пр.	205-1	205-2	205-3	2646/88	3099/28	3101/38	2646/74	223А	105/140	227А
№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MgO	17,26	13,93	15,18	15,94	16,03	15,35	16,89	12,43	13,01	17,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	1,87	1,35	0,00	0,00	0,79	0,62	1,03	2,82	1,26
SiO <sub>2</sub>	55,12	52,32	52,97	54,56	55,10	53,63	54,09	52,23	52,03	53,77
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	24,11	20,97	23,42	25,34	24,14	23,82	24,26	24,14	24,01	22,74
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,42	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00	0,80	0,37	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	-	0,39	-	0,42	-	0,95	-	-	1,10
MnO	-	0,49	-	-	-	0,39	-	0,59	0,43	-
FeO	2,75	10,01	6,19	4,16	4,50	5,68	3,20	8,80	7,37	4,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,46	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,15	100,02	99,97	100,00	100,18	100,02	100,01	100,03	100,04	100,04

*Примечание:* 1–7 — Сахаринский массив: 1–3 — габбро амфиболизированное, хлоритизированное и эпидотизированное; 4 — клинопироксенит с титаномагнетитом; 5 — оливиновый клинопироксенит; 6 — клинопироксенит амфиболизированный; 7 — верлит. 8–10 — Амамбайский массив: 8 — серпентинит аподунитовый; 9 — клинопироксенит амфиболизированный с титаномагнетитом и апатитом; 10 — лерцолит.

Содержания РЗЭ в клинопироксенитах сахаринско-амамбайского комплекса характеризуются заметным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми. В габбро состав РЗЭ менее фракционирован. Названным типам пород свойственен небольшой Eu минимум (рис. 1.16).

В состав сахаринско-амамбайского комплекса условно включены габброиды Леснополянского массива. Эти породы образуют серию составов от



**Рис. 1.16.** Распределение РЗЭ в породах сахаринского комплекса [Мосейчук и др., 2008ф]

**Таблица 1.24**

Содержание петрогенных компонентов и редкоземельных элементов в породах сахаринско-амамбайского комплекса

№ п/п	№.№проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	CO <sub>2</sub>	Σ	
1	108/266	39,82	1,40	9,81	8,65	7,46	0,12	15,12	13,77	0,75	2,42	0,03	0,94	<0,4	99,97	
2	106/57,7	38,36	2,20	6,50	10,85	9,25	0,20	11,10	16,80	0,54	2,39	1,92	0,78	<0,4	100,89	
3	5239	50,52	0,65	10,29	3,14	8,35	0,20	12,97	9,84	1,39	0,68	0,12	1,58	0,55	99,73	
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Yb <sub>N</sub>
1	108/266	1,70	4,80	0,80	4,00	1,40	0,40	1,40	0,25	1,50	0,30	0,70	0,10	0,40	-	2,87
2	106/57,7	18,60	43,30	6,20	28,00	7,00	2,30	5,60	1,00	6,50	1,30	2,50	0,20	1,10	-	11,41
3	5239	3,60	7,80	1,00	4,70	1,40	0,40	1,70	0,30	2,00	0,40	1,20	0,20	0,90	-	2,70

*Примечание:* 108/266 — пироксенит, 106/57,7 — рудный пироксенит с апатитом, 5239 — габбро.

меланократовых до лейкократовых габбро, в которых значительно варьируют соотношения плагиоклаза и клинопироксена. Содержание титаномагнетита здесь низкое. Для пород этого массива характерны также крупные порфировые выделения клинопироксена.

Породы Леснополянского массива низкощелочные, с высоким содержанием Са и Mg. Количество Al в них зависит от соотношения в породах клинопироксена и плагиоклаза, степень окисленности железа здесь весьма низкая (табл. 1.25). Породы часто сильно преобразованы, с интенсивным развитием хлорита и актинолита.

Сопоставление этих пород с позднедевонским сахаринско-амамбайским комплексом определяется тем, что наблюдается прорывание ими средне-позднедевонской копаловской толщи.

Таблица 1.25

Характерные составы габброидов Леснополянского массива

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	CO <sub>2</sub>	S	Σ
1	52,82	0,52	12,12	1,71	7,88	0,17	9,05	9,32	2,70	0,82	н.о.	2,12	н.о.	н.о.	99,35
2	52,08	0,30	12,72	1,55	7,16	0,15	12,48	9,36	2,20	0,45	0,03	1,01	<0,4	<0,05	99,49
3	50,46	0,83	15,40	1,58	8,09	0,19	8,85	8,98	3,62	0,40	0,04	0,82	<0,4	<0,05	99,71
4	43,35	0,15	19,91	2,18	4,30	н.о.	11,06	11,28	2,02	0,05	0,06	5,12	н.о.	н.о.	99,48

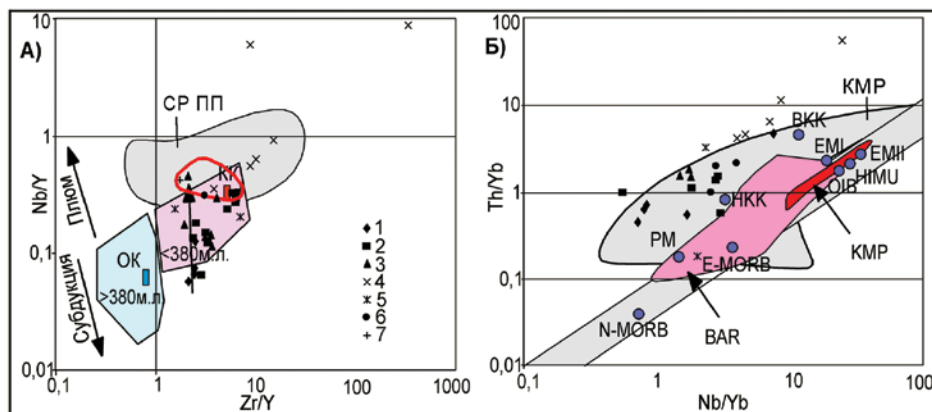
Примечание: Авторские номера: 1 — 1179; 2 — 4679-4; 3 — 4674-2; 4 — 1174.

Данные 1 — [Бабкин и др., 1976 ф]; 2, 3 — [Мосейчук и др., 2000ф]; 4 — [Емельянов и др., 1963 ф].

Таким образом, толща пикритов и меймечитов сара-тюбинских вулканитов, сопровождающихся ультраосновными и габброидными интрузивами сахаринско-амамбайского комплекса, имеет надежно установленный геологический возраст на основании фаменских брахиопод и раннетурнейских фораминифер. Толща перекрыта также фаунистически охарактеризованными породами кизеловского горизонта верхнего турне [Мосейчук и др., 2000ф]. Сара-тюбинские вулканиты, соответственно, формировались в позднем фамене–раннем турне, т.е. синхронно с субщелочной монцонит-шошонит-латитовой формацией. Пространственно пикритоиды контролируются Уйско-Новооренбургской шовной зоной, т.е. находятся на границе МОД с Восточно-Уральской зоной, отвечая задуговой области МОД. Исходная пикритоидная магма образовалась при высокой степени плавления мантийного истощенного субстрата, близкого по составу к дунит-гарцбургиту. Это следует из высоких значений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  с показателями 0,512668–0,512821 [Сурин, 1997]. Генерация расплава при невысокой флюидонасыщенности происходила на достаточно глубоком уровне при температуре выше 1200°C и предельном давлении до 18 кбар, что соответствует глубине в 70–75 км [Шинкарев, Иванников, 1993; Сурин, 1997]. По-видимому, источник расплава следует относить к мантийным образованиям, проявившимся в рифтогенном режиме, сменившем в шовной зоне островодужные породы.

## 1.5. Эволюция базальтового расплава в процессе смешения островодужной и внутриплитной магм

Общий анализ геохимической эволюции островодужных вулканогенных и интрузивных образований франа и фамена, завершающих островодужный этап развития Магнитогорской островной дуги и процесс ее аккреции к окраине ВЕК, показал следующее. От вулканитов верхнего франа и низов фамена более ранней бугодакской свиты, типичных для островодужного режима, последовательно к порфирирам аблязовской свиты с сопровождающим погорельским комплексом интрузий и субщелочными вулканическими



**Рис. 1.17.** Диаграммы Nb/Y–Zr/Y, отражающие геохимическую эволюцию островодужных вулканогенных и интрузивных образований франа и фамена, завершающих островодужный этап развития Магнитогорской островной дуги.

Условные обозначения: 1 — базальты бугодакской свиты; 2 — вулканы и гипербазиты аблязовской свиты; 3 — вулканы шелудивогорской свиты; 4 — верхнеуральский субщелочной интрузивный комплекс; 5 — дунит и монцгаббро Сахаринского массива; 6 — породы (габбро-адамелиты) Краснинского массива; 7 — породы сара-тюбинской толщи; 8 — рифей Башкирского мегантиклинория (БМА).

*Пояснение к рис. 1.17.* Диаграмма Nb/Y–Zr/Y (рис. 1.17А) — как отражение соотношений в магматических породах плюм-зависимого и субдукционного компонентов (стрелки). Оконтуры поля: верхнее серое поле — базальты, габброиды Башкирского мегантиклинория западного склона Ю. Урала, образующие среднерифейскую крупную изверженную плюмовую провинцию (СР ПП) [Холоднов и др., 2017], зеленое и красное поля — габброиды Урала старше 380 млн. лет и моложе 380 млн. лет по Г.Б.Ферштатеру [2013], из которых первые тяготеют к полю составов океанической коры, а более молодые располагаются в поле континентальных базитов. Красным овалом оговорены пикритойды сара-тюбинской толщи.

породами шошонитовой серии и сопровождающим ее Верхнеуральским субщелочным интрузивным комплексом (с возрастом формирования 362–361 млн. лет) и высокомагнезиальными (с  $MgO > 30\%$ ) пикритойдами «меймечитам» сара-тюбинской толщи, происходит направленный рост содержания Nb и некоторых других высокочarged элементов.

Этот тренд ярко проявляется на диаграмме соотношений редких высокочarged элементов — Nb/Y и Zr/Y (рис. 1.17А), характеризующих соотношение в магматических породах плюм-зависимого и субдукционного компонентов. В вулканиках бугодакской свиты  $Nb/Y = 0,06–0,07$ , в порфиритах аблязовской свиты —  $0,12–0,18$ , в вулканиках шошонитовой серии —  $0,14–0,30$ , в субщелочных интрузивных породах Верхнеуральского массива —  $0,30–0,55$ , а в пикритойдах сара-тюбинской толщи —  $0,36–0,61$ . При этом отношение Zr/Y остается практически постоянным в диапазоне  $2,0–4,0$ . На диаграмме рис. 1.17 сара-тюбинские пикритойды, как и монцодиориты и монцогаббро Верхнеуральского массива, попадают в поле среднерифейских пород (базальты, габброиды) Башкирского мегантиклинория западного склона Ю. Урала, образующих крупную изверженную плюм-зависимую провинцию [Холоднов и др., 2017].

Диаграмма Th/Yb–Nb/Yb (рис. I.17Б). Выделены поля: большое серое поле — среднерифейский кувавшско-машакский рифт Башкирского мегантиклинория по Холоднов и др., 2017; КМР — Красноморский рифт по [Volker et al., 1997]; BAR — Восточно-Африканский рифт по [Barrat et al., 1998; Lowenstern et al., 2006; Duffield et al., 1997; Daoud et al., 2010; Prestvik et al., 2010; Rooney et al., 2013]. Серая линейная полоса — мантийная последовательность и точки средних составов мантийных (N-MORB, E-MORB, OIB и др.) и коровых источников (ВКК и НКК — верхняя и нижняя континентальная кора).

По соотношениям Th/Yb и Nb/Yb породы всех охарактеризованных выше вулканогенных и интрузивных образований франа и фамена, завершающих островодужный этап развития Магнитогорской островной дуги, образуют общий линейный ареал, вытянутый вдоль мантийного тренда. В нижней части этого ареала породы более ранней бугодакской свиты близки по Th/Yb и Nb/Yb соотношениям к породам примитивной мантии (PM), а в верхней части ареала (Верхнеуральский массив) — к обогащенным мантийным источникам и к верхней континентальной коре (ВКК).

Можно предположить, что во времени от франа к верхнему фамену при формировании вулканогенных и интрузивных комплексов этого этапа происходило смещение магм, в результате которого в магмы субдукционного генезиса (генерированные в мантийном клине), последовательно с нарастанием во времени, добавлялся плюм-зависимый магматический и флюидный компонент. Это и определяет рост в породах Nb/Y отношения. Время воздействия этого плюма на субдукционный магматизм Магнитогорской дуги датируется интервалом 375–360 млн. лет.

## **I.6. Окраинно-континентальный гранитоидный магматизм франа, фамена и раннего турне в границах Магнитогорской зоны (северные гранитоидные ареалы)**

Как было показано выше, во фране, фамене и раннем турне на Южном Урале произошло столкновение Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины Восточно-Европейского континента (Лавруссии) [Пучков, 2010]. Магнитогорская дуга на южноуральском отрезке нарастила этот континент с востока. При этом субдукционный вулканизм этого этапа также смещался к востоку, постепенно ослабевая и становясь все более щелочным и обогащенным плюмовым веществом. Одновременно возникают интрузивные комплексы, частично представленные комагматами субдукционных вулканитов, частично массивами мантийно-корового батолитового типа. На западе дуги, в зоне столкновения с континентом, образовалась авулканогенная аккреционная кордильера, отвечающая Уралтауской антиформе и меланжу Главного Уральского разлома. Кордильера росла и интенсивно размывалась с образованием грауваккового флиша зилаирской свиты. Флиш отлагался в двух осадочных бассейнах, один из которых располагался на западном кры-



ле островной дуги, а второй — на краю континента. В восточной части дуги осадочные формации практически не образовывались. Лишь в конце фамена поднятия отражаются в формировании молассоидного обломочного горизонта осадков [Чайко, 1972ф; Чайко, Яркова, 1970ф]. Обломочный горизонт обнажен в зоне контакта эффузивов верхнего девона и нижнекаменноугольных отложений в борту Верхнеуральского водохранилища. Здесь обломочный горизонт сложен известняками и трахитовыми порфиритами. В обломках известняков и связующем цементе установлена фауна лытвинского горизонта верхнего девона. В обломочном горизонте присутствуют валуны до 1 м в диаметре и меньше, сложенные гранитоидами. Выше с несогласием следуют вулканогенно-осадочные образования косьвинского горизонта верхнего турне. Этот обломочный горизонт, как и зилаирский флиш на западе, отражает неспокойную тектоническую обстановку, вызванную аккреционно-коллизийным процессом во фран-раннетурнейскую эпоху.

Начальный этап окраинно-континентального гранитоидного магматизма в северной части Магнитогорской зоны изотопными методами датируется возрастным диапазоном 367–347 млн. лет [Холоднов и др., 2009, 2013, 2017; Салихов и др., 2016]. По данным Rb-Sr и Sm-Nd методов [Богатов и др., 1999], в этот период времени начинает формироваться Заматохинский гранитоидный массив — 357–346 млн. лет, а затем Кассельская — 342 млн. лет и Петропавловская —  $347 \pm 8,6$  млн. лет габбро-гранитоидные интрузии. Изученные методом Кобера ( $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$ ) цирконы в гранитоидах Ахуновского массива показали начальное время его формирования 360 млн. лет [Bea et al, 2005]. Завершающий этап становления Ахуновского и Карагайкого гранитоидных массивов датируется Rb-Sr и Sm-Nd методами временем 307–304 млн. лет. Уйскоборский массив завершает магматизм в самой северной части Магнитогорской зоны с изотопной возрастной датировкой 304 млн. лет.

В целом возрастные данные по ареальному гранитоидному магматизму на севере Магнитогорской зоны согласуются с представлениями [Ферштатер и др., 2007, 2008 и др.] о том, что с фамена (365–360 млн. лет) на Среднем и Южном Урале после завершения островодужного магматизма начинается масштабный орогенный гранитоидный магматизм. На восточном склоне Среднего и Южного Урала он представлен рядом крупных по размерам окраинно-континентальных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных батолитов (Верхисетским, Челябинским, Пластовским и др.), выделенных в ГТГГ формационный тип.

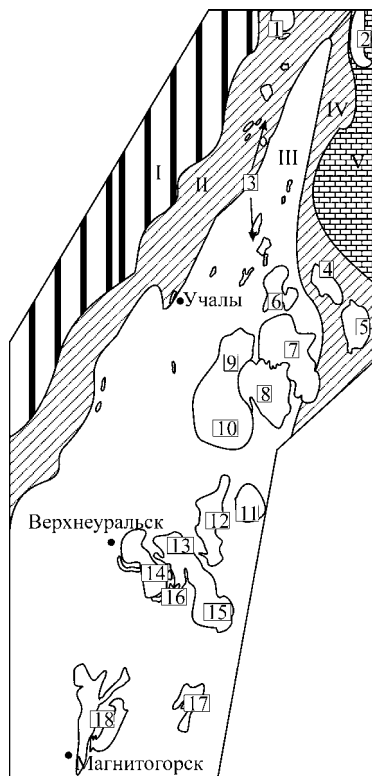
Для этого типа окраинно-континентальных гранитоидных батолитов разработана модель мантийно-корового взаимодействия в надсубдукционном эпикоеаническом орогене (эталон — Урал), результатом которого является масштабная коровая магнегенерация, продуцирующая центры длительной магматической активности продолжительностью до 70–80 млн. лет и более. Эта модель с нарастающим итогом по обоснованию опубликована в следующих работах [Ферштатер, 2013, 2015; Ферштатер и др., 2002, 2010, 2015, 2018]. Последовательность событий такого взаимодействия следующая: 1) масштабный водный базитовый магматизм, который на Урале начинается в позднем девоне формированием роговообманковых габбро, на-

рашивающих и создающих по механизму андерплейтинга земную кору надсубдукционного орогена; 2) продолжение водного базитового магматизма, автомигматизация габбро, его частичное плавление и массовое образование анатектических тоналитов и гранодиоритов (360–310 млн. лет); 3) продолжение водного базитового магматизма, многоэтапная мигматизация тоналитов и гранодиоритов с массовым образованием гранитного расплава; 4) формирование гранитных плутонов в составе ГТГГ и крупных самостоятельных гранитных массивов (290–250 млн. лет) — эту часть представляют породы ахуновско-карагайского комплекса, дополнительно появляются породы уйскоборского типа — высокотемпературный парагенезис минералов и геохимические характеристики более типичных для внутриплитных образований А-тип.

Ахуново-Петропавловский ареал гранитоидного магматизма в северной части Магнитогорской зоны является наиболее крупным по объему и общей площади его формирования. В то же время он является весьма компактным по своему строению. Как показано на рис. 1.18, он состоит из нескольких тесно сближенных в пространстве, но разновозрастных и различающихся по составу гранитоидных интрузий: Воронинской (6), Уйскоборской (7), Петропавловской (8), Ахуновской (9) и Карагайской (10). Возможно, к этому ареалу могут принадлежать и два более восточных гранитных массива: Уйский (4) и Вандышевский (5), которые пространственно находятся уже в Уйско-Новооренбургской шовной зоне.

В более южном Заматохинско-Кассельском ареале наряду с поздними интрузиями гранитоидов окраинно-континентального типа, представленных Нижегородским (12), Заматохинским (13) и Кассельским (15) массивами, датированных возрастом 360–350 млн. лет, присутствуют и предшествующие им во времени интрузии гранитоидов островодужного этапа. Последние представляют собой последовательный во времени ряд островодужных интрузивных серий: от более ранних малокалиевых серий типа Рассыпнянского (17) массива, к более поздним калий-натриевым — Краснинский (11) и субщелочной Верхнеуральский массивы (14). Интрузии этого островодужного этапа датируются возрастом 370–362 млн. лет. С этими островодужными сериями ассоциирует Au-Cu-сульфидное, Au-Cu-порфировое и Cu-Mo-порфировое оруденение. В позднеостроводужных габброидах формируется и вкрапленное комплексное (Cu-Fe) оруденение волковского типа (Погорельский массив — 16). Кассельский габбро-гранитный массив в этом полигенном ареале близок по составу к массивам магнитогорского трансформно-рифтогенного комплекса.

Состав двух наиболее крупных северных гранитоидных ареалов (Ахуново-Петропавловского и Заматохинско-Кассельского) наглядно характеризует определенные этапы в эволюции состава гранитоидного и габброидного магматизма Магнитогорской зоны на постостроводужном (окраинно-континентальном) этапе ее развития. Для этого этапа характерны интенсивные сдвиго-раздвиговые (рифтогенные) деформации, завершившиеся формированием в центральной части Магнитогорской зоны крупной Магнитогорско-Богдановской грабеновой структуры. Формирование крупных полихронных и полигенных Ахуновско-Петропавловского и Заматохинско-Кассельского гранитоидных аре-



**Рис. 1.18.** Позиция ареалов позднепалеозойского окраинно-континентального гранитоидного магматизма в северной части Магнитогорской зоны.

*Основные геологические структуры Южного Урала:* I — окраина Восточно-Европейской платформы; II — Зона Главного Уральского разлома (ГУР); III — Магнитогорская зона; IV — зона сочленения Магнитогорской зоны с Восточно-Уральским (V) поднятием. Массивы гранитоидов: 1 — Атлянский и Тележинский, 2 — Чашковский, 3 — мелкие интрузии и дайки балбукского комплекса, 4 — Уйский массив, 5 — Вандышевский, 6 — Воронинский, 7 — Уйскоборский, 8 — Петропавловский, 9 — Ахуновский, 10 — Карагайский бор, 11 — Краснинский, 12 — Нижегородский, 13 — Заматохинский, 14 — Верхнеуральский, 15 — Кассельский, 16 — Погорельский, 17 — Рассыпнянский, 18 — Магнитогорская группа интрузий.

алов, представляющих собой специфические центры длительной магматической активности (ЦДМА), вероятно, также происходило с участием сдвига-раздвиговых (рифтогенных) деформаций сначала в раннем карбоне, а затем и в позднем. С этими этапами трансформных рифтогенно-сдвиговых деформаций здесь связано становление специфических по составу и генезису [Холоднов и др., 2009] габбро-гранитных интрузий: Петропавловской и Кассельской, которые во времени прерывают (разрывают) формирование полихронных анатектических батолитов: Ахуново-Карагайского и Заматохинского.

Ниже с учетом значительного количества новых геохимических данных, детального микрозондового изучения состава пороодообразующих минералов и данных по изучению флюидных характеристик, фиксируемых составом апатита и другими минералами, дана более детальная характеристика состава, строе-

ния и условий формирования Петропавловского габбро-гранитоидного массива, который своим появлением в составе ареала характеризует один из наиболее ранних этапов, разделивших во времени формирование ранних и поздних интрузивных серий крупного корово-анатектического Ахуново-Карагайского батолита.

**Петропавловский массив.** К северо-востоку от дер. Ахуново небольшим карьером вскрыта самая западная часть Петропавловского габбро-диорит-граносиенит-гранитного массива и зона его контакта с более поздними Ахуновскими гранитами. Породы Петропавловского массива здесь варьируют по составу от габбродиоритов и сиенодиоритов до гранодиоритов, граносиенитов и гранит-порфиоров. Эти породы обогащены калишпатом, что отражается в повышенном содержании калия в породах.

Габбродиорит из этих обнажений состоит из амфибола и соссюритизированного плагиоклаза. Присутствует также клинопироксен, есть биотит, кварц, мусковит, эпидот, сфен и апатит. В порфировидных биотит-амфиболовых сиенодиоритах и граносиенитах наблюдаются крупные зерна пертитового микроклина и плагиоклаза, которые окружены мелкозернистым агрегатом, состоящим из амфибола, темно-зеленого биотита, кварца, зонального плагиоклаза, решетчатого микроклина, эпидота, сфена, апатита, наблюдается мирмекит. В этих породах отмечаются многочисленные меланократовые включения, по составу близкие к вмещающим вулканитам. Эти ксенолиты обогащены амфиболом и биотитом, для них характерен обильный сфен и эпидот. Породы Петропавловского массива рассекаются многочисленными дайками гранит-порфиоров. Для даек характерны порфировидные выделения зонального плагиоклаза, а также кварца и микроклина, находящихся в мелкозернистом кварц-полевошпатовом агрегате. По плагиоклазу развивается крупнозернистый соссюрит. В породе встречается биотит, образующий иногда сегрегации с рудным минералом и эпидотом, а также сравнительно крупный мусковит, наблюдается мирмекит.

Породы Петропавловского массива часто несут признаки постмагматического преобразования. Плагиоклаз в таких участках замещается агрегатом мелкозернистого эпидота и серицита, первичные темноцветные минералы (клинопироксен и амфибол) — хлоритом и эпидотом. В сильно измененных среднезернистых кварцевых диоритах количество эпидота существенно возрастает, увеличивается содержание сфена. В ассоциации с эпидотом формируются выделения более поздних рудных минералов. Отмечаются и зоны скарнообразования.

*Минеральный состав пород.* В среднезернистых полосчатых габбродиоритах ранней фазы содержание СаО в плагиоклазе составляет 10,7–11,7 мас. % и К<sub>2</sub>О 0,27–0,32 мас. %. В нем наблюдаются включения крупного игольчатого хлорсодержащего (1,04–1,57 мас. % Cl) апатита.

Клинопироксен образует порфировидные зональные кристаллы, окаймленные более поздним амфиболом. В клинопироксене видны структуры распада. Они формируют ряд зон вокруг более гомогенного по составу центрального участка кристаллов. Первая от центра зона наиболее насыщена

мелкими закономерно ориентированными игловидными и пластинчатыми распадными выделениями хромтитаномагнетита. Сам клинопироксен в центре зерен более богат MgO и FeO и отвечает диопсиду. Он содержит повышенное количество  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ . В краевой части клинопироксена обогащается CaO и  $SiO_2$ , но становится менее глиноземистым. В нем понижается содержание щелочей, а также титана и железа. Как центральная, так и краевые зоны клинопироксена имеют повышенное содержание хрома ( $Cr_2O_3$  0,30 мас. %). Состав клинопироксена приведен в табл. 1.26.

Таблица 1.26

Составы породообразующих темноцветных минералов Петропавловского массива

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	сумма	f <sub>мин.</sub>
Пироксены и амфиболы														
1	51,37	0,22	2,96	0,29	9,19	0,35	14,7	19,91	0,53	0,15	0,14	0,03	99,85	0,385
2	52,33	0,1	1,41	0,29	8,47	0,38	13,98	23,04	0,33	0	0	0	100,36	0,377
3	45,95	1,38	8,33	0	14,39	0,32	13,36	11,42	1,29	0,69	0	0,10	97,37	0,52
4	56,04	0,03	1,4	0	7,32	0,24	19,61	12,71	0,21	0,06	0	0,01	97,64	0,27
5	52,24	0,25	3,69	0,39	10,03	0,23	16,51	12,53	0,54	0,28	0,03	0,02	96,78	0,38
6	51,76	0,4	4,52	0,13	9,97	0,24	16,74	12,22	0,64	0,31	0,06	0,03	97,05	0,37
7	51,68	0,35	4,82	0,02	10,09	0,27	16,61	12,4	0,73	0,29	0,14	0,03	97,49	0,38
8	52,05	0,42	4,37	0,12	9,92	0,25	16,8	12,52	0,7	0,28	0	0,03	97,58	0,37
9	46,71	0,46	8,85	0,11	11,61	0,24	14,42	12,3	1,34	0,59	0,03	0,05	96,76	0,45
10	52,43	0,38	3,83	0,01	10,2	0,26	17,13	12,51	0,59	0,26	н.о.	0,02	98,52	0,37
11	50,79	0,41	5,49	0,05	10,34	0,21	16,41	12,55	0,83	0,39	0	0,02	97,55	0,39
12	48,78	0,25	7,72	0,14	10,64	0,3	15,8	12	1,24	0,41	0,11	0,04	97,48	0,40
13	52,41	0,37	4,1	0,11	10,03	0,28	16,92	12,45	0,62	0,3	0	0,04	97,71	0,37
14	43,11	0,62	9,75	0	18,97	0,75	9,73	11,93	1,22	0,98	0	0,02	97,08	0,66
15	44,06	0,79	8,75	0,06	18,19	0,68	10,32	11,94	1,13	0,89	0,08	0,04	97,08	0,64
16	49,1	0,68	4,67	0,03	14,94	0,71	12,99	12,07	0,79	0,38	0,22	0,05	96,72	0,53
17	43,8	0,44	9,51	0	18,47	0,64	9,9	11,94	1,2	0,88	0	0,03	96,89	0,65
18	49,82	0,61	4,2	0	13,65	0,7	14,34	11,94	0,73	0,34	0	0,03	96,4	0,49
Слюды														
1	37,64	1,15	16,89	0,04	15,61	0,34	12,03	0,2	0,04	8,73	0,16	0,02	92,96	0,56
2	36,24	1,82	15,7	0,02	17,41	0,46	11,65	0,04	0,06	9,25	0,27	0,02	93,03	0,60
3	36,75	1,75	16,74	0,03	18,37	0,39	10,5	0	0,07	9,76	0,19	0,03	94,74	0,64

**Пироксены и амфиболы:** 1–3 (габбродиорит): 1 и 2 — центр кристалла пироксена, 3 — амфибол, обрастающий кристалл пироксена; 4–13 — амфиболы осветленного альбитизированного габбродиорита: 4 — центр кристалла, 5–8 — края кристалла, 9 — центр кристалла, 10 — край кристалла, 11 — отдельное зерно амфибола, 12 — амфибол в сростании с плагиоклазом, 13 — в парагенезисе с эпидотом; 14–18 — амфиболы в граносиените: 14 — край кристалла, 15 — центр кристалла, 16 — центр кристалла, 17 — край кристалла, 18 — центр кристалла, 19 — край кристалла.

**Слюды (биотит):** 1–3 (граносиенит).

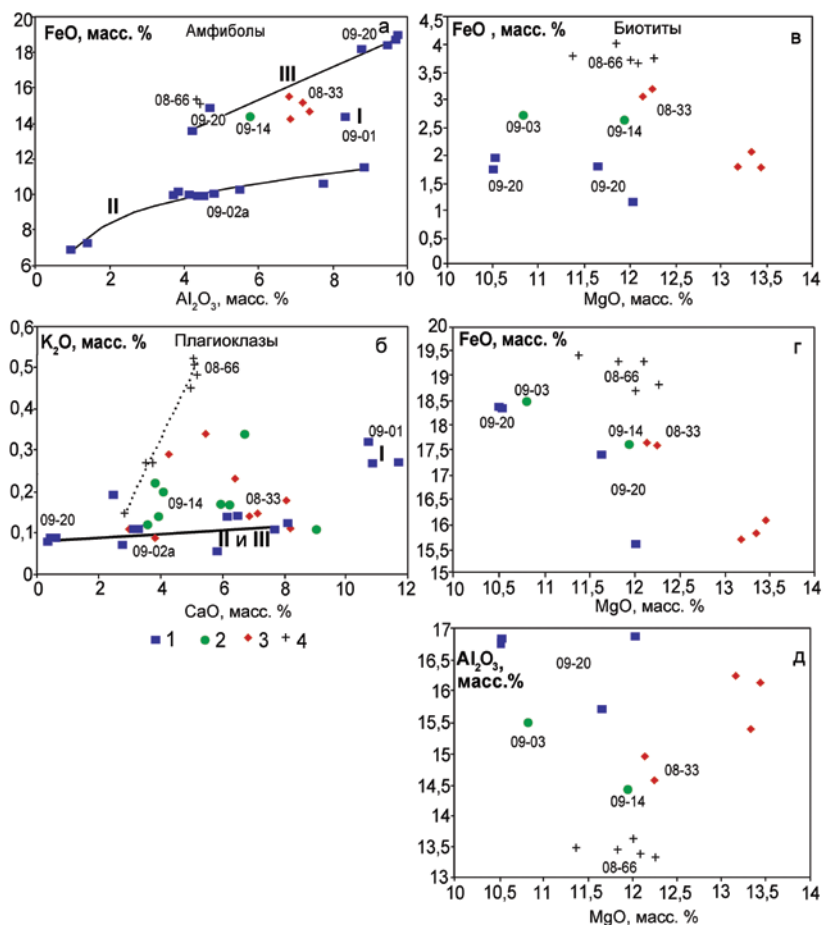
Вдоль краев клинопироксен обрастает каймой амфибола с железистостью 0,52. Этот амфибол (табл. I.26, ан.3) имеет повышенное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  с содержанием  $\text{TiO}_2$  1,38 мас. %. Хромтитаномagnetит в первой от центра зоне распада клинопироксена наиболее богат хромом (до 8 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), при содержании  $\text{TiO}_2$  2,4 мас. % и  $\text{V}_2\text{O}_5$  0,40 мас. %. Игольчатый апатит, образующий включения в каймах амфибола, как и апатит из включений в плагиоклазе, богат хлором (1,40 мас. %  $\text{Cl}$ ). Хромтитаномagnetит, образующий мелкие по размеру сегрегации в каймах амфибола, имеет другой состав. Здесь содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  падает до 1,16 мас. %, а  $\text{TiO}_2$  нарастает до 4,11 мас. %,  $\text{V}_2\text{O}_5$  до 0,90 мас. %, при содержании  $\text{FeO}$  84,9 мас. %. В крупных по размерам сегрегациях более позднего титаномagnetита, иногда зонального по составу, наблюдается дальнейший рост содержаний титана, марганца, увеличивается содержание цинка, резко падает содержание хрома. Одновременно от центра таких кристаллов к их краям наблюдается рост  $\text{TiO}_2$  от 4,6 до 5,2 мас. %,  $\text{MnO}$  до 1,0 мас. %, содержание ванадия составляет здесь 0,8-0,9 мас. %, цинка до 0,37 мас. %. Содержание хрома снижается до 0,20-0,36 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 0,7 мас. % и менее,  $\text{MgO}$  до 0,04 мас. % и менее. Содержание  $\text{TiO}_2$  в наиболее позднем титаномagnetите возрастает до 6,64 мас. %, при содержании  $\text{MnO}$  1,10 мас. % и минимальных концентрациях  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,11 мас. % и  $\text{MgO}$  0,02 мас. %.

В граносиенитах этого массива можно выделить четыре генерации плагиоклаза, которые отражают последовательные этапы кристаллизации. Из них первые три характеризуют этапы магматической кристаллизации на фоне падения температуры, а четвертая, по-видимому, связана с постмагматической эволюцией породы. По содержанию  $\text{CaO}$  это следующие генерации: 1) 7,5–8,0 мас. %; 2) 6–6,5 мас. %, 3) 2,5–3,0 мас. % и 4) 0,5–0,3 мас. %. Все эти генерации плагиоклаза бедны калием (0,07–0,14 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ), с незначительным ростом содержаний калия по мере роста основности плагиоклазов. Возможно, общее снижение содержаний калия в плагиоклазах граносиенита относительно плагиоклаза в габбродиоритах (рис. I.19) связано с одновременной кристаллизацией здесь таких калийсодержащих минералов, как биотит и калиевый полевой шпат. В наиболее крупных ранних ритмично-зональных кристаллах плагиоклаза содержание  $\text{K}_2\text{O}$  составляет 0,11–0,14 мас. %. В краевой части таких кристаллов основность плагиоклаза даже несколько возрастает от 6,1–6,5 мас. % до 7,7–8,1 мас. %, возможно, отражая неравновесность термодинамических условий кристаллизации более высокотемпературного расплава. В ранних генерациях плагиоклаза наблюдаются включения биотита с повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  1,82 %, при количестве суммарного железа 17,4 %. Железистость этого биотита составляет 0,60 (табл. I.26). Выделения калиевого полевого шпата в краевых каймах плагиоклаза имеют неправильную форму, с содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  15,16 мас. % при содержании  $\text{Na}_2\text{O}$  1,06 мас. %.

Амфибол. В граносиените этот минерал представлен двумя генерациями (табл. I.26, ан. 14–18). Ранняя — это чермакит с железистостью 0,50, с содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  4,2–4,7 мас. % и  $\text{FeO}^*$  13,6–14,9 мас. %. Поздняя генерация обогащена глиноземом и железом, соответственно  $\text{Al}_2\text{O}_3$  8,75–9,7 мас. % и  $\text{FeO}$  18,2–18,7 мас. %. Это феррочермакит с железистостью 0,60–0,70. Для него ха-

рактерны более высокие содержания щелочей. Одновременный рост в составе более позднего феррочермакита содержания глинозема и железа свидетельствует о нарастании в процессе кристаллизации водно-флюидного давления (до 4–5 кбар). В краевых зонах ранних амфиболов нередко наблюдаются включения биотита с железистостью 0,56, близкой железистости самого амфибола. В этих включениях биотита содержание  $TiO_2$  понижено (1,15 мас. %), как и содержание железа (15,6 мас. %), если сравнивать с включениями более железистого биотита (0,60) в плагиоклазе. Встречается биотит и с более высоким количеством  $TiO_2$  и суммарного железа, его железистость — 0,64 (табл. I.26).

Как показано на рис. I.19, биотиты в граносиените Петропавловского массива в целом имеют широкий диапазон составов (в содержаниях FeO,



**Рис. I.19.** Соотношения некоторых информативных элементов в минералах из пород Петропавловского и других интрузий Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала.

*Минералы* (а — амфиболы, б — плагиоклазы, в–д — биотиты) из пород: 1 — Петропавловский массив (I — габбро, II — кварцевый диорит, III — граносиенит); 2 — Карагайский массив; 3 — Ахуновский массив; 4 — Уйскоборский массив.

MgO и  $TiO_2$ ), на фоне более выдержанных и высоких содержаний  $Al_2O_3$  (>16 мас. %). Концентрации FeO, MgO,  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  отличают также биотиты граносиенитов Петропавловского массива от биотитов других гранитоидных массивов Ахуново-Петропавловского ареала.

Биотиты в граносиените Петропавловского массива объединяет и свой особый тренд эволюции составов: рост железистости, содержаний FeO<sub>t</sub> и  $TiO_2$ , снижение MgO от его включений в амфиболе (биотит 1) к включениям в плагиоклазе (биотит 2) и далее к поздним совместным сегрегациям с кварцем, эпидотом и сфеном (биотит 3) характеризует данный порядок кристаллизации этих породообразующих минералов.

Эту особенность в минеральном составе интрузивных пород Петропавловского массива подтверждают (рис. 1.19) составы амфибола и плагиоклаза. Генерации амфибола в габбродиорите и граносиените этого массива также обнаруживают широкий спектр в составах. Это особенно характерно для амфибола в граносиените, где содержания  $Al_2O_3$  и FeO<sub>t</sub> варьируют наиболее значительно: от раннего чермакита к позднему феррочермакиту, обогащенному глиноземом, железом и щелочами. При этом амфибол в граносиените имеет более железистый состав, чем амфибол в габбродиорите.

Плагиоклаз в породах Петропавловского массива (рис. 1.19) отличается низким содержанием  $K_2O$ . Особенно это характерно для плагиоклаза из граносиенита. Вместе с тем сами породы Петропавловского массива, как будет показано далее, обогащены калием.

В метасоматически осветленных (альбитизированных и эпидотизированных) габбро-диоритах ранней фазы амфибол резко обеднен железом (рис. 1.19), широко варьируя по содержанию  $Al_2O_3$  (от 3,7 до 9 мас. %) и железистости 0,37–0,45 (табл. 1.25, ан. 4–13). Относительно близкого по содержанию  $Al_2O_3$  (9 мас. %) амфибола в неизмененных габбродиоритах это обеднение железом составляет 3–4 мас. % FeO<sub>t</sub>. Здесь появляется поздний наиболее бедный  $Al_2O_3$  (1,4 мас. %) и FeO<sub>t</sub> (7,3 мас. %) актинолит, не характерный для первичных магматических пород массива. Он образует мелкозернистый агрегат с другими вторичными минералами: альбитом, эпидотом, калишпатом, хлоритом, сфеном, с выделениями мелких зерен хроммагнетита, в котором содержание  $Cr_2O_3$  составляет 5–5,4 мас. %, при количестве  $TiO_2$  около нуля, FeO<sub>t</sub> 87,0 мас. %.

Плагиоклаз по составу варьирует от олигоклаза до чистого альбита. Содержание CaO в плагиоклазе при этом меняется от 2,5–3,3 мас. % до 0,57 мас. % при устойчиво низком содержании  $K_2O$  (около 0,10 мас. %). По соотношению  $K_2O$  и CaO плагиоклаз в осветленном лейкократовом габбродиорите образует единый тренд (рис. 1.19) с плагиоклазами граносиенита, смещаясь в область более низких концентраций этих компонентов.

**Химический состав пород** Петропавловского массива дан в табл. 1.27 характеризуется пониженными значениями кремнезема (61,25–76,0 %). Они отвечают калий-натриевым разновидностям и повышенной калиево-стью (2,0–4,12 %). Рассматриваемые граниты обладают высоким индексом глиноземистости (AI# 3,28–2,84).



**Таблица I.27**

Химический состав основных типов пород (от гранит-порфиров до габбро) Петропавловского массива

SAMPLE	P-11-15 d	P-08-24 d	P-11-19	P-11-20 d	P-08-31	P-08-21	P-11-21	P-11-14	P-11-18 d	P-08-64
SiO <sub>2</sub>	76,00	72,31	70,37	69,50	66,28	65,53	65,05	61,25	60,06	59,95
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,15	0,17	0,23	0,14	0,37	0,35	0,40	0,70	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,25	14,66	17,62	18,01	17,39	15,68	17,65	18,03	17,32	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ</sub>	1,42	1,54	1,43	1,49	1,40	4,60	3,79	5,27	6,08	8,76
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,10	0,00	0,00	0,00	0,18
MgO	0,86	0,56	0,55	0,47	0,70	1,55	1,66	2,15	3,00	3,34
CaO	1,73	1,67	1,16	0,77	4,47	3,75	3,15	5,24	5,10	5,45
Na <sub>2</sub> O	3,16	5,15	4,65	4,63	5,08	4,18	3,88	4,03	3,14	3,00
K <sub>2</sub> O	3,90	3,20	2,70	4,12	3,77	3,18	3,62	2,00	3,57	2,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05	0,03	0,10	0,07	0,14	0,10	0,21	0,29	0,10
ппп	0,70	0,60	1,40	0,90	0,70	1,00	1,00	1,70	0,80	1,90

Продолжение таблицы I.27

SAMPLE	P-11-16	P-11-12v	P-11-12a	P-08-25	P-11-23	P-11-11	P-11-13	P-11-17 d
SiO <sub>2</sub>	58,80	56,82	54,64	53,95	53,55	52,30	51,50	45,62
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,29	0,66	0,77	0,67	0,76	0,88	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,98	21,02	8,01	13,15	14,68	11,05	11,98	15,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ</sub>	3,19	3,18	9,07	11,45	8,68	9,72	10,19	11,12
MnO	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	2,46	2,59	12,55	6,33	8,08	11,24	10,54	10,63
CaO	4,92	7,34	12,01	9,15	8,10	10,44	10,19	9,56
Na <sub>2</sub> O	5,94	5,03	1,47	1,94	2,55	2,10	2,66	2,16
K <sub>2</sub> O	1,81	1,83	0,55	1,25	2,16	1,14	0,54	0,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,22	0,15	0,10	0,11	0,20	0,13	0,21
ппп	1,50	1,80	1,40	1,90	1,80	1,70	1,90	4,20

Примечание: P-11-15d, P-08-24d, P-11-20d — дайки гранит-порфиров; P-11-19 — гранит; P-08-31-граносиенит; P-08-21, P-11-21 — гранодиориты; P-11-14, P-11-18d, P-08-64 — кварцевые диориты и тоналиты; P-11-16, P-11-12v — лейкодиориты, P-11-12a, P-08-25, P-11-23, P-11-11, P-11-13 — габбродиориты и габбро.

Петропавловский массив на рис. I.20 выделяется также повышенной известковистостью пород и умеренным содержанием TiO<sub>2</sub> (< 1,0 мас. %). Намечаются два направления в эволюции состава пород этого массива: первый габбро-диорит-анортозитовый, а второй гранитоидный (от диоритов через сиенодиориты к граносиенитам и гранитам). Габбро-диорит-анортозитовая тенденция в эволюции проявляется в полосчатых по строению частях разреза этого массива, в которых средне-крупнозернистые меланократовые

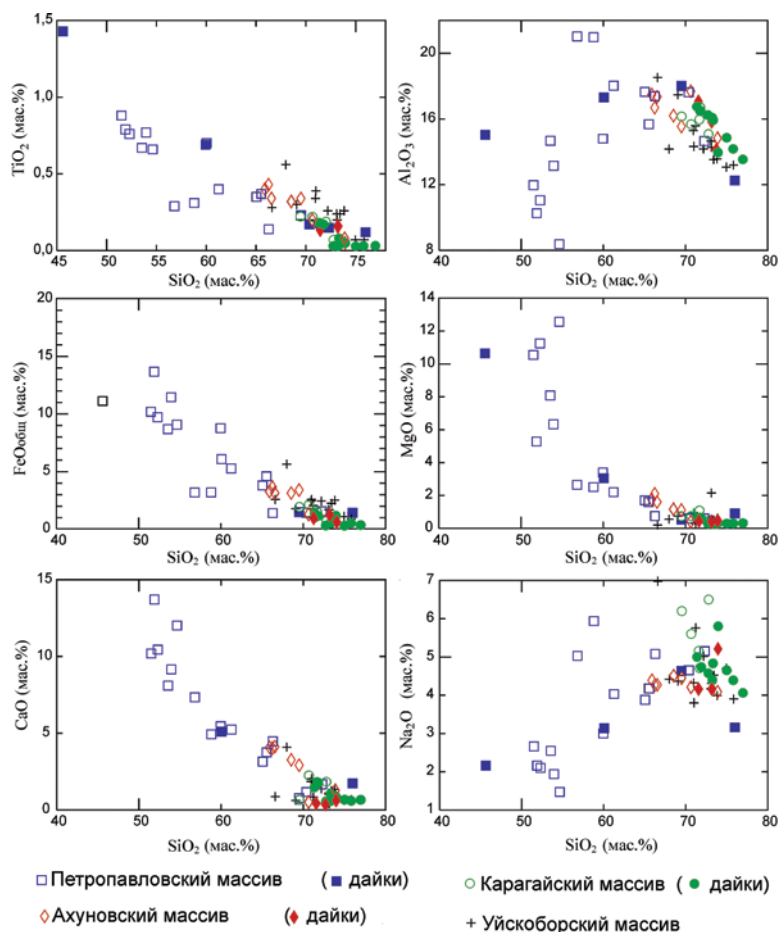
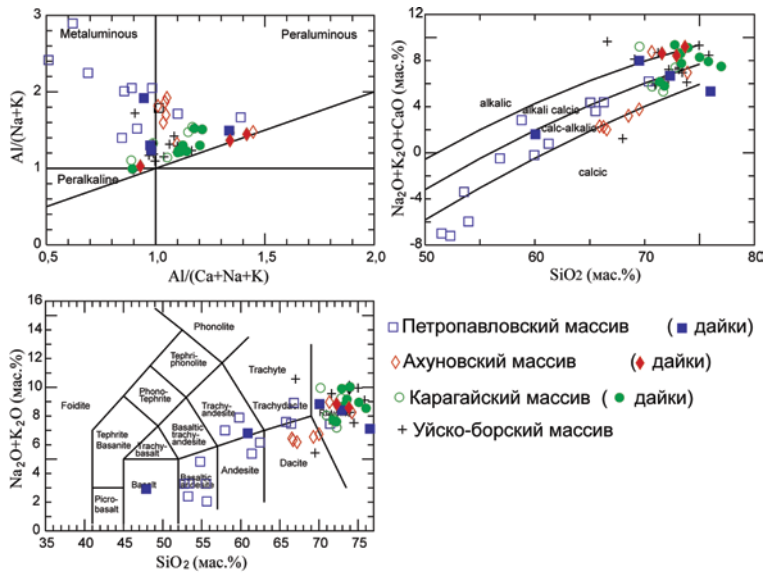


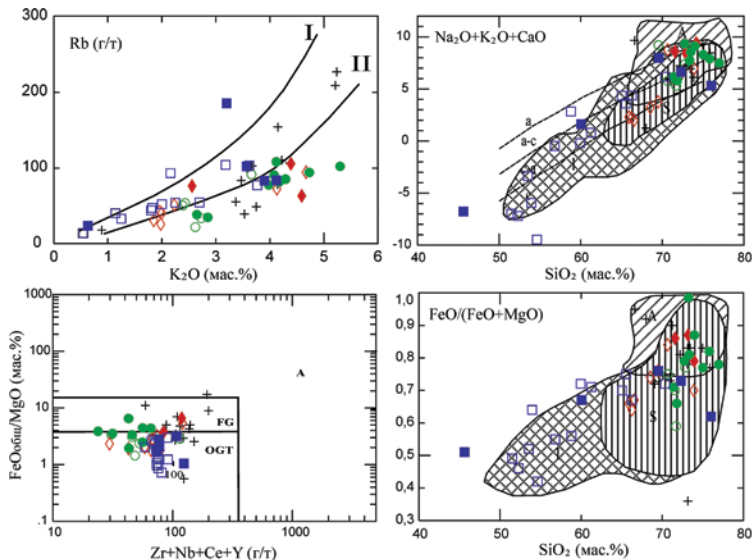
Рис 1.20. Петрохимические особенности основных типов пород Петропавловского массива и других гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала.

габбродиориты и диориты, обогащенные MgO, чередуются с лейкократовыми габбро и габбродиоритами с прожилками и слоями тонкозернистых анортозитов (мощностью от 2 до 30 см и более). Анортозитовый тренд эволюции проявляется в росте содержаний  $\text{SiO}_2$  от 50 до 56–59 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 8 до 21 мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}$  от 1,5 до 6,0 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$  от 0,5 до 1,85 мас. %, при снижении содержаний MgO от 12,5 мас. % в меланократовых габбродиоритах до 5 мас. % в лейкократовых габбродиоритах и анортозитах. Гранитоидный тренд отличается значительным ростом содержаний  $\text{SiO}_2$  (от 60 до 70 мас. %), при обратно пропорциональном снижении в породах содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , FeO, CaO, MgO и росте содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  до 3–4 мас. % и  $\text{Na}_2\text{O}$  до 4–5 мас. %. При этом натрий устойчиво преобладает над калием (рис. 1.21).

На диаграммах  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})-\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}-\text{SiO}_2$  (рис. 1.22) основная часть фигуративных точек пород Петропавловского массива попадает в поле гранитоидов I-типа, тогда как интрузивные породы (адамел-



**Рис. I.21.** Диаграммы  $Al/(Na+K)$ – $Al/(Ca+Na+K)$ ,  $(Na_2O+K_2O+CaO)$ – $SiO_2$  и  $(Na_2O+K_2O)$ – $SiO_2$  для гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала. Поля составов пород на диаграммах по [Le Bas et al., 1986 и Maniar et al., 1989].



**Рис. I.22.** Диаграммы  $Rb$ – $K_2O$ ,  $FeO/(FeO+MgO)$ – $SiO_2$ ,  $(Na_2O+K_2O+CaO)$ – $SiO_2$  и  $FeO/(FeO+MgO)$ – $Zr+Nb+Ce+Y$  для гранитоидных массивов Ахуново-Петропавловского ареала. Поля составов гранитоидов I, A и S-типов [Frost et al, 2001]; на диаграмме  $FeO/(FeO+MgO)$ – $Zr+Nb+Ce+Y$  поля составов по [Whalen et al, 1987]: OGT — нефракционированные гранитоиды M, I и S-типов, FG — фракционированные гранитоиды, A — анорогенные граниты.

Диаграмма  $Rb$ – $K_2O$  [Ферштатер, 1987] характеризует гранитоиды базальтоидного (тренд II) и корового (тренд I) происхождения.

литы и граниты) Ахуновского и Карагайского массивов ближе соответствуют по этим параметрам гранитам S-типа, а породы Уйскоборского массива — гранитам A-типа (типы гранитоидов по [Chappell, 1974], поля составов по [Frost et al., 2001]). На диаграмме  $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$  [Whalen et al., 1987], точки состава пород Петропавловского, Ахуновского и Карагайского массивов попали в поле нефракционированных гранитоидов M, I и S-типов, а граниты Уйскоборского массива в поле фракционированных (FG) гранитоидов и анорогенных (A) гранитов. На диаграмме  $\text{Rb}-\text{K}_2\text{O}$  [Ферштатер, 1987] точки составов всех пород Ахуново-Петропавловского ареала тяготеют в основном к тренду гранитоидов базальтоидного происхождения. Для Ахуновского и Карагайского массивов это наряду с изотопными Sr-Nd данными указывает на исключительную роль исходно мантийного базитового субстрата в зонах анатектического гранитообразования.

Петрохимические харкеровские диаграммы рис. 1.23 также отражают наиболее характерные особенности состава гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала. Две группы интрузий — малокалиевая (Ахуновский и Карагайский массивы) и более калиевая (Петропавловский и Уйскоборский массивы) — на диаграммах ( $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$  и др.) четко обособляются. При этом в породах Ахуновского и Карагайского массивов преобладание натрия над калием выражено наиболее резко. Соотношение  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  подтверждает высокую глиноземистость пород Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов.

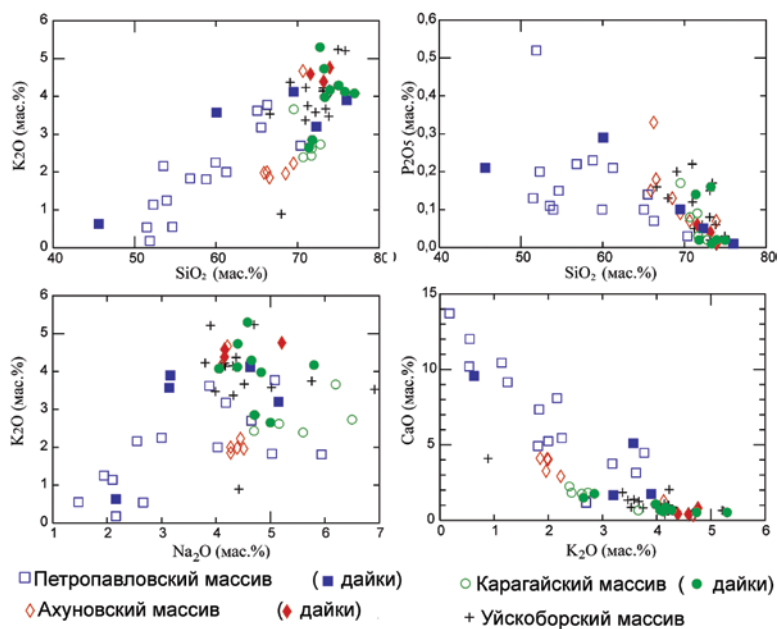


Рис 1.23. Петрохимические особенности основных типов пород гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала. Условные обозначения на полях рис. 1.20.

## Продолжение таблицы 1.27

Микроэлементный состав гранитоидов Петропавловского массива

SAMPLE	P-11-15 d	P-08-24 d	P-11-19	P-11-20 d	P-08-31	P-0821	P-11-21	P-11-14	P-11-18 d
Li	2,97	7,65	7,30	14,19	2,01	8,22	10,21	6,96	12,68
Be	1,14	1,35	1,93	2,47	2,09	1,77	1,16	0,82	1,24
Sc	4,17	1,05	1,53	1,45	1,98	6,51	4,17	6,28	10,35
Ti	733,50	1031,16	801,99	1031,43	1361,45	2748,08	1836,90	2378,01	3310,04
V	26,31	17,00	16,80	17,23	20,45	84,38	60,03	99,37	146,55
Cr	329,51	0,73	39,35	173,38	2,38	12,49	78,71	138,41	56,72
Mn	165,60	413,94	187,56	108,02	790,77	1243,20	331,45	369,78	644,01
Co	52,51	2,02	32,44	24,79	4,66	10,28	38,07	44,37	28,35
Ni	40,52	2,13	10,76	6,48	4,82	9,52	17,88	26,72	21,89
Cu	29,29	11,37	14,35	28,42	14,69	37,04	10,90	15,27	30,96
Zn	15,67	7,93	25,92	42,86	13,66	26,49	42,66	42,45	55,20
Ga	11,45	14,59	18,49	16,78	14,12	19,55	16,03	17,89	17,75
Ge	74,12	76,45	77,13	108,53	58,75	90,48	69,74	71,45	77,57
Rb	83,33	185,42	54,64	83,91	77,35	104,20	103,44	52,36	102,28
Sr	113,42	543,05	569,59	393,48	673,43	753,83	397,22	677,02	343,94
Y	3,66	4,67	2,72	1,39	9,14	14,06	8,70	7,08	12,50
Zr	55,31	42,80	60,37	89,62	24,79	27,78	22,64	33,53	14,71
Nb	5,25	5,14	1,51	1,66	3,04	6,62	5,26	3,06	4,84
Mo	1,55	0,07	0,10	0,46	0,65	0,39	0,35	0,42	0,49
Ag	0,19	0,16	0,08	0,09	0,09	0,22	0,20	0,13	0,17
Cd	0,23	0,01	0,07	0,10	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04
Sn	0,59	0,10	0,76	0,90	0,23	0,83	1,31	0,95	1,44
Sb	0,20	0,05	0,20	0,25	0,07	0,05	0,04	0,07	0,06
Te		0,01	0,01	0,00		0,00	0,00	0,01	0,03
Cs	1,16	0,98	0,94	1,88	1,25	1,55	1,73	0,73	2,50
Ba	350,48	1110,93	622,71	814,01	1030,72	683,15	782,64	701,89	493,08
La	6,86	14,29	6,76	6,75	10,79	20,49	16,85	12,92	22,49
Ce	9,90	23,83	12,54	15,86	21,77	42,02	33,13	27,78	45,53
Pr	1,06	2,15	1,59	1,59	2,29	5,19	3,80	3,30	5,20
Nd	3,46	6,51	5,68	5,68	8,14	19,23	13,35	12,67	19,57
Sm	0,72	0,94	1,15	1,01	1,50	3,43	2,46	2,40	3,76
Eu	0,27	0,22	0,43	0,38	0,53	0,77	0,75	0,84	1,04
Gd	0,83	0,62	1,12	1,06	1,19	2,33	2,75	2,58	4,26
Tb	0,10	0,10	0,11	0,08	0,18	0,34	0,27	0,26	0,42
Dy	0,59	0,56	0,54	0,35	1,23	2,10	1,53	1,39	2,38
Ho	0,13	0,13	0,09	0,06	0,25	0,42	0,30	0,28	0,47
Er	0,41	0,37	0,25	0,16	0,78	1,20	0,93	0,79	1,36
Tm	0,07	0,06	0,04	0,02	0,12	0,18	0,14	0,11	0,19
Yb	0,53	0,44	0,24	0,12	0,89	1,27	0,99	0,73	1,41
Lu	0,10	0,07	0,03	0,02	0,14	0,19	0,15	0,10	0,21
Hf	2,30	1,04	1,84	2,59	0,69	0,80	0,78	0,90	0,75
Ta	0,69	0,42	0,13	0,15	0,25	0,42	0,38	0,13	0,24
W	269,76	0,11	156,04	111,47	0,33	0,29	161,13	181,63	76,58
Tl	0,18	0,29	0,18	0,52	0,32	0,43	0,25	0,15	0,33
Pb	14,08	6,31	5,86	23,65	6,17	6,17	8,60	5,95	8,57

Bi	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03	0,06	0,01	0,02	0,02
Th	13,44	5,55	1,42	5,78	5,70	11,77	6,35	2,76	8,32
U	2,01	1,08	1,76	3,05	1,21	2,14	1,51	1,09	1,77
Ru	1,22	0,86	0,38	0,27	0,00	0,00	1,14	0,86	1,65
Rh	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02
Pd	3,60	1,74	3,96	5,18	0,87	0,99	1,60	2,12	1,01

Продолжение таблицы 1.27

SAMPLE	P-08-64	P-11-16	P-11-12v	P-11-12a	P-08-25	P-11-23	P-11-11	P-11-13	P-11-17 d
Li	20,87	6,58	4,84	2,88	12,56	11,56	7,07	8,63	19,01
Be	1,41	0,89	0,91	0,54	0,69	0,73	0,57	0,62	0,64
Sc	19,15	7,63	10,96	62,32	43,44	24,74	49,35	37,39	21,93
Ti	8641,53	1901,77	1872,58	3555,82	9532,28	3496,83	4166,40	4943,67	6223,12
V	406,67	56,19	63,78	221,26	487,00	200,52	236,11	256,84	198,60
Cr	12,30	64,10	106,98	563,27	212,61	381,52	439,69	305,68	251,19
Mn	2497,51	334,96	384,27	1251,26	3537,91	989,71	991,54	1152,29	720,45
Co	23,08	20,61	31,47	49,97	43,51	43,78	43,52	43,38	47,59
Ni	15,94	36,47	55,22	315,30	45,84	221,69	261,58	185,54	229,93
Cu	196,27	70,18	41,64	70,32	50,63	44,35	54,22	46,87	52,80
Zn	57,66	27,05	36,99	64,53	66,18	64,31	56,15	63,34	57,89
Ga	18,32	17,34	19,03	11,82	18,17	15,41	13,78	15,15	16,05
Ge	66,85	75,69	91,71	80,76	72,79	73,53	76,12	73,92	124,26
Rb	54,48	44,48	46,74	14,32	33,14	93,27	40,43	13,98	23,87
Sr	746,17	437,64	832,39	242,98	556,80	348,63	273,20	318,93	398,35
Y	13,93	6,92	8,68	11,13	26,92	9,94	10,43	9,14	17,86
Zr	13,77	42,48	49,97	43,15	21,68	32,83	38,60	36,15	81,98
Nb	6,88	2,93	3,14	2,56	2,83	3,10	3,11	3,86	3,30
Mo	0,85	0,40	0,34	0,30	0,60	0,19	0,24	0,60	0,24
Ag	0,22	0,15	0,15	0,12	0,11	0,13	0,14	0,16	0,16
Cd	0,03	0,06	0,10	0,13	0,10	0,10	0,10	0,08	0,17
Sn	1,12	0,84	0,83	1,00	0,97	1,46	0,86	1,04	1,12
Sb	0,13	0,26	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,13	0,04
Te		0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02
Cs	0,84	1,18	0,61	0,22	1,12	1,70	0,95	0,41	0,74
Ba	376,84	475,56	585,04	189,06	324,12	354,96	223,28	97,25	224,36
La	14,84	12,16	14,95	9,68	6,83	12,91	10,07	11,31	7,38
Ce	32,27	23,36	29,91	23,91	21,36	27,66	23,98	24,78	21,12
Pr	3,51	2,66	3,49	3,10	3,28	3,26	3,00	2,83	3,16
Nd	12,90	10,38	13,48	12,73	16,26	12,69	12,35	11,46	14,58
Sm	2,54	2,05	2,65	2,86	4,49	2,68	2,82	2,58	3,70
Eu	0,72	0,79	0,97	0,87	1,11	0,90	0,87	0,83	1,40
Gd	1,98	2,22	2,78	3,07	4,19	2,96	2,96	2,62	4,08
Tb	0,31	0,25	0,32	0,39	0,65	0,33	0,38	0,35	0,60
Dy	1,98	1,38	1,76	2,24	4,29	1,97	2,27	1,95	3,64
Ho	0,42	0,26	0,34	0,46	0,90	0,39	0,44	0,40	0,73
Er	1,19	0,79	0,98	1,22	2,48	1,11	1,27	1,10	2,04
Tm	0,19	0,12	0,14	0,18	0,36	0,17	0,17	0,15	0,27
Yb	1,30	0,80	0,95	1,19	2,40	1,10	1,12	1,03	1,72
Lu	0,22	0,12	0,14	0,18	0,35	0,16	0,17	0,14	0,24
Hf	0,64	1,28	1,29	1,52	0,95	1,21	1,34	1,35	2,00

Ta	0,34	0,14	0,20	0,09	0,13	0,18	0,52	0,23	0,19
W	0,22	66,42	99,61	44,00	0,75	63,51	29,61	59,71	21,35
Tl	0,12	0,10	0,10	0,03	0,10	0,24	0,10	0,04	0,11
Pb	7,91	4,54	6,30	3,02	2,96	4,55	2,32	2,72	5,62
Bi	0,07	0,03	0,02	0,03	0,13	0,03	0,03	0,04	0,03
Th	5,85	3,85	2,60	1,52	1,42	4,15	1,97	2,63	0,87
U	1,75	1,65	1,08	0,35	0,52	1,01	0,65	1,74	0,45
Ru	1,64	0,94	1,14	1,28	0,00	2,53	1,63	1,26	1,91
Rh	0,01	0,03	0,05	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03
Pd	0,53	2,56	3,08	2,60	0,91	2,41	2,42	2,37	5,56

Примечание: см. табл. 1.27.

К геохимическим особенностям Петропавловского массива можно отнести высокие содержания в породах таких литофильных элементов, как Ba и Rb, а также Th и U (табл. 1.27), частично и Sr (рис. 1.24). Содержания Ba и Rb возрастают пропорционально росту в породах содержаний  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . По соотношению  $\text{Rb}/\text{SiO}_2$  (а также  $\text{Ba}/\text{SiO}_2$ ) породы Петропавловского массива образуют тренды, отличные от трендов других интрузий ареала. Содержание Sr является максимальным (до 907 г/т) в лейкодиоритах и анортозитах среди сиенито-диоритов. Высокозарядные элементы (Nb, Hf, Zr, U, Th) присутствуют в пониженных количествах, несколько превышая уровень гранитов М-типа. В породах этого массива наблюдается повышенное содержание V, а также Cu, Pb, Mo и W и резко пониженные показатели Co, Cr и Ni.

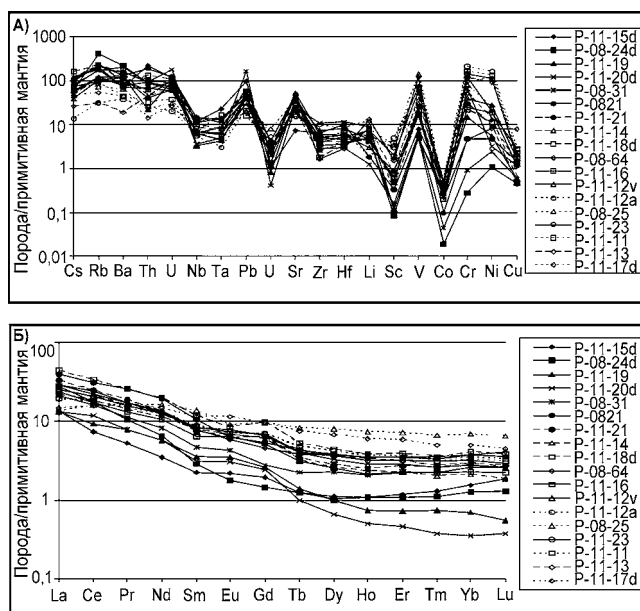
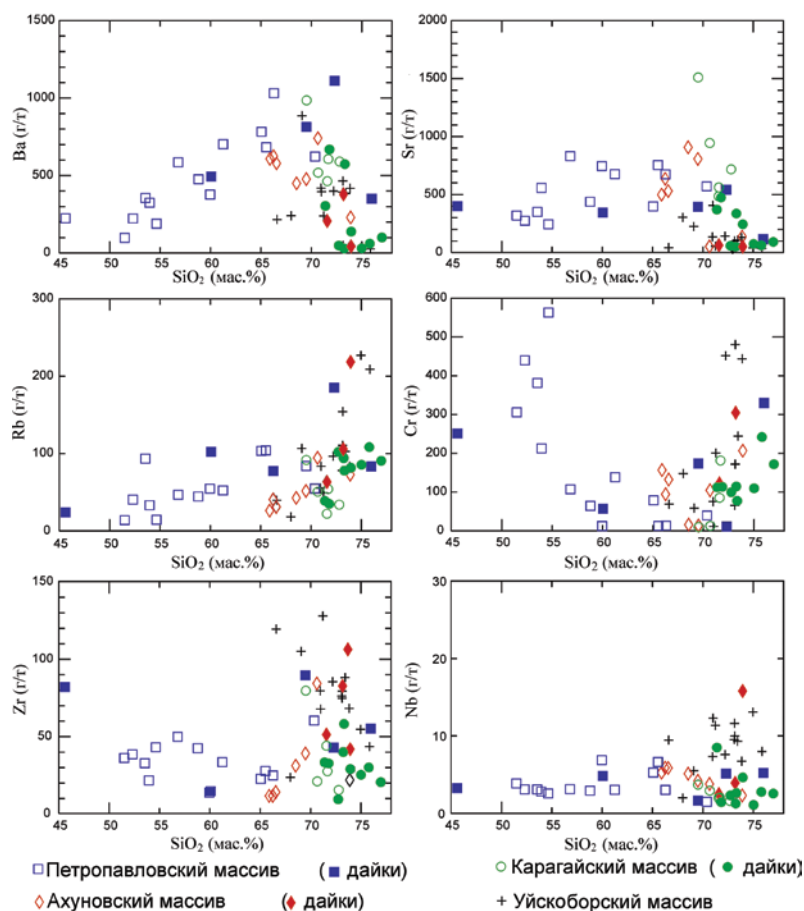


Рис. 1.24. Спайдерграмма распределения примесных элементов в породах Петропавловского массива: А) — микроэлементы, Б) — редкоземельные элементы.

Условные обозначения: см. табл. 1.27.



**Рис. 1.25.** Геохимическая характеристика пород Петропавловского массива и других гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала.

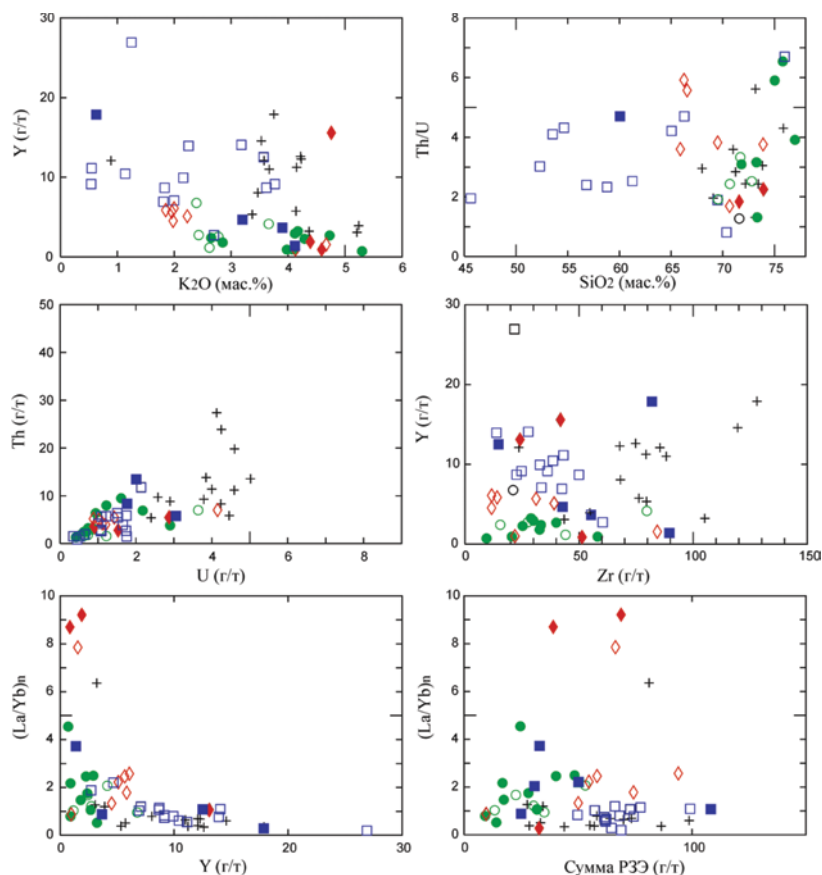
Условные обозначения на полях рис. 1.20.

Важной геохимической особенностью пород Петропавловского массива является повышенное содержание иттриевых РЗЭ (рис. 1.26), а также, по-видимому, обусловленная этим общая низкая степень фракционирования РЗЭ, отношение  $(La/Yb)_n$  здесь близко к 1.

Графики нормированного распределения РЗЭ (рис. 1.24) также демонстрируют существование заметных различий в составах Петропавловского массива. Они отражают обогащение пород этого массива тяжелыми лантаноидами с относительно слабым преобладанием легких редких земель над тяжелыми. Ее аномалия в породах либо отсутствует, либо имеет положительное значение.

На дискриминационных диаграммах (рис. 1.27) составы практически всех типов гранитоидных пород Ахуново-Петропавловского ареала, включая и Петропавловский массив, попадают в поле надсубдукционно-анатектиче-



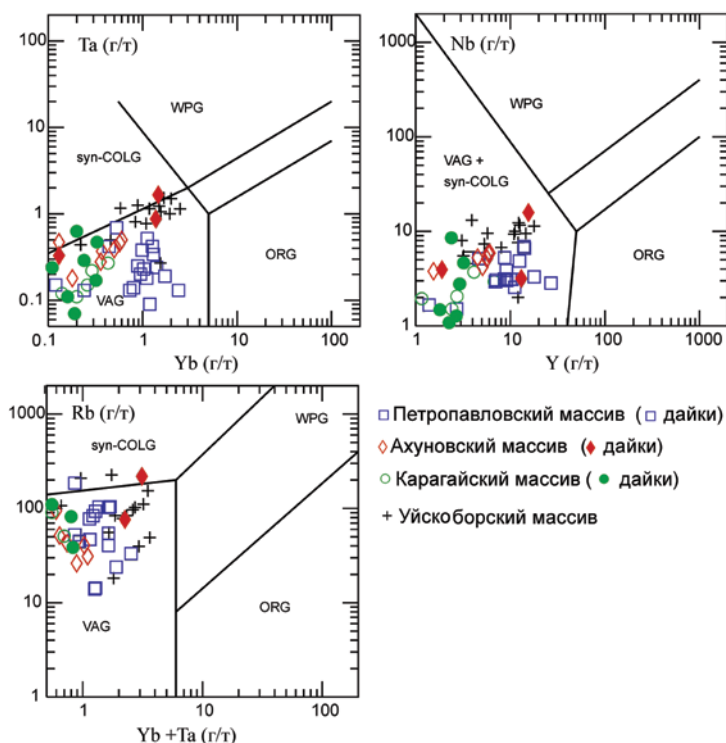


**Рис. 1.26.** Дополнительные геохимические характеристики пород Петропавловского массива и других гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала.

Условные обозначения на полях рис. 1.20.

ских образований. Исключением является Уйскоборский массив, который тяготеет к анатектически синколлизионным гранитам. Породы Петропавловского массива, обогащенные Y и Yb, образуют на этих диаграммах свой обособленный рой составов. Породы Ахуновского и Карагайского массивов имеют более низкие содержания Y и Yb, поэтому они формируют другой рой составов.

Графики содержаний петрологически информативных элементов (рис. 1.24) также демонстрируют общую принадлежность пород Ахуново-Петропавловского ареала к продуктам анатексиса по островодужным вулканогенным породам. Это фиксируется резкой отрицательной аномалией Nb, характерной для пород ареала, а также положительной аномалией Sr, Ba и других крупноионных литофильных элементов в породах Петропавловского, Ахуновского и Карагайского массивов. Вместе с тем спайдерграммы рис. 1.24 отражают и некоторые существенные различия в составах интруз-



**Рис. I.27.** Дискриминационные диаграммы для пород из интрузий Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала. Поля составов гранитоидов различных геодинамических обстановок по [Pearce, et al, 1984]: syn-COLG — синколлизионных, VAG — островодужных (надсубдукционных), WPG — внутриплитных, ORG — гранитов срединно-океанических хребтов.

зий, связанные с особенностями их петрогенезиса. Так, Петропавловский и Уйскоборский массивы выделяются высокими концентрациями иттриевых лантаноидов и иттрия.

### I.6.1. Флюидный режим гранитоидного Петропавловского массива

**Методика измерений.** Химический состав минералов (апатита и др.), характеризующих флюидный режим магматических пород Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала определен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100. Исследования проводились при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе электронного зонда 30 мА. В качестве эталонов для измерения содержаний элементов-примесей в апатитах использовались синтетические и природные стандарты: апатит (F, Ca, P), галит (Cl), жадеит (Na, Al), диопсид (Mg, Si), родонит (Mn), гематит (Fe), пирит (S),  $\text{SrSO}_4$  (Sr). Фтор определялся с помощью многослойного псевдокристалла LPC0 ( $2d = 45 \text{ \AA}$ ). Погрешность определения F и S в апатитах зависит от содержаний

и находится в пределах 0,15 мас. % и 0,05 мас. %, соответственно. Стандартные образцы, использованные для определения содержания элементов в силикатах: апатит (F), галит (Cl), жадеит (Na, Al), диопсид (Mg, Ca, Si), родонит (Mn), гематит (Fe), рутил (Ti), оксид хрома (Cr), ортоклаз (K); для анализов в калиевых полевых шпатах Al и Si калибровались по ортоклазу.

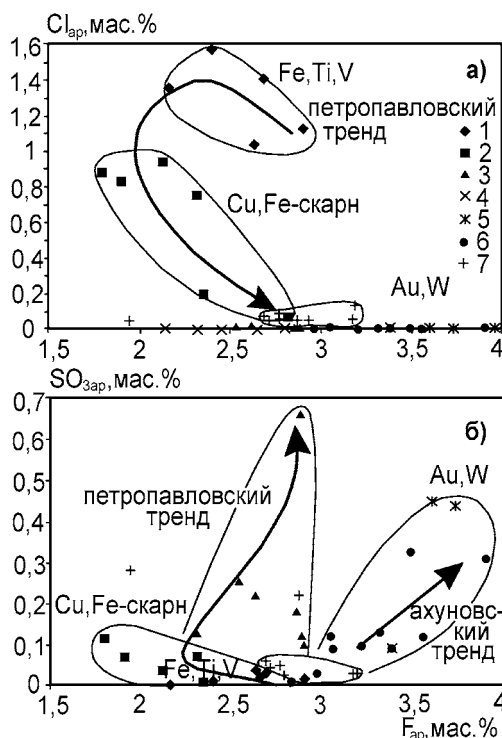
Петропавловский массив охарактеризован по данным изучения состава апатита и других гидроксилсодержащих минералов (амфибол, биотит) на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100. Эти данные для апатита отражены в табл. I.28 и на рис. I.28. Установлено, что габбродиориты раннего этапа формирования Петропавловского массива характеризуются наиболее высокой хлороносностью. Содержание Cl в апатите в таких породах составляет 0,75–1,60 мас. % (пробы 1 и 2) при содержаниях F 1,80–2,80 мас. %.

Таблица I.28

Составы апатита (мас. %) в породах Петропавловского гранитоидного массива

№	CaO	SrO	Na <sub>2</sub> O	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	F	Cl	сумма
1	54,33	н.о.	0,02	0,13	0	0,41	0,04	41,24	0,03	0,18	2,68	1,41	100,53
2	54,3	н.о.	0,03	0,11	0,02	0,16	0,03	42,02	0,01	0,14	2,4	1,57	100,8
3	54,91	н.о.	0,02	0,11	0,02	0,14	0,02	41,18	0,04	0,17	2,63	1,04	100,29
4	54,87	н.о.	0,03	0,13	0,01	0,17	0,03	41,39	0,02	0,17	2,9	1,13	100,85
5	54,61	н.о.	0	0,12	0,01	0,19	0,03	41,52	0	0,16	2,16	1,36	100,19
6	55,22	н.о.	0	0,02	0	0	0	43,2	0,01	0,01	2,82	0,07	101,36
7	55,7	н.о.	0	0,05	0	0,06	0	42,68	0,01	0,04	2,35	0,2	101,15
8	55,84	н.о.	0,06	0,05	0	0,02	0,01	41,68	0,12	0,13	1,79	0,88	100,59
9	55,7	н.о.	0,03	0,03	0,01	0,08	0	41,5	0,07	0,08	1,9	0,83	100,26
10	55,97	н.о.	0,02	0,03	0,01	0,11	0	41,68	0,07	0,14	2,32	0,75	101,08
11	54,73	н.о.	0,02	0,1	0	0,24	0	42,12	0,04	0,10	2,13	0,94	100,48
12	55,58	0,04	0,02	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	41,5	0,13	0,48	2,3	0,01	100,88
13	55,88	0,01	0,07	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	42,44	0,12	0,25	2,88	0	101,96
14	56,17	0,05	0,06	0,04	н.о.	н.о.	н.о.	42,5	0,18	0,15	2,85	0	102,23
15	55,91	0,04	0,04	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	42,11	0,22	0,21	2,62	0,02	101,31
16	55,64	0,03	0,05	0,05	н.о.	н.о.	н.о.	42,21	0,26	0,22	2,53	0,02	101,22
17	55,66	0,04	0,18	0,09	н.о.	н.о.	н.о.	41,59	0,66	0,39	2,87	0,01	101,7
18	56,18	0,05	0	0,09	н.о.	н.о.	н.о.	42,84	0,03	0,09	2,65	0,01	102,07
19	56,29	0,04	0	0,13	н.о.	н.о.	н.о.	42,78	0,1	0,11	2,89	0,01	102,36

Примечание: 1–5 габбродиорит (проба 01): 1 — включение апатита в амфиболе, 2, 3 — включение в плагиоклазе: 2 — край, 3 — центр, 4, 5 — включение в плагиоклазе, 4 — центр, 5 — край; 6–11 осветленный альбитизированный габбро-диорит (проба 09-02А): 6, 7 — поздний апатит ; 8–10 — включение апатита в амфиболе, 8 — центр этого включения, 9 и 10 — края, 11 — отдельный кристалл апатита в основной массе на стыке зерен; 12–19 граносиенит (проба 20): 12 — включение апатита в амфиболе, 13–16 — включения в биотите, 17 — отдельное зерно, 18 — включение апатита в биотите, 19 — кристалл апатита в сростании с КППШ.



**Рис. 1.28.** Соотношение содержаний галогенов (Cl и F) и  $SO_3$  в апатитах гранитоидов Петропавловского массива и других интрузий Ахуново-Петропавловского ареала.

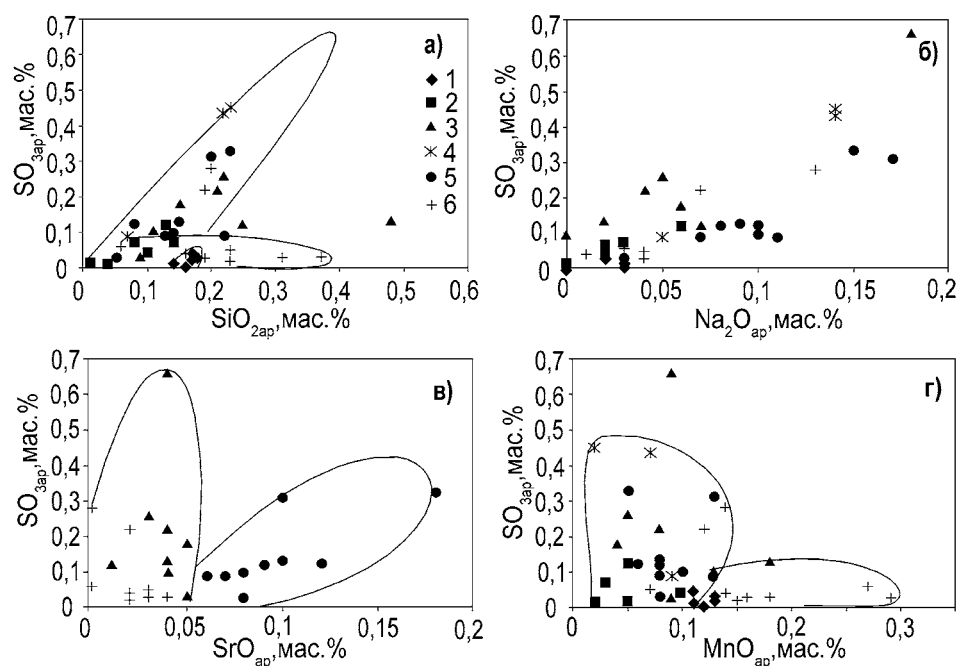
Пробы: 1–3 — Петропавловский массив, 4–6 — Ахуновский и Карагайский массивы, 7 — Уйскоборский массив.

В неизмененных габбродиоритах (проба 1) наиболее богат хлором крупный игольчатый апатит, образующий включения в более ранних и основных по составу плагиоклазах. Этот апатит имеет зональное строение: в центре его кристаллов содержание Cl ниже (1,05–1,15 мас. %), а на периферии — выше (1,40–1,60 мас. %), при обратной тенденции для F (в центре 2,60–2,90 мас. %, в краях со спадом до 2,16 мас. %). Такой тип зональности в апатитах свидетельствует о накоплении хлора на начальном этапе кристаллизации габбродиоритового расплава. Апатит, образующий включение в амфиболе, имеет близкий состав: Cl 1,41 %, F 2,68 %.

В метасоматически осветленных (альбитизированных) габбродиоритах (проба 2) содержание Cl в апатитах дискретно понижается. Это характеризует стрелка на рис. 1.28a. В апатите из включений в амфиболе содержание Cl 0,75–0,88 %, при F 1,8–2,3 %, тогда как в самом позднем апатите в составе мелкозернистого агрегата зерен с другими вторичными минералами: альбитом, эпидотом, кпш, хлоритом, сфеном, содержание Cl снижается до 0,07–0,20 %, а F увеличивается до 2,3–2,8 %. Такая эволюция в составах апатита свидетельствует о том, что метасоматирующий раствор, вызывающий осветление пород ранней фазы массива, резко менял свою соленость.

На этапе кристаллизации амфибола он был более соленым и поэтому насыщался железом, понижая железистость амфиболов. На позднем этапе при образовании более низкотемпературного агрегата, состоящего из альбита, эпидота, КППШ, хлорита и сфена, соленость раствора была резко пониженной. В этом метасоматизирующем растворе в небольшом количестве присутствовала и сульфатная сера, в апатите из включений в амфиболе ее содержание составляло 0,10–0,14 мас. %.

Апатиты биотит-амфиболового граносиенита (зона западного эндоконтакта Петропавловского массива) имеют минимальные содержания Cl (0,01–0,02 мас. %) и повышенное количество F (2,5–2,9 %). Одновременно здесь заметно нарастают содержания  $\text{SO}_3$  (до 0,10–0,66 мас. %) (рис. 1.28б, петропавловский тренд). Как свидетельствуют данные табл. 1.25 и рис. 1.29, с ростом содержаний сульфатной серы в апатите граносиенита коррелируется рост в апатитах содержаний  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , при стабильно низких содержаниях SrO. С ростом содержаний  $\text{SO}_3$  в апатите граносиенита снижается содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  от 42,80 до 41,50 мас. %. Здесь в апатите осуществляется в основном схема гетеровалентного изоморфизма по формуле:  $\text{S}^{6+} + \text{Si}^{4+} = 2\text{P}^{5+}$ .



**Рис. 1.29.** Соотношение изоморфных с фосфором (S, Si) и кальцием (Na, Mn) элементов-примесей в апатитах гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1.27.

Дополнительная оценка хлоро- и фтороносности Петропавловского массива дана по составам гидроксилсодержащих темноцветных минералов, в частности, по составу гидроксильной группы амфибола и биотита (табл. 1.27).

Содержание хлора в роговой обманке габбродиорита 0,10 мас. %, фтор не обнаружен. В этой роговой обманке в виде включений присутствует богатый хлором апатит (до 1,40 мас. %). В низкожелезистом ( $f=0,37-0,40$ ) амфиболе «осветленного» габбродиорита (2) содержание Cl 0,01–0,05 мас. %, F 0–0,14 мас. %. В роговой обманке граносиенита (эдените, с железистостью 0,50–0,66) содержание фтора 0–0,22 мас. %, хлора 0,02–0,05 мас. %. Биотит в граносиените появляется в значительном количестве и кристаллизуется одновременно с плагиоклазом и поздним более железистым амфиболом, образуя в них включения. Содержание фтора в биотите 0,16–0,27 мас. %, при количестве хлора 0,02–0,03 мас. %. В позднем межзерновом сфене содержание фтора увеличивается здесь до 0,40 мас. %.

### 1.6.2. К вопросу об условиях образования Петропавловского массива

Петропавловский массив представляет собой сложное гетерогенное образование по источникам магм и флюидов. На дискриминационных диаграммах составы пород Петропавловского массива попадают в поле надсубдукционно-анатектических образований, в то же время образуя на этих диаграммах свой обособленный рой составов, обогащенный Y и Yb, отличный от собственно анатектических серий Ахуновского и Карагайского массивов. Спайдерграммы пород Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала также демонстрируют принадлежность пород Петропавловского массива к надсубдукционным анатектическим образованиям. Это фиксируется и относительно резкой отрицательной аномалией Nb, положительными аномалиями Sr, Ba, Rb и других крупноионных литофильных элементов. По составу породы Петропавловского массива в целом также отвечают типичным калий-натриевым известково-щелочным сериям с умеренно-повышенной их калиево-известковистостью. Высокозарядные элементы (Nb, Hf, Zr, U, Th) присутствуют в этом массиве в сравнительно пониженных количествах, относительно невысоким является и содержание  $TiO_2$  (до 1,0 мас. %).

Вместе с тем породы Петропавловского массива имеют явно пониженную глиноземистость  $Al\#$ , они характеризуются и высокими концентрациями иттриевых лантаноидов и иттрия. Графики нормированного распределения РЗЭ демонстрируют обогащение пород этого массива тяжелыми иттриевыми лантаноидами с относительно слабым преобладанием легких редких земель над тяжелыми, что ближе соответствует уже параметрам внутриплитно-плюмового магматизма. Eu аномалия в породах здесь либо отсутствует, либо имеет положительное значение. В породах этого массива наблюдаются несколько повышенные содержания Cr, Ni, Co и V, а также Cu, Zn, Pb, Mo. Наблюдаются два направления в эволюции состава пород: габбро-анортозитовый и собственно гранитоидный (от диоритов через сиенитодиориты к граносиенитам и гранитам).

Данные по режиму галогенов и серы в породах Петропавловского массива свидетельствуют о следующем: 1) об общей низкой фтороносности его

пород, 2) о том, что состав флюида в процессе формирования пород Петропавловского массива существенно меняется. На раннем этапе при формировании габбродиоритов ранней фазы в составе флюида доминирует хлор. Распределение хлора между апатитом и амфиболом в габбро-диоритах (10:1–15:1) этого массива ближе соответствует распределению Cl в породах более позднего рифтогенного магнитогорского габбро-гранитного комплекса, чем надсубдукционным и окраинно-континентальным гранитоидным породам. При образовании более поздних граносиенитов флюид обогащался фтором, но резко обеднялся хлором (до нулевых значений) при росте концентраций сульфатной серы, что фиксируется в составе апатитов. Такая эволюция не характерна для подобных по составу пород рифтогенных (плюмовых) габбро-гранитных серий магнитогорского типа. В то же время наиболее близким аналогом по режиму галогенов и серы граносиенитам Петропавловского массива могут быть породы надсубдукционно-анатектических мантийно-коровых батолитов ГТГГ-типа, для состава минералов которых хлор также не характерен, а сульфатная сера присутствует здесь даже в более значительных количествах (Шарташский массив и др.). По-видимому, на этапе формирования граносиенитов Петропавловского массива источник флюидов был более тесно связан с зоной субдукции, что и определило рост доли сульфатной серы в его составе.

Эволюция в режиме флюидных элементов-минерализаторов при формировании Петропавловского массива одновременно также свидетельствует о том, что минерагеническая специализация массива во времени меняется. На раннем этапе его формирования в составе магматогенного, а затем и возможного рудообразующего флюида будет преобладать хлорофильный комплекс рудных элементов (Fe, V, Cu и др.) с возможным образованием титаномagnetитовой (вкрапленное оруденение в габбро и диоритах) и скарново-magnetитовой минерализации. На позднем этапе в составе магматогенного сульфатсодержащего (субдукционного) флюида может преобладать уже парагенезис сульфурофильных рудных элементов — таких, как Au, Mo, Cu, и др., с возможным образованием гидротермальной золото-сульфидной (с шеелитом) или полиметаллической сульфидной минерализации.

## II.

### Западно-Магнитогорская подзона (ЗМП) в конце девона и в раннем карбоне

В конце девона начиная со времени образования зилаирской свиты на территории ЗМП формируется целая серия малых интрузий, среди которых выделяется до семи комплексов. Наличие взаимных пересечений и радиоизотопных определений возраста позволило восстановить историю их последовательного образования, а петролого-геохимическое изучение — уточнить геодинамические условия их образования. При этом выяснилось, что наиболее древние фаменские комплексы, относящиеся к габбро-норит-диоритовой формации, представлены двумя параллельно развивавшимися в фамене фэйзуллинским (на юге) и наурузовским (на севере) комплексами, которые по своим петролого-геохимическим характеристикам отвечают стадии коллизии континента и островной дуги. Начиная с позднего турне в ЗМП устанавливается режим внутриплитного магматизма, представленного серией последовательно внедрявшихся малых интрузий преимущественно базитового состава. Можно предполагать проявление здесь и ряда импульсов плюмовой активности. Важной структурной особенностью подзоны является блоковое строение фундамента, хорошо проявившееся в ее восточной части. Разрывные нарушения обрамления зоны контролируют интрузивные тела, которые имеют согласные соотношения с вмещающими их слоистыми толщами. Формирование конформных залежей (лополитов, лакколлитов, силл и др.) здесь связано с транспрессивным режимом разрывов, сдвиговая составляющая которых приводит к скольжению расслоенных толщ, представленных кремнистыми и глинистыми осадками. В результате происходит отслоение и формирование пустот в слоистых осадках, в которые нагнетается магматический расплав. Сформировавшиеся таким образом конформные габброидные залежи приурочены к бортам относительно крупных синклинальных структур, например, Худолазовской, Имангуловской и др. и они именуются, соответственно, мульдами. Далее этот режим сменяется нормальным сжатием, следствием которого является формирование диагональных трещин скола, в которые также нагнетаются магматические расплавы основного и кислого составов, представленных дайками. На глубоких уровнях бортовых зон мульды формировались вертикальные зоны дробления, которые служили транспортными путями для продвижения магматического расплава из области его генерации. Базитовые расплавы ЗМП, судя по вещественному составу, комагматичны базальтоидам ЦМП, т.е. являются производными одного процесса. Соответственно, магматизм ЗМП, являясь второстепенным относительно основной области магматизма Магнитогор-



ской зоны, проявившегося в полном объеме в ЦМП, может быть выделен как боковой или коллатеральный.

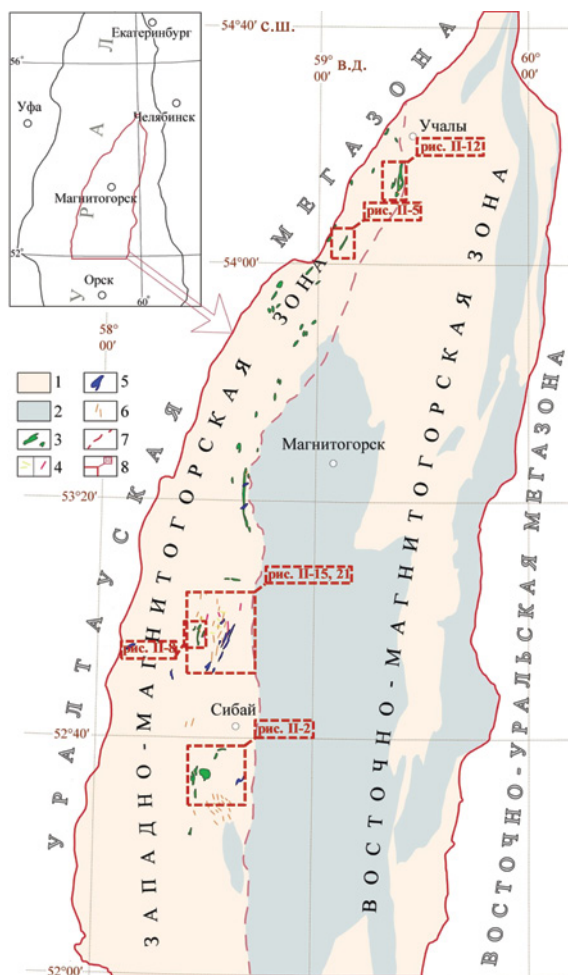
Формирование конформных интрузивных тел свидетельствует о режиме транспрессивного напряжения в ЗМП. Магматические тела при этом формировались последовательно, по-видимому, в две фазы. Составы расплавов при этом различаются, хотя и обладают определенной общностью. Так, габброиды наиболее раннего, фэйзуллинского комплекса характеризуются надсубдукционными геохимическими показателями, а утлыкташский и басаевский — внутриплитными. Дайковый кизильский комплекс сохраняет черты внутриплитного магматизма. Поздний девон — это время коллизии островной дуги и континента, когда субдукция еще продолжается, а с турне субдукция заканчивается, сменяясь плюмовым режимом.

В серпухове проявляется пикробазальтовый магматизм, неравномерно охвативший всю территорию ЗМП, вещественный состав которого заметно отличается от субщелочного, свойственного аккреционно-коллизийному процессу. В пределах Худолазовской мульды и Таналыкского поднятия этот магматизм контролируется диагональным поясом сближенных разрывных нарушений. Интрузивные тела имеют небольшие размеры, а по периферии зоны разрывных нарушений представлены правильными по геометрической форме телами в виде квадратов, прямоугольников и ромбов. В центре зоны — это относительно крупные залежи протяженностью до 2 км и мощностью до 150 м. Повышенная магнезиальность пикробазальтового магматизма и преимущественно натриевый его тип явно свидетельствуют о его глубинном, мантийном, вероятно плюм-зависимом источнике.

В первой половине башкирского века в ЗМП новый импульс плюмового магматизма проявляется незадолго до начала коллизии ВЕК и Казахстанского континента (КК). Это дайки долеритов и лампрофиров, которые широко известны и в ЦМП, и в пределах ЗМП.

## **II.1. Серия конформных комплексов и сопутствующих даек**

В пределах ЗМП распространено большое количество интрузивных тел конформной морфологии. Они соответствуют нескольким комплексам, последовательность формирования и петролого-геохимическая эволюция которых свидетельствуют о смене геодинамического режима территории на рубеже девона и карбона. Совокупность конформных комплексов объединена в две последовательные интрузивные серии: габбронорит-диоритовую и габбродиорит-гранитовую [Рахимов, 2017].



**Рис. II.1.** Геологическая схема расположения позднедевонско-каменноугольных интрузий Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Составлена на основе [Геологическая..., 1979; Салихов, Пшеничный, 1984; Салихов и др., 2013].

Условные обозначения: 1 — вулканогенно-осадочные комплексы раннего–среднего палеозоя (O–S–D), 2 — вулканогенно-осадочные отложения карбона, 3 — интрузивные тела габбронорит-диоритового состава ( $D_3fm-C_1t_1$ ) — фэйзуллинский и наурузовский комплексы, 4 — интрузивные тела габбро-диоритового и плагиогранитного состава ( $C_1t_1$ ) — басаевский, утлыкташский, кизильский комплексы, 5 — интрузивные тела дифференцированного состава — худолазовский комплекс ( $C_1v_2-s$ ), 6 — улугуртауский комплекс: дайки лампрофир-долеритового состава ( $C_1b$ ) (вне масштаба).

## II.1. Габбронорит-диоритовая серия

Ассоциации габбронорит-диоритовых пород установлены в ЗМП в двух ареалах. Первый расположен на юге башкирской части ЗМП, в бассейне р. Бол. Уртазымка. Второй ареал находится в северной части ЗМП в 20 км к северо-западу от г. Верхнеуральска. Группы габброноритовых интрузивов

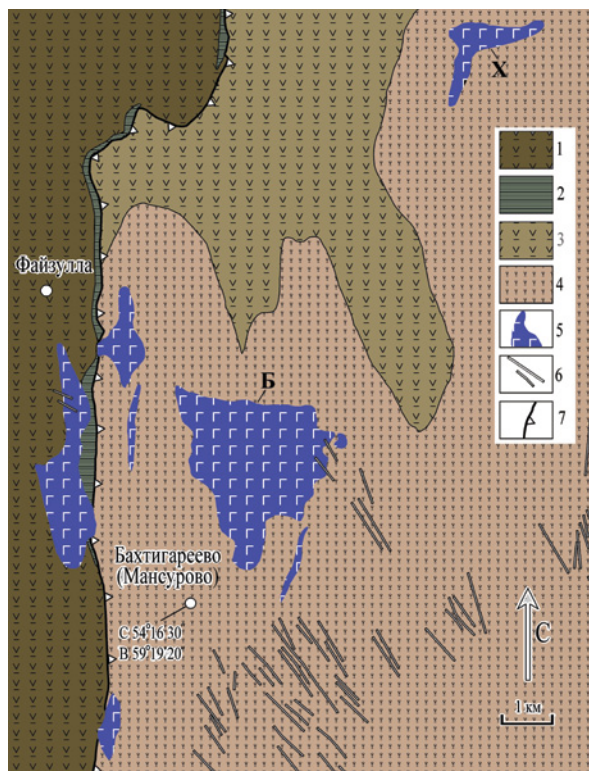
объединены в два самостоятельных комплекса: файзуллинский и наурузовский. Известный и ранее файзуллинский комплекс был детально изучен на примере двух лакколитов, частично вскрытых карьерами по добыче строительного камня. Наурузовский комплекс назван по с. Науруз, в окрестностях которого проявились его тела.

Оба комплекса представлены конкордантными телами, соответствующих силлам, гарполитам, лакколитами. Расположение большинства тел контролируется разрывными нарушениями надвигового типа. В строении этих тектонических структур участвуют образования средне- и позднедевонского возраста. Интрузивы обладают близким вещественным составом, а комплекс геологических критериев указывает на аналогичный возраст файзуллинского и наурузовского комплексов. Имеющиеся литературные данные [Кац и др., 1984ф] свидетельствуют о том, что наиболее молодыми вмещающими образованиями являются кремнистые отложения мукасовской свиты ( $D_3f$ ), пересекаемые габброноритоидами наурузовского комплекса. Для интрузивов файзуллинского комплекса вмещающей средой обычно является ярлыкаповская глинисто-кремнистая свита ( $D_{2ef}$ ) и улутауская вулканотерригенная свита ( $D_{2-3gv-f}$ ). Предполагается внедрение интрузивов габбронорит-диоритовой серии при формировании осадочного комплекса зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1t_1$ ).

### II.1.1. Файзуллинский комплекс

Файзуллинский габброноритовый комплекс развит среди девонских отложений Таналыкского поднятия и Кизило-Уртазымской синклинальной зоны. Габбронориты и габбродиориты залегают в виде гарполитов, силлов и лакколитов (возможны и бисмалиты). Тектонически они приурочены к зоне разлома между толщами ирендыкской и улутауской свит (рис. II.2). Интрузии файзуллинского комплекса местами пересечены хонолитами худолазовского [Салихов, Пшеничный, 1984] и дайками баишевского [Салихов, Бердников, 1985] комплексов (рис. II.2). Одним из крупных тел является лакколит, расположенный к северо-западу от д. Бахтигареево. Его размеры около  $3,5 \times 4,2$  км по латерали и более 200 м по вертикали. Массив является расслоенным, в его разрезе можно выделить три постепенно сменяющие друг друга зоны: подошвенная диоритовая, средняя габбродиоритовая и верхняя габброноритовая. Породы обладают мелкозернистой и среднезернистой макроструктурой и габбро-офитовой микроструктурой.

*Минеральный состав пород* (табл. II.1). Главными минералами являются плагиоклаз (40–80 %), ортопироксен (0–50 %) и клинопироксен (5–20 %). Размеры кристаллов ортопироксена достигают 5 мм, его состав соответствует бронзиту со средним соотношением миналов  $Wo_4En_{69}Fs_{27}$ . Клиннопироксен представлен мелкими идиоморфными кристаллами размером до 0,5 мм. По составу он отвечает в основном авгиту, образуя изоморфный ряд



**Рис. П.2.** Геологическая схема участка развития интрузий файзуллинского комплекса. Составлена по материалам [Куваевский и др., 1961ф; Шихмуратов и др., 1961ф].

Условные обозначения: 1 — вулканогенные отложения ирендыкской свиты ( $D_{2ef}$ ), 2 — кремнистые сланцы ярлыкаповской свиты ( $D_{2ef}$ ), 3 — вулканогенные отложения карамалыташской свиты ( $D_{2ef}$ ), 4 — вулканогенно-осадочные отложения улугтауской свиты ( $D_{2-3}zv-f$ ), 5 — интрузии габбронорит-диоритов (обозначены Бахтигареевский (Б) и Хасановский (Х) массивы), 6 — дайки улугуртауского комплекса (Баишевский ареал), 7 — надвиг.

черезнизкокальциевый авгиткпжониту ( $Wo_{43,8}En_{44,86}Fs_{11,36}—Wo_{12,8}En_{55,3}Fs_{32}$ ). В пироксенах содержание  $TiO_2$  до 0,9 %. По данным микрозондового анализа (табл. П.1), в рудном меланократовом габбро клинопироксен зональный, его (ан. 1) центральная часть более магнезиальная, а периферия (ан. 2) более железистая и с более высоким содержанием кальция. В целом клинопироксен в файзуллинском комплексе менее магнезиальный и глиноземистый, чем в утлыкташском. Плагноклаз также варьирует по составу от довольно основного №53 — лабрадора (ан. 3) с содержанием  $CaO$  10,75 мас. % к андезину № 45–30 и олигоклазу с содержаниями  $CaO$  9,44 и 6,3 мас. %. (ан. 4, 5). Среди рудных минералов наиболее распространен титаномагнетит (3–10 %), характеризующийся высоким содержанием  $TiO_2$  (до 23 %), примесью  $V_2O_3$  (до 1 %),  $Cr_2O_3$  (до 1,32 %). Также обнаруживается небольшое количество халькопирита (до 1 %). Апатит образует шестоватые кристаллы длиной до 0,5 мм и является постоянным акцессорным минералом, не превы-

шая 1 % объема пород. Среди вторичных минералов развиты: альбит: ортоклаз, кварц, эпидот (по плагиоклазу), серпентин и хлорит (по пироксенам).

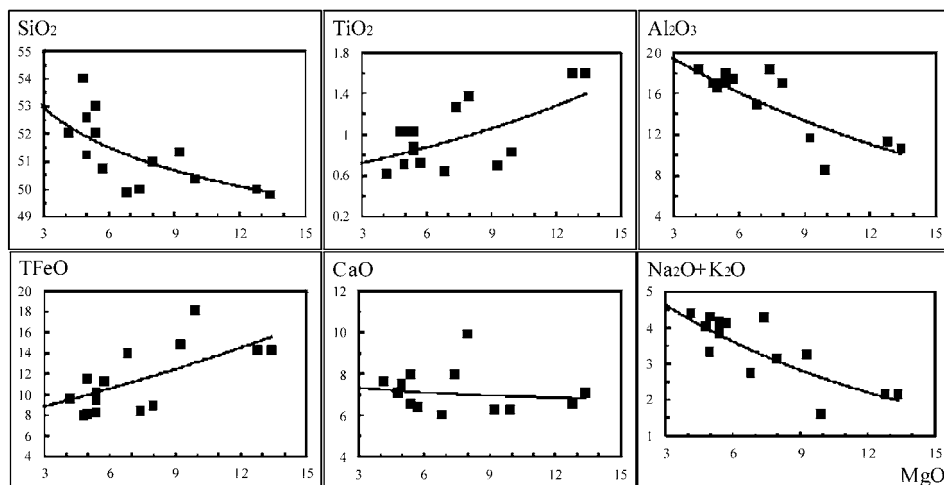
**Таблица II.1**

Составы минералов пород файзуллинского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	52,38	52,62	54,67	56,78	60,46	99,59	99,44	30,99	31,06	32,09	1,04	12,66
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,10	0,02	0,03	0,06	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01	16,74	11,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	0,24	27,62	26,02	24,07	0,08	0,18	13,37	13,63	14,47	0,37	2,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,00	0,00	0,10	0,03	0,04	0,07	0,07	0,29	0,08	0,05
FeO	12,23	14,95	0,63	0,40	0,39	0,15	0,09	22,01	22,37	20,07	73,72	56,55
MnO	0,48	0,60	0,01	0,00	0,03	0,04	0,03	0,29	0,25	0,35	1,97	0,10
MgO	13,56	10,53	0,06	0,04	0,02	0,01	0,01	19,23	18,60	18,11	0,03	0,96
CaO	18,73	20,41	10,75	9,44	6,33	0,04	0,09	0,11	0,09	1,33	0,84	9,04
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,22	5,18	6,11	7,41	0,01	0,02	0,01	0,04	0,13	0,00	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,23	0,35	0,57	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,04
F	0,16	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,12
Cl	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Total	99,60	99,70	99,18	99,20	99,44	100,03	99,94	86,10	86,13	86,94	94,82	92,73

Примечание — 1–2 — пироксен (авгит); 3–5 — плагиоклаз; 6–7 — кварц; 8–10 — хлорит; 11 — титаномагнетит, 12 — титанит.

*Химический состав пород* представлен в табл. II.2. Породы файзуллинского комплекса обладают относительно низкой титанистостью (TiO<sub>2</sub>=0,61–1,38 мас. %, в среднем — 1,1 %), достигающей наибольших значений в самых ранних породах дифференцированных интрузий. Сходным образом происходит распределение FeO<sub>t</sub> (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) как отражение обратной эволюции в содержаниях MgO (рис. II.3), связанное прежде всего с поведением ортопироксена в кристаллизующейся системе. С понижением магнезиальности коэффициент  $Mg\#$  ( $100 \times MgO / (MgO + TFeO + MnO)$ ) варьирует от 53 в норитах до 18 в диоритах), увеличивается кремнекислотность пород. Коэффициент железистости  $Fe\#$  ( $100 \times FeO_t / (FeO + MgO + TiO_2)$ ) довольно стабилен: 60–68. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породах с понижением магнезиальности меняется от 8,5 до 18,4 мас. % (рис. II.3). Индекс глиноземистости  $Al\#$  сильно варьирует: 0,3–1,3. Содержание CaO в комплексе в целом постоянно. Сумма щелочных оксидов (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) заметно возрастает с уменьшением количества MgO. Тип щелочности файзуллинского комплекса — калий-натровый (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=3). В породах комплекса относительно повышено количество P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,1–0,3 мас. %), возрастающее в наиболее богатых плагиоклазом разновидностях.



**Рис. II.3.** Вариации содержаний петрогенных компонентов в зависимости от содержания MgO (мас. %) в породах файзуллинского комплекса

**Таблица II.2**

Содержание петрогенных (мас. %) компонентов в представительных пробах файзуллинского комплекса

№ пробы	23/2009	741-1/2012	741-3/2012	Д <sub>1</sub> -116	Д <sub>1</sub> -117	Д <sub>1</sub> -118	Д <sub>1</sub> -119	Д <sub>1</sub> -120
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49,8	54,95	51	50,72	52,63	51,22	51,31	50,36
TiO <sub>2</sub>	1,6	1,03	1,38	0,72	0,74	0,71	0,69	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,63	17	17	17,35	17,2	16,44	11,61	8,52
FeO <sub>i</sub>	14,32	8,27	8,93	11,25	10,75	11,54	14,78	18,11
MnO	0,24	0,13	0,12	0,14	0,14	0,15	0,23	0,26
MgO	13,4	5,4	8	5,72	2,44	4,97	9,28	9,94
CaO	7,1	7,95	9,94	6,41	7,28	7,35	6,27	6,27
Na <sub>2</sub> O	1,35	2,7	2,7	2,74	2,96	1,82	1,98	0,83
K <sub>2</sub> O	0,8	1,35	0,45	1,4	1,34	1,51	1,28	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,22	0,22	0,15	0,25	0,22	0,14	0,13
ппп	0,4	3,4	1,02	3,82	3,29	4,21	2,68	3,53
Сумма	99,77	100,32	100,64	100,45	99,04	100,15	100,27	99,58

Примечание: 1–3, 6, 7 — габбронориты; 4, 5 — габбродиориты; 8 — норит.

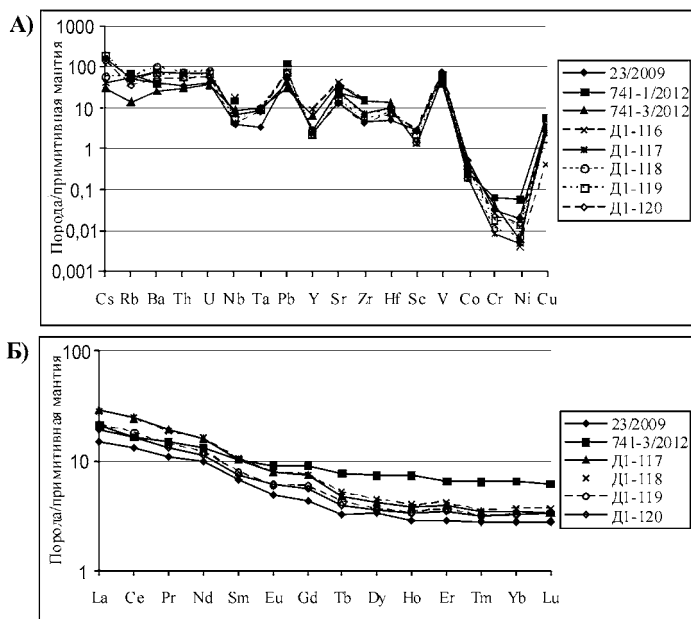
Файзуллинский комплекс (табл. II.3) характеризуется довольно постоянным уровнем содержания высокочarged индикаторных элементов. Разброс же в концентрациях больше свойственен здесь крупноионным и сидерофильным элементам. В целом отмечаются высокие содержания Th, U, Ba, Rb и Cs, а также Pb, V, Co, Cr и Ni свойственны значительные количественные вариации и общий глубокий минимум (рис. II.4). В распределении вы-

**Таблица II.3**

Содержание микроэлементов (г/т) в породах файзуллинского комплекса

№ пробы	23/2009	741-1/2012	741-3/2012	Д <sub>1</sub> -116	Д <sub>1</sub> -117	Д <sub>1</sub> -118	Д <sub>1</sub> -119	Д <sub>1</sub> -120
	1	2	3	4	5	6	7	8
Sc	35,74	–	–	34	17,56	19,7	27,27	34,65
V	243,48	131	138	156	167,84	175,76	213,25	251,36
Cr	83,38	170	110	–	21,62	29,27	46,36	59,68
Co	55,26	27	41	31	19,11	20,68	33,97	40,77
Ni	39,05	110	12	8	9,32	13,17	25,68	30,19
Cu	85,16	140	63	<10	87,26	71,39	42,58	63,61
Zn	85,47	66	50	66	106,33	147,64	189,23	197,24
Rb	23,29	30	6,5	20	25,29	26,98	24,51	15,76
Sr	207,45	373	589	668	407,59	341,64	248,3	199,48
Y	8,19	–	22	31	9,56	9,38	7,56	7,16
Zr	37,71	133	127	128	61,49	59,08	42,08	36,07
Nb	1,84	7	4	8	3,1	2,67	2,32	1,83
Cs	2,58	–	0,48	–	0,68	0,95	3,06	2,15
Ba	194,12	200	130	408	389,96	503,99	350,75	267,65
La	7,63	–	10,7	–	15,04	14,71	10,91	9,91
Ce	17,97	–	22	–	33,28	32,74	24,39	22,38
Pr	2,21	–	3,1	–	3,89	3,78	2,9	2,68
Nd	9,92	–	13,1	–	15,81	15,95	12,1	11,25
Sm	2,2	–	3,3	–	3,3	3,37	2,57	2,46
Eu	0,6	–	1,11	–	0,96	0,97	0,75	0,76
Gd	1,89	–	3,9	–	3,21	3,26	2,56	2,41
Tb	0,26	–	0,62	–	0,38	0,41	0,34	0,32
Dy	1,79	–	4	–	2,26	2,39	1,99	1,92
Ho	0,35	–	0,89	–	0,46	0,48	0,41	0,4
Er	1	–	2,3	–	1,35	1,45	1,25	1,21
Tm	0,15	–	0,35	–	0,19	0,19	0,17	0,17
Yb	0,98	–	2,3	–	1,22	1,28	1,13	1,14
Lu	0,15	–	0,33	–	0,18	0,2	0,18	0,18
Hf	1,15	–	3	–	2,16	2,25	1,77	1,53
Ta	0,1	–	0,3	–	0,27	0,3	0,28	0,25
Pb	7,5	18	4,4	–	5,99	9,76	10,17	10,32
Th	2,17	–	1,85	–	4,47	4,54	3,67	3,28
U	0,73	–	0,63	–	1,24	1,36	1,15	0,94

Примечание: см. табл. II.2.



**Рис. П.4.** Спайдерграмма распределения примесных элементов в породах файзуллинского комплекса: А) — микроэлементы, Б) — редкоземельные элементы.

Примечание: см. табл. П.2.

сокозарядных элементов (Nb-Ta и Y) на мультиэлементных диаграммах также выявляются минимумы, но все они, включая цирконий и гафний, содержатся в породах на уровне умеренно повышенных значений относительно состава примитивной мантии. Среди значений других элементов можно отметить минимум для Sc. Суммарное содержание РЗЭ составляет в породах в среднем 60 г/т. Спектр РЗЭ заметно фракционирован, с преобладанием легких лантаноидов, Eu аномалию не образует.

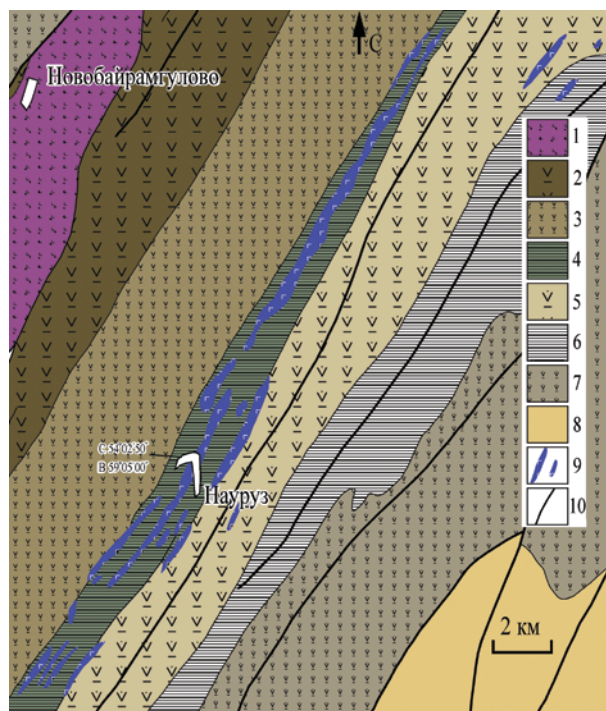
## П.1.2. Наурузовский комплекс

Наурузовский интрузивный комплекс представлен серией гипабиссальных интрузий, развитых в северной и северо-западной частях Верхнеуральской синклинали, а также в зоне сочленения последней с Главной Уральской сутурной зоной (рис. П.5). Интрузивы комплекса прорывают кремнисто-терригенные, реже вулканогенно-терригенные толщи среднего и верхнего девона. Морфология тел комплекса — силлы и лакколиты. Значительными размерами обладает *Наурузовский лакколит*, расположенный на границе меридиональной смены осадков с востока на запад бугодакской, мукасовской, улутауской и карамалыташской свит ( $D_2$ - $D_3$ ). Размеры массива около 5×0,8 км, мощность более 150 м. Этот массив является расчлененным по типу Бахтигареевского лакколита, но имеет более сложное



внутреннее строение. По центру лакколитовое тело, сложенное порфировидными габброноритами, прорывается крупным жильным телом метаморфизованных диоритов и гранодиоритов басаевского комплекса. Лакколит имеет удлиненную форму с простираем, согласным вмещающим толщам (СВ 22°), имеющим крутые углы падения (около 75°) на границе с интрузией. Во внутреннем строении наурузовского лакколита можно выделить два слоя, между которыми наблюдается постепенный переход: нижний габбродиоритовый и верхний габброноритовый. Породы Наурузовского лакколита — неравномернозернистые с габбровой и габброофитовой микроструктурой.

*Минеральный состав пород.* Главные минералы: пироксен, плагиоклаз, роговая обманка и титаномагнетит. Ортопироксен является одним из самых распространенных минералов (до 50 %), кристаллы гипидиоморфные и идиоморфные, их размеры составляют 0,6–2 мм. Часто обнаруживаются



**Рис. II.5.** Геологическая схема участка развития интрузий наурузовского комплекса по материалам [Кац и др., 1980ф].

*Условные обозначения:* 1 — гипербазиты, 2 — вулканогенные отложения ирендыкской свиты ( $D_2ef_1$ ), 3 — кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения карамалыташской свиты ( $D_2ef_2$ ), 4 — кремнистые отложения бугулыгырской толщи ( $D_2ef$ ), 5 — вулканогенно-терригенные отложения улутауской свиты ( $D_{2-3}zv-f$ ), 6 — кремнистые отложения мукасовской свиты ( $D_3f$ ), 7 — вулканогенно-осадочные отложения бугодакской свиты ( $D_3f-fm$ ), 8 — терригенные отложения зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1t_1$ ), 9 — интрузии наурузовского габбронорит-диоритового комплекса, 10 — разломы.

его симплектитовые сростания с клинопироксеном. Кристаллы трещиноваты, нередко сдвойникованы и содержат многочисленные твердые включения. Средний состав отвечает гиперстену ( $Wo_{4,4}En_{57,1}Fs_{38,5}$ ).

Клинопироксен (до 10 %) встречается в виде неправильных и субидiomорфных удлинённых зерен, содержит включения рудного минерала, эпидота и плагиоклаза. Он нередко по широким трещинам замещен рудным минералом. Выявлена зональность клинопироксенов: от авгита через низкокальциевый авгит к магнезиальному пижониту ( $Wo_{40}En_{40}Fs_{20}-Wo_8En_{55}Fs_{37}$ ). Пироксены содержат постоянную примесь  $TiO_2$  (в среднем 0,3 %).

Плагиоклаз (до 75 %) часто изменен (сосюритизирован, альбитизирован и пр.). Он часто зонален (от битовнита к лабрадору ( $An_{78-60}$ )). Объем его в породе составляет 20–30 %. Роговая обманка (~5 %), встречается в виде неполных псевдоморфоз по клинопироксену, реже в виде мельчайших ограненных зерен. Главным рудным минералом пород является титаномагнетит с содержанием  $TiO_2$  до 15 %. Примеси в нем:  $V_2O_3 \geq 1$  %,  $Cr_2O_3$  0,2–0,3 %. Объем вторичных минералов (альбит+кварц+хлорит+ магнетит) достигает 15 %.

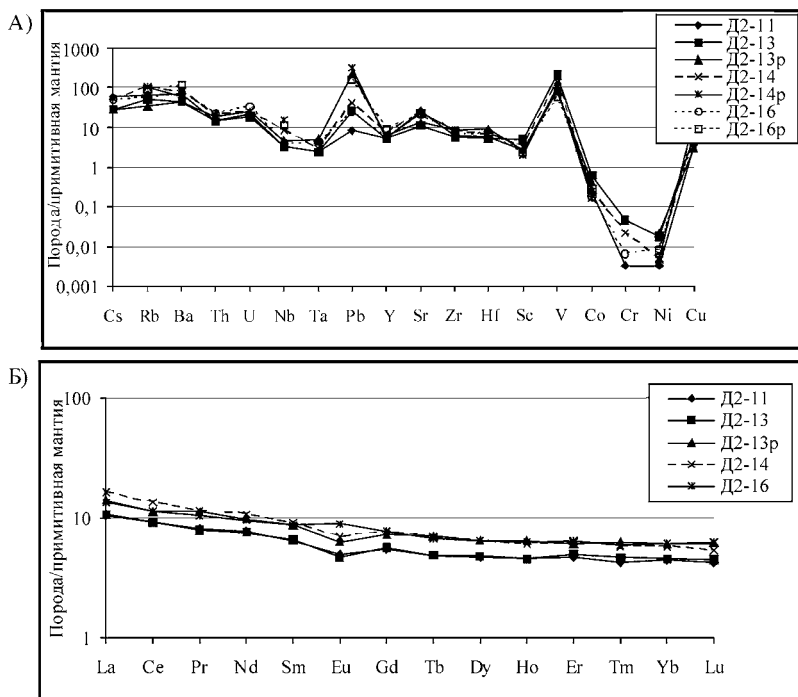
*Химический состав пород* представлен в табл. II.4. Для пород характерна умеренно-пониженная титанистость ( $TiO_2$  0,8–1,5 мас. %, среднее — 1,2 %), слабо коррелирующая с содержанием оксида магния. С изменением в содержаниях MgO коррелируются изменения в содержаниях  $Al_2O_3$ , CaO, TFeO. Количества первых двух компонентов повышаются с уменьшением магнезиальности пород, а количество железа прямо коррелируется с содержанием MgO.

**Таблица II.4**

Содержание петрогенных (мас. %) элементов в представительных пробах наурузовского комплекса

№ пробы	D2-11	D2-13	D2-13p	D2-14	D2-14p	D2-16	D2-16p
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	52,45	53	49,08	51,5	53,24	54	52,17
TiO <sub>2</sub>	0,84	1,4	1,16	1,36	1,2	1,46	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17	9	11,38	17	17,41	16	18,04
TFeO	10,1	17,6	16,93	11,19	11,26	9,53	9,95
MnO	0,15	0,29	0,238	0,13	0,15	0,14	0,124
MgO	3,9	10,4	7,57	4	2,48	2,8	4,5
CaO	6,83	5,68	6,65	8,52	8,36	10,7	7,93
Na <sub>2</sub> O	3,51	1,04	4,31	1,92	2,28	2,9	3,29
K <sub>2</sub> O	1,5	0,5	0,77	2,5	1,54	1,56	1,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,16	0,271	0,25	0,24	0,3	0,302
ппп	3,08	0,35	1,16	1,3	2,04	0,62	1,72
Сумма	99,5	99,32	99,5	99,67	100,2	100,01	100,21

Примечание: 1, 4, 5 — габбронорит-диориты; 2, 3 — габбронориты; 6, 7 — габбродiorиты.



**Рис. II.6.** Спайдерграмма распределения примесных элементов в породах наурузовского комплекса: А) — микроэлементы, Б) — редкоземельные элементы.

*Примечание:* см. табл. II.5.

Геохимические особенности пород наурузовского комплекса во многом близки файзуллинскому. Прежде всего это выражается в наличии Nb-Ta и Sc минимумов (рис. II.6). Высокими концентрациями характеризуются Cs, Ba, Rb (табл. II.5). Индивидуальные геохимические особенности пород наурузовского комплекса включают умеренное обогащение их торием и ураном. Количества Co, Cr, Ni и Cu близки к распределениям в породах файзуллинского комплекса, широко варьируя, в целом все же образуют глубокий минимум. На спектрах распределения микроэлементов для большинства проб отчетливо наблюдаются положительные аномалии свинца и ванадия. Суммарное количество РЗЭ в породах довольно низкое и в среднем составляет 50 г/т. Спектр РЗЭ дифференцирован, с легким преобладанием цериевых лантаноидов над иттриевыми. В некоторых пробах видна слабая отрицательная аномалия Eu.

Таким образом, породы файзуллинского и наурузовского комплексов обладают весьма близким вещественным составом, что свидетельствует об одинаковом составе родоначальных субстратов и условий генезиса. Соотношения индикаторных элементов в габброноритах отражают состав протолита, имеющий смешанное корово-мантийное происхождение. На диаграмме Ce/Y–La/Nb (рис. II.7) фигуративные точки этих ком-

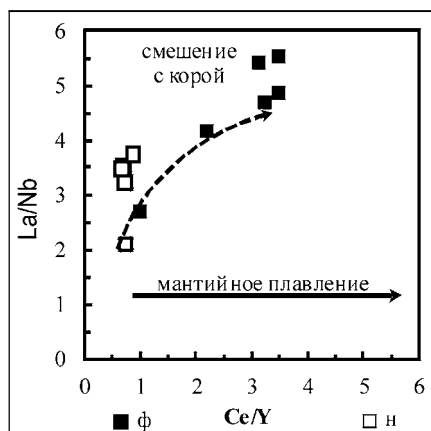
плексов выстраиваются вдоль тренда коровой контаминации мантийного вещества. Это явление отражается и в обогащенности пород габброно-рит-диоритовой серии щелочными (K, Cs) и радиоактивными (U, Th) элементами.

**Таблица II.5**

Содержание микроэлементов (г/т) в породах наурузовского комплекса

№ пробы	Д2-11	Д2-13	Д2-13р	Д2-14	Д2-14р	Д2-16	Д2-16р
	1	2	3	4	5	6	7
Sc	34,15	63,32	35	43,32	26	28,8	30
V	323,88	700,78	291	488,62	370	291,31	203
Cr	8,89	124,34	–	57,46	–	17,4	–
Co	25,29	65,35	45	26,42	17	18,99	30
Ni	6,47	35,75	42	9,57	<10	16,99	16
Cu	87,91	157,6	79	268,71	438	112,96	145
Zn	88,08	158,62	88	116,38	9	55,74	57
Rb	30,77	24,33	16,1	46,88	49	25,66	45
Sr	409,2	181,03	214	380,65	375	346,7	373
Y	17,48	18,12	21	24,26	18	17,71	30
Zr	52,56	47,92	74	68,33	70	56,15	68
Nb	1,51	1,57	2,2	3,92	7	1,82	<5
Cs	0,93	0,47	0,45	0,92	–	0,85	–
Ba	363,67	232,35	232	400,56	302	377,27	602
La	5,34	5,47	7,1	8,24	–	6,8	–
Ce	12,33	12,15	15,2	17,99	–	15,39	–
Pr	1,64	1,61	2,3	2,35	–	2,14	–
Nd	7,69	7,51	9,8	10,73	–	9,47	–
Sm	2,11	2,12	2,8	2,97	–	2,82	–
Eu	0,62	0,58	0,78	0,86	–	1,09	–
Gd	2,35	2,42	3,1	3,34	–	3,36	–
Tb	0,39	0,39	0,56	0,55	–	0,54	–
Dy	2,52	2,61	3,5	3,48	–	3,46	–
Ho	0,55	0,55	0,78	0,73	–	0,77	–
Er	1,62	1,74	2,1	2,18	–	2,25	–
Tm	0,23	0,25	0,34	0,31	–	0,32	–
Yb	1,55	1,59	2,1	1,97	–	2,13	–
Lu	0,23	0,24	0,33	0,29	–	0,34	–
Hf	1,27	1,2	2,1	1,63	–	1,66	–
Ta	0,07	0,07	0,15	0,09	–	0,13	–
Pb	1,2	3,95	32	6,35	45	3,64	23
Th	0,88	0,91	1,22	1,27	–	1,45	–
U	0,37	0,32	0,42	0,44	–	0,62	–

Примечание: 1, 4, 5 — габбронорит-диориты; 2, 3 — габбронориты; 6, 7 — габбродиориты.



**Рис. II.7.** Диаграмма Ce/Y–La/Nb для пород файзуллинского (ф) и наурузовского (н) комплексов. Линии трендов по [Hofman, 1997].

Спектры распределения РЗЭ в породах двух комплексов характеризуются несколько разным углом наклона (рис. II.4, II.6), при близких суммарных концентрациях РЗЭ. Пробы файзуллинского комплекса обладают более высоким  $La_n/Nb_n$  отношением: 3,3–8,8. В пробах наурузовского комплекса это отношение составляет 2,4–3. Судя по этим данным, протолит файзуллинского комплекса был, возможно, с более высоким содержанием граната. Величина и знак европиевой аномалии в породах обоих комплексов почти одинаковы (0,9–0,95 в файзуллинском, 0,8–0,9 в наурузовском), характеризующая небольшую степень фракционирования плагиоклаза при кристаллизации расплава.

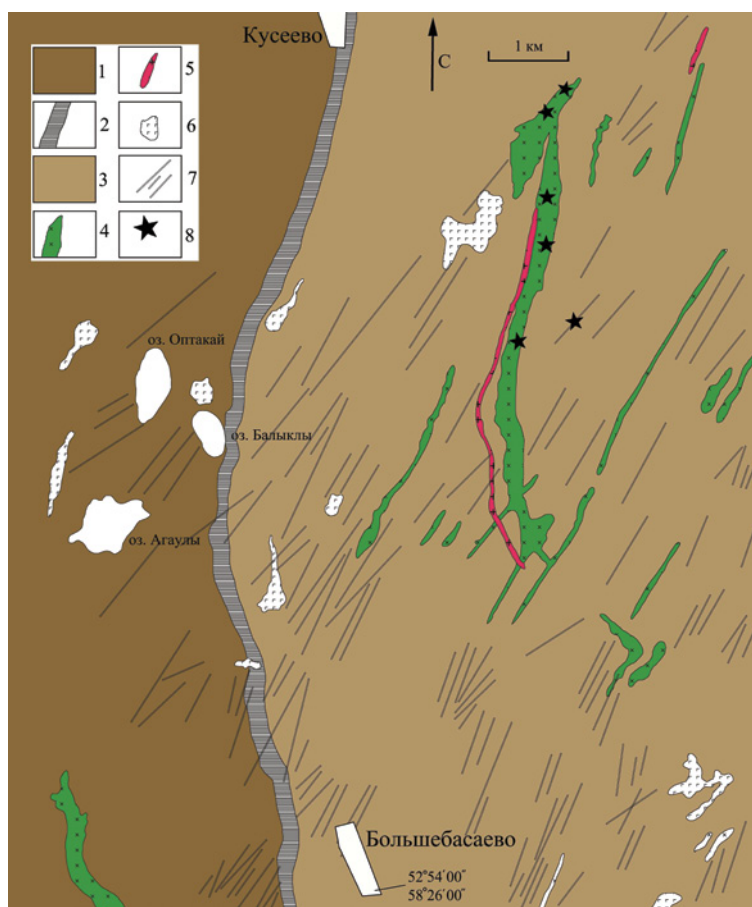
## II.2. Габбро-диорит-гранитная серия

Данная интрузивная серия образует пояс мелких тел различной морфологии протяженностью более 150 км (рис. II.8), сложенных дифференцированным рядом пород: габбро–диорит–плагиогранит. Эта серия включает три комплекса: басаевский габбро–долерит–диоритовый, утлыкташский габбро–диоритовый и кизильский плагиогранитный. Интрузии этих комплексов, обнаженные на дневной поверхности, отличаются малыми размерами и мощностями. Они залегают в основном среди кремнистых сланцев мукасовской свиты ( $D_3f$ ) и флишоидов зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1t_1$ ), а также среди вулканотерригенных отложений ирендыкской ( $D_{1-2}e-ef$ ), улутаусской ( $D_{2-3}zv-f$ ), биягодинской ( $D_3f-fm$ ), бугодакской ( $D_3f-fm$ ) свит. В более молодых отложениях карбона интрузии этих комплексов не были встречены [Захаров, Ткачев, 1984ф], поэтому они условно датированы поздним турне.

## II.2.1. Басаевский комплекс

Этот комплекс включает многочисленную группу силлов и даек, сложенных породами основного и среднего состава: роговообманковыми долеритами, габбродиоритами, диоритами и монцодиоритами. Выделяются два относительно крупных ареала распространения интрузий басаевского комплекса: Худолазовский и Бугодакский [Рахимов, 2017].

Интрузивы первого ареала распространены в основном на западном (рис. II.8) и северном обрамлениях Худолазовской синклинали, хотя положение нескольких тел смещено к центру структуры.



**Рис. II.8.** Геологическая схема участка развития интрузий басаевского комплекса. Составлена по материалам [Куваевский, 1961ф].

*Условные обозначения:* 1 — вулканогенно-осадочные отложения улутауской свиты ( $D_{2-3} zv-f$ ), 2 — кремнистые отложения мукасовской свиты ( $D_3f$ ), 3 — терригенные отложения зилаирской свиты ( $D_3fm-C_{1t}$ ), 4 — интрузии басаевского комплекса, 5 — интрузии кизильского комплекса, 6 — интрузии худолазовского комплекса, 7 — дайки улугуртауского комплекса, 8 — точки отprobования.

Наиболее крупной изученной интрузией является *силл Маха*. Он располагается в 4 км к северо-востоку от с. Большебасаево (рис. II.8, с точками опробования). Силл вытянут на несколько километров в меридиональном направлении, при ширине около 200–300 м. Углы падения слоев вмещающих пород в контакте с интрузией около 20–25° и 35–40° (песчаники зилаирской свиты). Интрузив разбит на блоки мелкими разломами северо-восточного простирания, по которым часто развиты дайки лампрофир-долеритового состава (улугуртауский комплекс). Отдельные блоки смещены друг относительно друга на несколько десятков метров. Массив Маха сложен субщелочными породами, переходными от монцонитов к диоритам. Все они в различной степени метасоматизированы (зеленосланцевая фация метаморфизма). Преобладают породы мелкозернистого строения.

*Минеральный состав пород* (табл. II.7а). Плаггиоклаз составляет 60–75 об. % пород, образуя лейсты размером от 0,1 до 4 мм (в порфировидных разновидностях). Кристаллы трещиноватые, сосюритизированные. Выражена четкая зональность: ядра кристаллов соответствуют андезину, к периферии он сменяется олигоклазом и альбитом ( $An_{37,2-14,6-4,3}$ ). Роговая обманка — второй по распространенности минерал (10–30 %). Она образует и зональные зерна. Центры таких зерен более богаты алюминием (до 11,3 мас. %  $Al_2O_3$ , ан. 1), а в краях (ан. 2) наблюдается рост количества железа до 23,22 мас. %, при уменьшении содержаний титана (от 3,6 мас. % в центре до 1,36–0,14 мас. % в краях) и алюминия (до 5–6 мас. %). Амфибол замещается железистым хлоритом (ан. 7). Рудные минералы представлены разложившимся, со структурами распада, титаномагнетитом и ильменитом. Обособленный ильменит (ан. 8) богат  $MnO$  (4,4 мас. %) и  $TiO_2$  (до 51–52 мас. %), но содержит пониженные количества железа (41 мас. %). В долерите часто отмечаются кальцитовые глобулы, содержащие многочисленные включения апатита и K-Na полевого шпата (ан. 14). Кальцит (ан. 13) относительно беден элементами-примесями, среди которых  $FeO > MnO > MgO$  в пропорции 0,87–0,53–0,23 мас. %. Этот кальцит по времени кристаллизации является синхронным позднему идиоморфному K-Na полевому шпату, с долей альбитового минала около 47 %, ортоклазового 41–42 % и анортитового 11–2 %. Наличие таких кальцитовых глобул, обогащенных фосфором и щелочами, свидетельствует об особенностях флюидного режима не только басаевского, но и других конформных комплексов в составе Худолазовской мульды.

В более сильно измененном вторичными процессами хлоритизированном габбродолерите (табл. II. 7б), присутствует игловидный ильменит (ан. 12), реликт распада и разложения раннего высокотитанистого титаномагнетита. Здесь же присутствуют и продукты сегрегации позднего ильменита (ан. 6), иногда в сростании с поздним рутилом (табл. II. 7а, ан. 19) и сфеном (табл. II.7а, ан. 11). По составу эти поздние ильмениты наиболее титанистые (до 54 мас. %  $TiO_2$ ), при низком количестве в них железа 40–42 мас. % и высоком содержании  $MnO$  3,7–4,6 мас. %, магний в них отсутствует.

Для менее измененного габбродиорита поздних фаз характерен близкий с охарактеризованными выше габбродолеритами состав амфибола, одного из основ-

**Таблица II.7а**

Состав минералов в породах басаевского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	41,36	45,8	49,37	49,7	66,37	66,16	27,46	0,84	7,39
TiO <sub>2</sub>	3,59	1,36	0,14	0,55	0	0,04	0,04	50,89	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,32	5,85	6,22	3,33	20,79	20,16	17,04	0,25	0,63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,02	0,02	0,06	0,1	0,03	0,01	0	0,06
FeO	11,84	23,22	14,5	21,24	0,14	0,21	26,58	40,83	69,04
MnO	0,29	0,29	0,44	0,34	0,01	0,04	0,29	4,43	0,39
MgO	13,15	7,35	12,99	9,01	0,01	0	13,73	0,02	0,49
CaO	10,76	10,17	11,38	11,28	2,27	2,23	0,07	0,73	0,58
Na <sub>2</sub> O	2,91	1,4	1,02	0,58	9,88	10,34	0,02	0	0,03
K <sub>2</sub> O	0,31	0,39	0,11	0,16	0,36	0,19	0,02	0,01	0
F	0,11	0,09	0,2	0,01	0	0,16	0	0,11	0,06
Cl	0	0,05	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0	0,01
Total	95,64	95,99	96,43	96,31	99,96	99,55	85,29	98,11	78,92

Продолжение таблицы

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	30,4	30,46	6,45	0,04	57,86	0,06	0,13	6,2	0,06	0,76
TiO <sub>2</sub>	38,85	38,22	5,23	0,01	0,08	53,29	54,06	49,79	51,98	98,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	1,31	4,96	0,03	29,1	0,05	0,08	0,67	0,07	0,23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	30,62	0	0,15	0,01	0,05	0,13	0,03	0,31
FeO	0,56	0,79	32,52	0,87	0,6	42	40,05	32,37	40,84	0,42
MnO	0,02	0,01	2,04	0,53	0,04	3,77	4,21	1,72	4,62	0,03
MgO	0,01	0	0,11	0,23	0,25	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01
CaO	28,18	27,64	0,78	54,66	1,8	0,22	0,39	4,83	0,5	1,32
Na <sub>2</sub> O	0	0,02	0,28	0	4,1	0	0	0,04	0,07	0,01
K <sub>2</sub> O	0	0	0,03	0	5,41	0,02	0	0,02	0	0,03
F	0,16	0,05	0,09	0,11	0	0	0,04	0	0,07	0,04
Cl	0,01	0	0,02	0	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Total	99,53	98,53	83,13	56,48	99,42	99,5	99,07	95,8	98,27	101,38

*Примечание:* 1-4 — амфибол; 5,6 — плагиоклаз; 7 — хлорит; 8 — ильменит; 9 — магнетит; 10,11 — титанит; 12 — хромит; 13 — кальцит; 14 — кали-натровый полевой шпат; 15-18 — ильмениты; 19 — рутил.

ных породообразующих минералов этих пород, и близкий состав ильменитов. Здесь присутствуют те же две основные генерации амфибола (табл. II.7б): ранний, более глиноземистый и более титанистый Амф1 (гастингсит-чермакит) и поздний, менее глиноземистый, с меньшим содержанием титана, но более железистый Амф2 (ферриактинолит и актинолит). В Амф1 содержание TiO<sub>2</sub> составляет 3–5 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 9,6–10,3 мас. %, FeO 13,3–13,6 мас. %, в Амф2 соответственно, TiO<sub>2</sub> 0,1–0,6 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,2–3,6 мас. %, FeO 19–24 мас. %.



**Таблица II.76**

Состав минералов в габбродолеритах и габбродиоритах басаевского комплекса (масс. %)

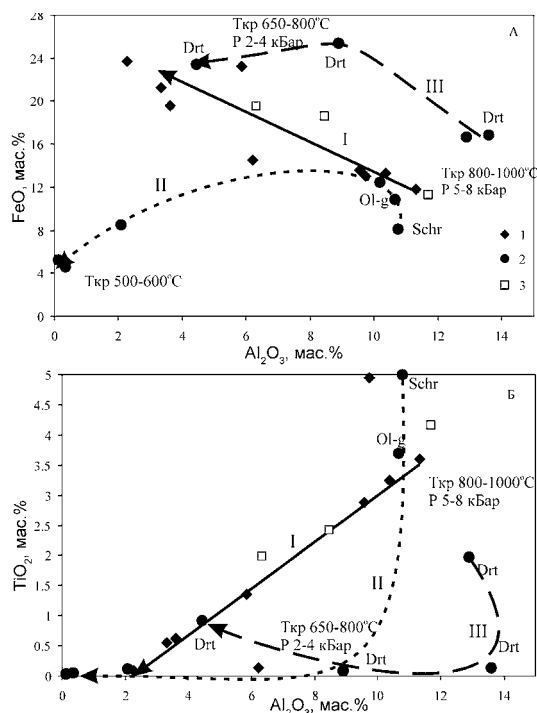
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	43,20	42,40	43,91	50,32	51,27	54,16	55,39	55,75	60,90	65,85	99,24	0,02
TiO <sub>2</sub>	3,25	4,95	2,88	0,62	0,08	0,10	0,08	0,01	0,05	0,01	0,00	52,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,36	9,73	9,56	3,62	2,26	28,18	27,21	27,12	23,68	20,84	0,06	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,21	0,02
FeO	13,33	13,06	13,56	19,60	23,71	0,42	0,46	0,39	0,34	0,20	0,06	43,12
MnO	0,19	0,33	0,28	0,29	0,45	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	3,33
MgO	12,89	11,77	12,85	10,35	7,78	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,00	0,08
CaO	10,57	11,21	10,13	11,44	10,76	11,14	10,21	9,91	6,08	2,64	0,00	0,03
Na <sub>2</sub> O	2,86	2,79	2,88	0,69	0,29	5,02	5,68	5,85	7,83	10,01	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,27	0,26	0,28	0,24	0,04	0,10	0,10	0,13	0,29	0,45	0,01	0,01
F	-	0,04	0,11	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,08	0,06	0,00
Cl	-	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
Total	96,96	96,60	96,50	97,30	96,68	99,18	99,16	99,27	99,25	100,20	99,66	99,49

Примечание: 1–5 — амфиболы; 6–10 — плагиоклазы; 11 — кварц, 12 — ильменит.

На сводной диаграмме состава амфиболов из различных комплексов Худозавской мульды (рис. II.9), генерации амфибола в габбродиоритах (табл. II.76) образуют общий с амфиболами других более ранних пород (габбродолеритов) басаевского комплекса прямолинейный тренд в координатах FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Этот тренд отражает направление эволюции амфиболов в процессе формирования басаевского комплекса.

Использование известных геотермобарометров [Hammarstrom, Zen, 1986; Otten, 1984 и др.] свидетельствует о том, что кристаллизация раннего Амф1 происходила в условиях абиссальных глубин (при P=5–8 кбар), а поздних бедных титаном Амф2 в мезоабиссальных условиях (при P=2–4 кбар) и спаде T<sub>кр</sub> от 800–1000 до 650 °C и ниже. Это говорит о том, что формирование басаевского комплекса происходило в условиях резкой смены P-T-параметров кристаллизации магматических расплавов, по-видимому, в процессе их подъема к поверхности. При этом в последовательных генерациях амфибола существенно нарастало содержание железа, тогда как содержание титана и алюминия уменьшалось.

*Химический состав пород.* Басаевский комплекс отличается значительной петрохимической неоднородностью (табл. II.8). Кремнекислотность пород (SiO<sub>2</sub>) варьирует в пределах 47,9–50,7 мас. %, а титанистость (TiO<sub>2</sub>) — 1,19–2,53 мас. %. Содержание кремнезема увеличивается с уменьшением количества оксида магния. Меняется коэффициент фракционирования (Fe# составляет 59–77), индекс глиноземистости пород Al'=0,70.



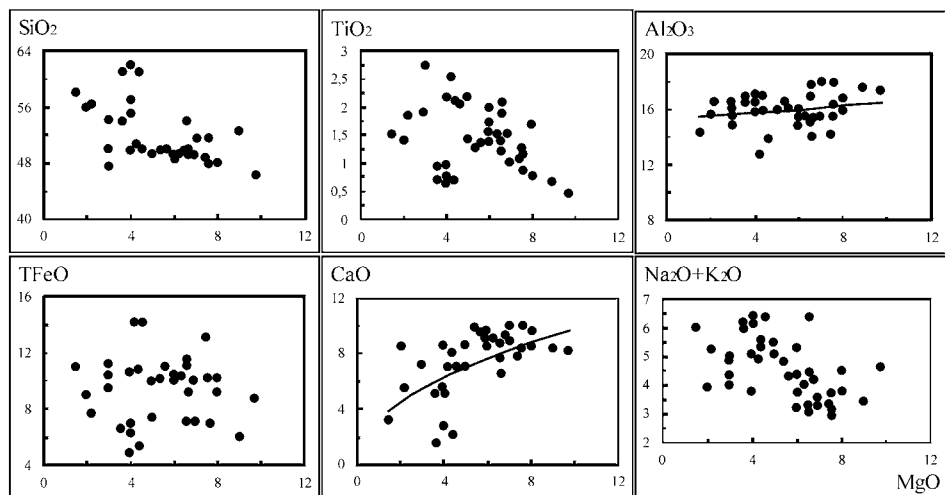
**Рис. П.9.** Соотношения FeO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в мас. %) в амфиблах из пород различных комплексов Худолазовской мульды: 1 — басаевского, 2 — худолазовского, 3 — улугуртауского.

Стрелками показаны направления эволюции (I-III) состава амфиболов при их кристаллизации.

**Таблица П.8**

Содержание петрогенных (мас. %) элементов в представительных пробах долеритов басаевского комплекса

№ пробы	11/2009	24/2009	25/2009	п-6/2009	Д <sub>1</sub> -24	Д <sub>1</sub> -070	Д <sub>1</sub> -72	Д <sub>2</sub> -41	Д <sub>3</sub> -7
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	50	50	50	50	47,89	47,94	48,69	50,69	49,4
TiO <sub>2</sub>	1,4	2,07	2,07	2,02	1,1	1,26	1,08	2,53	2,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,8	15,2	13,9	16,5	16,05	15,47	14,15	12,82	15,9
TFeO	9,32	11,57	14,19	10,75	10,65	13,23	13,08	14,13	9,97
MnO	0,15	0,18	0,23	0,19	0,16	0,21	0,14	0,24	0,19
MgO	6,6	6,6	4,6	5,7	7,37	7,55	7,45	4,24	5
CaO	7,66	6,53	7,1	7,5	10,72	8,1	7,82	6,93	8,6
Na <sub>2</sub> O	3	4,4	4,4	4,02	3,47	1,95	3,09	4,33	4,4
K <sub>2</sub> O	0,27	2,05	2	0,5	0,4	1,09	0,25	0,55	0,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,87	0,84	0,48	0,14	0,143	0,08	0,33	0,57
ппп	3,24	0,22	0,5	1,92	2,66	2,42	3,04	2,19	2,8
Сумма	99,66	99,61	99,8	99,58	100,63	99,37	98,87	99,92	99,71



**Рис. II.10** — Вариации содержаний петрогенных компонентов в зависимости от содержания MgO (мас. %) в породах басаевского комплекса.

На рис. II.10 отражены вариации содержаний основных петрогенных компонентов в зависимости от содержания MgO (мас. %) в породах.

Микроэлементный состав габброидов басаевского комплекса также характеризуется существенной неоднородностью (табл. II.9). Особенно сильно в пробах варьируют концентрации Th, U, Ba, Rb, Sr, Nb, Ta, Zr, Hf, Cr, Ni. Эти вариации хорошо видны на мультиэлементной диаграмме (рис. II.11А).

В целом породам басаевского комплекса свойственна обогащенность как крупноионными литофильными Ba, Rb, Sr, Th, U, так и высокозарядными — Nb, Ta, Zr, Hf характеризуются широким разросом от повышенных до умеренных, а Nb и Ta иногда образуют минимумы. На спайдерграмме (рис. II.11А) Sc образует минимум, а более резко выраженный минимум характерен для Ni, Cr, Cu. Компактное количественное распределение в максимуме отмечается для V. Состав РЗЭ отражает диаграмма рис. II.11Б.

**Таблица II.9**

Содержание микроэлементов (г/т) в породах басаевского комплекса

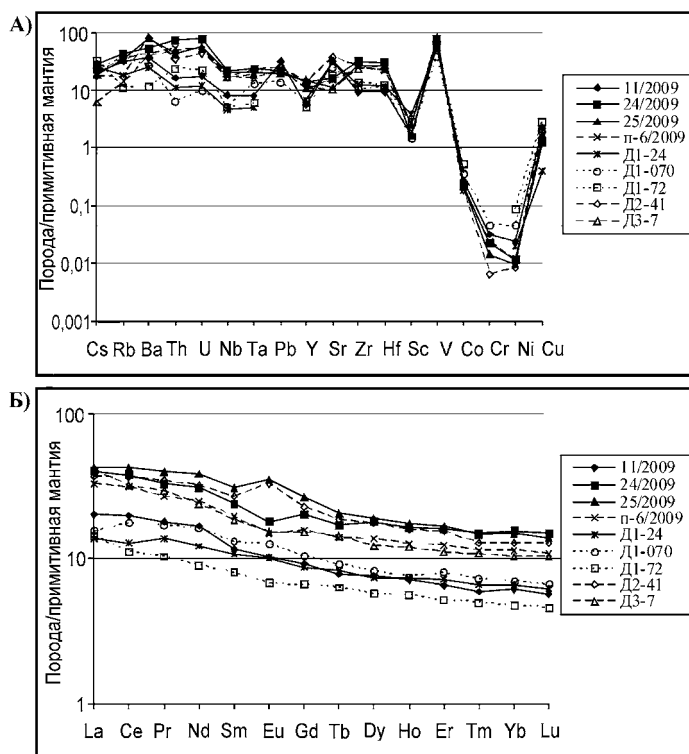
№ пробы	11/2009	24/2009	25/2009	п-6/2009	Д <sub>1</sub> -24	Д <sub>1</sub> -070	Д <sub>1</sub> -72	Д <sub>2</sub> -41	Д <sub>3</sub> -7
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sc	21,44	20,02	32,48	20,15	50	18,35	35	28,56	—
V	213,6	262,29	271,96	185,85	181	129,38	184	236,49	—
Cr	82,38	59,43	38,15	63,47	—	124,09	—	16,68	—
Co	28,55	24,09	23,54	19,75	45	36,44	53	19,84	—
Ni	47,7	22,6	19,46	22,2	39	88,74	177	16,29	—
Cu	56,26	31,48	42,39	31,39	>10	46,56	71	49,92	—
Zn	61,26	83,51	100,7	69,33	57	87,71	82	104,08	—

№ пробы	11/2009	24/2009	25/2009	п-6/2009	Д <sub>1</sub> -24	Д <sub>1</sub> -070	Д <sub>1</sub> -72	Д <sub>2</sub> -41	Д <sub>3</sub> -7
Rb	14,85	19,86	15,87	16,36	8,4	17,17	5,1	7,86	6,1
Sr	516,3	259,88	175,37	236,92	499	385,51	280	590,43	161
Y	19,43	45,85	49,79	36,48	23	21,96	17,6	45,46	36
Zr	80,08	270,45	228,49	208,21	107	91,82	118	225,26	200
Nb	3,88	10,12	9,22	7,79	2,1	2,37	2,3	7,74	7,7
Cs	0,34	0,45	0,29	0,32	0,41	0,37	0,52	0,28	<0,1
Ba	186	275,59	408,68	215,83	124	138,76	58	417,2	199
La	10,24	20,47	21,71	16,79	7	7,93	7,2	18,97	21
Ce	26,68	50,73	56,69	42,3	17,1	23,86	15	49,07	43
Pr	3,67	6,71	8,08	5,51	2,8	3,49	2,1	7,08	6
Nd	16,74	30,54	38,1	24,78	12,2	16,07	9	31,8	24
Sm	3,8	7,72	9,96	6,32	3,5	4,26	2,6	8,69	6
Eu	1,28	2,21	4,32	1,84	1,26	1,56	0,84	4,08	1,88
Gd	3,96	8,69	11,42	6,81	3,8	4,54	2,9	9,85	6,6
Tb	0,63	1,38	1,66	1,12	0,66	0,74	0,51	1,5	1,13
Dy	4,16	9,68	10,25	7,42	4	4,49	3,1	9,52	6,6
Ho	0,86	1,97	2,09	1,52	0,9	0,91	0,68	1,92	1,46
Er	2,26	5,55	5,8	4,31	2,5	2,76	1,8	5,4	3,8
Tm	0,32	0,81	0,79	0,62	0,36	0,39	0,27	0,7	0,59
Yb	2,12	5,38	5,18	3,99	2,3	2,45	1,66	4,48	3,6
Lu	0,31	0,81	0,75	0,59	0,34	0,36	0,25	0,7	0,56
Hf	2,16	6,98	6,08	4,98	2,6	2,51	2,8	5,47	5,2
Ta	0,24	0,72	0,61	0,49	0,15	0,4	0,18	0,7	0,57
Pb	4,65	3,09	2,78	3,22	–	1,97	–	3,55	–
Th	1,01	4,64	2,66	3,3	0,69	0,4	1,46	2,15	3
U	0,31	1,36	1,01	0,88	0,21	0,17	0,39	0,74	0,93

## II.2.2. Утлыкташский комплекс

Утлыкташский комплекс локализован в районе северного выклинивания Западно-Магнитогорской зоны. В него объединен ряд небольших пластовых залежей и крупный лополит, которые пространственно связаны с Имангуловской мульдой. Простираение многих интрузий субмеридиональное, согласное вмещающим породам [Салихов, 1971].

*Утлыкташский лополит* одноименного комплекса является самым крупным интрузивом. Он обнажен в виде веретенообразного тела, вытянутого в меридиональном направлении на 10 км, при максимальной ширине в 2,5 км и мощности до 200 м (рис. II.12). Тектонически массив приурочен к восточному крылу Имангуловской брахисинклинали, «срезанному» более поздней Утлыкташской синклиналью, и находится в кремнистых отложениях мукасовской свиты (D<sub>3</sub>fr mk). Угол падения кремнистых сланцев 10°, в контакте с интрузией увеличивается до 30°. Утлыкташский лополит по системе раз-

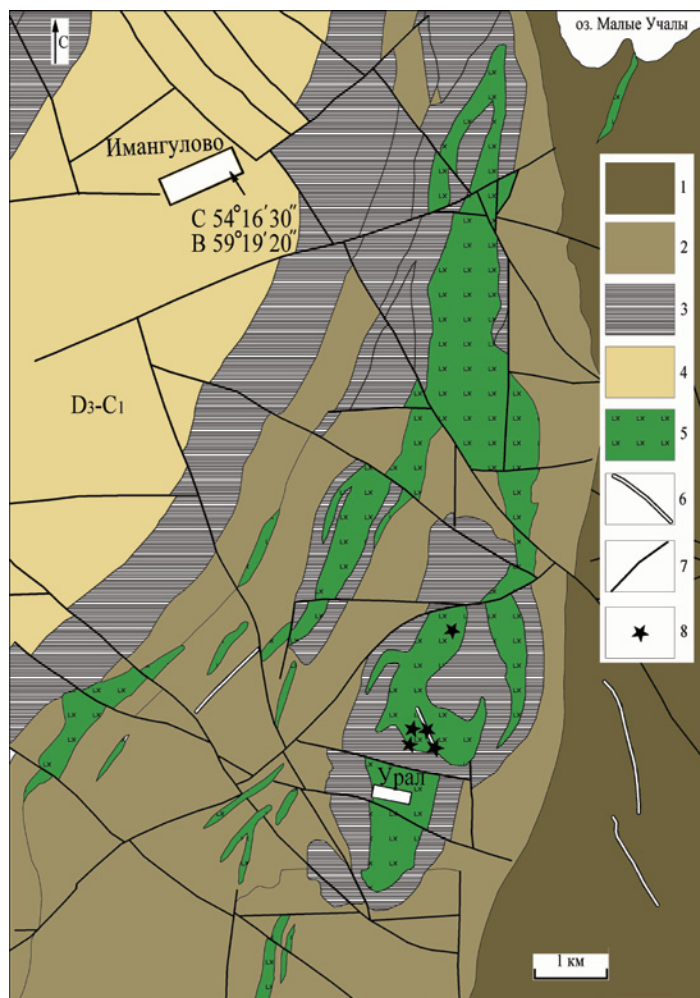


**Рис. II.11.** Спайдерграммы распределения примесных элементов в породах басаевского комплекса: А) — микроэлементы, Б) — редкоземельные элементы.

*Примечание:* см. табл. II.8.

ломов разбит на блоки. В некоторых участках он пересечен дайками лампрофиров улугуртауского комплекса (Имангуловский ареал). В строении массива можно выделить три зоны: подошвенную габбро-габбродиоритовую, среднюю габбродиоритовую и верхнюю кварцеводиоритовую. Структура пород габбровая, габбро-офитовая, мелкозернистая и среднезернистая.

*Минеральный состав пород* (табл. II.10). Главные минералы: плагиоклаз, пироксен, ильменит. Плагиоклаз первично соответствовал андезин-лабрадору ( $An_{50-55}$ ), он составляет 55-85 % объема пород. Размеры субидiomорфных и идиоморфных кристаллов 0,5–3 мм, обычно в пределах 1 мм. Плагиоклаз в породе альбитизирован, частично замещен глинистой массой, а также затронут пренинизацией, сосюритизацией, серицитизацией. Клинопироксен (авгит) — второй по распространенности минерал. Его в породах 3–30 %. Часто относительно крупные зерна пироксена содержат включения мельчайших кристаллов свежего плагиоклаза и ильменита. Встречаются кристаллы пироксена двух групп размеров: мелкие кристаллы имеют размер 0,1–0,2 и до 0,5 мм, они идиоморфные призматические и более крупные зерна размером 1–2 мм, они субидiomорфные с призматическим обилием. Ино-



**Рис. П.12.** Геологическая схема участка залегания Утлыкташского лополита. Составлена по материалам [Анисимов и др., 1978ф].

Условные обозначения: 1 — отложения среднего девона, 2 — отложения позднего девона, 3 — кремнистые сланцы мукасовской свиты ( $D_3f$ ), 4 — песчаники зилайской свиты ( $D_3fm-C_1t$ ), 5 — габбродиориты, 6 — дайки лампрофиров, 7 — разломы, 8 — точки отбора проб.

гда хлорит образует полные псевдоморфозы по пироксену в виде мелкоагрегатистого вещества, иногда пироксен частично или полностью замещен магнетитом и кварцем. Для рудных минералов можно выделить две генетические группы. Первая представлена первичными ильменитом и титаномагнетитом, имеющими характерные для них структуры распада. Вторая группа — магнетитом и гематитом, ассоциирующими с кварцем. Общее количество рудных минералов в донной части лополита весьма велико и превышает 10 % объема породы, достигая в некоторых образцах 20 %. Обычным аксессуарным минералом в породах является апатит (1–2 %).

Данными микрозондового анализа (аналитик Д.А. Замятин, ИГГ УрО РАН) ниже охарактеризованы составы основных породообразующих, рудных и поздних вторичных минералов из наиболее типичных пород этого комплекса (табл. II.10).

**Таблица II.10**

Составы минералов в породах утыкташского комплекса (масс. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	51,73	52,10	50,12	52,32	46,85	54,48	54,98	67,98	69,07	64,29	69,68	64,46
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,59	1,34	0,36	0,13	0,16	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	1,47	2,80	0,56	25,79	27,12	26,07	19,45	18,63	17,54	18,61	17,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03	0,18	0,06
FeO	10,56	10,09	9,39	12,00	1,03	1,03	0,58	0,03	0,13	0,08	0,04	0,01
MnO	0,50	0,45	0,31	0,48	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,07	0,07	0,02
MgO	13,80	15,26	14,03	12,29	0,19	0,13	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	20,37	18,87	20,52	20,70	16,61	10,15	10,12	0,69	0,22	0,00	0,20	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,41	0,38	0,47	0,64	1,39	5,02	5,71	5,71	11,52	0,18	11,66	0,18
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,89	0,30	1,01	0,05	16,00	0,14	15,58
F	0,04	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	0,11	0,00	0,00	0,07	0,03	0,03
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02
Total	99,61	99,27	99,02	99,36	92,12	99,02	98,07	94,93	99,67	98,27	100,63	97,89

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	28,70	28,00	35,61	13,70	8,03	2,39	2,39	1,74	0,05	0,03	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,00	0,04	11,83	8,98	4,72	5,35	49,05	47,93	47,97	48,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	13,74	22,16	2,17	0,35	0,10	0,22	0,02	0,04	0,07	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,15	0,06	2,98	0,04	0,02	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00
FeO	33,62	33,93	7,78	55,28	68,36	83,25	82,25	44,26	44,63	45,96	45,68
MnO	0,39	0,37	0,04	0,16	0,04	0,24	0,29	3,86	3,84	3,94	4,09
MgO	10,87	10,19	1,27	1,15	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
CaO	0,16	0,13	21,93	7,70	6,70	2,19	2,14	1,61	0,20	0,07	0,07
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,04	0,13	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
K <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
F	0,11	0,00	0,08	0,05	0,17	0,05	0,06	0,05	0,00	0,01	0,06
Cl	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Total	87,18	86,56	89,01	95,29	92,74	92,98	92,76	100,68	96,72	98,09	98,93

	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	0,10	0,08	30,96	30,45	1,07	0,10	0,13
TiO <sub>2</sub>	48,49	48,73	34,50	32,62	71,96	47,54	47,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,05	2,44	3,45	0,09	0,10	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,13	0,16	0,05	0,04	0,11	0,30
FeO	43,09	43,36	2,71	3,69	24,01	44,07	43,43
MnO	3,78	3,68	0,04	0,11	2,28	3,56	3,92

	24	25	26	27	28	29	30
MgO	0,03	0,05	0,13	0,94	0,00	0,03	0,04
CaO	0,26	0,25	27,37	26,61	1,37	0,23	0,26
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,28	0,27
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00
F	0,04	0,00	0,20	0,25	0,19	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03
Total	96,21	96,34	98,65	98,23	101,08	96,03	96,36

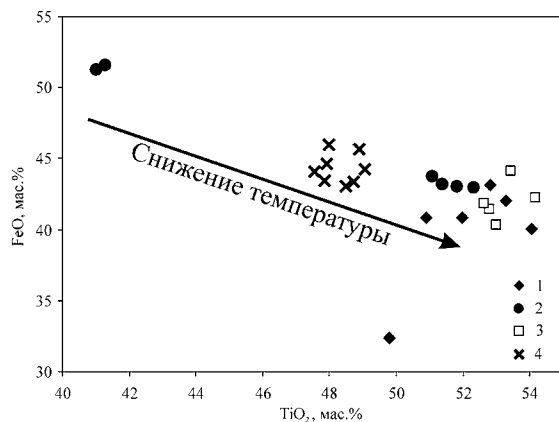
*Примечание:* 1–4 — пироксен (авгит); 5–12 — полевые шпаты; 13–14 — хлорит; 15 — эпидот; 16–19 — титаномagnetит; 20–25 — ильменит; 26–27 — титанит; 28 — рутил; 29–30 — ильмениты.

В одном из исследованных образцов титаномagnetит сфенизирован и образует совместные агрегаты с ильменитом и вторичным рутилом. Все зерна ильменита имеют высокие содержания марганца (3,8–4,1 мас. %) и относительно низкие содержания железа (44,60–45,95 мас. %). В другом образце — это сравнительно поздний минерал, образующий в основном агрегат мелких сильно метасоматически измененных вторичных зерен, состоящий из ильменита, титаномagnetита с пониженным содержанием титана, и сфена (ан. 26), мелким рутилом (ан. 28). Сфенизация титаномagnetитов сопровождается снижением в нем количества железа (до 55 мас. %). Железо переходит во флюид, участвует в образовании позднего хлорита и низкотитанистого magnetита. Возможен вынос трехвалентного железа с образованием скарново-magnetитовой минерализации. Плаггиоклаз по составу варьирует от более основного битовнита №75 (с содержанием CaO до 16,6 мас. %) до андезина № 50 (CaO 10,15 мас. %), с ростом в последнем содержания Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O (табл. II.10; ан. 5, 7).

В метасоматически измененном (хлоритизация, альбитизация, эпидотизация) габбродолерите плаггиоклаз альбитизирован, в альбите (ан. 9, 11) присутствуют многочисленные включения калиевого полевого шпата (ан. 10, 12). Темноцветные минералы хлоритизированы. Хлорит железистый (ан. 13, 14), богат алюминием 13,2–13,7 мас. %. Кальциевый пироксен (ан. 1) по составу отвечает авгиту с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,43 мас. %. Рудные минералы до 10 мас. % и более образуют обильную вкрапленность, в тесной связи с темноцветными минералами. Титаномagnetит представлен рядом разновидностей: от раннего хромистого (3 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и высокотитанистого (11,85 мас. % TiO<sub>2</sub>), местами сильно сфенизированного (со структурами распада ильменита в magnetите), до сравнительно низкотитанистого (4,70 мас. % TiO<sub>2</sub>) позднего magnetита, не содержащего хром (ан. 16–19). Ильменит ассоциирует как с высокотитанистым сфенизированным титаномagnetитом, так и образует обособленные мелкие включения в темноцветных минералах. Он богат марганцем (до 4,0 мас. % MnO) и относительно беден железом (FeO, 44–46 мас. %).

На рис. II.13, характеризующем составы различных ильменитов в габброидах ЗМП, ильменит этого комплекса образует самостоятельное поле, тяготея к бедным железом разновидностям.





**Рис. II.13.** Соотношение FeO и TiO<sub>2</sub> (в мас. %) в ильменитах из пород различных комплексов ЗМП: 1 — басаевского, 2 — худозавовского, 3 — улугуртауского, 4 — утыкташского.

*Химический состав пород* (табл. II.11). Утыкташский габбродiorитовый комплекс характеризуется явной петрохимической неоднородностью пород. С уменьшением MgO происходит увеличение кремнекислотности и щелочности (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O). Количество TiO<sub>2</sub> и FeO<sub>t</sub> коррелирует с содержанием MgO. Количество TiO<sub>2</sub> в габбро составляет 2,4–2,9 мас. %, в кварцевых диоритах снижается до 1,0 мас. %, при содержании FeO<sub>t</sub> в габбро 14–18 мас. %, в кварцевых диоритах 11–12 мас. %. Модуль *Fe#* достигает 77. Накопление железа в породах свидетельствует о «феннеровском» типе дифференциации. Одновременно с железом накапливаются фосфор и марганец. Количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не коррелирует с MgO, в отличие от CaO, содержание которого понижается с уменьшением

**Таблица II.11**

Содержание петрогенных (мас. %) элементов в представительных пробах утыкташского комплекса

№ обр.	35/2009	36/2009	37/2009	38/2009	707-1/2012	Д <sub>г</sub> -11	Д <sub>г</sub> -12	Д <sub>г</sub> -15	Д <sub>г</sub> -16
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	43,85	47	43,5	53	49,2	52,94	48,29	58,16	47,21
TiO <sub>2</sub>	2,4	2,3	2,51	2,66	2,58	2,35	2,1	1,1	2,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	15,5	15,6	14,1	14,3	14,01	15,18	15,25	12,15
FeO <sub>t</sub>	15,16	12,12	16	11,1	14,21	14,72	15,58	11,51	18,07
MnO	0,2	0,16	0,19	0,24	0,2	0,24	0,19	0,23	0,26
MgO	6,6	5,4	6,8	4	5,4	3,16	3,64	0,68	4,29
CaO	9,94	9,94	9	7,1	7,1	4,79	8,11	3,82	8,72
Na <sub>2</sub> O	4,05	3,65	4,05	4,4	3,5	4,33	2,02	4,46	2,77
K <sub>2</sub> O	0,54	0,75	0,5	0,54	1	1,14	1,28	1,45	0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,4	0,21	0,4	0,27	0,542	0,168	0,459	0,162
ППП	1,18	3,16	1,76	1,2	2,7	2,65	2,94	2,23	1,9
Сумма	99,75	100,38	99,82	99,41	99,96	100,88	99,61	99,37	99,38

Примечание: 1, 3, 5, 9 — габбро; 2, 6, 7 — габбродiorиты; 4, 8 — диориты.

количества MgO в диоритах. Индекс  $Al\#$  варьирует от 0,5 в габбро до 1,3 в диоритах. Коэффициент магнезиальности  $Mg\#$  варьирует в диапазоне 5–40, что является весьма низким показателем. Породы утыкташского комплекса характеризуются натровым и калий-натровым типом щелочности ( $Na_2O/K_2O \leq 4$ ).

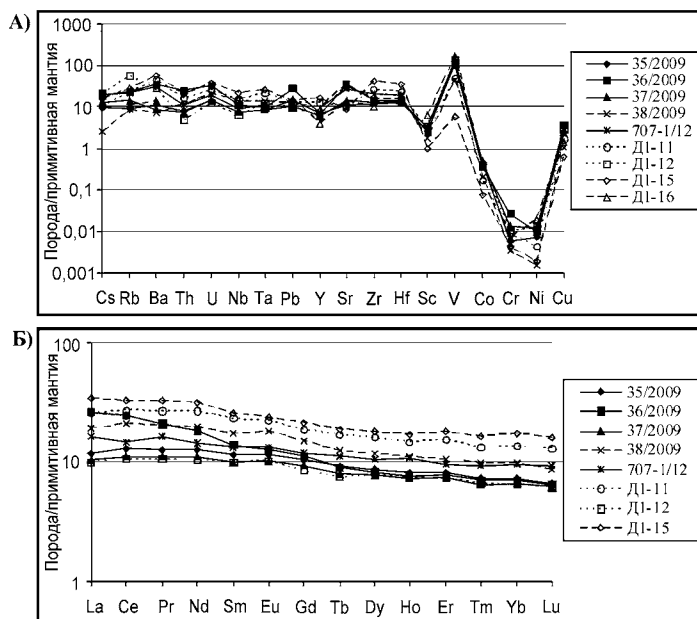
Геохимические особенности габброидов утыкташского комплекса охарактеризованы таблицей II.12 и спайдерграммами распределения микроэлементов в породах утыкташского комплекса (рис. II.14).

**Таблица II.12**

Содержание микроэлементов (г/т) в породах утыкташского комплекса

№ обр.	35/2009	36/2009	37/2009	38/2009	707-1/2012	Д <sub>1</sub> -11	Д <sub>1</sub> -12	Д <sub>1</sub> -15	Д <sub>1</sub> -16
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sc	40,06	30,52	39,72	22,28	—	29,29	41,07	12,01	82
V	396,64	342,83	429,9	144,34	—	158,12	431,05	19,27	545
Cr	14,92	67,74	35,03	9,06	—	23,18	27,25	11,66	18
Co	49,21	37,14	50,18	21,04	—	18,03	38,54	7,67	38
Ni	14,22	19,37	23,8	2,94	—	8,74	23,87	3,78	36
Cu	63,07	85,76	59,16	26,01	—	41,21	69,17	15,02	34
Zn	79,29	80,34	84,47	81,15	—	122,73	78,42	194,55	72
Rb	4,09	10,58	6,32	3,92	9,5	10,36	24,26	12,35	<5
Sr	182,35	498,99	224,47	531,39	421	154,9	549,54	129,13	213
Y	22,88	21,78	20,46	32,29	32	42,77	20,07	53,1	13
Zr	102,16	117,72	109,01	129,47	168	208,34	112,97	335,03	83
Nb	3,44	4,96	3,45	6,2	4,1	6,82	2,9	9,71	7
Cs	0,15	0,3	0,2	0,04	0,3	0,16	0,35	0,24	—
Ba	58,45	173,08	41,91	35,56	157	213,96	133,15	272,25	68
La	6,05	13,35	5,24	9,87	8,4	13	5,13	17,44	—
Ce	17,38	32,9	14,95	28,12	20	36,72	14,2	43,77	—
Pr	2,6	4,28	2,23	4,15	3,3	5,5	2,17	6,68	—
Nd	12,75	18,53	11,05	19,72	14,4	26,83	10,33	31,61	—
Sm	3,72	4,51	3,27	5,59	4,3	7,51	3,26	8,27	—
Eu	1,41	1,57	1,25	2,22	1,64	2,74	1,25	2,89	—
Gd	4,52	4,88	4,03	6,53	5,2	8,18	3,68	9,21	—
Tb	0,74	0,72	0,64	1	0,91	1,36	0,6	1,5	—
Dy	4,63	4,47	4,18	6,34	5,7	8,67	4,22	9,72	—
Ho	0,99	0,92	0,88	1,35	1,31	1,8	0,91	2,05	—
Er	2,84	2,69	2,58	3,71	3,3	5,34	2,52	6,32	—
Tm	0,4	0,38	0,35	0,53	0,51	0,72	0,36	0,89	—
Yb	2,52	2,44	2,31	3,41	3,3	4,67	2,24	5,97	—
Lu	0,36	0,35	0,34	0,47	0,51	0,7	0,33	0,86	—
Hf	2,91	3,25	2,99	3,48	4,2	5,1	2,66	7,67	—
Ta	0,25	0,29	0,25	0,41	0,33	0,64	0,35	0,78	—
Pb	2,07	3,87	1,48	1,86	—	1,8401	1,36	1,9245	2,2
Th	0,49	1,45	0,44	0,68	0,71	1,0035	0,29	1,2543	—
U	0,25	0,55	0,24	0,34	0,33	0,4249	0,21	0,6224	—

Примечание: 1, 3, 5, 9 — габбро; 2, 6, 7 — габбродиориты; 4, 8 — диориты.



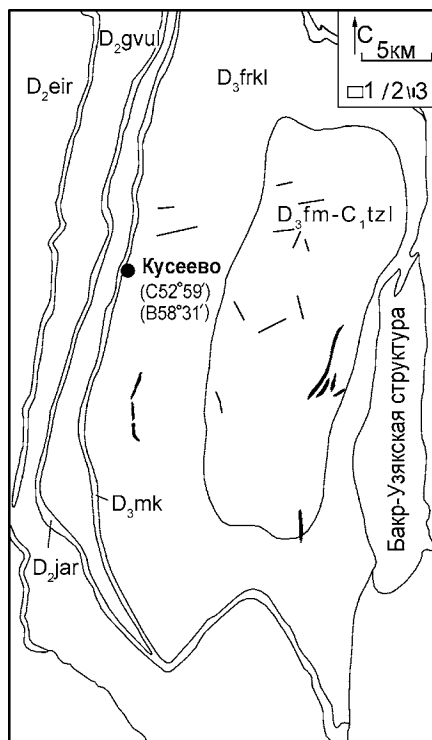
**Рис. II.14.** Спайдерграммы распределения примесных элементов в породах утлыкташского комплекса: А) — микроэлементы, Б) — редкоземельные элементы

Примечание: см. табл. II.11.

В отличие от басаевского комплекса для пород утлыкташского комплекса характерно более равномерное распределение крупноионных литофильных и высокзарядных микроэлементов (рис. II.14), при общем повышенном их содержании. Аномалия Nb-Ta отсутствует. Сохраняются небольшой минимум Y и более четкая отрицательная аномалия Sc и особенно четко выраженная для Co, Cr, Ni и Cu. Характерен максимум V. Состав РЗЭ, как и в басаевском комплексе, фракционирован очень слабо,  $La_n/Yb_n$  отношение в басаевском комплексе 2,2–4,2, в утлыкташском 1,6–3,9, соответственно, при близких суммарных содержаниях РЗЭ (в среднем около 100 г/т). Аномалия Eu практически не проявлена.

### II.2.3. Кизильский комплекс

Гранитоиды кизильского комплекса развиты большей частью в восточной половине Худолазовской мульды. Судя по некоторым фондовым материалам [Бабкин и др., 1964ф], система даек кизильского комплекса сопровождается полосой распространения интрузивов басаевского комплекса, образуя единый узкий субмеридиональный пояс, распространяющийся от Худолазовской и до Верхнеуральской синклинали. Мелко- и тонкозернистые плагииграниты, плагиигранит-порфиры, тоналиты, тоналит-порфиры кизильского комплекса в различной степени мусковитизированы и хлори-

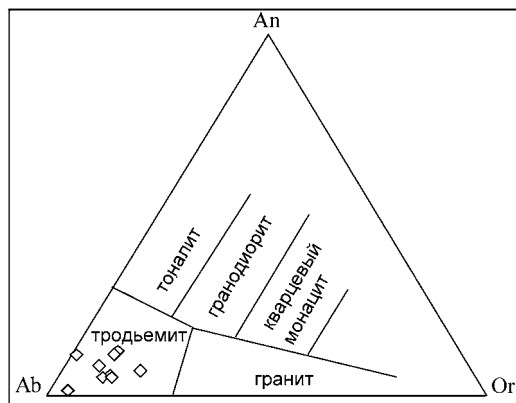


**Рис. П.15.** Геологическая схема распространения интрузий кизильского комплекса в Худолазовской мульде.

Условные обозначения: 1 — вулканогенно-осадочные отложения девона-карбона, 2,3 — дайки и линейные интрузии плагиогранитов.

тизированы. Обычно встречаются дайки мощностью 3–4 м протяженностью в десятки и сотни метров. Простираение различное: ЗСЗ 340°, ССЗ 355°. Нередко дайки изгибаются и меняются по мощности с разницей 0,5–2 м. Также встречаются линейные дайкообразные интрузии тех же пород мощностью от 10–15 до 40–60 м при длине выхода 0,45–1 км и более. Простираение более крупных тел СВ 30°. Подобные дайки плагиогранит-порфиров и плагиогранитов отмечены и в Бурибайском рудном поле [Захаров и др., 1978ф], и в районе р. Ташла в ВМП, где они секут лавовые потоки березовского комплекса [Шарфман, Сергиевский, 1959ф].

*Минеральный состав пород.* Породы сложены измененным плагиоклазом (80–90 %), кварцем (1–3 %), мусковитом (мусковитизированным биотитом — 1–5 %), карбонат-лейкоксен-хлоритовым веществом (до 10 %). Плагиоклаз образует мелкие и мельчайшие (50–200 мкм) кристаллы основной массы, ориентированные по типично долеритовой структуре. Кристаллы в разной степени подвержены вторичным изменениям — альбитизации, пелитизации, сосюритизации. Порфировые вкрапленники (0,5–1 мм, реже более 2 мм) изменены в более высокой степени. По составу это андезин ( $An_{30-35}$ ), который в основном альбитизирован. Кварц



**Рис. II.16.** Классификационная диаграмма An–Ab–Or для гранитоидов кизильского комплекса, по [O'Connor, 1965].

образует очень мелкие ксеноморфные зерна размером 30–100 мкм, vyplняющие интерстиции. В промежутках между кристаллами плагиоклаза часто развит хлорит, по всей видимости, заместивший мельчайшие кристаллы роговой обманки. Хлорит содержится в переменных количествах, ассоциируя с другими метаморфическими минералами. В переменных количествах распространен мусковит, развитый по биотиту. Он слагает мелкие удлиненные чешуйки, часто имеющие изогнутые формы, облекающие лейсты плагиоклаза. В породе встречаются миндалины размером до 1 мм, выполненные карбонат-лейкоксен-лимонит-хлоритовым агрегатом. Спорадически встречается магнетитизированный биотит. Из аксессуарных минералов чаще всего присутствует апатит (мельчайшие шестоватые кристаллы), циркон (призмы размером  $>0,1$  мм), рутил (игольчатые кристаллы).

*Химический состав пород.* На классификационной треугольной диаграмме (рис. II.16) точки составов кизильского комплекса попадают в поля трондьемитов.

Химический состав пород представлен в табл. II.13. Гранитоидам кизильского комплекса свойственны повышенные содержания оксидов титана, железа, магния, алюминия и низкое количество щелочных компонентов, особенно калия. Магнезиальность  $Mg\#$  пород варьирует в пределах 8–31. Модуль  $Fe\#$  достигает в некоторых разновидностях 100–120 (пробы с повышенным значением  $Fe_2O_3$ ). Содержания  $TiO_2$  и  $FeO_t$  коррелируют с магнезиальностью. Глиноземистость обратно коррелирует с  $CaO$  и не зависит от магнезиальности пород. Индекс Шенда  $ASI$  ( $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ) составляет 1,46–1,98, характеризую перглиноземистый состав гранитоидов кизильского комплекса. Породам также свойственен строго натровый тип щелочности с ярко выраженным соотношением  $Na_2O/K_2O=3–27$ . С уменьшением содержания  $MgO$  в породах суммарное количество петрогенных щелочных оксидов незначительно увеличивается.

Таблица П.13

Содержание петрогенных (мас. %) элементов в представительных пробах кизильского комплекса

№ обр.	16/2009	31/2009	32/2009	211/2010	Д <sub>2</sub> -40	Д <sub>2</sub> -46
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	63	74	74	72	66,3	74
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,26	0,24	0,35	0,5	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,2	15	15	15,2	18,17	14,9
TFeO	5,51	1,42	1,35	2,7	4,17	0,38
MnO	0,09	0,02	0,04	0,05	0,08	0,02
MgO	2	0,4	0,4	1,2	1,65	1
CaO	1,42	0,54	0,54	1,42	1,37	0,3
Na <sub>2</sub> O	6,75	5,6	5,6	5,6	5,36	6,2
K <sub>2</sub> O	1	1	1,25	1,1	1,28	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	0,01	0,01	0,14	0,188	0,13
ППП	1,46	1,1	1,14	0,2	0,01	0,86
Сумма	100,39	99,34	99,57	99,26	100,72	99,01

Примечание — 1, 5 — тоналиты; 2–4, 6 — плагиограниты.

Содержание микроэлементов в породах кизильского комплекса приведено в (табл. П.14) и отражено на рис. П.17.

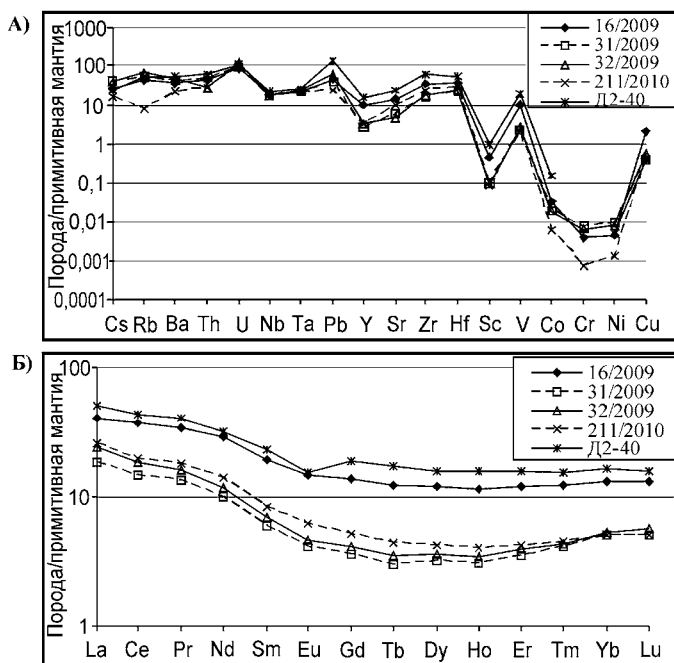


Рис. П.17. Спайдерграммы распределения примесных элементов в породах кизильского комплекса: А) микроэлементы, Б) редкоземельные элементы.

Примечание: см. табл. П.13.

**Таблица II.14**

Содержание микроэлементов (г/т) в породах кизильского комплекса

№ обр.	16/2009	31/2009	32/2009	211/2010	Д <sub>2</sub> -40	
Sc	5,94	1,2	1,17	1,09	12	
V	33,33	7,77	9,09	6,97	66	
Cr	10,54	20,56	17,83	1,86	–	
Co	3,42	2,01	1,88	0,63	16	
Ni	8,93	18,11	15,82	2,52	>10	
Cu	54,14	9,91	14,69	10,95	>10	
Zn	65,5	21,79	31,11	46,99	50	
Rb	19,59	24,31	30,67	3,76	25	
Sr	219,4	96,67	76,24	160,81	384	
Y	34,49	9	11,06	11,35	51	
Zr	283,74	139,41	148	204,77	526	
Nb	8,29	7,93	8,17	8,59	10,2	
Cs	0,41	0,68	0,64	0,27	0,37	
Ba	185,36	212,82	249,67	116,41	278	
La	20,28	9,18	12,05	13,11	26	
Ce	49,12	19,62	24,27	26,38	58	
Pr	6,8	2,7	3,22	3,66	8,1	
Nd	28,36	9,94	11,62	13,71	31	
Sm	6,17	1,92	2,22	2,66	7,5	
Eu	1,77	0,5	0,56	0,76	1,86	
Gd	5,84	1,55	1,78	2,22	8	
Tb	0,96	0,24	0,28	0,35	1,36	
Dy	6,44	1,7	1,94	2,26	8,4	
Ho	1,36	0,37	0,41	0,48	1,9	
Er	4,07	1,2	1,35	1,44	5,4	
Tm	0,65	0,22	0,23	0,24	0,83	
Yb	4,48	1,72	1,82	1,72	5,6	
Lu	0,7	0,27	0,3	0,27	0,85	
Hf	8,17	4,92	5,35	6,79	11,9	
Ta	0,66	0,69	0,72	0,68	0,8	
Pb	6,77	5,72	8,8	3,37	>20	–
Th	2,62	3,05	1,67	1,67	3,9	–
U	1,55	1,7	2,03	1,72	1,9	–

Примечание: см. табл. II.13.

Распределение крупноионных литофильных и высокозарядных микроэлементов в породах кизильского комплекса, также при общем повышенном их содержании, более неоднородно, чем в утыкташском комплексе. На мультиэлементной диаграмме рис. II.17 выделяются минимумы

Y, Sc, Co, Cr, Ni, Cu. Положительные максимумы характерны здесь для U, Pb, Zr, Hf. и V. Концентрации РЗЭ характеризуются как умеренно-пониженные, в тоналитах содержание РЗЭ заметно выше, чем в плагиогранитах.

Характер нормированного распределения РЗЭ в плагиогранитах кизильского комплекса специфичен: ложбинообразные квазисимметричные спектры обусловлены пониженными содержаниями средних РЗЭ и начальных членов тяжелых РЗЭ, в связи с чем отношения  $La_n/Lu_n$  (3–5),  $La_n/Gd_n$  (3–6) идентичны. Характерна слабая отрицательная европиевая аномалия ( $\delta Eu=0,86-0,95$ ).

#### **II.2.4. К вопросу о петрогенезисе конформных габброидных залежей аккреционной зоны Южного Урала**

Проведенные исследования показали, что в истории магматизма и рудоносности ЗМП на этом этапе ее формирования могут быть выделены и охарактеризованы следующие основные закономерности.

Все комплексы конформной серии габброидов ЗМП характеризуются высокой железистостью, повышенным содержанием титана и фосфора, а также умеренными показателями щелочности при преобладании  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Им также характерны повышенные концентрации высокочargedных компонентов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y), а также основных КИЛЭ (крупноионных литофильных элементов), особенно Rb, Ba, Cs, Th, U, несмотря на вариативность их содержаний. Породам конформных комплексов (за исключением ряда проб утыкташского) свойственна отрицательная Sc аномалия, глубокий минимум Co, Cr, Ni, Cu. РЗЭ в породах фракционированы относительно слабо, что отражают значения  $La/Yb$  отношений, варьирующие в диапазоне 2–5 и только в файзуллинском комплексе это отношение возрастает до 10,0.

Петрогенетическая характеристика конформных комплексов отражает условия петрогенеза, которые обусловлены не только составом магмы, но и РТ условиями становления и дифференциации конкретных интрузий и комплексов. На состав пород заметное влияние оказывают процессы смешения различных по составу и источникам исходных магм. В такие деструктивные периоды времени в окраинно-континентальной структуре Южного Урала одновременно с коровым магматизмом существенно увеличивается разнообразие продуктов мантийного магматизма, усиливаются процессы мантийно-корового взаимодействия. Существенно меняется флюидный режим.

Соответственно, среди конформных залежей можно выделить габброиды с наиболее заметными особенностями их петрогеохимического и петрографического состава. Например, это габброиды утыкташского комплекса, которым свойственна высокая железистость и титанистость при стабильно пониженном содержании  $MgO$ . По соотношению  $FeO/MgO-SiO_2$  состав габброидов этого комплекса отвечает типичной толеитовой серии ( $FeO/$

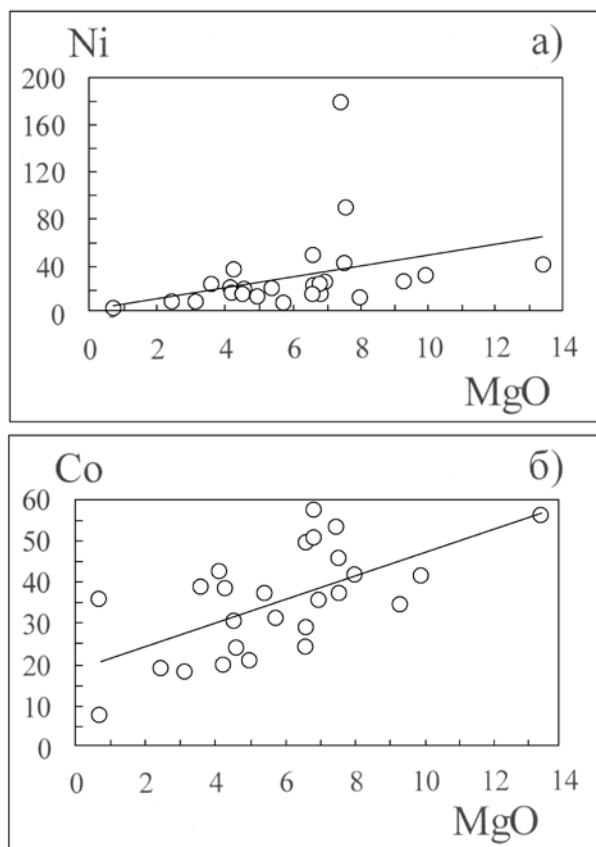


MgO до 14–17), со значительным накоплением железа и титана, отражающим феннеровский тип эволюции расплава. Одновременно с железом и титаном накапливаются фосфор, а также V, характеризующий относительно высокую активность кислорода в магматическом процессе. V/Sc отношение (8–11) в них является высоким. Этими особенностями обеспечивается обилие Fe-Ti рудных минералов (титаномагнетита и ильменита), которые составляют до 10 % объема пород. Габброиды в таких сериях, при повышенном потенциале кислорода, могут быть перспективны на магматогенное титаномагнетитовое и ильменитовое оруденение. С конформным телом утлыкташского комплекса связано формирование скарново-магнетитовых руд небольшого по масштабам Канакайского месторождения.

Файзуллинский комплекс также характеризуется в основном толеитовым трендом эволюции габброидов. Это определяет накопление FeO (до 18 масс. %) в породах с содержанием SiO<sub>2</sub> около 50 % масс. %. В то же время на фоне более высоких содержаний SiO<sub>2</sub> отмечается повышенная магнезиальность его пород. Количество MgO в породах достигает 13 % и более. При этом отмечается положительная корреляция MgO с TiO<sub>2</sub> и FeO. По-видимому, это определяется кумулятивной природой богатых MgO пород, с накоплением в кумулятах ортопироксена и титаномагнетита. Содержание V (130–250 г/т) здесь значительно ниже, чем в породах утлыкташского комплекса. Файзуллинский комплекс более существенно обогащен КИЛЭ, тогда как содержание высокочarged элементов здесь понижено. Состав РЗЭ наиболее фракционирован: La/Yb = 10,0, против 2,3–2,9 в утлыкташском. Спектры распределения РЗЭ во всех породах однотипны и свидетельствуют о комагматичности пород.

Басаевский комплекс также характеризуется относительно повышенной магнезиальностью (до 7 масс. % MgO) пород на фоне повышенной их известковистости (табл. II.8) и кремнекислотности, что отличает их от пород утлыкташского толеитового комплекса. Габброиды в басаевском комплексе отвечают позиции толеитовой серии, имея в то же время низкое (1–2) FeO/MgO отношение, близкое к файзуллинскому комплексу. Более кислые разновидности пород в этом комплексе отвечают уже надсубдукционным известково-щелочным породам, образуя единый тренд эволюции с габброидами. Вполне вероятно, что интрузивы басаевского комплекса формировались в процессе смешения внутриплитных толеитовых и надсубдукционных известково-щелочных магм. На участие различных магматических источников указывает одновременное повышение концентраций как КИЛЭ (Cs, Rb, Sr, Ba, Th, U), так и высокочarged элементов (ВЗЭ) (Nb, Ta, Y, Zr, Hf). Также вероятно, что в условиях перехода от субдукционного к внутриплитному режиму развития здесь происходило интенсивное корово-мантийное взаимодействие, когда внутриплитные плюм-зависимые магмы контаминировались при взаимодействии с корой, в которой преобладал островодужный материал.

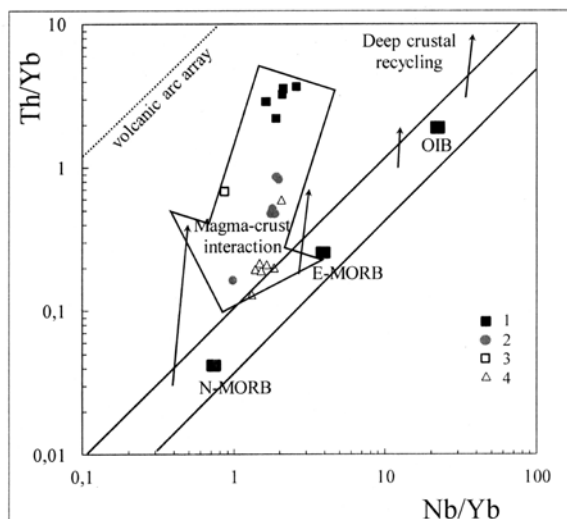
В пробах басаевского комплекса Eu-аномалия имеет значение 0,82–1,35, а в пробах утлыкташского комплекса — 1,01–1,10.



**Рис. II.18.** Диаграммы зависимости концентраций микроэлементов от MgO (мас. %) в породах конформных комплексов ЗМП: а) Ni (г/т) и б) Co (г/т)

Показательными для различных по составу конформных комплексов ЗМП являются различия в концентрациях сидерофильных металлов: Ni, Co, V и Cr. По содержаниям и соотношениям сидерофильных элементов все конформные комплексы можно условно разделить на две группы. Среди них басаевский и кизильский комплексы в пределах Худолазовской мульды имеют более высокие содержания Ni и, соответственно, повышенное Ni/Co отношение (1,5–2), а также повышенное количество Cr, при пониженном содержании V. В то же время для пород утыкташского и файзуллинского комплексов характерно низкое Ni/Co отношение (0,5–0,6), несмотря на то, что породы файзуллинского комплекса выделяются высоким содержанием оксида Mg. В то же время содержание V в породах утыкташского толеитового комплекса является наиболее высоким (до 430 г/т).

Данные рис. II.18 вместе с тем свидетельствуют, что в породах всех конформных комплексов ЗМП, концентрации Ni и Co в целом заметно коррелируются с содержанием MgO, при более высоких содержаниях Ni в породах басаевского комплекса в сравнении, например, с файзуллинским.



**Рис. II.19.** Диаграмма Nb/Yb–Th/Yb по [Pearce, 2008] для пород серии конформных комплексов ЗМП.

Условные обозначения комплексов: 1 — фэйзуллинский, 2 — басаевский, 3 — наурузовский, 4 — утлыкташский. Реперы в составе базальтов: N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов. Крупная стрелка показывает общий геохимический тренд конформных комплексов ЗМП: от более загрязненных составов к менее загрязненным.

Роль мантийно-корового взаимодействия при формировании конформных комплексов ЗМП наглядно характеризует диаграмма Nb/Yb–Th/Yb (рис. II.19), отражая разную степень контаминации мантийных расплавов этих комплексов коровым веществом, в том числе и с возможным участием осадочного субдукционного вещества. Наиболее загрязненным, на что указывает значение Th/Yb отношения, является фэйзуллинский комплекс. Состав пород этого комплекса по соотношениям Nb/Yb и Th/Yb наиболее близок к континентальной коре по [Stearns, Bartley, 2014]. Басаевский комплекс является менее загрязненным, а утлыкташский — практически не загрязнен. Он отвечает уже тренду мантийной последовательности, приближаясь по значениям Nb/Yb и Th/Yb отношений к обогащенным базальтам E-MORB типа. Подобный тип отношений является характерным для габброидов, потенциально продуктивных на крупное магматогенное титаномагнетит-ильменитовое оруденение.

Как было показано выше, для наиболее загрязненного коровым веществом фэйзуллинского комплекса характерна максимальная обогащенность пород цезием, где количество Cs превышает уровень недифференцированной мантии в 10 раз и более. Рост содержаний Cs в породах проявляется здесь на фоне спада содержаний высокочarged элементов,

включая Nb, Ta, Zr, Hf, Y. Басаевский комплекс имеет промежуточные значения по Cs, а наименее контаминированный утлыкташский комплекс — беден Cs (0,05–0,3 г/т, против 2–3 г/т в файзуллинском комплексе). Cs, как и Th, это типично коровый индикаторный элемент. Он концентрируется в верхней части континентальной коры, преимущественно в осадочных глинистых породах и продуктах их метаморфизма [Григорьев, 2009 и др.]. Взаимодействие мантийных магм с такими породами коры, а также с морскими осадками в зоне субдукции и определяет возможную обогащенность первичных внутриплитных и надсубдукционных мантийных магм этим элементом. Взаимодействие мантийных магм с осадочными Cs-Th-содержащими породами континентальной коры, по-видимому, определяет и особенности в микроэлементном составе некоторой части базитовых даек басаевского комплекса. Такая группа даек обеднена Zr и Hf на фоне высоких содержаний Cs (до 2,5 г/т). Другая группа даек с высокими концентрациями Zr и Hf, напротив, обеднена Cs (0,3–0,6 г/т). В этой группе даек наблюдаются повышенные содержания Li, Rb, Sr, Ba, Nb, Ta и легких лантаноидов. Среди гранитных даек также выделяются как более богатые Cs, так и с низкими концентрациями Cs. Эта особенность в составах как базитовых даек, так и гранитоидных, свидетельствует о том, что при их становлении, часть из них, испытала существенную коровую контаминацию.

### **II.2.5. Флюидный режим и рудный потенциал конформных габброидных и гранитоидных комплексов ЗМП**

Конформные комплексы Западно-Магнитогорской зоны заметно различаются и по соотношению хлора, фтора и серы в составе апатитов (табл. II.15, рис. II.20).

Апатиты интрузивных пород басаевского комплекса характеризуются содержаниями хлора в диапазоне 0,1–0,6 мас. % при значительных вариациях концентраций фтора (1–2,50 мас. %). Показательным здесь является и распределение сульфатной серы [Холоднов и др., 2015]. В апатитах габбродолеритов ее содержание выше (0,1–0,45 мас. %), чем в апатитах более поздних габбродиоритов. Оно коррелируется с более высоким содержанием фтора в этих породах (рис. II.20), с максимумом серы (до 0,3–0,45 мас. %) и фтора (до 2 мас. % и более) в верхней части исследованной габбродолеритовой интрузии при некотором спаде содержаний хлора. В апатитах более поздних габбродиоритов содержание фтора понижается до 1–1,3 мас. %, а содержание хлора увеличивается до 0,6 мас. %. Содержание серы в апатитах таких пород самое низкое (< 0,05 мас. %).

Данная особенность в распределениях галогенов и серы в апатитах более ранних габбродолеритов и поздних диоритов не отвечает процессу кристаллизационной дифференциации единого магматического расплава. В подобных гомодромных сериях (магнитогорский габбро-гранитный комплекс

и др.) [Холоднов, Бушляков, 2002] апатиты в поздних кислых дифференциатах всегда обогащены фтором при резком снижении количества хлора. Наличие повышенных содержаний хлора (при низком фторе) в апатитах диоритов басаевского комплекса может свидетельствовать о следующем. Первая возможная причина — это гетерогенизация флюида в единой магматической системе на существенно водно-хлоридную фазу и преобладаю-

**Таблица II.15**

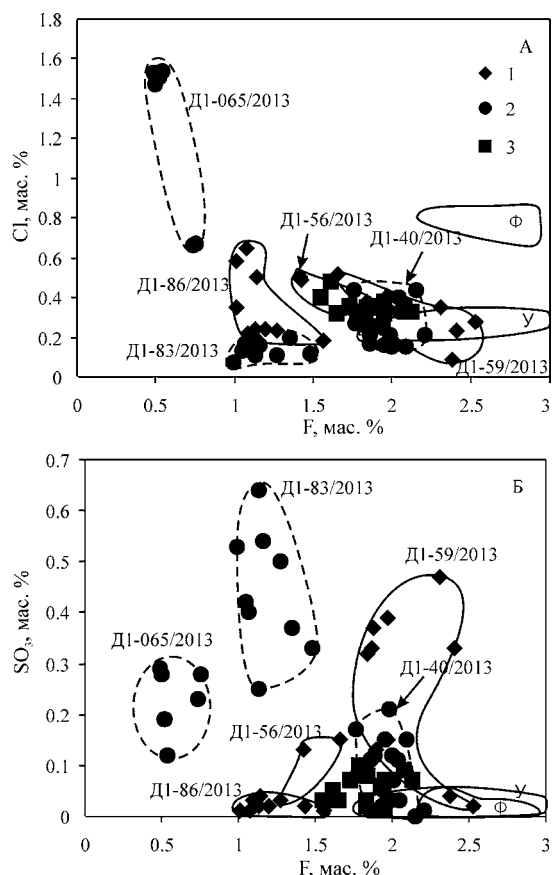
Состав апатита (масс. %) в породах конформных интрузий ЗМП

	№п.п.	CaO	SrO	BaO	FeO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F	Cl	SO <sub>3</sub>	Total
Басаевский комплекс	1	55,03	0,09	0	0,13	0,2	0,01	42,32	0,2	0,05	2,38	0,09	0,04	100,53
	2	55,26	0,06	0,12	0,31	0,04	0,02	42,66	0,07	0,02	2,53	0,28	0,02	101,4
	3	53,99	0,17	0	0,29	0,07	0,17	41,39	0,31	0,01	2,31	0,35	0,47	99,53
	4	53,64	0,13	0	0,22	0,25	0,23	41,4	0,38	0,06	1,97	0,35	0,39	99,01
	5	52,13	0,03	0,15	3,00	0,04	0,06	39,61	0,79	0,19	1,9	0,35	0,13	98,38
	6	54,14	0,17	0	0,29	0,11	0,16	41,08	0,23	0,01	1,88	0,35	0,37	98,8
	7	54,33	0,16	0	0,44	0,09	0,14	41,32	0,21	0,01	1,87	0,27	0,33	99,18
	8	54,42	0,11	0	0,55	0,13	0,14	41,03	0,23	0,00	2,41	0,23	0,33	99,59
	9	54,43	0,09	0	0,33	0,13	0,17	41,01	0,26	0,02	1,84	0,38	0,32	98,97
	10	53,42	0,04	0	0,66	0,06	0,08	40,91	0,53	0,04	1,97	0,41	0,15	98,26
	11	53,84	0,01	0,1	0,25	0	0,04	41,19	0,36	0,03	1,66	0,52	0,15	98,15
	12	54,05	0,1	0	0,23	0,06	0,04	41,18	0,33	0,01	1,42	0,5	0,13	98,05
	13	54,15	0,09	0	0,43	0,05	0,01	41,2	0,14	0,03	1,43	0,49	0,02	98,04
	14	53,21	0,07	0,02	0,39	0,03	0,03	40,3	0,27	0,02	1,45	0,39	0,07	96,25
	15	53,39	0,04	0,06	0,23	0,06	0,04	40,26	0,38	0,01	1,43	0,33	0,12	96,36
	16	53,77	0,12	0,01	0,23	0,09	0,05	40,26	0,43	0,01	1,67	0,27	0,2	97,11
	17	54,51	0,1	0,13	0,35	0,02	0,06	42,49	0,18	0	1,03	0,39	0,05	99,32
	18	54,1	0,07	0	0,33	0,14	0,01	42,33	0,28	0,03	1,2	0,24	0,02	98,75
	19	54,45	0,1	0	0,28	0,13	0,01	42,35	0,23	0,01	1,09	0,22	0,03	98,9
	20	54,76	0,11	0	0,35	0,1	0	42,49	0,2	0	1,56	0,18	0,01	99,75
	21	54,38	0,09	0	0,39	0,03	0,03	42,56	0,15	0	1,27	0,23	0,03	99,16
	22	54,39	0,1	0,05	0,55	0,12	0	41,99	0,24	0	1,14	0,5	0,04	99,14
	23	53,95	0,06	0,21	0,53	0,06	0	41,37	0,36	0	1,01	0,58	0,01	98,13
	24	54,42	0,07	0	0,32	0,11	0,03	41,61	0,13	0	1,01	0,35	0,01	98,06
	25	54,55	0,07	0	0,46	0,08	0,04	42,35	0,11	0	1,13	0,24	0,02	99,04
	26	54,35	0,04	0,03	0,29	0,06	0,04	42,36	0,09	0,01	1,08	0,65	0,01	99,01

Углыташский комплекс	27	54,67	0,12	0,13	0,65	0,14	0	42,07	0,19	0	2,67	0,28	0	100,92
	28	54,76	0,08	0,07	0,31	0,06	0,01	41,63	0,24	0	2,25	0,31	0,01	99,71
	29	54,67	0,08	0,1	0,88	0,05	0	42,45	0,14	0	2,82	0,3	0,03	101,51
	30	54,44	0,09	0,17	0,76	0,13	0,02	41,52	0,19	0	3,11	0,29	0	100,73
	31	53,98	0,07	0	0,48	0,18	0,02	40,99	0,3	0,01	2,34	0,28	0,01	98,67
	32	54,14	0,09	0,25	0,47	0,12	0,02	40,88	0,22	0	2,32	0,34	0,02	98,88
	33	54,34	0,09	0	0,61	0,08	0	41,59	0,15	0	2,9	0,28	0,01	100,05
	34	53,69	0,14	0	0,34	0,01	0	40,37	0,15	0,01	2,37	0,27	0,02	97,39
	35	53,72	0,05	0	0,34	0,06	0,05	40,18	0,15	0	2,39	0,28	0,05	97,28
	36	53,88	0,06	0,06	0,24	0,02	0,01	40,77	0,1	0	2,24	0,22	0	97,6
	37	51,24	0,1	0	0,4	0,15	0,11	38,39	0,42	0,07	2,66	0,27	0,01	93,82
	38	55,12	0,05	0	0,52	0,16	0,04	40,89	0,82	0,05	2,11	0,18	0,06	100
	39	54,22	0,08	0	0,78	0,04	0,03	40,92	0,79	0,03	2,09	0,25	0,1	99,32
	40	53,3	0,07	0	0,34	0,14	0,2	40,19	1,92	0,29	1,78	0,21	0,04	98,49
	41	53,49	0,06	0	0,92	0,14	0,05	38,17	0,83	0,18	2,27	0,2	0,05	96,35
	42	54,75	0,04	0	0,69	0,13	0,08	41,21	0,51	0,05	2,24	0,25	0,04	99,98
Файзуллинский комплекс	43	53,15	0,06	0	0,14	0	0,02	40,81	2,43	0,07	2,08	0,21	0,02	98,99
	44	54,19	0,06	0	0,38	0,14	0,02	42,12	0,25	0,01	2,28	0,80	0,05	100,29
	45	54,04	0,17	0,1	0,83	0,08	0,02	41,97	0,35	0,06	2,61	0,82	0,03	101,08
	46	52,03	0,07	0,06	0,88	0,09	0,05	41,08	1,81	0,96	2,16	0,84	0,01	100,05
	47	54,45	0,11	0	1,04	0,09	0,01	42,09	0,17	0,03	2,76	0,86	0	101,59
	48	54,19	0,09	0,2	1,36	0,1	0	41,59	0,19	0,02	2,86	0,69	0,03	101,34
	49	54,44	0,12	0	0,53	0,11	0,05	41,91	0,26	0,04	2,45	0,81	0,02	100,73
	50	54,2	0,11	0,08	0,5	0,11	0,01	42,41	0,4	0,01	2,93	0,79	0	101,55

Примечание: 1–26 — проба D<sub>1</sub>-59, габбродолерит, 10–16 — D<sub>1</sub>-56, габбродолерит, 17–26 — D<sub>1</sub>-86, габбродиорит; 27–37 — D<sub>1</sub>-11, габбродиорит; 38–42 — D1-14, долерит; 43–50 — D1-120, габбронорит.

щую сульфат-хлоридную [Холоднов и др., 2015]. Процессы гетерогенизации флюидов рассматривались в работах [Валяшко, 2009; Валяшко, Урусова, 2010] и подтверждаются экспериментальными данными [Боровиков и др., 2015]. В данном случае водно-хлоридная фаза (фракция) накапливалась в верхней, более кремнекислой части магматической системы (колонны) с формированием пород диоритового состава. Другая возможная причина — это образование диоритов и кварцевых диоритов басаевского комплекса в результате флюидно-магматического взаимодействия, когда в кристаллизующийся диоритовый расплав проникал более глубокий, богатый хлором и водой, трансмагматический флюид. Как результат такого взаимо-



**Рис. II.20.** Соотношения F, Cl и SO<sub>3</sub> в апатитах из пород различных магматических комплексов Худолазовской мулды.

Комплексы: 1 — басаевский, 2 — худолазовский, 3 — улугуртауский. Полями показаны составы апатитов из пород утлыкташского (У) и файзулинского (Ф) комплексов. Измерения выполнены на микроанализаторе Cameca SX-100 по стандартной методике в ИГТ УрО РАН (аналитик Замятин Д.А.).

действия в системе должен был усиливаться кислородный потенциал (хлор — сильный окислитель) с обильной кристаллизацией оксидов Fe и Ti. Это и наблюдается в действительности в минеральном составе габбродиоритов басаевского комплекса. По данным микрозондовых исследований, в габбродиоритах наблюдается масса первичного обособленного ильменита, образующего включения в раннем амфиболе. Этот первичный ильменит богат титаном (до 52,8 мас. %) при низком содержании железа (43,1 мас. %) и имеет повышенное содержание марганца (3,3 мас. %). Установлено, что кристаллизация раннего амфибола происходила в условиях абиссальных глубин (при P=5–8 кбар) при высоких T (800–1000°).

Апатиты в габбро и диоритах файзулинского комплекса выделяются более высоким содержанием хлора (до 0,6–1,1 мас. %). Во всех пробах этого

комплекса содержание хлора обратно пропорционально содержаниям фтора (характеризуя тренд кристаллизационной дифференциации): с ростом последнего количество хлора в апатитах понижается. В рудном меланократовом габбро ранний игольчатый апатит здесь (табл. II.15, ан. 43 и 44) имеет пониженное содержание фтора 2,08–2,28 мас. %, при содержании хлора 0,21–0,8 мас. % и  $\text{SO}_3$  0,02–0,05 мас. %. Более поздние генерации апатита, образующие округлые (изометричные по форме) включения в темноцветных минералах (клинопироксене, амфиболе и др.), и в плагиоклазе, имеют уже более высокое содержание фтора (2,45–2,86 мас. %) с содержанием хлора 0,70–0,86 мас. %, 0,02–0,03 мас. %  $\text{SO}_3$ . Для этих генераций характерно повышенное содержание FeO до 0,83–1,36 мас. % (табл. II.15, ан. 45, 47–49). Наиболее высокое содержание фтора (до 2,93 мас. %) наблюдается в самом позднем межзерновом апатите (табл. II.15, ан. 50) с содержанием хлора 0,8 мас. %. В этом апатите понижается содержание FeO до 0,5 мас. %, а содержание фосфора в составе апатита становится максимальным 42,4 мас. %.

Апатиты в габброидах и габбродiorитах утлыкташского комплекса характеризуются содержанием хлора в диапазоне 0,2–0,35 мас. % при повышенном содержании фтора (табл. II.15). Он в этих породах представлен мелкими округлыми выделениями и включениями преимущественно в темноцветных породообразующих минералах, а также в альбитизированном плагиоклазе и в межзерновом пространстве (т. ан. 27, 28, 30, 31). По составу все эти включения довольно близки, но они несколько более фтористые (2,8–3,11 мас. %) чем включения в альбите (2,25–2,67 мас. %). В первых выше содержание FeO (0,7–0,9 мас. %), против 0,3–0,65 мас. % во вторых. В осветленном рудном габбродолерите апатит образует как длиннопризматические выделения (т. ан. 27, 28), так и мелкие включения в других минералах — преимущественно в клинопироксене и в альбитизированном плагиоклазе (т. ан. 29, 30, 33 и др.). Последние имеют повышенные содержания фтора (до 2,6–2,9 мас. %), против 2,2–2,4 мас. % в длиннопризматической генерации, а также хлора 0,34 против 0,2–0,28 мас. %, MnO до 0,18 мас. % против 0,01–0,06, FeO до 0,6, против 0,2–0,3 мас. % и  $\text{SiO}_2$  до 0,3 против 0,15 мас. %. В пробе дайки долерита, которая сечет габбродiorит, апатит образует мелкие округлые включения (т.ан. 38, 39), чаще всего на стыке зерен разных минералов (плагиоклаза, клинопироксена и др.). Наблюдаются и отдельные игловидные кристаллы (т.ан. 40). Здесь апатит характеризуется пониженным содержанием фтора (1,8–2,27 мас. %) при близком содержании хлора (0,18–0,25 мас. %). Несколько возрастает здесь и содержание серы (до 0,06 мас. %  $\text{SO}_3$ ). К отличительным признакам апатита в дайке долерита можно отнести и повышенные содержания FeO (до 0,90 мас. %) и особенно кремнезема (0,50–1,92 мас. %). При этом наибольшее содержание  $\text{SiO}_2$  (1,92 мас. %) наблюдается в игольчатой генерации апатита. Это согласуется с данными о том, что рост содержаний кремнезема в апатитах определяется ростом температуры их кристаллизации. В такой генерации апатита выше содержание глинозема (0,30 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), но ниже содержание FeO —



0,34 мас. %. Для габбродиоритов и диоритов утыкташского комплекса, как было показано выше, характерно обилие Fe-Ti рудных минералов, представленных титаномагнетитом и ильменитом. Эти рудные минералы образуют обильную вкрапленность в тесной связи с темноцветными минералами. Содержания титаномагнетита и ильменита в отдельных участках пород достигают 10 мас. %. С породами утыкташского комплекса связано и скарново-магнетитовое оруденение (Канакайское месторождение), хотя и сравнительно небольшое по масштабам.

Как известно, богатые Fe и Ti габброидные и габбро-гранитные комплексы активных континентальных и трансформных окраин континентов (примером чему является Урал, его магнитогорский и тагило-кушвинский комплексы, например) сопровождаются очень крупными месторождениями скарново-магнетитового типа. Такое оруденение (Канакайское скарновое) известно и в связи с утыкташским комплексом. Вместе с тем перспективы на крупное скарново-магнетитовое оруденение в связи с интрузиями утыкташского комплекса, как показывает сравнительно невысокое содержание хлора в апатитах, а также сравнительно низкая фугитивность кислорода, не очень обнадеживающие. Это определяется тем, что в габбро-гранитных сериях, сопровождаемых крупными месторождениями железа скарново-магнетитовой формации, в апатитах рудоносных магматических пород содержания хлора многократно выше, достигая значений 2,5 мас. % и более. Примером могут служить ранние фазы габбродиоритов и диоритов магнитогорского габбро-гранитного комплекса [Холоднов, Бушляков, 2002 и др.].

Режим кислорода, наряду с активностью хлора, имеет важнейшее значение при формировании высокопродуктивных на скарново-магнетитовое оруденение серий магматических пород. Именно режим кислорода определяет принадлежность магматических пород к различным феррофациям [Ферштатер, 1987], характеризуя закономерности распределения Fe и Ti между силикатами с одной стороны, и рудными минералами (магнетитом и ильменитом) с другой. Режимом кислорода определяется доля силикатного железа в породах, железистость и степень окисления железа в силикатах, содержание титана в магнетите и количество самого магнетита. На основе баланса железа и титана между силикатами и рудными минералами выделены титаномагнетитовая, магнетитовая, магнетитсодержащая и безмагнетитовая феррофации пород. В титаномагнетитовой феррофации, к которой, собственно, и принадлежат исследованные породы утыкташского комплекса, с высокожелезистыми ( $f > 0,60$ ) силикатами всегда ассоциирует титаномагнетит с высоким содержанием титана ( $\text{TiO}_2 > 3\text{--}4$  мас. %). Здесь нет поздней низкотемпературной малотитанистой ( $< 1,0$  мас. %  $\text{TiO}_2$ ) разновидности магнетита, характерной для пород магнетитовой феррофации. Именно с магнетитовой феррофацией только и связаны все наиболее крупные скарново-магнетитовые месторождения Урала (магнитогорский габбро-гранитный комплекс и др.). В продуктивной магнетитовой феррофации развиты силикаты (биотит и амфиболы) с наиболее низкой железистостью, которая обычно не превышает 0,45-0,5. При этом чем эта вели-

чина меньше, тем выше содержание в магматических породах бедного титаном магнетита. Доля силикатного железа в породах этой феррофации снижается до 30 % и менее. Так, породы рудоносной Магнитогорской габбро-гранитной серии на Южном Урале содержат наиболее низкожелезистый амфибол ( $f=0,3-0,35$ ) и высокое количество низкотитанистого магнетита.

Установлено, что по режиму галогенов и серы более магнезиальный басаевский комплекс не является близким аналогом утлыкташского толеитового комплекса. В апатитах габбродолеритов басаевского комплекса, как показано выше, установлено повышенное количество сульфатной серы, чего нет в апатитах утлыкташского комплекса. Эта особенность свидетельствует о различном режиме флюидов при формировании данных комплексов. В кизильском дайковом комплексе, который следует во времени за басаевским (его дайки рассекают конформные тела басаевского комплекса), поэтому появляются собственные магматические, содержащие Ni, Cu, As и Co, сульфидные минералы. Одни из них (более ранние) образуют включения в пироксене, другие (в том числе мышьяксоодержащие) ассоциируют с поздним ильменитом. Включения в моноклинном пироксене представлены пиритом с повышенным содержанием меди, никеля и кобальта. В ассоциации с поздним ильменитом, в краевой части его зерен, кристаллизуются мелкие по размерам никель- и кобальтсодержащие сульфиды: пирит с содержанием Ni 0,52, Co 0,36 мас. % и кобальтсодержащий герсдорфит. Таким образом, из этих данных видно, что в Худолазовской мульде усиливается металлогеническая связь в ряду басаевский комплекс–кизильский комплекс, а затем и рудоносный Cu-Ni худолазовский комплекс.

Кроме того, для всех комплексов Худолазовской мульды установлен единый характер поздне- и постмагматического преобразования пород. Он проявляется в повсеместном развитии мелкокристаллического ильменита, а по нему затем и сфена (лейкоксена) в процессе замещения первично магматической высокотитанистой (бурой) роговой обманки более поздними низкотитанистыми генерациями амфиболов. Подобный ильменит образует мелкозернистые сегрегации в виде неравномерно распределенных пятен, которые образуются в процессе распада или при замещении ранних более титанистых амфиболов поздними менее титанистыми. Это приводит к сбросу титана в форме позднего вторичного ильменита. Ильмениты такого генезиса богаты оксидами титана и марганца, но бедны оксидом железа и практически не содержат магния. В магматических породах других мульд ЗМП такие изменения не наблюдаются.

Файзуллинский комплекс в связи с повышенной его магнезиальностью и заметной геохимической специализацией пород на Co, Cu, Ni мог быть также отнесен к ассоциации магматических пород, потенциально рудоносных на магматогенно-сульфидное Cu-Ni-Co оруденение. Однако изучение режима флюидов в данном комплексе показало [Холоднов и др., 2015], что это практически не могло быть реализованным. В составе флюидов здесь, при наличии хлора, отсутствовала сера — главный компонент сульфидоносных рудообразующих

систем. Именно сера в сочетании с хлором в магматическом флюиде и определяет интенсивность экстракции Cu, Ni, Co из магнезиальных расплавов в ходе процессов флюидно-магматического взаимодействия. Наличие повышенных содержаний хлора и фтора в апатитах фэйзуллинского комплекса сближает флюидные режимы фэйзуллинского и утыкташского комплексов.

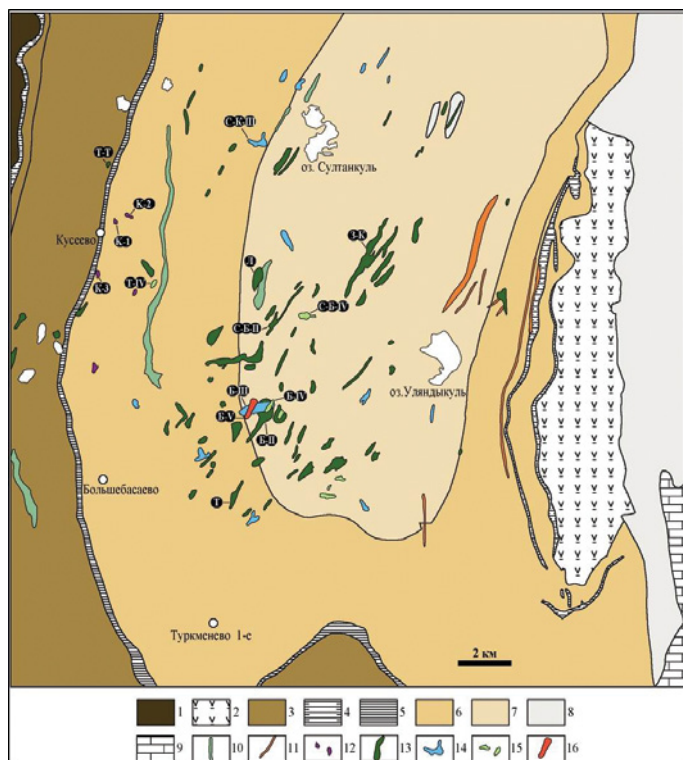
### II.3. Худолазовский никеленосный комплекс

Худолазовский интрузивный комплекс был выделен Ф.И. Ковалевым [1946] при описании медноколчеданных месторождений Баймакского рудного района. В дальнейшем комплекс детально изучался Худолазовской геологоразведочной партией (60–70-е годы XX века) под руководством Э.С. Бучковского. Тогда же был определен рудный потенциал этого комплекса. Работы проводились на выявление промышленных содержаний сульфидного никеля, что для Уральского складчатого региона являлось типовой редкостью. В дальнейшем были изучены взаимоотношения интрузий этого комплекса, определены петрографический и петрохимический составы, геохимия пород, петрогенезис рудовмещающих и рудоносных пород, а также состав породообразующих минералов [Салихов, Пшеничный, 1984].

Интрузии рассекают все предыдущие геологические образования под различными углами. В основном наблюдается два направления простирания интрузивных тел: субширотное ( $\sim 310^\circ$ ) и более распространенное субмеридиональное ( $10\text{--}20^\circ$ ). Такие интрузии встречаются в разных частях западного борта Магнитогорской структурно-формационной зоны, но в основном они сконцентрированы в Таналык-Худолазовском поясе юга ЗМП, контролируясь системой разрывных нарушений (рис. II.21).

Интрузии худолазовского комплекса имеют различную форму. В основном это удлиненные тела, образовавшиеся одновременно с разрывной тектоникой, с шириной выходов в 50–100 и до 200–300 м и длиной в сотни метров и до 1–2 км, т.е. хонолиты. Встречаются и округлые (изометричные) в плане тела. Бурением установлено, что залежи нередко располагаются ярусно и соединены между собой апофизами. Мощность их не столь внушительна, как можно было бы ожидать — десятки и сотни метров. Однако ряд скважин, глубиной до 900 м, так и не достиг основания залежей. Интрузивы в Худолазовской мульде прорывают осадочные комплексы улутауской ( $D_2\text{--}3ul$ ), мукасовской ( $D_3mk$ ) и зилаирской свит ( $D_3fm\text{--}C_1t_1zl$ ).

В формировании комплекса выделяются пять этапов (фаз). **Первой фазе** соответствуют залежи ультраосновных пород изометричной формы с шириной выхода около сотни метров. Они располагаются в западной части Худолазовской синклинали. Наиболее выдающийся на местности массив — Кусеево III, он возвышается над окружающей поверхностью на 70 м. Массивы сложены шприсгеймитами. Это среднезернистые амфиболовые пе-



**Рис. П.21.** Геологическая схема Худолазовской мульды по [Бучковский, Калташев, 1969ф] с изменениями: 1 — вулканогенно-осадочные образования ирендыкской свиты ( $D_{1-2e-zv}$ ), 2 — вулканогенно-осадочные образования карамалыташской свиты ( $D_{2ef}$ ), 3 — бугулыгырская кремнистая толща ( $D_{2ef}$ ), 4 — вулканогенно-осадочные образования улутауской свиты ( $D_{2-3zv-f}$ ), 5 — кремнистые отложения мукасовской свиты ( $D_3f$ ), 6 — нерасчлененные образования бугодакской свиты ( $D_3f-fm$ ) и осадочные отложения верхней подсвиты зилаирской свиты ( $D_3fm$ ), 7 — осадочные отложения нижней подсвиты зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1t$ ), 8 — вулканогенно-осадочные образования березовской свиты ( $C_{1t-v}$ ), 9 — терригенно-карбонатные отложения кизильской свиты ( $C_{1v-s}$ ), 10 — интрузивы басаевского комплекса, 11 — интрузивы кизильского комплекса, 12 — интрузивы перидотитов худолазовского комплекса (I фаза), 13 — габброиды предположительно II фазы худолазовского комплекса, 14 — габбродиориты предположительно III фазы худолазовского комплекса, 15 — диориты предположительно IV фазы худолазовского комплекса, 16 — интрузивы япрактинского типа, 17 — разломы, вмещающие интрузии худолазовского комплекса.

Буквами обозначены интрузии: С-К-III — Султанкульская-III, ТТ — Ташлытауская, К-1 — Кусеево-1, К-2 — Кусеево-2, К-3 — Кусеево-3, Т-IV — Туканская-IV, Л — Лира, ЗК — Западно-Карасазовская, СБ-II — Северо-Бускунская-II, СБ-IV — Северо-Бускунская-IV, Б-II — Бускунская-II, Б-III — Бускунская-III, Б-IV — Бускунская-IV, Б-V — Бускунская-V, Т — Туркменевская.

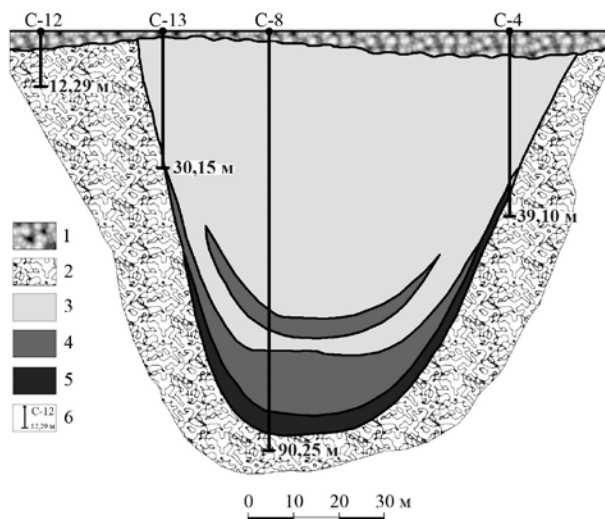
ридиты с пойкилитовой микроструктурой, небольшим количеством плагиоклаза и массой вторичных минералов. Визуально породы имеют черный цвет. Для массива Кусеево III характерна полосчатость, связанная, по-видимому, с гравитационным осаждением рудных минералов в ходе «in situ» дифференциации. Особенно хорошо такая полосчатость заметна на

выветрелой поверхности пород. Количество и размеры прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения увеличиваются по направлению к придонным частям интрузий. Наиболее рудоносными являются донные зоны интрузий (на примере массива Кусеево I, рис. II.22), где концентрируются рудные тела с содержанием никеля  $\geq 0,3$  %. Общая мощность рудных зон здесь составляет от 0,3 до 30 м с относительно равномерным распределением рудных компонентов.

Во **вторую фазу** магматизма худолазовского комплекса выделена обширная серия пород — от лейкократовых безоливиновых до меланократовых, богатых оливином габбро. Все они в различной степени содержат сульфидную вкрапленность. Выделены рудоносные габброиды нескольких типовых разновидностей, которым присвоены особые географические названия: Япрактинский, Восточно-Карасазовский, Туркменевский [Салихов, Пшеничный, 1984]. Все массивы рудоносных габброидов имеют расслоенное строение. В их составе отмечаются габбротроктолиты, габбронориты и габбродолериты с массивной текстурой, а также габброиды с такситовой текстурой (полосчатой и шлировой). Характерно развитие габбровой, габброофитовой, офитовой микроструктур. Несмотря на все разнообразие пород, практически все эти породы — амфиболсодержащие. На долю различных по составу амфиболов в породах этой группы нередко приходится значительный объем: до 30 % первичной роговой обманки, а также несколько поколений вторичных амфиболов. Все интрузивные тела II фазы распространены на большой площади, особенно обильны они в центральной части Худолазовской синклинали.

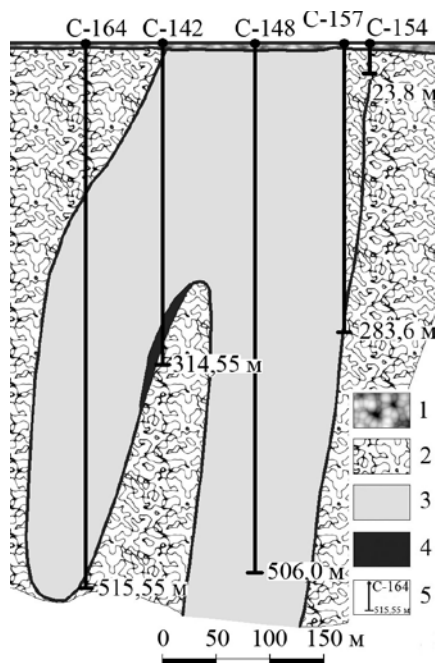
Как и в ультраосновных телах первой фазы, рудные зоны, богатые Cu и Ni в габброидах II фазы, также в основном концентрируются в донных частях интрузивных залежей. Это следствие гравитационной отсадки тяжелых сульфидных минералов в процессе внутрикамерной дифференциации. Однако встречаются рудные залежи, в пределах которых минерализация расположена в крутых контактовых частях интрузий (рис. II.23).

Одной из крупнейших интрузий худолазовского комплекса является *Западно-Карасазовский хонолит*, расположенный в самом центре Худолазовской мульды. Его длина по простиранию составляет около 3,5 км, ширина — до 300 м. Массив вытянут в субмеридиональном направлении ( $\sim 20^\circ$ ) и имеет характерно выраженное неоднородное строение с неясной расслоенностью [Салихов и др., 1973ф]. Нижний горизонт слагают пойкило-офитовые биотит-оливин-роговообманковые габбро. Интрузия *Северо-Бускунская-II* относится к Северо-Бускунской группе [Бучковский, Калташев, 1969ф], расположенной также в центральной части Худолазовской мульды (рис. II.21). Предположительные размеры тела составляют  $1,5 \times 0,8$  км. В вертикальном разрезе интрузии выделяются следующие типы пород (снизу вверх): оливин-роговообманковые габбро, габбротроктолиты, такситовые габбро и габбродиориты. Сульфидное оруденение с промышленным содержанием Cu и Ni локализовано в подошве восточной части интрузии на глубине около 100 м [Бучковский и др., 1969ф]. Сульфидная ми-



**Рис. П.22.** Схематический геологический разрез через интрузию Кушеево I.

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения, 2 — вмещающие породы ( $D_3$ ), 3 — ультраосновные породы (шригеймиты), 4 — залежи бедных руд ( $Ni\ 0,1 - 0,3\ \%$ ), 5 — залежи рядовых руд ( $Ni > 0,3\ \%$ ), 6 — номера и глубина скважин.



**Рис. П.23.** Схематический геологический разрез через интрузию Карасаз.

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения, 2 — вмещающие породы ( $D_3$ ), 3 — породы интрузии (оливиновые и безоливиновые габбро, габбродолериты), 4 — залежи богатых руд ( $Ni > 1\ \%$ ), 5 — номера и глубина скважин.

нерализация связана, прежде всего, с развитием никелистого пирротина (Ni до 4 %) и пентландита.

В самостоятельную **третью фазу** магматизма худолазовского комплекса выделено формирование обширной серии габбродиоритов, которые распространены как внутри Худолазовской мульды, так и за ее пределами. В 1,5 км к западу от оз. Султанкуль развита небольшая интрузия *Султанкульская-III* (рис. II.21). Она сложена пойкило-офитовыми габбродиоритами, частично измененными. Минеральный состав: плагиоклаз (до 60 %), роговая обманка (6–14 %), пироксен (5–10 %), хлорит (12–15 %), рудные минералы (4–6 %), кварц (до 5 %) и др. Плагиоклаз ( $An_{72-35}$ ), представлен частично пелитизированными, сосюритизированными (часто по трещинам) ксеноморфными, субидиоморфными и идиоморфными кристаллами размером от 0,1 до 1,5 мм. Роговая обманка образует ксеноморфные пойкилитовые и интерстиционные зерна бурой, светло-бурой и светло-зеленой окраски. Она частично подвержена хлоритизации, замещению вторичным амфиболом. Помимо обыкновенной роговой обманки присутствуют кристаллы глиноземистой роговой обманки (паргасита), а также базальтической роговой обманки. Пироксен изменен значительно больше предыдущих минералов и подвержен амфиболизации, хлоритизации, частичному растворению. Зерна пироксена ксеноморфные, выполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза. Присутствуют авгит и пижонит. Рудные минералы — сфен-лейкоксен со структурами распада титаномагнетита, а также ильменит и пирит, иногда лимонитизированный. Севернее Худолазовской мульды в 1,6 км от д. Янги-Аул небольшим карьером частично вскрыта интрузия (*Янгиаульская*) габбродиоритов III фазы. Естественная обнаженность этого тела довольно слабая, но характер эрозионного среза свидетельствует о субмеридиональном простирании интрузии. Размеры коренных выходов составляют 200 м в длину и 50 м в ширину. Вмещающими породами являются песчаники зилаирской свиты северо-восточной окраины Юлдашевской антиклинали.

В **четвертую фазу** формировались диориты и близкие к ним разновидности (диорит-пегматиты, гранодиориты, монцониты), слагающие самостоятельные мелкие интрузии. Их количество невелико, и распространены они преимущественно в западной и центральной частях Худолазовской структуры. Их состав практически двуминеральный роговообманково-плагиоклазовый с редким пироксеном, сульфидная минерализация в них представлена лишь пиритом. Пироксен характеризуется наиболее высококальциевым составом, близким к диопсиду. Породы средnezернистые, крупнозернистые, иногда гигантозернистые (пегматоидные диориты), которые в контактовых зонах обогащены карбонатным веществом.

Субщелочные и умеренно-щелочные натриевые, частично пегматоидные гранодиориты и плагиограниты выделены в **пятую фазу**. Это средnezернистые, иногда крупнозернистые породы с пойкило-гранитной, гранит-мирмекитовой структурой. Они секут предыдущие по времени формирования породы этой интрузии.

**Минеральный состав пород.** Широкий диапазон пород этого комплекса определяет и большое разнообразие видового состава главных породообразующих и рудообразующих минералов. Темноцветные минералы — это оливин, ромбический и моноклинный пироксен, бурая и переходящая в зеленую роговая обманка, биотит. Оливин в ультраосновных породах худолазовского комплекса обычно замещен серпентином, хотя встречается и в почти свежем виде. Зерна идиоморфные и ксеноморфные. В богатых MgO породах оливин имеет высокую форстеритовую составляющую ( $Fo=80$ ), а в более лейкократовых породах в нем увеличивается содержание фаялита ( $Fo=67$ ). В оливине наблюдается обилие хромшпинелидов, которые различаются по составу. Часто темноцветные минералы образуют зональные агрегаты в виде обрастаний одного минерала другим. Чаше всего кальциевый моноклинный пироксен обрастает в виде зональных оболочек бурой и зеленой роговой обманкой. Отдельные обособленные зерна бурой роговой обманки по периферии замещаются зеленой роговой обманкой. Биотит развивается по периферии зерен роговой обманки и клинопироксена. Количество ферросилитового минерала в клинопироксене находится в прямой корреляции с железистостью пород. Плаггиоклаз в породах имеет концентрическую зональность рекуррентного типа. Наблюдаются его включения в клинопироксене и бурой роговой обманке. Состав плаггиоклаза варьирует от андезина до битовнита (№ 37–80).

Интрузивные тела меланократовых габбро обычно содержат вкрапленность сульфидов в виде мелких агрегатов и сплошных скоплений пирротина (до 30 %), халькопирита (0,1–5 %), пирита (до 3 %) и пентландита (до 3 %). В небольших количествах встречаются также сфалерит, хромит, самородная медь, иногда галенит, мельниковит, кубанит, халькопирротин. В составе всех главных рудных минералов постоянно присутствуют: в пирротине Ni 0,5–2,1 %, Co 0,02–0,06 %, в халькопирите (с содержанием Cu 33,7–35,1 %) — Ni до 0,06 %, в пирите Ni 0,05–0,14 %, Co 0,4–1,90 %, в пентландите (с содержанием Ni 32,6–35,8 %) — Co 1,37–2,14 %, Cu 0,02–0,08 %. Характерная особенность данного худолазовского типа Cu-Ni оруденения — это весьма незначительное присутствие в рудах платиноидов и золота.

По данным микрозондового анализа (составы проанализированных минералов даны в табл. II.16) в составе шприсгеймита, наряду с оливином (40 об. %) и высокотемпературным богатым титаном амфиболом (до 40 об. %), установлены также плаггиоклаз и биотит. Амфибол — это керсутит, в котором содержание  $TiO_2$  достигает 5 мас. % при содержании  $Al_2O_3$  10,7 мас. % и FeO 8,1 мас. % (ан. 1). Плаггиоклаз варьирует по составу от раннего основного плаггиоклаза № 65–70 (битовнита) до альбита. Наблюдаются и его зональные кристаллы. По данным геотермобарометров [Hammarstrom, Zen, 1986; Otten, 1984 и др.], температура кристаллизации ( $T_{кр.}$ ) раннего амфибола-керсутита в шприсгеймите составляла 985 °C при  $P$  5–6 кбар. Состав этого амфибола близок к другим ранним и высокотемпературным амфиболам в других комплексах Худолазовской мульды, но он среди них наименее железистый ( $f=36$ ).



**Таблица II.16**

Состав минералов в шрисгеймите худолазовского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	42,42	43,03	51,06	62,94	67,8	37,46	0,02	39,63
TiO <sub>2</sub>	5,05	0	0,05	0,06	0,02	0,04	12,38	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,76	23,38	29,68	19,89	19,5	11,53	2,5	0,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0	0	0,06	0	0,03	13,43	0,05
FeO	8,1	0,32	0,87	0,96	0,37	9,34	63,39	15,67
MnO	0,13	0	0,01	0,09	0	0,1	1,12	0,28
MgO	14,46	0	0,02	2,73	0,02	26,57	1,14	42,81
CaO	11	26,73	13,52	1,63	0,56	0,15	0,02	0,45
Na <sub>2</sub> O	3,62	0,03	3,76	7,27	8,98	0	0,45	0,05
K <sub>2</sub> O	0,24	0,01	0,06	0,25	0,32	1,45	0	0,01
F	0,04	0	0,01	0,07	0,04	0,06	0,15	0,09
Cl	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,17	0
Total	95,91	93,51	99,08	95,98	97,63	86,73	94,76	99,26

Примечание: 1 — амфибол; 2 — эпидот; 3 — плагиоклаз; 4, 5 — альбиты; 6 — хлорит; 7 — хромшпинелид (хроммагнетит); 8 — оливин.

Железосодержащие рудные оксидные минералы в данной породе представлены богатым титаном (TiO<sub>2</sub> 12,4 мас. %) и хромом (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13,4 мас. %) титаномagnetитом, содержащим очень мелкие включения хромшпинелидов. В некоторых случаях в участках с наиболее сильно выраженным метаморфизмом ранний титаномagnetит сохраняется в виде скелетных кристаллов со структурами распада ильменита и магнетитовой матрицей, замещенной сфеном и другими поздними минералами.

По данным микрозондового анализа, в составе оливинового габбро массива *Аксинья* наблюдается следующий набор породообразующих, рудных, акцессорных и поздних вторичных минералов (табл. II.17). Оливин (ан. 1, 2, 9) в данной породе имеет относительно хорошую сохранность, он содержит 16,5 мас. % FeO. Представлен оливин крупными зернами с включениями шпинелидов (ан. 25–27), которые по составу варьируют от ферриалюмохромита (ан. 27) до субферрихромпикоита (ан. 25 и 26). Ранняя высокотемпературная роговая обманка образует идиоморфные кристаллы (ан. 10), богатые глиноземом (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10,66 мас. %) и титаном (TiO<sub>2</sub> 3,7 мас. %). Она ассоциирует с первичным биотитом (табл. II.17, ан. 15), также богатым титаном (TiO<sub>2</sub> 3,8 мас. %) и с железистым ильменитом (ан. 22).

Ранняя роговая обманка (ан. 10) — это высокотемпературный магнезиогастингсит (Т кр. 990 °С и Р 5,5 кбар), которая в оливиновом габбро несколько более железистая (f 43 %), чем высокотемпературный керсутит в шрисгеймите ранней фазы. Ранний магнезиогастингсит на общей диаграмме амфиболов в породах Худолазовской мульды (рис. II.9) располагается в общем поле наиболее ранних высокотитанистых амфиболов худолазовского комплекса (шрисгеймит и оливиновое габбро) и ранних высокотитанистых амфиболов в габбро-долеритах и других породах басаевского и улугуртауского комплексов.

Таблица II.17

Состав минералов в оливиновом габбро массива Аксинья

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	39,69	42,36	45,4	57,8	57,92	53,97	39,29	49,11	33,65	30,3	40,1
TiO <sub>2</sub>	0,01	3,7	0,12	0,05	0,03	0,11	3,82	0,01	0,01	0,01	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	10,66	10,17	0,34	0,13	2,07	13,49	31	14,23	14,81	9,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0	0,04	0	0,09	0,05	0,11	0,03	0	0,08	0,14
FeO	16,53	10,84	12,42	4,55	5,29	8,49	11,95	0,39	15,13	17,54	8,7
MnO	0,23	0,17	0,4	0,04	0,29	0,34	0,04	0	0,23	0,18	0
MgO	42,75	14,33	13,88	21,79	20,56	18,73	17,6	0,01	22,78	22,61	28,41
CaO	0,16	10,4	11,37	11,4	12,33	11,05	0,01	15,06	0,07	0,07	0,32
Na <sub>2</sub> O	0	3,1	2,36	0,58	0,62	0,98	1,89	2,78	0,02	0	0,01
K <sub>2</sub> O	0	0,24	0,08	0,01	0,02	0,03	6,83	0,02	1,55	0,08	0
F	0,03	0	0,02	0	0	0	0	0	0,05	0	0
Cl	0	0,02	0,05	0	0,01	0,01	0,03	0	0,01	0,02	0
Total	99,46	95,8	96,31	96,56	97,28	95,85	95,05	98,41	87,74	85,71	87,16

	12	13	14	15	16	147	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	34,24	34,16	0,03	52,13	0,16	0	0	0	41,32	41,25
TiO <sub>2</sub>	0	0	41,28	0,04	41,02	0,43	0,54	4,35	1,97	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,08	12,09	0,1	0,05	0	34,82	30,75	7,1	12,88	13,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,15	0,14	0,05	0	19,86	22,74	31,11	0,07	0
FeO	9,37	9,99	51,56	3,74	51,32	33	33,25	48,65	16,66	16,85
MnO	0,06	0,03	3	0,02	3,91	0,18	0,31	0,26	0,45	0,47
MgO	29,36	29,76	0,11	35,41	0,04	10,76	10,33	5,06	9,11	10,81
CaO	0,06	0,05	0	0,19	0	0,02	0	0,05	10,51	9,85
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0	0,01	0,31	0,2	0,24	0,43	2,22	2,79
K <sub>2</sub> O	0,1	0,04	0,01	0,03	0	0,02	0	0	0,39	0,23
F	0	0,01	0,13	0,04	0	0,32	0,24	0,07	0,01	0,13
Cl	0,01	0,02	0	0,02	0,9	0,22	0,14	0,21	0,07	0,09
Total	85,53	86,32	96,36	91,71	97,67	99,83	98,53	97,3	95,66	96,19

Примечание: 1 — оливин; 2–6 — амфиболы; 7 — биотит; 8 — плагиоклаз; 9–13 — хлориты; 14 — ильменит; 15 — серпентин; 16 — ильменит; 17, 18 — субферрихромпикотиты; 19 — ферриалюмохромит; 20, 21 — амфиболы.

Более поздние разновидности амфибола (ан. 11–14) в оливиновом габбро массива Аксинья образуют каймы вокруг раннего магнезиогастингсита или отдельные выделения и сегрегации с другими поздними минералами. Эти поздние амфиболы варьируют по составу от эденита с f 47 % (Т кр. 560 °С, Р 5,1 кбар) до актинолита с f 31 % (Т р. 560 °С) и тремолита с f 17–20 % (Т кр. 550°С). Плагиоклаз (ан. 16) здесь — битовнит № 75.

Среди вторичных минералов установлены хлорит, тремолит, актинолит, серпентин и др. (ан. 17–21, 23 и др.) Это бедные глиноземом и железом минералы, которые развиты в виде отдельных неправильных по форме зерен, кайм или различных по составу вторичных хлорит-тремолит-актинолитовых, серпентиновых и других агрегатов. Хлорит представлен несколькими генерациями. Часть хлоритов имеет более железистый и глиноземистый состав (ан. 18 и др.). Другая, возможно, более поздняя разновидность хлоритов, выделяется повышенной магнезиальностью (ан. 20, 21), она обогащена хромом (0,15–0,24 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ).

Анализ состава и порядка кристаллизации рудных минералов в оливиновом габбро свидетельствует, что окислительный режим на раннем этапе кристаллизации этой породы был более высоким, чем на завершающем. Это подтверждается ранней кристаллизацией оксидных железотитановых рудных минералов и хромшпинелидов в сравнении с относительно более поздними никель- и кобальтсодержащими сульфидами. Наиболее ранний высокотемпературный ильменит (ан. 22) имеет здесь самое высокое в породах Худозавской мульды содержание железа ( $\text{FeO}$  51,56 %) и относительно низкое — титана ( $\text{TiO}_2$  41,28 %). В то же время он беден  $\text{MgO}$  (0,11 мас. %) при повышенном количестве  $\text{MnO}$  (3 мас. %). На общей диаграмме рис. II.13, характеризующей соотношение  $\text{FeO}$  и  $\text{TiO}_2$  в ильменитах различных комплексов Худозавской мульды и в ильменитах утыкташского комплекса, он попадает в левую верхнюю часть диаграммы, где располагаются наиболее высокотемпературные железистые ильмениты. Более поздние сульфиды в этой породе представлены крупным пирротинном с повышенным содержанием  $\text{Ni}$  (0,38 мас. %), который содержит мелкие включения (размером 15–20 мкм) халькопирита и кобальтпентландита с содержанием  $\text{Ni}$  32,3 мас. % и  $\text{Co}$  4,84 мас. %. Наличие сульфидов, содержащих медь, никель, кобальт свидетельствует о принадлежности оливинового габбро массива Аксинья к рудоносной ассоциации пород Худозавского комплекса.

В пегматоидных габбродиоритах и диоритах (табл. II.18), которые секут более ранние сульфидоносные ультраосновные породы и габброиды худозавского комплекса, по данным микрозондовых исследований определен не только состав основных пороодообразующих минералов, но и получены данные по РТ-условиям их кристаллизации. Полевой шпат представлен здесь олигоклазом № 15–28 с содержанием  $\text{CaO}$  3–5,7 мас. % (табл. II.18, ан. 3–6).

Наиболее ранний высокотемпературный амфибол (чермакит) в габбродиорите (ан. 28 и 29 в табл. II.17) богат  $\text{TiO}_2$  (2 мас. %) (табл. 9, ан.1–7, рис. 40, т. 7) и алюминием ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 13,0 мас. %) имеет железистость 64 %, Т кр. 780 °С при Р 7,7 кбар. Ряд разновидностей более поздних и более железистых (f до 75 %, содержание  $\text{FeO}$  возрастает до 25 мас. %) роговых обманок (ан. 1, 2 табл. II.18), но уже бедных глиноземом (4–8 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и титаном (0,9–0,1 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) имеют Т кр. 650–550 °С при спаде давления до 4 кбар и менее. Они образуют совместные с эпидотом (ан. 11) «перистые», возможно, распадные структуры.

Таблица П.18

Состав минералов в диоритах и пегматоидных породах худолазовского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	47,44	42,16	61,49	64,49	64,42	66,22	0,03	0,06	0,04	0,07	38,64
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,08	0,04	0	0	0,01	51,07	52,33	51,38	51,82	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,44	8,9	23,4	21,88	21,6	21,21	0,09	0,07	0,08	0,05	28,31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,16	0,04	0,02	0,03	0,01	0	0,04	0	0
FeO	23,42	25,4	0,15	0,23	0,2	0,17	43,79	42,95	43,2	43,07	6,42
MnO	0,4	0,35	0,03	0	0,03	0,02	2,94	3,2	3,21	3,06	0,43
MgO	7,52	9,29	0	0,01	0,01	0	0,04	0,06	0,06	0,04	0,03
CaO	10,33	6,37	5,7	3,95	3,63	3,05	0,03	0,15	0,03	0,26	22,5
Na <sub>2</sub> O	1,16	0,22	8,23	9,16	9,48	9,69	0,02	0,03	0,04	0,01	0
K <sub>2</sub> O	0,2	0,06	0,07	0,18	0,27	0,19	0	0	0	0	0
F	0,02	0	0	0,1	0	0,08	0	0,05	0	0	0,04
Cl	0,12	0,01	0	0,02	0,01	0,03	0,01	0	0,02	0,01	0
Total	95,97	92,87	99,27	100,06	99,67	100,69	98,03	98,9	98,09	98,41	96,49

Примечание: 1, 2 — амфиболы; 3–6 — плагиоклазы; 7–10 — ильмениты; 11 — эпидот.

Данные рис. П.9 свидетельствуют, что амфиболы пегматоидного габбро-диорита заметно отличаются по составу от амфиболов шприсгеймита и оливинового габбро худолазовского комплекса. Главное отличие — это более высокая их начальная железистость и глиноземистость при пониженных содержаниях титана. Наиболее ранний высокотемпературный амфибол (Т кр. около 800 °С) в пегматоидном габбродиорите имеет содержание TiO<sub>2</sub> не более 2 мас. %, против 3,5–5 мас. % в ранних высокотемпературных амфиболах шприсгеймита и оливинового габбро. В то же время содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в нем самое высокое (12,8–13,6 мас. %), как и содержание FeO — 16,8 мас. %. Возможно, это отражает начальную кристаллизацию пегматоидных габбродиоритов при существенно более высоком общем и флюидном давлении (около 8 кбар). В этих породах выделяется целая серия позднемагматических амфиболов, в которых на фоне резкого снижения содержаний глинозема (до 4 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) содержание железа продолжает расти (до 25 мас. % FeO). При этом содержания титана снижаются до предельно низких значений (до 0,1 мас. % TiO<sub>2</sub> и менее). Такие амфиболы на рис. П.9А и Б образуют свои особые тренды (под цифрой II — тренд эволюции амфиболов в шприсгеймите и оливиновом габбро, под цифрой III — в габбродиоритах). В шприсгеймите и оливиновом габбро таких богатых железом, но бедных титаном поздне- и постмагматических амфиболов, как в габбродиорите, нет. Здесь самые поздние низкотемпературные и низкотитанистые амфиболы представлены тремолитами и актинолитами. Это уже метаморфогенные минералы, они не только бедны алюминием и титаном, но и железом.

По-видимому, наличие тренда III в составе амфиболов пегматоидного габбродиорита определяется усиливающимся сбросом титана в самостоятельную сегрегационную ильменитовую фазу. Это на позднемагматическом и раннем постмагматическом этапах происходит в связи с изменением РТ-условий (спад Т и Р), а также режима кислорода и эволюцией в составе флюида. В этот период образуется бедный железом мелкозернистый сегрегационный ильменит (табл. II.18, ан. 7–10), который концентрируется в структурах распада и замещения одних амфиболов другими, менее титанистыми. В этом ильмените содержание  $TiO_2$  51–52,3 мас. %,  $FeO_i$  43–43,8 мас. %,  $MnO$  2,9–3,2 мас. %,  $MgO$  0,04–0,06 мас. %. Это обедняет состав таких амфиболов титаном при сохранении в них высоких содержаний железа. Необходимо заметить, что подобный тип вторичного ильменита, бедного железом, но богатого титаном и марганцем (рис. II.13), наблюдается и в других богатых титаном породах худолазовского комплекса, но в пегматоидном габбродиорите худолазовского комплекса этот процесс получил максимальное развитие.

**Химический состав пород.** Петрографическое и минералогическое разнообразие пород худолазовского комплекса демонстрируют сложность и интенсивность процессов эволюции и дифференциации первоначального мантийного расплава. Аналитические данные химического состава пород приведены в табл. II.19. Показательным является значительный диапазон вариаций в породах содержаний  $MgO$  (от 30 до 0,2 мас. %).

**Таблица II.19**

Содержание петрогенных (мас. %) элементов в представительных пробах перидотит-габбро-диорит-гранитной серии худолазовского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ пробы	3/2009	4/2009	6/2009	13/2009	15/2009	18/2009	19/2009	20/2009	40/2009	41/2009
$SiO_2$	47,5	49,5	49	60	50,7	44	39	39,1	47,9	47
$TiO_2$	1,27	0,97	1,1	0,93	1,3	1,06	0,88	0,97	0,96	0,8
$Al_2O_3$	19,2	20,2	18	16,5	19,2	8,5	8	9,07	18,6	18,2
$TFeO$	8,89	8,19	8,64	7,96	9,05	11,54	11,07	10,43	8,15	9,75
$MnO$	0,15	0,13	0,12	0,15	0,16	0,15	0,23	0,23	0,18	0,19
$MgO$	8,4	5,8	6,8	6,2	4,4	21,4	28,6	26	12	11,6
$CaO$	10,79	9,94	8,52	2,27	7,1	6,57	3,4	6,53	7,88	9,08
$Na_2O$	2,63	3,7	4,05	3,7	3,75	0,25	1,35	0,5	2,36	2,35
$K_2O$	0,27	0,54	1	1,25	1,45	0,12	1	0,5	0,85	0,85
$P_2O_5$	0,21	0,21	0,27	0,11	0,64	0,12	0,12	0,48	0,17	0,09
ппп	0,52	0,4	2,26	1,46	2,08	6,9	6,52	6,36	0,4	0,1
Сумма	99,53	99,58	99,96	100,53	99,53	100,75	100,17	100,17	99,4	100,01

Продолжение таблицы П.19

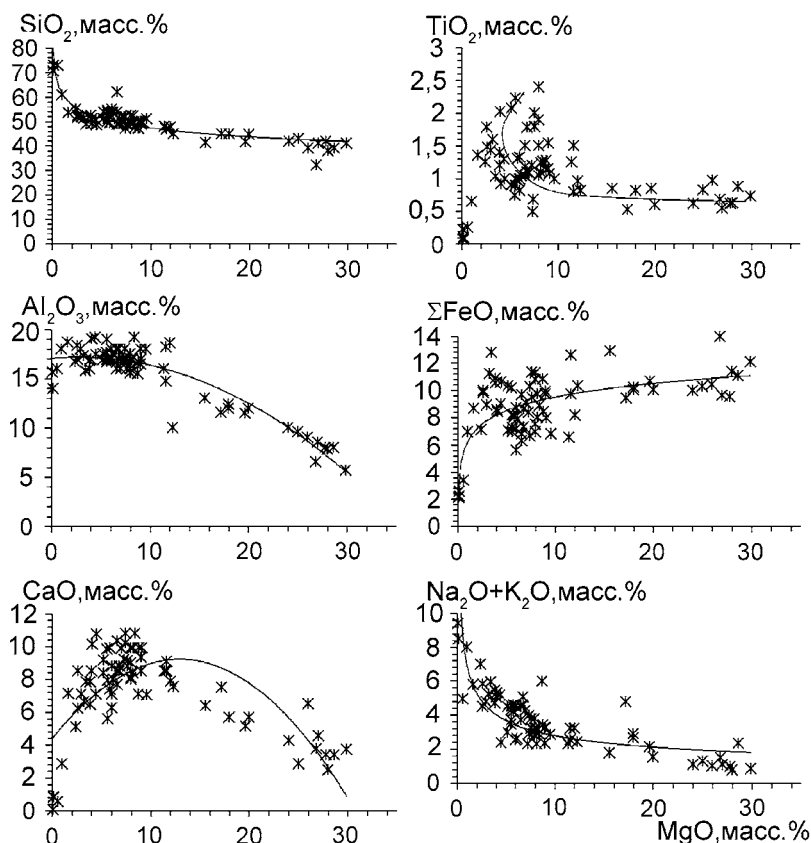
№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19
№ пробы	42/2009	44/2009	45/2009	Д <sub>1</sub> -6	Д <sub>1</sub> -40	Д <sub>1</sub> -44	Д <sub>1</sub> -46	Д <sub>1</sub> -065	Д <sub>1</sub> -108
SiO <sub>2</sub>	47	72	72	41,12	51,76	53,6	47,13	45,12	70,69
TiO <sub>2</sub>	1,5	0,33	0,33	0,74	1,48	1,36	0,68	0,53	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,76	14,5	15	5,71	18,38	18,69	16,74	11,54	15,63
TFeO	12,59	2,6	2,44	12,08	9,84	8,7	10,28	9,43	2,16
MnO	0,28	0,01	0,21	0,23	0,15	0,08	0,08	0,17	0,01
MgO	11,6	0,4	0,4	29,85	2,65	1,63	7,42	17,19	<0,1
CaO	8,52	0,8	0,8	3,74	6,22	7,15	10,23	7,51	0,08
Na <sub>2</sub> O	2,02	7	7	<0,1	4,98	4,93	3,84	4,4	8,61
K <sub>2</sub> O	0,5	0,5	0,54	0,76	0,85	0,88	0,15	0,39	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,5	0,17	0,25	0,084	0,453	0,696	0,096	0,052	0,043
ппп	0,2	0,9	1,2	4,5	1,84	1,14	2,64	4,44	0,97
Сумма	99,47	99,3	100,11	98,94	98,62	98,86	99,31	100,83	99,25

Примечание: 1–3, 5, 9–11, 17, 18 — габбро, габбро-долериты, долериты; 6–8, 14 — шприсгеймиты, пикритодолериты; 4, 15, 16 — пегматоидные габбродиориты; 12, 13, 19 — пегматоидные граниты.

Установлено, что спад количества MgO в породах, отражающий содержание в них оливина, происходит на фоне роста в породах содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и суммы щелочей (рис. П.24) с максимумом в габбро и габбродиоритах, обогащенных плагиоклазом. При этом дифференциация исходного магнезиального расплава сопровождалась снижением количества железа.

Данные химических анализов, кроме того, свидетельствуют, что ультраосновные породы содержат SiO<sub>2</sub> в пределах 32–43 мас. %. Магнезиальность этих пород  $MgO/(MgO + FeO + 0,85 \times Fe_2O_3) = 0,72–0,75$  для ультрабазитов относительно низкая. Это связано с первично высоким содержанием в них общего железа (до 10–14 мас. % FeO). Породы основного и среднего состава имеют нормальную щелочность натриевого и калий-натриевого типа. Породы III и IV фаз характеризуются субщелочным составом, они высокоглиноземистые. Магнезиальные габброиды II фазы низкотитанистые (TiO<sub>2</sub> 0,5–0,7 мас. %). Безрудные габброиды III фазы более титанистые, содержание TiO<sub>2</sub> составляет здесь 1,2–2,4 масс. %. Пегматоиды IV фазы имеют пониженное содержание титана (1–1,5 мас. % TiO<sub>2</sub>). Наиболее кислые породы (табл. П.19), представленные плагиогранитами пегматоидного облика, характеризуются самым резким преобладанием Na<sub>2</sub>O (до 8,6 мас. %) над K<sub>2</sub>O (0,5–0,8 мас. %).

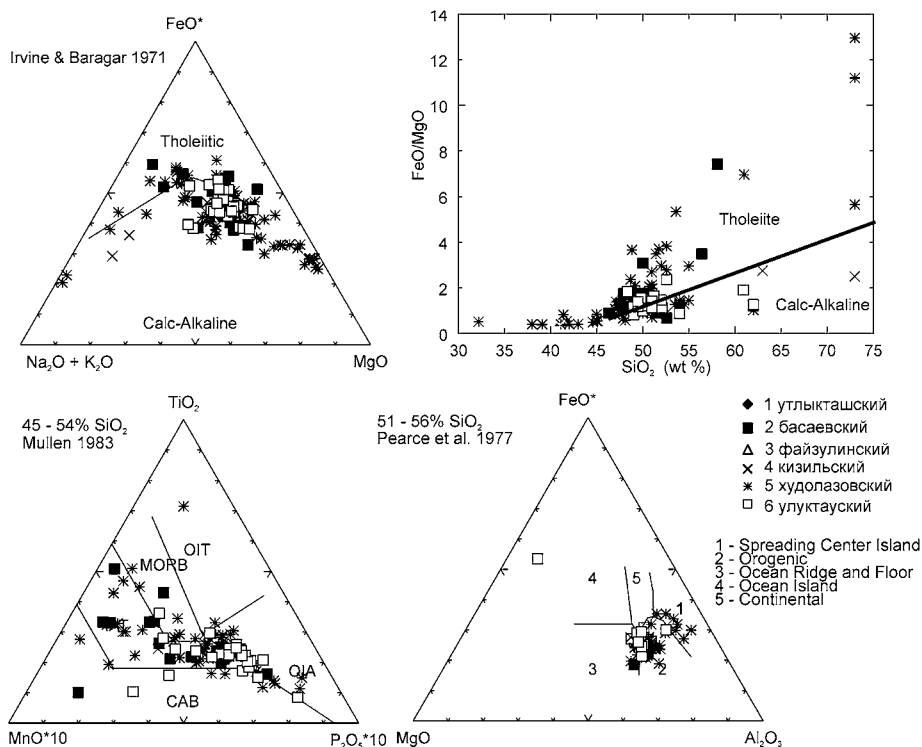
По соотношению в породах FeO/MgO — SiO<sub>2</sub> (рис. П.25), характеризующего составы пород толеитовых и известково-щелочных серий, ультраосновные породы и габброиды худолазовского комплекса ближе отвечают по-



**Рис. II.24.** Вариации содержаний петрогенных компонентов в зависимости от содержания  $\text{MgO}$  в породах худолазовского комплекса.

зиции толеитовых комплексов, чем известково-щелочных. Диаграмма же AFM свидетельствует, что эволюция габброидных и гранитоидных пород худолазовского комплекса происходит вначале по толеитовому, а затем и по известково-щелочному тренду. На классификационной диаграмме [Mullen, 1983] породы худолазовского комплекса попадают в поле островодужных толеитов (поле IAT), а на классификационной диаграмме [A classification..., 1989] — преимущественно в поле базальтов.

На харкеровских диаграммах (рис. II.26) породы худолазовского комплекса по соотношениям  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}/\text{SiO}_2$  и другим образуют практически единые тренды эволюции с породами (габброидами и гранитоидами) других комплексов Худолазовской мульды. На этот магнезиальный тренд попадают и породы фэйзуллинского комплекса. В то же время толеитовые габброиды утлыкташского комплекса в Худолазовской мульде имеют заметно более низкие содержания  $\text{CaO}$  и особенно  $\text{MgO}$  на фоне существенно более высоких содержаний в породах оксидов титана и железа, марганца и фосфора.



**Рис. П.25.** Классификационные диаграммы [Irvine, Baraga, 1971; Mullen, 1983 и др.] для комплексов пород Худолазовской мульды. Комплексы: 1 — басаевский, 2 — кизильский, 3 — худолазовский, 4 — улугуртауский.

Необходимо отметить наличие прямо пропорционального тренда между содержаниями кремнезема, кальция и алюминия в магнезиальных породах худолазовского комплекса. В габброидах, завершающих этот тренд (т.е. в породах с содержанием SiO<sub>2</sub> до 50 мас. %), содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO становятся максимальными. Содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьируют здесь в диапазоне 16–20 мас. %, а CaO — в диапазоне 8–12 мас. %. Затем начиная от этих кварцсодержащих габброидов и габбродиоритов дальнейший рост содержаний кремнезема в породах (диоритах и гранитах) сопровождается уже резким снижением содержаний CaO, TiO<sub>2</sub>, FeO, тогда как содержание глинозема снижается менее значительно (на 2–3 мас. %), оставаясь в гранитах на уровне 16 мас. %. Кварцсодержащие габброиды в точке инверсии петрохимического состава этого комплекса характеризуются также максимальным диапазоном, в котором варьирует содержание титана 1–2,5 мас. % и фосфора 0,1–0,7 мас. %. Содержания MgO, FeO, MnO относительно SiO<sub>2</sub> образуют иную зависимость — с обратно пропорциональным трендом соотношений во всем диапазоне содержаний кремнезема.

Индикаторными геохимическими признаками высокомагнезиальных (богатых оливином) никеленосных ультрабазитов этого комплекса (шприсгеймитов и др.) (табл. П.20) являются высокие содержания Cr (940–1340 г/т)



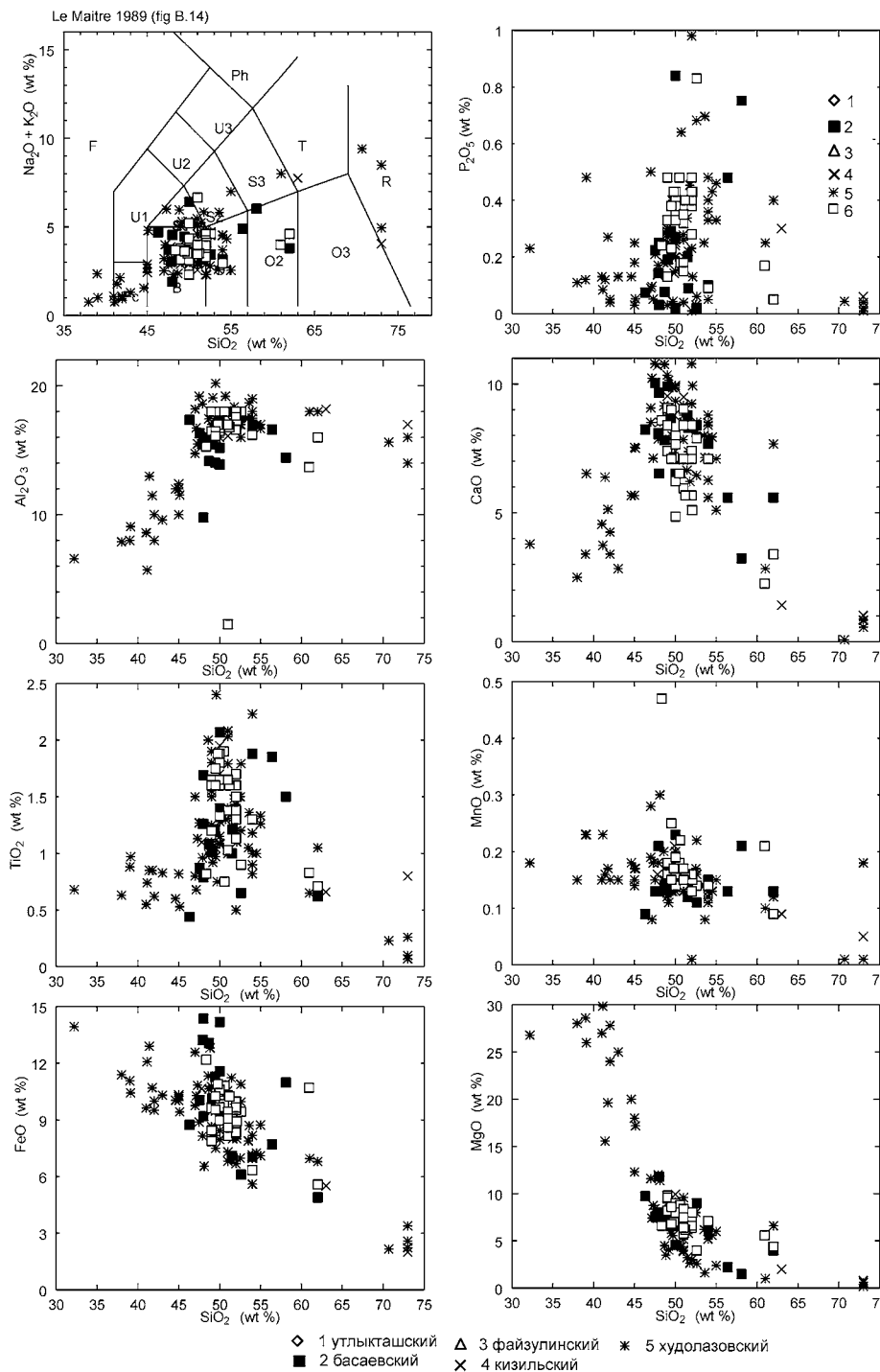


Рис. II.26. Классификационная диаграмма [A classification..., 1989] и Харкеровские диаграммы для комплексов пород Худолазовской мульды.

и Ni (990–1060 г/т) при сравнительно невысоком содержании титана (0,7–1,0 мас. %). Здесь существует различие между рудоносными и безрудными габброидами по содержанию сидерофилов — Ni, Co, Cr, со спадом содержания Cr, Ni и Co от первой фазы к четвертой и далее к пегматитам, на фоне роста в породах содержания Ti и Sc (рис. II.27). Для меди корреляция с Cr, Ni, Co не характерна. Ni/Co отношение в ультрабазитах и базитах худолазовского комплекса является наиболее высоким. В рудоносных оно составляет 10, в нерудоносных базитах снижается до 1–3,5. В конформных базитовых комплексах ЗМП это отношение существенно ниже, в утыкташском 0,3–0,6, в фэйзуллинском 0,47–0,7, свидетельствуя о нарастающей специализации комплексов Худолазовской мульды на Cu-Ni оруденение.

**Таблица II.20**

Содержание микроэлементов (г/т) в породах перидотит-габбро-диорит-гранитной серии худолазовского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ пробы	3/2009	4/2009	6/2009	13/2009	15/2009	18/2009	19/2009	20/2009	40/2009	41/2009
Sc	14,22	13,17	7,62	2,39	8,32	8,66	7,41	7,49	13,94	18,36
V	143,36	129,77	135,16	10,27	117,88	96,91	81,07	86,62	130,7	106,8
Cr	47,18	32,88	280,99	31,58	4,89	735,8	942,71	657,72	116,36	227,21
Co	23,9	29,68	32,35	2,29	13,36	89,08	99,91	97,72	31,64	53,33
Ni	22,88	35,58	70,35	5,44	2,48	849,7	1002,97	1063,46	56,93	172,43
Cu	53,36	71,74	42,72	13,5	9,04	84,99	70,64	45,27	45,29	43,81
Zn	52,58	51,93	51,94	313,48	49,26	57,72	56,75	57,58	51,5	46,18
Rb	13,05	11,97	14,83	60,72	2,78	0,96	33,09	25,43	4,83	2,67
Sr	719,68	761,33	631,84	16,84	692,6	49,63	120,51	44,23	608,73	548,02
Y	15,77	12,64	10,4	100,72	24,4	10,88	8,76	10,36	13,17	8,27
Zr	111,21	71,24	46,66	540,01	98,47	71,46	62,49	61,96	63,51	37,69
Nb	7,95	6,87	6,63	27,57	5,03	1,62	1,29	1,45	2,69	1,92
Cs	1,18	0,42	0,77	0,26	0,18	0,45	16,15	10,76	0,29	0,28
Ba	215,43	232,53	249,52	171,75	32,98	16,57	23,91	11,14	125,57	68,13
La	13,32	15,14	10,79	57,54	16,4	4,29	3,49	3,75	8,19	4,41
Ce	29,62	32,97	23,36	127,04	38,33	12,66	10,36	11,55	18,8	10,11
Pr	3,52	3,78	2,62	15,85	4,73	1,79	1,45	1,67	2,3	1,3
Nd	14,67	15,2	10,78	66,66	20,94	8,5	6,69	7,85	10,05	5,82
Sm	3,11	3,01	2,21	15,56	4,87	2,06	1,68	1,99	2,33	1,49
Eu	1,13	1,02	0,8	3,08	1,66	0,78	0,61	0,62	0,89	0,65
Gd	3,1	2,7	2,13	16,26	5,05	2,2	1,77	2,16	2,66	1,68
Tb	0,47	0,4	0,32	3,01	0,78	0,34	0,28	0,34	0,42	0,27
Dy	3,17	2,64	2,16	20,62	5,34	2,31	1,87	2,25	2,86	1,8
Ho	0,64	0,53	0,44	4,23	1,05	0,47	0,38	0,45	0,58	0,37
Er	1,82	1,47	1,22	12,57	2,86	1,31	1,03	1,2	1,61	1,01
Tm	0,26	0,21	0,17	1,9	0,4	0,18	0,15	0,17	0,23	0,14
Yb	1,74	1,31	1,12	12,55	2,58	1,21	0,98	1,13	1,53	0,95

Lu	0,26	0,2	0,18	1,84	0,38	0,18	0,15	0,17	0,24	0,13
Hf	2,36	1,68	1,33	12,47	2,33	1,62	1,31	1,38	1,57	0,93
Ta	0,45	0,39	0,41	1,84	0,31	0,13	0,09	0,11	0,15	0,09
Pb	7,5	5,15	5,19	34,58	5,99	1,26	1,37	0,78	4,11	2,31
Th	2,23	2,31	3,14	11,18	2,85	0,28	0,24	0,26	1,2	0,81
U	0,91	0,36	0,29	3,09	0,47	0,15	0,1	0,09	0,39	0,26

*Продолжение таблицы II.20*

№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19
№ пробы	42/2009	44/2009	45/2009	Д <sub>1</sub> -6	Д <sub>1</sub> -40	Д <sub>1</sub> -44	Д <sub>1</sub> -46	Д <sub>1</sub> -065	Д <sub>1</sub> -108
Sc	68,82	н/о	2,89	15,25	33,68	22,22	14,76	16,18	0,3
V	227,93	4,42	6,33	81,71	337,26	148,13	91,4	79,91	10,16
Cr	42,89	10,44	9,77	1522,34	28,44	10,38	160,31	497,18	4,49
Co	30,63	1,29	1,21	106,9	36,99	17,35	38,97	57,66	1,08
Ni	21,11	2,37	8,69	1203,14	17,3	7,03	94,06	293,82	10,49
Cu	19,34	10,67	31,87	212,4	40,22	29,45	72,96	56,35	18,89
Zn	76,46	4,4	53,09	74,33	298,33	136,85	42,08	37,26	0
Rb	7,97	7,14	5,86	29	27,23	17,72	2,96	10,02	1,76
Sr	317,9	101,54	116,68	141,14	1227,57	712,32	353,02	261,08	6,02
Y	40,99	10,16	24,23	12,05	70,07	50,59	11,07	8,07	2,21
Zr	90,73	158,94	136,28	94,89	346	100,36	41,26	34,69	419,22
Nb	5,7	11,82	10,93	1,97	10,9	11,13	1,12	0,8	11,14
Cs	0,11	0,1	0,17	8,45	0,41	0,35	0,22	8,73	0,19
Ba	94,69	108,74	210,84	13,12	607,84	325,97	38,86	37,2	48,2
La	8,91	24,5	20,97	2,38	32,64	27,72	3,36	2,19	18,72
Ce	27,83	53,96	49,35	7,14	87,74	74,86	10,5	6,38	34,14
Pr	4,51	5,91	6,12	1,14	12,35	10,17	1,65	0,96	3,95
Nd	24,74	21,45	24,59	6,47	55,83	45,08	7,71	4,72	13,26
Sm	7,72	3,78	4,83	1,85	13,53	10,46	2,07	1,36	1,93
Eu	2,57	0,78	1,73	0,78	4,94	3,37	0,89	0,6	0,19
Gd	9,51	2,62	4,31	2,48	14,41	10,56	2,13	1,5	1,35
Tb	1,48	0,35	0,68	0,36	2,2	1,61	0,35	0,25	0,13
Dy	9,78	2,17	4,3	2,34	13,87	9,94	2,2	1,61	0,61
Ho	1,92	0,48	0,9	0,48	2,8	2,03	0,45	0,33	0,11
Er	5,07	1,35	2,67	1,36	8,49	5,93	1,36	0,98	0,33
Tm	0,67	0,25	0,44	0,19	1,16	0,8	0,19	0,13	0,05
Yb	4,15	1,99	2,97	1,23	7	4,91	1,2	0,88	0,33
Lu	0,59	0,32	0,49	0,19	1,05	0,73	0,18	0,12	0,06
Hf	2,93	5,04	4	1,99	7,81	3,46	1,24	0,95	11,54
Ta	0,38	1,13	0,76	0,15	1,19	0,88	0,33	0,18	1,23
Pb	2,28	2,63	1,26	1,34	10,41	5,74	1,94	1,04	0,02
Th	0,98	5,3	3,96	0,24	2,81	2,14	0,21	0,19	2,08
U	0,22	1,77	1,51	0,09	0,82	0,9	0,08	0,08	1,31

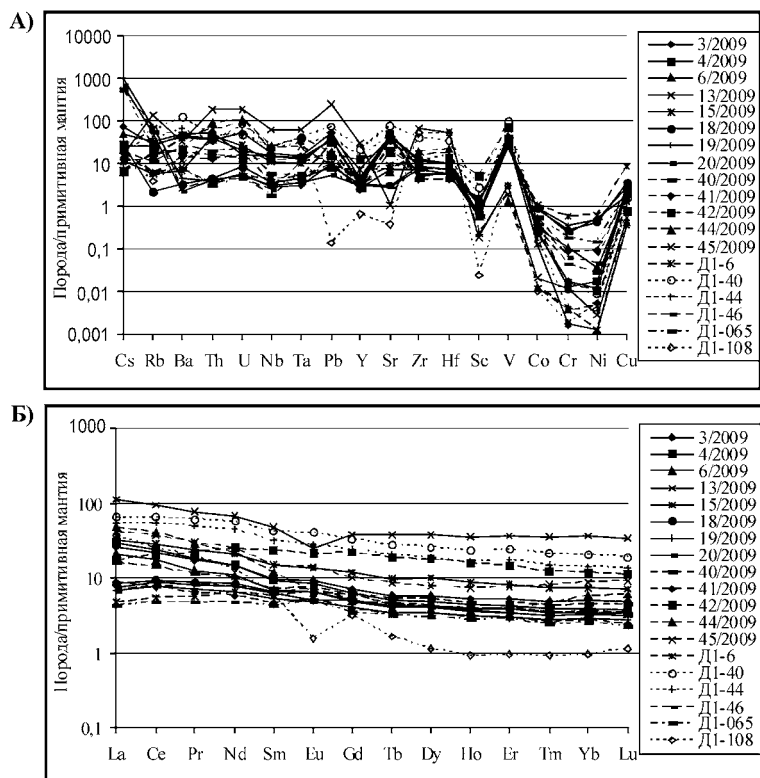
*Примечание:* 1–3, 5, 9, 17, 18 — габбродиориты; 4, 15, 16 — диориты; 6–8, 14 — шпрингиты; 10, 11 — габбро; 12, 13, 19 — плагиограниты.

Данные табл. П.20 также свидетельствуют о том, что на фоне спада от ранних фаз к поздним содержаний сидерофильных и халькофильных элементов, отражающих интенсивность дифференциации расплавов в гомодромной серии пород худолазовского комплекса, наблюдается существенный рост содержаний несовместимых ВЗЭ (Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Pb, TR) и КИЛЭ (Ba, Sr, Rb, Th). Максимум их концентраций наблюдается в поздних тонкозернистых долеритах и низкомагнезиальных пегматоидах основного состава. Это указывает на накопление этих элементов совместно с титаном и фосфором в процессе дифференциации.

Породы ультраосновного состава по геохимическому спектру элементов на спайдерграмме рис. П.27 близки к более поздним базитам худолазовского комплекса с относительно равномерным распределением в тех и других как крупноионных литофильных, так и высокозарядных элементов, при общем повышенном их содержании. Аномалия Nb-Ta в породах отсутствует. Контуры кривых распределения несовместимых элементов в этих породах практически идентичны, а содержания в ультрабазитах таких элементов, как Y, Zr, Hf, Pb, Ta, Nb, Ba, Th, Rb, на порядок ниже, чем в базитах поздних фаз. Вместе с тем в ультрабазитах существенно выше содержание Cs, тогда как Sc, Co, Cr, V, Ni и Cu на спайдерграмме образуют резкие отрицательные аномалии. Высокое содержание Cs (до 10–16 г/т) в ультрабазитах на фоне относительно низких содержаний других КИЛЭ элементов (Rb, Th, Sr, Ba) демонстрирует существенную роль мантийно-корового взаимодействия, а именно контаминацию исходной магнезиальной мантийной магмы, близкой к внутриплитному типу, осадочными и другими Cs-содержащими породами континентальной коры.

Состав РЗЭ в породах худолазовского комплекса фракционирован слабо. Наблюдается общий рост суммы РЗЭ от ультрабазитов к габброидам III фазы и пегматитам основного состава со сменой слабой положительной аномалии европия — на отрицательную в некоторых долеритах III фазы (рис. П.26Б). Среди диорит-пегматитов IV фазы встречаются разности с более дифференцированным спектром РЗЭ и наиболее значительной отрицательной аномалией Eu. La/Yb отношение увеличивается здесь до 57, против обычного отношения (4–10) в других породах. Это определяется, по видимому, наиболее низкой температурой кристаллизации таких пород и их повышенной флюидонасыщенностью.

*Минеральный состав* плагиогранитов представлен плагиоклазом (45–60 %), кварцем (до 15 %), кальцитом (до 6 %), хлоритизированной роговой обманкой (до 5 %), мусковитизированным или хлоритизированным биотитом (до 5 %), лимонитизированным пиритом (1–3 %), апатитом (до 2 %). Плагиоклаз чаще всего альбитизирован. Он образует идиоморфные зерна размером 0,3–5,4 мм. Они пелитизированы и серицитизированы. Некоторые кристаллы интенсивно хлоритизированы и карбонатизированы. Кварц представлен мелкими, реже средними ксеноморфными кристаллами. Он обычно прозрачно чистый, иногда содержит мельчайшие включения. Иногда кварц образует довольно крупные пойкилитовые зерна с включениями

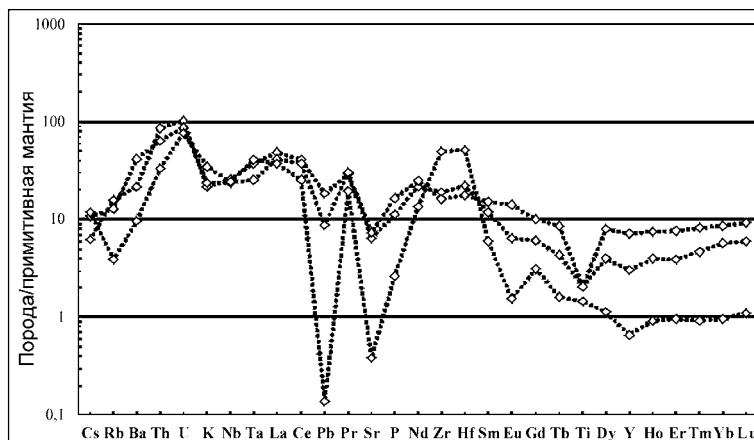


**Рис. II.27.** Спайдерграмма распределения примесных элементов в худолозовском комплексе: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

Примечание: см. табл. II.10.

плагиоклаза. Хлорит образует псевдоморфозы по роговой обманке, иногда по биотиту. Реликты этих первичных мафических минералов сохранены фрагментарно. По биотиту часто развиты магнетит-хлоритовые псевдоморфозы, которые сами позднее лимонитизированы. Кальцит образует жеодовые агрегаты размером до 1 мм с включениями хлорита, апатита. Встречается мелкий лейкоксенизированный рудный минерал (вероятно, ильменит размером до 0,7 мм) и апатит в виде включений в кварце, плагиоклазе и др. минералах.

**Химический состав плагиогранитов.** По соотношению нормативных минералов химический состав плагиогранитов отвечает трондьемитам.  $FeO_t/CaO$  отношение в них повышенное (7,1), а коэффициент  $Fe\#$  (167–242) очень высокий, характерный кислым расплавам океанических «горячих точек». Титанистость довольно низкая и не превышает 0,3 мас. %. Фосфористость пониженная ( $P_2O_5$  0,01–0,04 мас. %). Отношение  $TiO_2/P_2O_5$  составляет около 4,7. Магнезиальность  $Mg\#$  варьирует в пределах 4–12. Количество  $Al_2O_3$  в породах высокое,  $Al\# = 2-7$ ,  $ASI = 1,44-1,65$ . Важнейшей петрохими-



**Рис. П.28.** Диаграмма нормированного распределения примесных элементов в плагиигранитах.

ческой особенностью этих пород является исключительный их натровый тип щелочности, при общем умеренно-щелочном составе:  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  отношение в гранитоидах составляет 11–84. Химический состав пород приведен в табл. П.19.

Распределение многих редких примесных элементов здесь крайне неравномерное. На спектрах их распределения выявляются максимумы Th-U и Zr-Hf (рис. П.28). Распределения Pb, Sr выражаются неравномерными минимумами. Концентрации Cs, Rb, Ba также понижены. Суммарное содержание РЗЭ составляет в среднем 130 г/т, что значительно ниже в сравнении с диоритоидами IV фазы худолазовского комплекса.

Распределение РЗЭ в породах характеризуется неравномерностью с широким диапазоном значений  $\text{La}_n/\text{Yb}_n$  отношения: 4,6–33,4. Также сильно варьирует значение европиевой аномалии: от 0,36 до 1,16.

### П.3.2. Флюидный режим и рудный потенциал худолазовского комплекса

Апатиты худолазовского комплекса (табл. П.21, рис. П.20) отличаются от апатитов предшествующего басаевского комплекса в Худолазовской мульде не только более высокими содержаниями сульфатной серы (до 0,30–0,65 мас. %) при пониженном количестве фтора, но и существенно более высокими содержаниями хлора. В апатитах оливинового габбро массива Акси-нья (проба Д<sub>1</sub>-065) содержание хлора достигает 1,5 мас. % при содержании сульфатной серы 0,1–0,3 мас. % и минимальном содержании фтора 0,5–0,8 мас. %. В шригеймите апатиты (проба Д<sub>1</sub>-83) содержат наиболее высокие содержания  $\text{SO}_3$  (0,30–0,65 мас. %) при росте количества фтора (1–

1,5 мас. %) и при содержании Cl 0,1–0,2 мас. %. Апатит в пегматоидных габбродиоритах Туркменевского участка (пробы Д<sub>1</sub>-40 и Д<sub>1</sub>-40а) характеризуется наиболее высоким содержанием фтора (до 2.10 мас. %) при снижении количества сульфатной серы (менее 0,2 мас. %) и хлора (0,4 мас. % и менее). Такой состав апатита в габбродиоритах и диоритах Туркменевского участка уже соответствует модели кристаллизационной дифференциации, обогащенной хлором базитовой магмы (типа оливинового габбро массива Аксинья).

В породах с Cu-Ni сульфидным оруденением содержание сульфатной серы в апатитах существенно снижается (до 0,01–0,1 мас. %). Это определяется снижением потенциала кислорода и массовой кристаллизацией сульфидных минералов.

Охарактеризованное выше различие в составах апатита (по соотношениям Cl, F и SO<sub>3</sub>) в шприсгеймите и в оливиновом габбро массива Аксинья может рассматриваться как возможный признак проявления жидкостной несмеси-мости (гетерогенизации) исходного водно-солевого хлоридно-сульфатного флюида на концентрированный сульфатный раствор и на концентрированный хлоридный раствор с примесью сульфатов [Валяшко, 2009; Валяшко, Урусова, 2010; Боровиков и др., 2015]. Соответственно, можно предположить, что оливиновое габбро формировалось при участии более богатого хлором флюида, а в шприсгеймите флюид имел уже более сульфатный состав. По данным экспериментальных исследований [Боровиков и др., 2015], характеризующих поведение рудных элементов в гетерофазных сверхкритических окисленных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных флюидах (при изменении давления), установлено, что снижение давления приводит к перераспределению рудных элементов (Fe, Cu, Mo, Zn и др.) в пользу хлоридной фазы, а Ni и Co — к концентрированию в карбонатно-сульфатной фазе, образующейся при гетерогенизации таких сложных по составу флюидов.

Более детальная характеристика разновременных генераций апатита и существующих с ними минералов (породообразующих, акцессорных и др.) в различных по составу породах худолазовского комплекса приведена в специальной работе [Холоднов и др., 2015]. Здесь, в частности, показано, что все основные морфологические разновидности и генерации апатита в шприсгеймите варьируют, главным образом, по содержанию серы (от 0,25 до 0,65 мас. %). Это происходит практически независимо от того, образуют ли они многочисленные мелкие включения в разных минералах: в плагиоклазе № 65–70, в богатом TiO<sub>2</sub> амфиболе-керсутите, в биотите, серпентинизированном оливине или представлены крупными иглообразными кристаллами.

В апатитах шприсгеймитов и других пород с наиболее высокими содержаниями серы снижается содержание фосфора (до 39–40 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, против 41 мас. %) — (табл. II.21), но увеличивается содержание SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O. Это определяется изоморфизмом серы с фосфором, с компенсацией зарядов через входжение в структуру апатита одновременно с серой (S<sup>6+</sup> — в позицию P<sup>5+</sup>) ионов натрия (Na<sup>+</sup> в позицию Ca<sup>2+</sup>) и кремнезема (Si<sup>4+</sup> в позицию P<sup>5+</sup>).

Таблица П.21

Состав апатита (мас. %) в породах худолазовского комплекса

№п.п.	CaO	SrO	BaO	FeO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F	Cl	SO <sub>3</sub>	Total
1	54,48	0,1	0,24	0,36	0,09	0,04	42,48	0,04	0,01	1,93	0,26	0,02	100,05
2	54,23	0,11	0,38	0,35	0,1	0	41,66	0,3	0	1,95	0,16	0,15	99,41
3	54,76	0,15	0	0,46	0,1	0	41,98	0,19	0	2,04	0,4	0,11	100,19
4	54,7	0,15	0	0,55	0,13	0,01	42,02	0,17	0,01	2,05	0,33	0,03	100,15
5	54,33	0,07	0,04	0,37	0,11	0	42,01	0,25	0,02	2,00	0,15	0,12	99,47
6	54,81	0,12	0	0,25	0,09	0,04	41,56	0,17	0,01	1,94	0,28	0,05	99,31
7	54,57	0,15	0	0,34	0,08	0	42,06	0,27	0	1,86	0,17	0,11	99,61
8	54,19	0,08	0	0,45	0,08	0,03	41,94	0,14	0	1,86	0,21	0,01	99
9	54,5	0,09	0,08	0,51	0,12	0	41,82	0,12	0	2,01	0,17	0,07	99,49
10	54,62	0,1	0	0,5	0,08	0,03	41,67	0,25	0,03	1,98	0,16	0,21	99,64
11	54,19	0,09	0	0,98	0,13	0,03	40,66	0,25	0	2,09	0,15	0,15	98,74
12	54,78	0,08	0,2	0,59	0,09	0,04	41,38	0,18	0,02	2,21	0,21	0,01	99,8
13	54,77	0,14	0	0,48	0,14	0,01	41,81	0,14	0	1,99	0,21	0,03	99,72
14	54,64	0,06	0,01	0,67	0,15	0,04	41,57	0,26	0	2,15	0,44	0	99,99
15	54,46	0,08	0	0,3	0,07	0,02	40,78	0,4	0,02	1,76	0,44	0,17	98,48
16	54,68	0,11	0,05	0,34	0	0	41,5	0,27	0,01	1,89	0,35	0,12	99,31
17	54,47	0,13	0,06	0,26	0,07	0,07	41,45	0,21	0,02	1,89	0,36	0,01	98,99
18	54,82	0,05	0	0,21	0,09	0,03	41,67	0,16	0,01	1,94	0,25	0,06	99,29
19	54,67	0,07	0,01	0,34	0,15	0	41,69	0,2	0,01	1,77	0,27	0,08	99,25
20	53,55	0,03	0,03	0,72	0,1	0,25	41,28	0,08	0,01	0,5	1,47	0,28	98,29
21	54,11	0,07	0,03	0,49	0,05	0,07	41,19	0,03	0,02	0,54	1,54	0,12	98,26
22	52,3	0,11	0	0,53	0,06	0,42	40,48	0,2	0	0,49	1,53	0,29	96,41
23	53,88	0,05	0,09	0,81	0,11	0,13	40,95	0,12	0,03	0,52	1,51	0,19	98,39
24	53,97	0,05	0	0,35	0,08	0,1	40,44	0,35	0,01	0,75	0,67	0,28	97,05
25	54,13	0,05	0	0,71	0,02	0,14	40,93	0,15	0,02	0,74	0,66	0,23	97,78
26	53,01	0,07	0,01	0,36	0,07	0,21	41,27	0,25	0	1,35	0,2	0,37	97,18
27	52,85	0,08	0	0,69	0	0,28	39,56	0,65	0,02	1,13	0,11	0,64	96,02
28	50,26	0,02	0	1,04	0	0,18	39,08	2,21	0,37	0,99	0,07	0,53	94,75
29	53,81	0,12	0,01	0,4	0,05	0,21	40,85	0,38	0	1,27	0,11	0,5	97,69
30	53,35	0,09	0	0,37	0,07	0,16	40,9	0,29	0	1,48	0,12	0,33	97,16
31	53,71	0,07	0	0,38	0,11	0,2	40,8	0,36	0	1,07	0,17	0,4	97,26
32	53,67	0,11	0,29	0,53	0,11	0,21	40,52	0,36	0,01	1,05	0,13	0,42	97,4
33	52,74	0,14	0,18	0,44	0,05	0,17	41,05	0,17	0	1,13	0,18	0,25	96,48
34	52,83	0,08	0,17	0,39	0,07	0,18	40,7	0,45	0	1,16	0,16	0,54	96,73
35	55,05	0,07	0	0,61	0,04	0,01	42,1	0,23	0	1,65	0,32	0,03	100,12
36	53,98	0,08	0,02	0,54	0,05	0	40,98	1,58	0,16	1,95	0,38	0,07	99,8
37	53,05	0,11	0,09	0,53	0,05	0,15	39,77	1,93	0,52	2,13	0,33	0,07	98,74
38	55,09	0,11	0,14	0,58	0,11	0,03	41,74	0,4	0,01	1,92	0,36	0,06	100,55



№п.п.	CaO	SrO	BaO	FeO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F	Cl	SO <sub>3</sub>	Total
39	54,85	0,09	0	0,45	0,06	0,01	41,79	0,63	0,02	1,78	0,3	0,1	100,08
40	54,42	0,05	0	0,72	0	0,02	41,36	0,3	0,01	1,61	0,48	0,05	99,02
41	54,4	0,09	0	0,3	0,08	0,01	41,22	0,53	0,05	2,08	0,36	0,09	99,22
42	55,09	0,04	0,01	0,06	0,08	0,04	42,07	0,27	0,04	1,95	0,32	0,01	99,99
43	54,76	0,03	0,14	0,27	0,06	0,04	41,55	0,56	0,11	1,83	0,26	0,02	99,64
44	54,58	0,08	0,15	0,73	0,08	0,01	41,51	0,35	0,04	1,83	0,33	0,03	99,72
45	54,87	0,06	0	1,07	0,04	0	41,94	0,25	0,01	1,55	0,4	0,03	100,22
46	54,22	0,04	0,04	0,34	0,08	0,02	41,01	0,54	0,05	1,73	0,36	0,07	98,49
47	54,28	0,05	0,08	0,39	0,11	0,03	41,46	0,55	0,06	1,84	0,35	0,08	99,29

Примечание: худолазовский комплекс: 1–18 — габбродиорит, 19–25 — оливиновое габбро, 26–34 — шприсгеймит, 35–47 — породы с Cu-Ni оруденением.

В оливиновом габбро массива Аксинья апатит образует две последовательные генерации (табл. II.21), которые характеризуют этапы кристаллизации как самого апатита, так и минералов, его включающих. Первая ранняя генерация имеет наиболее высокие содержания хлора (до 1,50 мас. %) при содержании серы 0,1–0,3 мас. % и низкой концентрации фтора 0,5–0,6 мас. %. Апатит этой генерации образует включения (табл. II.21, ан. 21) в ранних высокотемпературных роговых обманках, богатых глиноземом и титаном, или ассоциирует с первичным, богатым титаном биотитом, и с ранним высокотемпературным, богатым железом, ильменитом. Вторая поздняя генерация апатита с содержанием хлора 0,65–0,7 мас. % при росте количества фтора до 0,75 мас. % и с тем же содержанием серы 0,2–0,3 мас. %, преимущественно ассоциирует уже с поздними вторичными минералами (тремолитом, актинолитом и др.).

Таким образом, данные по химическому составу апатита свидетельствуют о том, что материнский расплав для оливинового габбро на раннем этапе кристаллизации был наиболее богат хлором. Концентрации хлора на этом этапе резко преобладали над содержанием окисленной серы с отношением в апатите  $Cl/SO_3 = 7,5$ . На поздне- и постмагматическом этапах флюид характеризовался значительно более низкими содержаниями хлора, что отражает снижение в апатите отношения  $Cl/SO_3$  до 2,5.

В пегматоидном габбродиорите, который характеризует одну из поздних фаз худолазовского комплекса, рассекающих сульфидоносные породы, апатит присутствует в значительном количестве. Это определяется высоким содержанием здесь фосфора (0,45 мас. %). Наиболее ранний игловидный апатит в этих породах характеризуется здесь самым низким количеством фтора (1,76 мас. %) при повышенном содержании хлора (0,44 мас. %) и содержанием серы 0,17 мас. %. В нем наблюдается повышенное количество кремнезема (0,40 мас. %). Апатит, образующий включения в раннем высокотемпературном (Т кр. 780 °С, Р 7,7 кбар), богатом TiO<sub>2</sub> амфиболе (чермаките), также имеет сравнительно высокое содержание хлора (0,3–0,4 мас. %), но уже при повышенном содержании и фтора (2,05 мас. %) и меньшем количе-

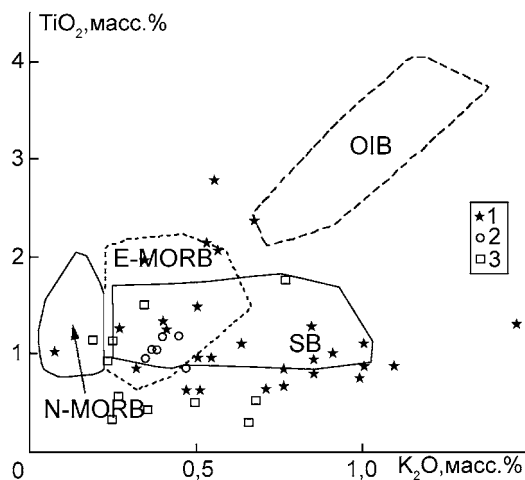
стве серы (0,03–0,11 мас. %). Этот апатит имеет более высокое содержание железа (0,45–0,55 мас. %). В апатите из включений в межзерновом плагиоклазе № 15–27 содержание серы варьирует от 0,06 до 0,15 мас. % при пониженном количестве хлора (0,15–0,25 мас. %) и содержании фтора до 1,9–2,0 мас. %. В поздней низкотемпературной (Т кр. 655 °С) и железистой (f 76 %), но бедной глиноземом и титаном роговой обманке включения апатита содержат уже меньше хлора (0,17–0,21 мас. %) при содержании фтора 1,86–2 мас. %. На стыке зерен позднего плагиоклаза и амфибола апатит в одних случаях ближе по составу к апатиту, образующему включения в межзерновом плагиоклазе, в других — к включениям апатита в амфиболе.

Проведенные исследования флюидного режима магматических комплексов ЗМП показали, что для пород худолазовского комплекса, специализированного на Cu-Ni оруденение, характерны апатиты (в шприсгеймите и оливиновом габбро) с наиболее высокими содержаниями сульфатной серы (до 0,65 мас. %) и хлора (до 1,50 мас. %). Дополнительным критерием такой специализации будет наличие в породах собственных сульфидных минералов богатых Cu, Ni, Co. Металлогеническая специализация пород худолазовского комплекса на медно-никелевое оруденение подтверждается и геохимическими особенностями: высокими содержаниями Ni (990–1060 г/т), Cr (940–1340 г/т), Co (97–99 г/т) в богатых оливином магнезиальных породах, локализованных в нижних придонных частях грубооблаженных пикродолеритовых интрузий.

### **II.3.3. К вопросу о природе магматического источника худолазовского комплекса**

Проявление более сложного по составу и интенсивности процессов дифференциации магматизма худолазовского комплекса вслед за формированием конформных интрузий базитов в синклинальных структурах (мульдах) ЗМП отражает новый этап тектонических процессов. Как показано выше, размещение массивов худолазовского комплекса контролируется сложной системой разнонаправленных разломов. Связь с разрывной тектоникой определяет морфологию и пространственную позицию интрузий. Как правило, отдельные интрузии худолазовского комплекса — это сильно вытянутые дайкообразные и жилообразные или удлиненно-эллипсоидальные тела. Иногда они имеют угловатые формы в плане, что определяется разломной тектоникой с очень крутыми практически вертикальными контактами. Наиболее плотная сеть интрузий находится в центре Худолазовской мульды. Еще одна особенность строения интрузий — ярусное размещение интрузивных тел. В целом геолого-структурные данные указывают на связь интрузий худолазовского комплекса с областью локального растяжения сдвиго-раздвиговой природы [Салихов и др., 2012], проявившегося на рубеже визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона.

Разнообразие пород и их геохимических характеристик отражает интенсивность дифференциации исходной магмы как на месте локализации интрузий.



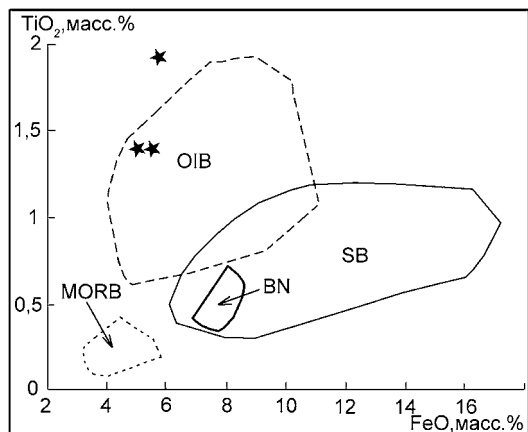
**Рис. II.29.** Диаграмма  $K_2O-TiO_2$ , по [Симонов и др., 2004], для средних, основных и ультраосновных пород.

Условные обозначения: 1 — худозавский комплекс, 2 — Микчангдинский массив, по [Криволуцкая и др., 2009], 3 — Норильская группа интрузий, по [Рябов и др., 2000].

Поля составов базальтов: OIB — океанических островов, E-MORB — обогащенных пород срединно-океанических хребтов, N-MORB — нормальных срединно-океанических хребтов, SB — толеитовых ассоциаций Сибирской платформы.

зий, так и в глубинных условиях, по-видимому, в промежуточных камерах [Салихов и др., 2012]. О последнем свидетельствует разнообразие состава и строения интрузивных тел в составе худозавского комплекса. Дифференциация расплавов (in situ) проявляется при формировании расслоенных и зонально-дифференцированных интрузий. Именно с таким типом расслоенных (бускунский тип) интрузий связано наиболее крупное сульфидное Cu-Ni оруденение. В расслоенных телах верхняя их часть представлена более лейкократовыми пироксен-роговообманковыми разновидностями габброидов вплоть до появления здесь лейкократовых габбро, габбродиоритов, габбро-пегматитов, даек кварцевых диоритов и гранитов. Сульфидная минерализация в основном концентрируется в нижних частях расслоенных тел, в обогащенных оливином меланократовых основных и ультраосновных породах.

Ниже на ряде диаграмм отражены основные геохимические особенности пород худозавского комплекса, характеризующие геодинамическую обстановку, природу магматических источников, а также роль процессов дифференциации и мантийно-корового взаимодействия. По соотношениям содержания  $K_2O$  и  $TiO_2$  в габброидах (рис. II.29) худозавский комплекс сопоставим с траппоидным магматизмом. Например, он близок к рудоносным интрузивным комплексам Норильского района [Рябов и др., 2000] и Микчангдинскому массиву — аналогам рудоносных интрузий Талнах и Норильск 1 [Криволуцкая и др., 2009]. Все они тяготеют к базальтам E-MORB типа.



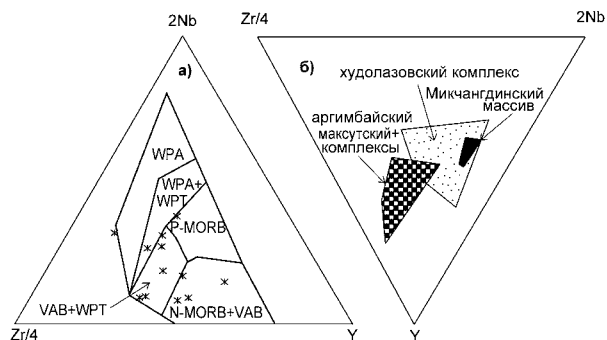
**Рис. П.30.** Диаграмма FeO–TiO<sub>2</sub> для клинопироксенов (звездочки) из пород худолазовского комплекса по [Симонов и др., 2004].

Поля составов клинопироксенов из базальтов: MORB — COX, BN — бассейна Науру, SB — толеитовые комплексы Сибирской платформы, OIB — океанических островов.

В то же время состав клинопироксенов из пород ранних фаз худолазовского комплекса на диаграмме FeO–TiO<sub>2</sub> (рис. П.30) ближе соответствует клинопироксенам из базальтов OIB — типа.

Фигуративные точки пород худолазовского комплекса на диаграммах рис. П.31 попадают в поля базальтов вулканических дуг и внутриплитных толеитов (рис. П.31а), а на рис. П.30б породы этого комплекса близки, с одной стороны, к породам траппоидного Микчангдинского массива, а с другой — аргимбайскому и максутскому комплексам Чарской аккреционно-коллизийной зоны [Хромых и др., 2013]. Такое распределение демонстрирует сложность состава и природы магматических источников худолазовского комплекса.

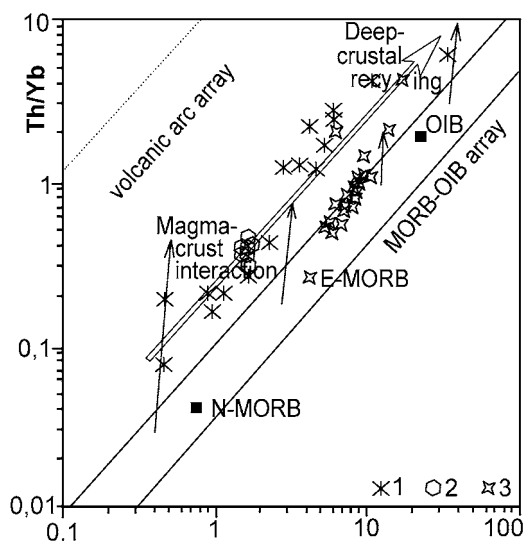
Фигуративные точки пород худолазовского комплекса на диаграмме [Pearce, 2008] — рис. П.32, образуют линейный тренд с пропорциональным ростом отношений Nb/Yb–Th/Yb от ранних его основных и ультраосновных фаз к поздним фазам пород среднего и кислого составов. В начальной части этого худолазовского тренда располагается и рой точек Микчангдинского массива, что вновь подчеркивает его геохимическое сходство с худолазовским комплексом. Здесь же концентрируются (рис. П.19) и точки состава пород более раннего басаевского комплекса Худолазовской мульды. Тренд пород Чарской аккреционно-коллизийной зоны также близок тренду худолазовского комплекса, но отвечает уже более обогащенным базальтам, в диапазоне их значений от E-MORB до OIB типов. По-видимому, аргимбайский и максутский комплексы Чарской аккреционно-коллизийной зоны были менее контаминированы коровым материалом, что и определяет пониженные для них Th/Yb отношения на рис. П.32.



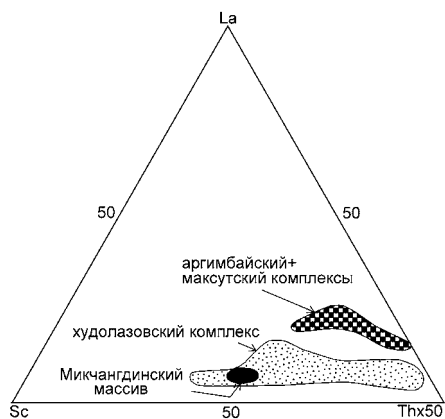
**Рис. II.31.** Диаграммы  $Zr/4-2Nb-Y$  по [Meschede, 1986] с позицией пород худолазовского комплекса в сопоставлении с аргимбайским и максутским комплексами по [Хромых и др., 2013] и Микчангдинским массивом по [Кривоуцкая и др., 2009].

*Составы базальтов:* WPA — внутриплитных щелочных, WPT — внутриплитных толеитовых, P-MORB — плюмовых срединно-океанических хребтов из обогащенных источников, VAB — вулканических дуг, N-MORB — нормальных срединно-океанических хребтов.

Близость в составах худолазовского комплекса с Микчангдинским массивом демонстрирует и диаграмма  $Sc-La-Th \times 50$  (рис. II.33). Аргимбайский и максутский комплексы Чарской аккреционно-коллизонной зоны отличаются более высокими концентрациями La, как в целом и всех РЗЭ.



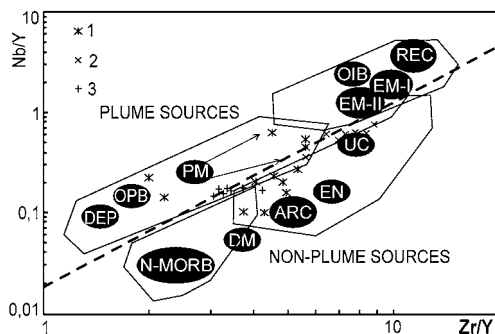
**Рис. II.32.** Диаграмма  $Nb/Yb-Th/Yb$  по [Pearce, 2008] для пород расслоенных комплексов: 1 — худолазовский комплекс, 2 — Микчангдинский массив, 3 — аргимбайский и максутский комплексы Чарской аккреционно-коллизонной зоны.



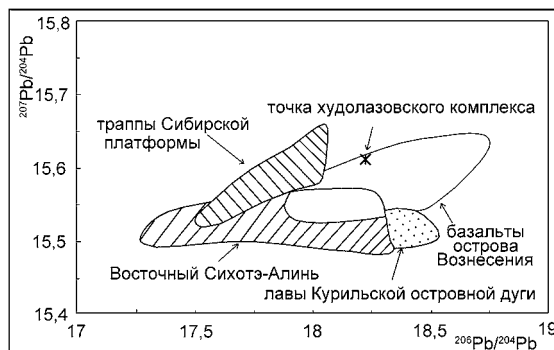
**Рис. П.33.** Диаграмма Sc–La–Th×50 для мафитов и ультрамафитов худолазовского комплекса в сопоставлении с аргимбайским и максутским комплексами [Хромых и др., 2013] и Микчангдинским массивом [Кривоуцкая и др., 2009].

На диаграмме Zr/Y–Nb/Y, отражающей природу и состав мантийных источников, точки составов пород худолазовского комплекса вновь попадают в поле вулканических дуг, частично располагаясь и в зоне плюмовых источников (рис. П.34). Ранее было показано (рис. П.19), что басаевский комплекс в Худолазовской мульде имеет практически сопоставимые с худолазовским комплексом геохимические характеристики. Точки пород Микчангдинского массива также близки здесь составам пород худолазовского комплекса. Породы аргимбайского и максутского комплексов характеризуются повышенными Zr/Y и Nb/Y отношениями. Они располагаются вдоль границы полей вулканических дуг и обогащенных мантийных резервуаров типа EM-II и EM-I (рис. П.34).

Изотопный состав свинца в цирконе худолазовского комплекса также характеризует обогащенный мантийный источник, тип которого близок к EM-



**Рис. П.34.** Диаграмма Zr/Y–Nb/Y по интерпретации мантийных источников для пород худолазовского — 1, аргимбайского с максутским — 2 комплексов и Микчангдинского массива — 3, по [Condie, 2005].



**Рис. II.34.** Диаграмма  $Zr/Y-Nb/Y$  по интерпретации мантийных источников для пород худолазовского — 1, аргимбайского с максутским — 2 комплексов и Микчангдинского массива — 3, по [Condie, 2005].

II. На диаграмме  $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$  фигуративная точка худолазовского комплекса попадает в поле составов плюмовых базальтов острова Вознесения (рис. II. 35), формировавшегося над горячей точкой в Южной Атлантике [Harris, 1983]. Близкие изотопно-геохимические характеристики имеют и базальтоиды трапповых вулканитов Сибирской платформы, а также платобазальты Восточного Сихотэ-Алиня.

Составы трапповых вулканитов Сибирской платформы по [Криволуцкая, 2013], поле базальтов острова Вознесения по [Пейве, Сколотнев, 2014], состав позднемиоцен- плиоценовых платобазальтов Восточного Сихотэ-Алиня по [Мартынов, Ханчук, 2013], поле четвертичных лав Курильской островной дуги по [Мартынов и др., 2010].

Таким образом, исходя из приведенных выше данных, можно сделать общий вывод, что геохимический состав пород худолазовского дифференцированного комплекса отражает как гетерогенность исходных мантийных магматических источников, так и важную роль мантийно-корового взаимодействия. Выше гетерогенность магматических источников была охарактеризована на примерах близости геохимических параметров худолазовского комплекса, с одной стороны, с Микчангдинским массивом и с вулcano-интрузивной трапповой формацией Норильского района, а с другой — с комплексами Чарской аккреционно-коллизонной зоны. Сейчас мало кто сомневается в плюмовой природе траппов, в особенности — норильских. Положение «худолазовских точек» состава на диаграммах II.29–35 свидетельствует не столько об участии надсубдукционных известково-щелочных магм при формировании состава его исходной магмы, смешивавшихся с плюмовым веществом (субдукция Магнитогорской дуги в серпуховское время уже закончилась), но и о мантийно-коровом взаимодействии, смешавшим худолазовский плюм-зависимый расплав и базальты островной дуги. Верхняя кора в ЗМП в это время была частично сложена островодужными комплексами и поэтому мантийно-плюмовые магматические расплавы худолазовского комплекса в определенной мере наследовали их геохимические характеристики.

## **II.4. Улугуртауский дайковый комплекс. Состав, условия формирования, флюидный режим, минералогия**

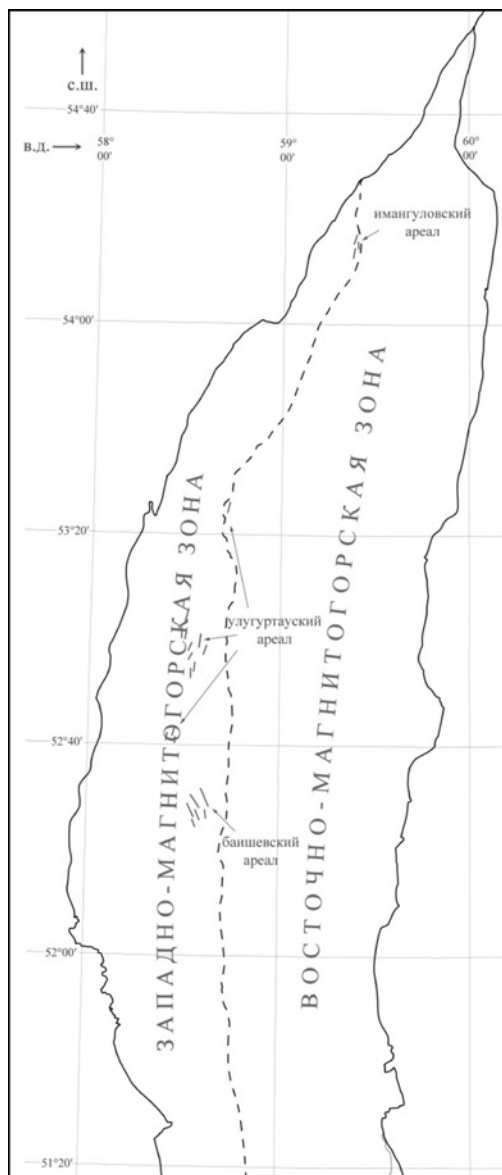
Магматизм в Западно-Магнитогорской подзоне завершается формированием дайковой серии (рис. II.36). Система дайковых роев среднего карбона образует единую лампрофир-долеритовую дайковую ассоциацию [Салихов, Бердников, 1985]. Этот этап магматизма связан с усиливающимся влиянием сдвига-раздвиговых коллизионных процессов, который следует за проявлением субплатформенного магматизма в период становления интрузий худолазовского комплекса. В этот период образуются дуплексы локального растяжения и трансформные сдвиговые деформации на фоне общего аккреционно-коллизионного сжатия.

Наиболее многочисленным по количеству даек и их плотности в пространстве является Худолаз-Уртазымский дайковый ареал. Здесь выделяются три самостоятельных роя (ареала) даек: байшевский, имангуловский и улугуртауский. На северном выклинивании ЗМП развита система лампрофир-долеритовых даек улугуртауского комплекса, которые рассекают лополит г.Утлыкташ. Улугуртауский дайковый комплекс рассекает преимущественно под углом СВ 10–15° все ранее образованные интрузивные тела ЗМП. Изохронный Sm-Nd возраст этого комплекса  $321 \pm 15$  млн. лет [Рахимов и др., 2014]. Мощность даек в целом выдержана и составляет в среднем 0,5–1,2 м. В местах пересечения дайками осадочных пород длина выходов даек максимальна (до километра и более). Нередко дайки делятся на ветви, затем вновь соединяются. С улугуртауским комплексом малых интрузий и даек ассоциированы месторождения и рудопроявления золото-кварцевого типа. Они контролируются контактовыми зонами даек, в их числе месторождение Тукан. Роль коллизионных сдвигов в региональном структурном контроле месторождений золота на этом этапе рассмотрена в работах [Серавкин и др., 2001; Знаменский и др., 2012 и др.].

По минеральному составу в улугуртауском комплексе выделяются роговообманковые долериты, долеритовые порфириды, габбродолериты, габбродиориты, лампрофиры (спессартиты и малхиты). Эти породы в различной степени изменены. Пироксены в породах частично или нацело замещены вторичной роговой обманкой (актинолитом, тремолитом), плагиоклаз нередко сосюритизирован, первичная бурая роговая обманка часто замещена зеленым уралитом и рудным минералом. Трещинки в породах выполнены серпентином, хлоритом, эпидотом. Изредка встречаются малоизмененные породы со свежим плагиоклазом и клинопироксеном.

По данным микрозондовых исследований одной из даек габбродолеритов улугуртауского комплекса (табл. II.22), плагиоклаз представлен рядом генераций. Они меняются по составу (ан. 1, 2, 3) от лабрадоров с содержанием СаО 11,3 мас. % (Pl №55) к андезинам с содержанием СаО 6,2–7,2 мас. % (Pl № 30–35). Наблюдаются реликты зональных кристаллов, в центре которых находится лабрадор.





**Рис. II.36.** Схема распространения даек лампрофир-долеритовой серии ЗМП.

*Примечание:* размеры даек вне масштаба карты.

Амфибол также представлен рядом генераций — от раннемагматических до позднемагматических. Их составы характеризуют эволюцию условий кристаллизации. Ранний высокотемпературный магнезиогастингсит (табл. II.22, ан. 4) наиболее богат титаном (4,2 мас. %) и алюминием (11,7 мас. %), но имеет пониженную железистость (46 %). Его  $T$  кр. 950 °С,  $P$  6,5 кбар. Более низкотемпературные роговые обманки (ан. 5 и 6) характеризуются последовательным снижением со-

Таблица П.22

Состав минералов в габбродолерите улугуртауского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	53,9	60	61,12	40,99	44,25	46,23	0,16	0,05	0,03	0,91	34,5	30,95
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,01	0,02	4,17	2,43	1,99	52,76	54,16	52,61	52,97	26,76	34,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,35	24,81	24,03	11,68	8,46	6,31	0,06	0,06	0,05	0,2	4,87	4,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0,01	0,02	0	0,02	0,01	0,01	0,07	0,07	0	0,03
FeO	0,53	0,11	0,5	11,35	18,59	19,57	41,56	42,24	41,84	40,36	5,5	0,69
MnO	0	0	0,05	0,28	0,37	0,36	3,42	3,44	3,03	3,14	0,09	0,02
MgO	0,03	0	0,01	13,17	10,43	10,41	0,07	0,03	0,06	0,04	2,51	0,02
CaO	11,29	7,19	6,16	11,26	9,89	9,81	0,14	0,16	0,39	0,42	23,64	28,55
Na <sub>2</sub> O	5,06	7,29	8,14	2,86	2,11	1,67	0,03	0	0	0,02	0,38	0,01
K <sub>2</sub> O	0,1	0,08	0,12	0,3	0,29	0,25	0	0	0,01	0,02	0,11	0,02
F	0,04	0,13	0,09	0,05	0	0,06	0	0	0	0,01	0,26	0,47
Cl	0	0,04	0	0,02	0,04	0,02	0	0	0,01	0,01	0,02	0,01
Total	98,42	99,64	100,24	96,12	96,85	96,7	98,22	100,14	98,08	98,18	98,62	99,74

Примечания: 1, 2, 3 — плагиоклазы; 4, 5, 6 — амфиболы; 7, 8, 9, 10 — ильмениты; 11, 12 — титанит.

держаний титана (до 2,0 мас. %) и глинозема (до 6,3 мас. %), с одновременным ростом содержаний железа (от 11,3 до 19,6 мас. %) и железистости (до 0,65). Т кр. поздних амфиболов снижается до 780–740°C с падением давления до 3,7–1,9 кбар. Этот факт отражает не только снижение Т и Р при кристаллизации всей серии амфиболов этой породы, но и снижение фугитивности кислорода. Поздний бедный титаном амфибол образует тонкие оторочки вокруг раннего магнезиогастингсита, замещая ранний амфибол (ан. 5 и 6) и в таких участках появляется обильная сыпь мелкозернистого вторичного ильменита, обогащенного марганцем (ан. 8).

Снижение содержания титана (от 4,2 мас. % до 2 мас. % TiO<sub>2</sub> и менее) при замещении ранних высокотитанистых амфиболов (ан. 4) поздними менее титанистыми (ан. 6), но более железистыми амфиболами приводит к сбросу титана в форме подобного вторичного ильменита. Ильмениты такого генезиса (ан. 7) богаты оксидом титана до 54,1 мас. % и обеднены оксидом железа (40,4–42,2 мас. %). Они не содержат магний и обогащены MnO (3–3,4 мас. %). Подобный поздний ильменит и вторичный лейкоксен (сфен) особенно широко развиты в поздних пегматоидных габбродиоритах худолазовского комплекса. Процесс замещения ранних высокотитанистых амфиболов поздними низкотитанистыми здесь проявлен наиболее значительно, а спад содержаний титана от ранних к поздним амфиболам наиболее существенен. Вторичные ильмениты здесь максимально обогащены титаном (TiO<sub>2</sub> 54 мас. %), но наиболее бедны железом и магнием. Это свидетельствует об относительно низкой температуре их кристаллизации [Богдасаров и др., 1979]. Сфен в дайке габбродолеритов улугуртауского комплекса (ан. 11, 12) имеет повышенное содержание глинозема (4,2–4,8 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и фтора (0,26–0,47 мас. %).

В дайке габбродолеритов улугуртауского комплекса микронзондовым методом обнаружены также магматический кальцит, который содержит многочисленные включения апатита, обособленного ильменита и позднего вторичного амфибола. Ильменит (ан. 7 и 8) богат марганцем (3,10 мас. %) и титаном (52,6–52,9 мас. %), но беден железом (40,4–41,8 мас. %) и магнием (0,06 мас. %).

На рис. II.9 амфиболы дайки габбродолерита улугуртауского комплекса образуют практически единый тренд эволюции с амфиболами габбродолеритов и других пород более раннего басаевского комплекса. При этом самый ранний амфибол (магнезиогастингсит) улугуртауского комплекса располагается на этом рисунке в общем поле всех наиболее ранних высокотитанистых амфиболов (магнезиогастингситов и керсутитов) худолазовского (шприсгеймит и оливиновое габбро) и басаевского (габбродолериты и другие породы) комплексов. Эти наиболее высокотемпературные амфиболы характеризуют самые ранние этапы формирования всех перечисленных выше типов пород и комплексов в Худолазовской мульде. В связи с этим можно предположить некоторую общую генетическую связь между собой практически всех интрузивно-дайковых комплексов Худолазовской мульды.

*Химический состав пород.* Кремнеземистость пород ( $\text{SiO}_2$ ) лампрофир-долеритовой дайковой серии улугуртауского комплекса обычно составляет 45–50 мас. %. Химические составы типовых пород этой серии представлены в табл. II.23.

**Таблица II.23**

Содержание петрогенных (мас. %) элементов  
в пробах лампрофир-долеритовой дайковой серии улугуртауского комплекса

№ обр.	707-2/2012	Д1-14	Д2-33р	Д2-33	9/2009	28/2009	47/2009	400/2011	Д1-066
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{SiO}_2$	49,5	50,73	45,52	49	50	52	50	60,93	48,35
$\text{TiO}_2$	2,22	1,28	1,72	2	1,5	1,13	1,33	0,83	0,82
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16	14,44	15,64	15,6	18,4	18	16	13,7	15,3
TFeO	10,55	10,94	12,57	11,41	9,9	8,59	9	10,71	12,19
MnO	0,16	0,15	0,17	0,19	0,16	0,16	0,14	0,21	0,47
MgO	7	4,47	7,79	6,6	5,8	7,2	6	5,6	6,61
CaO	7,1	7,34	8,21	9,08	7,4	7,38	8,8	2,26	8,6
$\text{Na}_2\text{O}$	3	4,97	4,81	2,7	3,7	3,65	3,6	2,97	3,41
$\text{K}_2\text{O}$	1	1,01	0,22	0,2	0,95	0,38	1,25	1,02	0,27
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,48	0,212	0,413	0,35	0,29	0,38	0,25	0,169	0,241
ппп	3,12	3,75	2,99	2,8	1,6	0,84	2,99	2,06	3,2
Сумма	100,13	99,35	100,05	99,93	99,7	99,71	99,36	100,47	99,47

*Примечание:* 1, 2 — одиниты; 3 — габбродолерит; 4–9 — роговообманковые долериты.

По содержанию главных щелочных оксидов ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) породы здесь являются промежуточными между нормальными и умереннощелочными базитами (рис. II.37). Содержание MgO находится в диапазоне 6–9 мас. %, индекс магне-

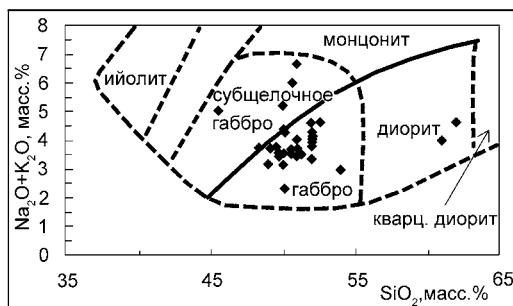


Рис. П.37. Диаграмма типизации интрузивных пород Улугуртауской дайковой серии, по [Wilson, 1989], с некоторыми изменениями.

зиальности  $Mg\#$  колеблется в широких пределах (29–54). Железистый индекс  $Fe\#$  составляет 46–54. Индекс  $Al\#$  в среднем равен 1. Тип щелочности калий-натриевый и натриевый (отношение  $Na_2O/K_2O$  сильно варьирует: 1,08–12,6).

В микроэлементном составе пород этого комплекса наблюдается довольно заметный разброс в концентрациях КИЛЭ (Cs, Rb, Ba), а также Th и U (табл. П.24).

На спектрах нормированного распределения микроэлементов относительно примитивной мантии (рис. П.38), в целом отмечается равномерный характер распределения как КИЛЭ, так и ВЗЭ при повышенном их общем

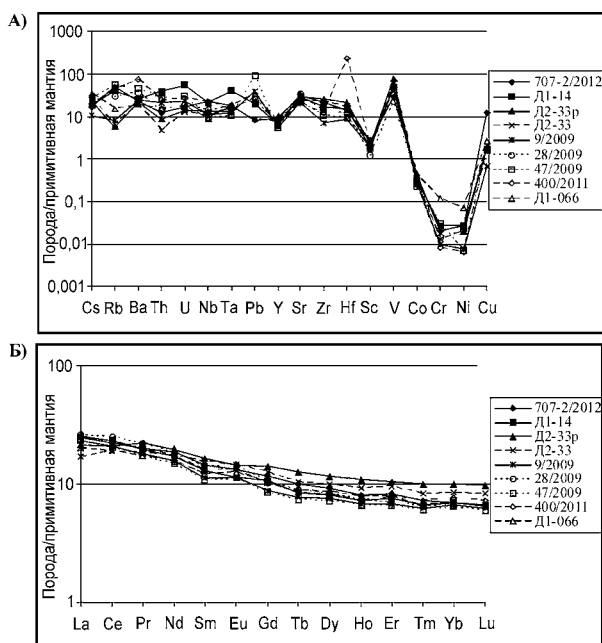


Рис. П.38. Спайдерграмма распределения пород улугуртауского дайкового комплекса: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

Примечание: см. табл. П.24.

**Таблица II.24**

Содержание микроэлементов (г/т) в породах Улугуртауской лампрофир-долеритовой дайковой серии

№ обр.	707-2/2012	Д1-14	Д2-33р	Д2-33	9/2009	28/2009	47/2009	400/2011	Д1-066
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sc	34,55	22,7	29	24,76	24,4	15,47	24,67	23	26,05
V	95,59	165,31	265	203,31	158,58	75,35	146,11	156,27	191,12
Cr	54,48	71,23	—	33,86	25,81	38,25	78,22	21,5	301,22
Co	42,6	33,23	29	33,11	27,02	27,23	24,54	25,53	41,61
Ni	54,48	53,48	41	40,39	15,3	41,1	13,92	12,47	138,59
Cu	306,25	42,82	49	51,96	16,34	43,53	40	42,55	63,61
Zn	102,2	67,27	70	77,35	60,51	48,21	65,18	59,1	126
Rb	23,14	18,74	2,6	3,1	3,78	13,45	24,51	20,88	6,75
Sr	499,74	461,43	442	391,99	340,02	515	359,76	334,71	380,69
Y	30,18	21,85	34	26,44	19,58	20,84	18,53	21,86	22,19
Zr	180,05	136,57	217	185,67	59,92	110,05	87,51	103,26	147,67
Nb	10,26	9,81	5,8	4,82	5,02	6,51	4,44	10,37	4,07
Cs	0,27	0,31	0,37	0,41	0,17	0,37	0,44	0,29	0,57
Ba	114,56	133,63	107	95,01	125,56	182,12	242,65	371,68	95
La	12,42	12,71	10,8	8,73	11,84	13,21	11,83	12,65	10,06
Ce	29,87	31,23	28	25,24	27,71	33,63	27,16	30,53	25,94
Pr	4,08	4,01	4,5	3,77	3,64	4,53	3,53	4,04	3,52
Nd	18,55	17,33	19,6	17,27	15,57	18,67	14,69	17,11	15,49
Sm	4,67	4,21	5,3	5,03	3,66	4,52	3,53	4,24	3,95
Eu	1,63	1,41	1,79	1,8	1,4	1,76	1,38	1,65	1,55
Gd	5,05	4,59	6,1	5,48	3,81	4,54	3,67	4,37	4,45
Tb	0,79	0,68	1,02	0,84	0,62	0,71	0,59	0,7	0,68
Dy	5,02	4,31	6,3	5,37	4,03	4,5	3,88	4,63	4,38
Ho	0,98	0,87	1,3	1,12	0,82	0,89	0,8	0,95	0,87
Er	2,86	2,6	3,6	3,34	2,35	2,42	2,29	2,72	2,68
Tm	0,39	0,36	0,54	0,45	0,34	0,35	0,33	0,39	0,36
Yb	2,4	2,41	3,4	2,93	2,31	2,29	2,2	2,65	2,36
Lu	0,35	0,36	0,53	0,45	0,34	0,32	0,32	0,39	0,35
Hf	3,26	3,43	4,9	4,02	1,96	2,75	2,14	5,31	3,15
Ta	0,56	1,23	0,39	0,5	0,36	0,52	0,31	0,44	0,55
Pb	1,2	2,86	—	1,23	5,45	3,55	12,83	3,95	4,99
Th	0,76	2,39	0,54	0,29	1,31	0,86	1,67	1,52	0,95
U	0,28	0,96	0,24	0,22	0,4	0,31	0,51	0,47	0,3

Примечание: 1, 2 — единиты; 3 — габбродолерит; 4–9 — роговообманковые долериты.

содержании с наличием отрицательных минимумов Y, Sc, Co, Cr, Ni. В целом спайдерграммы пород улугуртауского комплекса ближе соответствуют магматизму внутриплитного типа.

Характер распределения редкоземельных элементов в породах различных ареалов формирования данной лампрофир-долеритовой дайковой серии ЗМП демонстрирует их генетическую общность. Спектры распределения РЗЭ в породах всех трех ареалов этой серии очень близки, обладая плавным отрицательным уклоном, характеризуя относительно невысокую

обогащенность пород легкими РЗЭ. Во многих пробах выявляются небольшие положительные аномалии Eu, максимальное значение которой установлено в пробах улугуртауского ареала ( $Eu/Eu^*=1,2$ ). Небольшие различия в особенностях распределения РЗЭ между дайками разных ареалов выражаются в отношениях  $La_n/Lu_n$  и  $La_n/Gd_n$ : 2,08–2,18 и 1,38–1,52 — Баишевский, 2,96–5,33 и 1,96–3,81 — Улугуртауский, 3,18–3,78 и 2–2,4 — Имангуловский. Все эти данные характеризуют сравнительно невысокую степень фракционирования РЗЭ в породах данной ассоциации.

#### II.4.1. Флюидный режим и рудный потенциал габбродолеритов улугуртауского золотоносного комплекса

Апатиты в дайке габбродолеритов (проба Д<sub>1</sub>-113) улугуртауского комплекса, который завершает магматизм в Худолазовской мульде и сопровождается золотым оруденением, характеризуются умеренно повышенными содержаниями хлора (0,30–0,50 мас. %) и фтора (1,50–2,10 мас. %) на фоне относительно низких содержаний сульфатной серы — до 0,10 мас. % (табл. II.24, рис. II.20). Такой состав апатита свидетельствует о специфичности флюидного режима, характеризующего золотоносный улугуртауский комплекс.

В золоторудных дайковых сериях (с участием лампрофиров), сопровождающих завершающие этапы формирования мантийно-коровых плутонов ГТТГ-типа (Верхисетский батолит, продуктивный Шарташский гранитный массив, Березовское золоторудное месторождение) для состава апатитов хлор не характерен, при более значительных концентрациях в апатитах сульфатной серы (до 1 мас. %).

**Таблица II.24**

Состав апатитов (масс. %) в габбродолеритах улугуртауского комплекса

№ п.п.	CaO	SrO	BaO	FeO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F	Cl	SO <sub>3</sub>	Total
1	55,05	0,07	0	0,61	0,04	0,01	42,1	0,23	0	1,65	0,32	0,03	100,12
2	53,98	0,08	0,02	0,54	0,05	0	40,98	1,58	0,16	1,95	0,38	0,07	99,8
3	53,05	0,11	0,09	0,53	0,05	0,15	39,77	1,93	0,52	2,13	0,33	0,07	98,74
4	55,09	0,11	0,14	0,58	0,11	0,03	41,74	0,4	0,01	1,92	0,36	0,06	100,55
5	54,85	0,09	0	0,45	0,06	0,01	41,79	0,63	0,02	1,78	0,3	0,10	100,08
6	54,42	0,05	0	0,72	0	0,02	41,36	0,3	0,01	1,61	0,48	0,05	99,02
7	54,4	0,09	0	0,3	0,08	0,01	41,22	0,53	0,05	2,08	0,36	0,09	99,22
8	55,09	0,04	0,01	0,06	0,08	0,04	42,07	0,27	0,04	1,95	0,32	0,01	99,99
9	54,76	0,03	0,14	0,27	0,06	0,04	41,55	0,56	0,11	1,83	0,26	0,02	99,64
10	54,58	0,08	0,15	0,73	0,08	0,01	41,51	0,35	0,04	1,83	0,33	0,03	99,72
11	54,87	0,06	0	1,07	0,04	0	41,94	0,25	0,01	1,55	0,4	0,03	100,22
12	54,22	0,04	0,04	0,34	0,08	0,02	41,01	0,54	0,05	1,73	0,36	0,07	98,49
13	54,28	0,05	0,08	0,39	0,11	0,03	41,46	0,55	0,06	1,84	0,35	0,08	99,29

Самый ранний апатит в дайке габбродолеритов образует крупные иглообразные кристаллы, которые находятся в виде включений внутри срастаний амфибола и плагиоклаза. Этот апатит беден фтором (1,5–1,7 мас. %) с содержанием хлора 0,36–0,40 мас. % и серы 0,03–0,07 мас. %. Он имеет относительно высокое содержание железа (0,35–1 мас. %) — ан. 11 и 12. Другая генерация апатита представлена длиннопризматическими включениями в амфиболе (ан. 6 и 10) и в плагиоклазе (ан. 13): первые из них бедны фтором (1,60–1,80 мас. %) и обогащены хлором (0,33–0,48 мас. %), содержание серы 0,03–0,05 мас. %, при повышенном количестве железа (0,72 мас. %). Вторые, образующие мелкие включения в межзерновом плагиоклазе, имеют повышенное содержание фтора (1,8–1,95 мас. %) и пониженное хлора (0,26–0,32 мас. %), при содержании серы 0,02 мас. %. Для мелких включений апатита в плагиоклазе (ан. 7 и др.) характерны следующие концентрации галогенов и серы: фтор 1,84–2,1 мас. %, хлор 0,36 мас. %, сера 0,10 мас. %, содержание железа 0,4–0,72 мас. %.

Апатит в данной породе обнаружен и в относительно поздних сегрегациях магматического кальцита в виде обильных мелких включений (табл. II.24, ан. 1–5). Этот апатит характеризуется повышенным содержанием фтора (1,8–2,13 мас. %) при содержании хлора 0,3–0,38 мас. %, серы 0,06–0,1 мас. %, аналогичных содержаниям во всех других апатитах данной породы. Вместе с апатитом в кальците наблюдаются включения обособленного ильменита и одной из поздних магматических генераций амфибола. Ильменит в этих кальцитовых сегрегациях богат марганцем (3,10 мас. %) и титаном (52,6 мас. %), но беден железом 40,4–41,8 мас. % и магнием (0,06 мас. %). По составу он близок ко всем прочим ильменитам этих пород.

Появление поздних сегрегаций кальцита с обильными включениями апатита и ильменита в габбродолерите этого золотоносного комплекса свидетельствует об особенностях его флюидного режима. Наличие апатит-кальцитовых с ильменитом сегрегаций, возможно, отражает проявление гетерогенизации (жидкостной несмесимости) водно-солевой карбонатно-хлоридно-сульфатной флюидной системы в дайках габбродолеритов золотоносного улугуртауского комплекса. Одновременно с концентрированными карбонатно-сульфатным и хлоридным растворами в процессе гетерогенизации флюида здесь формировалась сосуществующая с ними золотоносная газообразная фаза. Эксперименты свидетельствуют [Боровиков и др., 2015], что при снижении давления и гетерогенизации флюида происходит интенсивное фракционирование рудных металлов между водно-солевыми и газовой фазами с радикальным перераспределением Au, As, Sb, Bi, Te в пользу газообразной фазы. Коэффициенты распределения ( $C$  в растворе /  $C$  в газообразной фазе) меняются для Au от 3200 до 0,33. Это приводит к существенному обогащению газообразной фазы этими элементами. Такие газообразные флюиды, богатые золотом, могли принимать участие в формировании золоторудной минерализации в зальбандах даек габбродолеритов золотоносного улугуртауского комплекса.

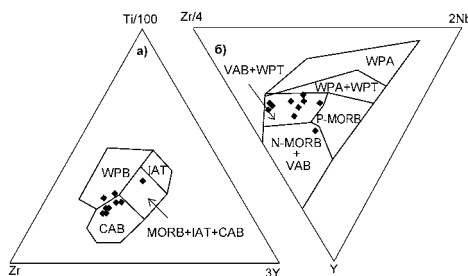
## II.4.2. Геодинамическая обстановка и природа магматического источника улугуртауского дайкового комплекса

На дискриминационных диаграммах, приведенных ниже (рис. II.39), точки составов пород дайковых серий (улугуртауский и другие аналогичные ареалы) отвечают в целом как внутритипитным, так и надсубдукционным известково-щелочным образованиям. Появление магматических комплексов с подобным смешанным характером магматических источников обычно сопряжено с окончанием процессов субдукции. Модель подобного типа магматизма объясняется [Перепелов и др., 2006], например, вхождением недеплетированного астеносферного вещества в область метасоматизированной мантии N-MORB-типа. Например, это проявляется в условиях растяжения литосферы под вулканическим поясом. Такие явления характеризуют и магматизм на границах скольжения литосферных плит [Ханчук, Мартынов, 2011].

Диаграмма  $\text{Ce/Y-La/Nb}$  (рис. II.40) для завершающих дайковых комплексов ЗМП отражает наличие смешения мантийного вещества с коровым. Фигуративные точки составов пород этих комплексов выстраиваются вдоль тренда мантийно-корового взаимодействия.

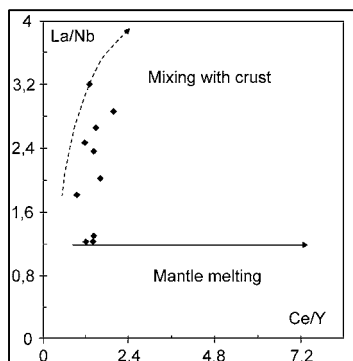
На диаграмме  $\text{Nb-U}$  (рис. II.41a) точки проб дайковой серии выстраиваются вдоль верхней части тренда комплементарности «океаническая кора — мантия континентальных плюмов — континентальная кора» — с  $\text{Nb/U}$  отношением около 10. На диаграмме  $\text{Ce-Pb}$  (рис. II.41б) точки дайковой серии также располагаются между составами континентальных плюмов и континентальной коры, с  $\text{Ce/Pb}$  отношением 10 и менее. Таким образом, общий геохимический состав пород завершающей дайковой серии демонстрирует заметную роль мантийно-корового взаимодействия.

Изотопный состав стронция и неодима в пробе улугуртауского комплекса [Рахимов и др., 2014] также характеризует состав первичного источника, связанного с относительно сильно истощенной мантией (высокое  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношение,  $\epsilon\text{Nd}=8$ ). В то же время несколько повышенное  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношение характеризует заметную роль мантийно-корового взаимодействия (рис. II.42) с преимущественным, как и в случае с худолазовским комплексом,



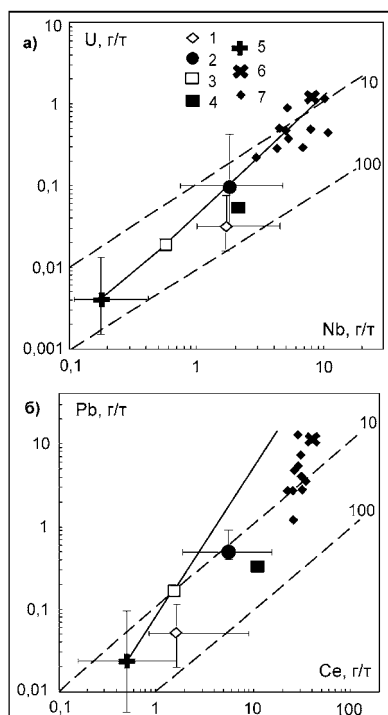
**Рис. II.39.** Дискриминационные диаграммы: а)  $\text{Zr-Ti/100-3}\times\text{Y}$  по [Pearce, Cann, 1973] и б)  $\text{Zr/4-2}\times\text{Nb-Y}$  [Meschede, 1986] для пород заключительной дайковой серии ЗМП (улугуртауский комплекс).





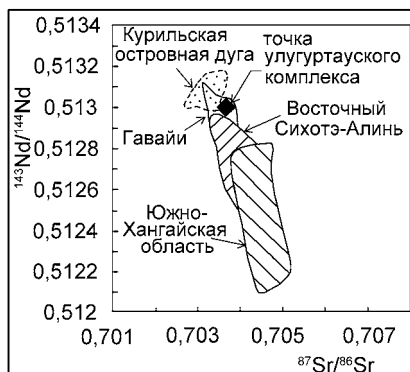
**Рис. II.40.** Диаграмма Ce/Y-La/Nb для проб из заключительной дайковой серии ЗМП (улугуртауский комплекс и др.), по [Hofman, 1997].

*Примечание:* сплошная стрелка — тренд плавления литосферной мантии, пунктирная — линия смешения мантийного вещества с материалом коры.



**Рис. II.41.** Точки состава проб заключительной дайковой серии (улугуртауский и др. комплексы) на диаграммах среднего содержания сильно несовместимых элементов в мантийных источниках и глобальных геохимических резервуарах: а) Nb–U и б) Ce–Pb по [Коваленко и др., 2007].

*Условные обозначения:* 1 — мантия океанических плумов; 2 — мантия континентальных плумов; 3 — обедненная мантия; 4, 5, 6, 7 — улугуртауский комплекс.



**Рис. П.42.** Изотопные отношения Sr и Nd в одной из базитовых даек улугуртауского комплекса в сопоставлении с подобными отношениями в лавах Курильской островной дуги по [Мартынов и др., 2010], базальтоидами Гавайских островов по [Wilson, 1989], составом кайнозойских базальтоидов Восточного Сихотэ-Алиня по [Мартынов, Ханчук, 2013], базальтоидов Южно-Хангайской вулканической области по [Саватенков и др., 2010].

взаимодействием мантийно-плюмовых магм с островодужным субстратом коры Магнитогорской зоны.

Расплав улугуртауского комплекса по данным [Рахимов, 2017], соответствует источнику PREMA, т.е. умеренно деплетированной мантии, полученной при смешении компонентов [Гусев, Коробейников, 2009]. Точка улугуртауского дайкового комплекса на рис. П.42 располагается между полями изотопных составов базальтоидов островодужного и постостроводужного генезиса, близко соответствуя составу кайнозойских базальтоидов Восточного Сихотэ-Алиня [Мартынов, Ханчук, 2013]. Одновременно величина изотопных отношений Sr и Nd в одной из даек улугуртауского комплекса соответствует и полю базальтоидов Гавайских островов, являющихся производными плюма. Таким образом, эти данные характеризуют как гетерогенность исходных мантийных магматических источников, так и важную роль мантийно-корового взаимодействия при формировании золотоносных базитовых даек улугуртауского комплекса.

### III.

## Центрально-Магнитогорская подзона в раннем карбоне

Центрально-Магнитогорская подзона (ЦМП) занимает центральную часть Магнитогорского мегасинклинория (рис. I.1). Палеозойский разрез Магнитогорской зоны начинается с вулканогенных толщ ордовика и лландовери (океанические базальты) [Серавкин и др., 1992; Косарев, 1997; Пучков, 2000, 2010; и др.]. Большая часть силура представлена маломощными кремнистыми толщами океанического чехла. Вышележащий разрез нижнего, среднего девона и франа представлен островодужными вулканогенными, вулcano-терригенными, кремнисто-терригенными образованиями, выше сменяющимися граувакковым флишем фамена. На востоке франско-фаменский разрез представлен порфиритовой формацией франа, переходящей в шошонитовую серию фамена [Бочкарев, Язева, 2000]. В основании палеозойского разреза фиксируются сгруженные офиолитовые комплексы, подтвержденные геофизическими данными в узкой области шириной 25 км (сейсмопрофиль УРСЕЙС–95) [Знаменский и др., 2001].

В Центрально-Магнитогорской подзоне в системе крупных субмеридиональных рифтогенных раздвигов в раннем карбоне формировался Магнитогорско-Богдановский грабен типа «пулл-апарт», который развивался в транстенсивном тектоническом режиме [Салихов и др., 2014]. В пределах этого грабена излияния базальтов также контролируются более локальными раздвигами, а на плечах раздвигов формируются стратовулканы и более мелкие вулканы центрального типа. Базальты сопровождаются извержениями больших объемов кислых продуктов главным образом в виде пирокластических и субвулканических фаций. Базальты объединены в два комплекса — греховский и березовский, формирующихся одновременно, но территориально разобщенных. Греховский комплекс представлен лавовыми потоками базальтов трещинного излияния, а березовский комплекс — разнообразными фациями вулканитов центрального типа. Первый из них отвечает субщелочным базальтам, второй — промежуточному типу между субщелочными и известково-щелочными базальтами. Кислые вулканиты в основном сконцентрированы в центральной и восточной частях грабена и отвечают субщелочной трахидацит-риолитовой ассоциации. На северо-западе грабена сконцентрированы низкощелочные риолиты [Салихов, Яркова, 1992].

Следом за вулканогенными образованиями формировались и интрузивные габброиды и гранитоиды, которые представлены как габбро-гранитными массивами, так и обособленными залежами габбро и гранитов. Выделяются богдановский и куйбасовский комплексы габброидов, а среди гранитоидов

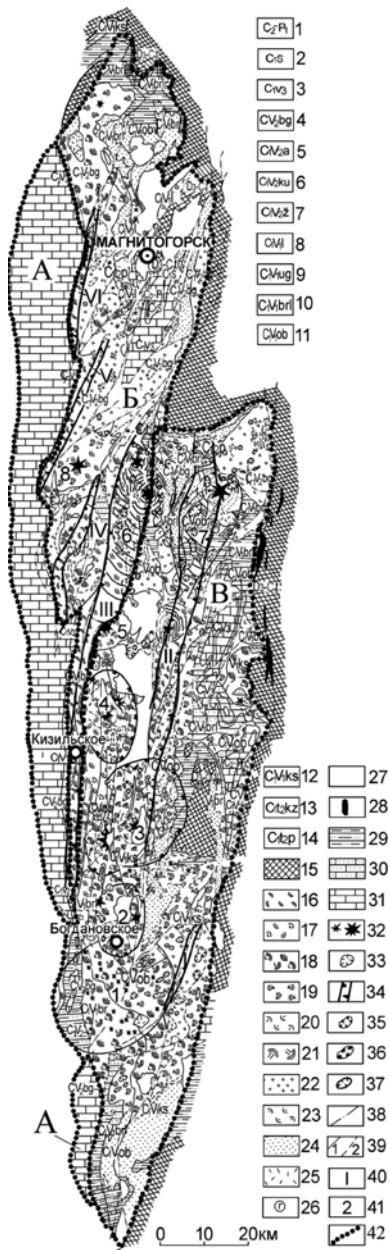
различаются узянский, алексеевский, московский, борковский, разборненский и чекинский типы. Богдановский тип габброидов представлен однородными массивными субщелочными габбро-долеритами, а куйбасовский тип — габброидами, переходными от субщелочных к известково-щелочным средне-крупнозернистым дифференцированным породам типа оливиновых клинопироксенитов, верлитов и лерцолитов. Различные типы гранитоидов легко распознаются по структурно-текстурным особенностям, минеральному и химическому составу и даже по внешней окраске пород. С магматизмом этой нижнекаменноугольной эпохи связано крупное скарново-магнетитовое и титаномagnetитовое оруденение.

В среднем карбоне затем произошло формирование дайковой серии, охватывающей всю территорию ЦМП. Породы этой серии представлены габбродолеритами, лампрофирами, кварцевыми диорит-порфиритами, сиенит-порфиритами, гранодиорит-порфиритами и умеренно-щелочными гранит-порфирами [Салихов, Бердников, 1985]. Дайковая серия датирована изотопными методами в диапазоне 321–310 млн. лет.

### III.1. Магнитогорско-Богдановский грабен

В истории Южного Урала в девонско-каменноугольную эпоху произошло коренное изменение геодинамической обстановки, о чем свидетельствует совокупность геологических фактов, в том числе и формирование Магнитогорско-Богдановского грабена (рис. III.1) Названный грабен относится к структуре крупных локальных «щелевых» или «щелеподобных» сдвиговых зон. Такие структуры сходны с теми, что выделены Е.Е.Милановским [1976] как «щелевые» рифтовые зоны, но они не отвечают типичным сводово-вулканическим рифтам, формировавшимся в обстановках общего растяжения земной коры. Магнитогорско-Богдановский грабен сформировался на фундаменте с едва завершившимся режимом зрелой стадии островной дуги и развивался в процессе локального растяжения земной коры при косоориентированном столкновении островной дуги с краем Восточно-Европейского континента. Это столкновение привело к реактивизации сопряженных сдвиговых процессов, вызвав при этом как сдвиги с растяжением, так и сдвиги со сжатием. Возникшие при этом глубинные вертикальные тектонические зоны дробления определили пути подъема мантийного базальтового расплава к поверхности.

Внешние контуры системы раздвиговых зон отвечают границам грабена. Во внутренней части грабена происходили вулканические извержения, формирование пестрых по составу терригенно-осадочных фаций, образование рудоносных (с титаномagnetитовым и скарново-магнетитовым оруденением) габбро-гранитных интрузий Магнитогорской серии при мобильном состоянии фундамента в границах ВМП.



**Рис. III.1** Палеовулканологическая карта Магнитогорско-Богдановского грабена [Салихов, Яркова, 1992].

1 — отложения среднего карбона и перми; 2 — серпуховский горизонт; 3 — серпуховский ярус; 4 — богдановичский горизонт; 5 — аверинский горизонт; 6 — каменско-уральский горизонт; 7 — жуковский горизонт; 8 — либровичская подсвета; 9 — усть-греховский горизонт; 10 — бурлинский горизонт; 11 — обручевский горизонт; 12 — косьвинский горизонт; 13 — кизеловский горизонт; 14 — першинский горизонт; 15 — отложения фундамента пород каменноугольного пояса; 16 — базальты трещинного вулканизма; 17 — базальты и их пирокластические фации верхних горизонтов разрезов щитовидных вулканов и бортовых частей раздвигов; 18 — базальты вулканов центрального типа; 19 — туфы (преимущественно грубые) основного состава вулканов центрального типа; 20 — риолиты трещинного вулканизма; 21 — риолиты и их пирокластические фации прижерловых зон вулканов центрального типа; 22 — туфы и туфиты кислого состава; 23 — внутрикальдерные фации; 24 — фации удаленной зоны; 25 — гипабиссальные и субвулканические породы кислого состава; 26 — габбро, габбро-диабазы; 27 — габбро-гранитный и гранитизированный комплекс пород; 28 — ультрабазиты; 29 — вулканотерригенные формации; 30 — терригенные формации; 31 — карбонатные формации; 32 — центры вулканических извержений; 33 — экструзивные купола; 34 — вулcano-тектонические линейные зоны долгоживущих раздвигов; 35 — кальдеры щитовидных вулканов; 36 — кальдеры стратовулканов; 37 — вулcano-тектоническая депрессия ареального вулканизма; 38 — синвулканические кольцевые и радиальные разрывы; 39 — границы распространения стратиграфических толщ, формаций (1) и фаций (2); 40 — наименование раздвиговых зон (лавы трещинных излияний): I — Гусихинский раздвиг, II — Жарумбайский раздвиг, III — Центральный раздвиг, IV — Новоянгельский раздвиг, V — Уральский раздвиг, VI — Западный раздвиг; 41 — наименование вулканических построек: 1 — Гусихинская кольцевая вулcano-тектоническая структура, 2 — Богдановский стратовулкан, 3 — Чекинский стратовулкан, 4 — Грязнушинский стратовулкан, 5 — Греховской стратовулкан, 6 — Зин-

гейская щитовая вулканическая постройка с двумя вулканическими центрами (кальдерами) — Черноотрожинским (южный) и Тикосайским (северный), 7 — Жарумбайская щитовая вулканическая постройка с вулканическим центром — Утарка, 8 — Новоянгельская вулканическая постройка; 42 — границы подзон: А — Кизильская, Б — Магнитогорская, В — Кипчак-Аркаимская.

Магнитогорско-Богдановский грабен отвечает достаточно сложной тектонической структуре асимметричного строения, в западной части которой происходило накопление известковистых осадочных отложений с преобладанием в основании разреза различных терригенных толщ. Западная терригенно-карбонатная часть грабена (рис. III.1) именуется *Кизильской* подзоной (А). Осевая часть выделена как *Магнитогорская* подзона (Б) и представлена вулканогенными разрезами. В этой подзоне вулканизм контролировался базальтами трещинного типа, в виде излияний в раздвиговой зоне, а также проявлениями вулканизма центрального типа на его восточном плече. Восточная часть грабена — *Кипчак-Аркаимская* подзона (В), она характеризуется широким проявлением продуктов кислого вулканизма. В основании разрезов здесь присутствуют базальты как трещинного типа, так и центрального, сопровождаемые пирокластическими фациями.

На палеовулканологической карте Магнитогорско-Богдановского грабена (рис. III.1) показана также позиция всех основных раздвиговых зон с лавами трещинных излияний: от самой юго-восточной Гусихинской (I) через ряд наиболее крупных центральных (II и III) к крайним северо-западным (IV, V) Уральской и Западной. Между первой и третьей раздвиговыми зонами на юге грабена развит ряд наиболее достоверно установленных вулканотектонических построек (Гусихинская и др.) и крупных стратовулканов (Чекинский, Богдановский и др.), выделенных на карте под номерами 1–8.

Специфический вулканизм и интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена связывается с деструкцией молодой континентальной литосферы, образованной на месте девонской островной дуги и подъемом горячих астеносферных диапиров к основанию литосферы [Пучков, 2010 и др.].

### III.1.1. Палеогеографическая обстановка в начальной стадии формирования Магнитогорско-Богдановского грабена

Зарождение Магнитогорско-Богдановского грабена отождествляется с началом вулканизма в раннекаменноугольной истории развития региона [Салихов, Яркова, 1992]. Первые признаки такого вулканизма установлены в разрезе першинского горизонта (рис. III.6), в его верхних частях, соответствующих верхнетурнейскому подъярису [Чайко, 1971].

Материал, характеризующий палеогеографические обстановки на начальной стадии формирования Магнитогорско-Богдановского грабена, базируется на производственных отчетах [Чайко и др., 1982ф и др.] и работе Г.А. Смирнова и Т.А. Смирновой [1967] по территории восточной части обрамления Магнитогорско-Богдановского грабена. По западному обрамлению грабена значимые материалы подобного типа не обнаружены.

В указанный выше период времени рассматриваемая площадь характеризовалась разной палеогеографической обстановкой, где существовала область суши, область приостровного морского мелководья и удаленная от

берега область открытого моря, отражающие тектоническую мобильность региона. В пределах грабена континентальная область достоверно установлена в ее северо-восточной части. Впервые на это обратил внимание Г.Б. Ферштатер, позднее это было подтверждено Г.Н. Чайко и А.В. Ярковой. Не вдаваясь в подробную характеристику этой части континентального поднятия, можно отметить, что оно в несколько других границах существовало в виде области размыва суши с фаменского времени. В районе пос. Новоивановского береговой зоной водохранилища вскрыт разрез вулканогенного фамена, перекрытого осадками косьвинского горизонта верхнего турне. Аналогичный характер геологического строения можно видеть и на других участках (г. Грань, г. Лиственная). По-видимому, рассматриваемый поднятый участок суши в раннем и начале позднего турне представлял собой невысокий равнинный остров. Разрушения и вынос материала в море были минимальными, поскольку в морских отложениях этого возраста накапливались в основном известковистые и кремнистые осадки. В юго-восточной части грабена на берегу р. Ильяска также хорошо обнажено трансгрессивное налегание конгломератов, гравелитов и песчаников кизеловского горизонта верхнего турне на порфириды верхнего девона. Отложения першинского возрастного уровня в южных частях региона не известны. По-видимому, в раннем турне и в начале позднего турне здесь была обширная суша [Смирнов, Смирнова, 1967].

К западу от воздымавшегося континентального поднятия происходило накопление морских осадков. Представлены они раковинными песчаниками с прослоями детритовых известняков. Широко известны силициты, которые чаще всего представлены радиоляритами, меньше — спонголитами. В разрезах с перечисленными типами пород в небольшом объеме присутствуют также маломощные (1–4 см) прослои песчаников и алевролитов, которые по составу являются вулканомиктовыми. Они выдержаны по простиранию, а состав обломочного материала не одинаков на различных участках. Кроме того, среди карбонатных пород в небольшом количестве присутствуют аргиллиты. Весь этот комплекс пород несет характерные черты прибрежно-морских обстановок. Аргиллиты, представляющие собой углистые илы в виде тонких прослоев, также свидетельствуют о близости суши. О существовании течения в области формирования рассматриваемых осадков свидетельствуют спонголитовые силициты, в которых спикеры губок имеют директивную ориентировку. Наличие огромного количества остатков разнообразной фауны и флоры и особенно широкое развитие организмов с известковым скелетом, свидетельствуют о теплом море с нормальной соленостью и с хорошей аэрацией придонных вод. Все это свидетельствует о мелководном прибрежном формировании осадков рассматриваемой зоны.

К востоку осадки першинского горизонта сменяются разрезами, представленными песчаниками и алевролитами. Песчаники вулканомиктовые с хорошо окатанным обломочным материалом. В нижних частях разрезов песчаники средне- и мелкозернистые. В верхних частях и они имеют не очень ясную слоистую текстуру, лучшую сортировку зерен по крупности

и достаточно хорошо выраженную ритмичность. Реже в некоторых ритмах выявляется третий слой, представленный тонкопереслаивающимися глинистым известняком и карбонатизированным радиоляритом. Количество и разнообразие фаунистических остатков здесь гораздо беднее, чем в зоне приостровного морского мелководья, что свидетельствует о большей глубине морского бассейна. Об этом же свидетельствует характер слоистости осадков, отсутствие текстурных признаков, свойственных мелководью.

Вулканогенные породы в разрезе першинского горизонта достоверно известны лишь в северо-западной части региона. В южной зоне отложения першинского горизонта не содержат признаков проявления вулканической деятельности. Таким образом, вопрос о границах распространения вулканогенных образований першинского горизонта остается открытым.

В последующее кизеловское время на территории господствовала обстановка приостровного морского мелководья. Относительно отдаленный от берега морской режим был характерен для западной части района. Основная область суши, характерная для першинского времени, сохранила свои границы лишь на северо-востоке территории. Большая часть юго-восточного сектора была погружена под морскую акваторию и лишь на отдельных участках сохранилась суша в виде островов. Наряду с последними, на протяжении рассматриваемого времени появлялись острова вулканического происхождения.

По периметру границ островов юго-восточного сектора кизеловские отложения ложатся трансгрессивно на вулканогенные породы верхнего девона. Базальные конгломераты кизеловского яруса представлены крупными окатанными гальками с примесью валунов размером 20–30 см в поперечнике, сложенными порфиритами, подстилающими вулканогенные толщи верхнего девона. Местами на контакте с вулканитами верхнего девона в основании кизеловской толщи горными работами вскрыты песчаники и гравелиты, в обломках которых присутствуют порфириты верхнего девона. В районе островного палеогеографического режима кизеловская толща сложена терригенными осадками. Среди них, особенно в низах разреза, преобладают конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники. Обломочный материал представлен как пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами верхнего девона, которые всегда преобладают, так и более кислыми породами, о чем свидетельствуют гальки кварца, светлых кремнистых пород и кислых эффузивов, по составу сходных с вулканитами среднего девона. Последние известны на современном уровне среза к востоку от Браиловского разлома. Основная же область развития приостровного морского мелководья располагалась к западу. В северной части региона накапливались осадочные фации. В районе г. Магнитной, известны детритовые известняки серого и темно-серого цвета с неравномерным распределением в них глинистого и углисто-глинистого вещества. Неотсортированность детрита свидетельствует о местном их происхождении. В верхних частях разреза кизеловского горизонта присутствуют обломочные известняки, происхождение которых местное, связанное с волноприбойными разрушениями.



В подчиненном количестве присутствуют прослои аргиллитов, в которых отмечается и углистое вещество (углистые илы) и карбонатные морские детриты. В отличие от першинского времени на Магнитогорском участке в известняках шире распространены остатки водорослей, а обломочные известняки редки. Севернее, в районе пос. Спасский, в кизеловское время формировались кремнистые фации, преимущественно спонголиты. Спикулы губок в них одинаково ориентированы, свидетельствуя о подвижности водной среды. Алевролиты и тонкозернистые песчаники в этих разрезах редки и имеют морскую природу, т.к. переслаиваются со спонголитами и известняками.

В южном секторе региона в это время происходила вулканическая деятельность, представленная различными фациями извержений центрального и трещинного типа, характеризующимися базальтовым и риолитовым составами. Рельеф территории был довольно расчлененным. Здесь существовал ряд островов вулканического происхождения. Морские осадки, присутствующие в вулканогенных разрезах, представлены тонкозернистыми полуафанитовыми известняками темно-серого, почти черного и светлого облика. Нередко они слоистые. Встречаются неотсортированные детритовые известняки с глинистыми разновидностями. Наличие большого количества водорослей в известняках свидетельствует о небольших глубинах осадконакопления.

В районе пос. Новоивановское, г. Грань и г. Лиственная косьвинские отложения залегают на разных гипсометрических уровнях позднетурнейского разреза. Состав гальки конгломератов свидетельствует о том, что размыв произошел в самом начале позднетурнейского времени и, по-видимому, обусловлен началом вулканической деятельности. Эта область уже в конце косьвинского времени вновь погрузилась в море, и здесь стали накапливаться морские осадки.

Область суши, занимавшая ранее в более южных районах восточную часть территории, к началу косьвинского времени перестала существовать. Вместе с тем, здесь возникают новые области размыва. По периферии этих островов отложения косьвинского времени содержат окатанные обломки трахитовых порфиров и других пород, характерных для вулканогенных образований кизеловского горизонта. Туфоконгломераты встречены во многих пунктах, в том числе по руч. Дровяному (лог Чулуксай) в нижнем течении руч. Каменка, по р. Урал в пос. Урал.

Обстановка приостровного мелководья в косьвинское время характерна для большей части территории. В это время произошло расширение ареала вулканической деятельности за счет северных его частей. Здесь, на севере, вулканогенный материал представлен кислыми фациями аппаратов центрального типа. В средней и южной частях преобладают вулканогенные образования трещинного и центрального типов извержений. Кислый вулканизм проявлен локально — в подводных условиях и в условиях вулканических островов. Все осадочные отложения обнаруживают признаки морского осадконакопления. В них постоянно присутствуют остатки морской фауны,

которые характерны для известняков, раковинных песчаников и спонголитов, они присутствуют также в вулканомиктовых песчаниках и алевролитах. Карбонатные фации представлены преимущественно полидетритовыми (иногда мелкодетритовыми известняками), очень сходными с кизеловскими. Это темно-серые и черные породы, содержащие примесь глинистого, иногда углисто-глинистого материала. Последние нередко, обособливаются, и общий облик пород приобретает брекчиевидную текстуру. В известняках присутствуют мелкие обломки эффузивов. Примечательно, что обломки черных стекловидных кремней переходят в линзы и прослои. Количество кремнистых осадков, особенно прослоев спонголитов, увеличивается в северных частях площади. Общее количество известняков в вулканогенных разрезах козьвинского яруса больше, чем в отложениях кизеловского времени. Заметно увеличиваются мощности этих прослоев, большинство из них составляют около 10 м, но встречаются пачки известняков до 90–100 м. Фаунистические остатки в известняках обильны.

В пестерьковское время рассматриваемая площадь характеризовалась активной вулканической деятельностью, ареалы проявления которой охватили значительную территорию, отчетливо смещенную на север относительно предыдущей стадии развития. Магнитогорский участок, ранее представлявший область стабильно поднятой суши, в пестерьковское время покрылся морем. Здесь, и почти на всей площади северного сектора, действовали вулканы. Вместе с тем на южной и юго-восточной частях исследованной площади, представлявшей в позднем турне область интенсивного проявления вулканизма, вулканическая деятельность в пестерьковское время прекратилась.

Большая часть площади характеризовалась в пестерьковское время обстановкой приостровного морского мелководья, где местами возникали острова вулканического происхождения. Свидетельством тому служат установленные морские и наземные ископаемые фации. Например, на северо-восточной окраине г. Магнитогорска, отложения пестерьковского горизонта трансгрессивно, нередко с горизонтом базальных конгломератов в основании, налегают на более древние образования. Причем в гальках присутствуют известняки с фауной верхнего турне. Наличие обломков пород козьвинского горизонта в базальном конгломерате указывает на размыв в начале пестерьковского времени. Указанная область размыва была не единственной. Аналогичная геолого-географическая ситуация отмечается на юго-восточной окраине г. Магнитогорска, а некоторые сходные данные имеются и по другим частям района.

Наряду с островами, существовавшими только в начале пестерьковского времени, имеются достаточно убедительные данные о возникновении островов в период активного вулканизма. Как правило, такие надводные возвышенности представлены в центральной части экструзивными куполами кислого состава со специфической ярко-розовой окраской порфиоров, которые местами обелены сольфатарно-экспаляционными процессами. В ореоле этих построек обычно распространены лавы и туфы темно-серой, иногда сирене-

вой окраски, среди которых отмечаются прослои туффов и известняков с морской фауной. Примечательно, что гипсометрически выше указанных туффов и лав, иногда присутствуют осадки с окатанными обломками розовых порфиров, аналогичных породам экструзивных куполов.

Таким образом, экструзивные купола своей верхней частью выступали, по-видимому, над поверхностью моря, а периферийные части построек были погружены в морские воды. Наличие же окатанных обломков в гипсометрически вышележащих отложениях подчеркивает, что вулканические постройки служили в последующее время областью размыва. Такие вулканические постройки выделяются по р. Урал к югу от с. Мос, в верховьях руч. Холодный ключ, в районах г. Острой и г. Черемуховой.

### III.1.2. Палеовулканическая карта Магнитогорско-Богдановского грабена

Ранее была составлена палеовулканическая карта [Салихов, Яркова, 1992], которая в упрощенном виде приводится в приложенной палеовулканической схеме (рис. III.1). На этой схеме изображены зоны трещинного излияния базальтовых лав, основные вулканы центрального типа — стратовулканы, области формирования мелких вулканических аппаратов (ареальный тип) и щитовидные вулканы. Среди выделенных раздвиговых зон наиболее протяженной является *Центральный раздвиг*, который доступно обнажен в крутых берегах западного и частично восточного профиля р. Урал. Здесь обнажаются разрезы с переслаиванием лавовых потоков базальтов, мощность которых составляет до 8 м, редко до 12 м. Типичный разрез таких лавовых потоков можно видеть юго-западнее пос. Соколки на правом берегу р. Урал. Здесь насчитывается более двадцати пяти базальтовых покровов. Примечательно, что разрез ритмичный: шесть-восемь лавовых потоков базальтов сменяются горизонтом мощностью до 20 м, сложенным гиадокластами базальтового состава. Лавовые потоки имеют сложное строение, обусловленное зональным распределением минерального состава минералов, формой их выделений, размером и количеством их в разных частях потока. Все это подробно описано ранее [Салихов, Яркова, 1992]. Эти базальты порфировые. При этом и минеральные разновидности, и количество порфировых выделений обычно разное, но не превышает 7-8 %. Чаще всего порфировые выделения представлены плагиоклазом и клинопироксеном размером 1–3 мм, редко до 5 мм. Известны базальты с порфировыми выделениями оливина, которые составляют до 6 % объема пород. Разрез базальтов включает косвинский и дружининский горизонты.

В центральной зоне трещинного излияния базальтов известны протяженные выходы силлов трахириолитов. При съемочных работах эти образования были описаны как лавовые покровы трещинного излияния. Мощность этих залежей около 10 м, а в районе пос. Смородинка составляет 140 м. Внутреннее строение залежей зональное, обычно выделяются три зоны. Нижняя

представлена трахириолит–порфирами сиренево-серого цвета, непосредственно в подошве они осветлены. Флюидальность видна в виде прерывистых темных полос, которые перемежаются со сферолитовыми трахириолит–порфирами. В подошве залежи отмечается обломочная структура. В центральной части — это однородные трахириолиты со слаборазвившейся флюидальностью в них. В кровле залежи, на фоне флюидальности, присутствуют миндалины, выполненные хлоритом. Некоторые залежи налегают на шлаковую корку потока подстилающих базальтов и перекрываются другим потоком базальтов, прослеживаясь таким образом на всем протяжении выхода пород. Такие примеры взаимоотношений пластовых залежей предполагают, что кислые прослои все же являются лавовыми потоками, а не силлами.

Другой раздвиг, названный *Жарумбайским*, проявился восточнее. Центральная его часть сложена лавовыми потоками базальтов, где отсутствуют другие вулканогенные фации. Датируются эти лавовые потоки козьвинским временем формирования. Во внешних частях раздвиге при удалении от центра постепенно увеличивается объем осадочных образований. Вместе с тем, как и в Центральном раздвиге, здесь изредка картируются изометричные жерловины небольших вулканических аппаратов, которые сложены эруптивным материалом одноактной эксплозии.

Локальные раздвиговые зоны меньшей протяженности и менее выраженные в плане, известны в других частях Магнитогорско-Богдановского грабена. Один из них *Гусихинский*, расположен в юго-восточной части грабена, где он проявился в виде переслаивания потоков базальтовых лав. Остальные раздвиговые зоны отвечают северному сектору грабена. Здесь выделяются *Ново-Янгельская зона*, *Уральский* и *Западный раздвиги*. Поскольку обнаженность здесь слабая и скважинный материал отсутствует, удалось только установить, что вулканогенный материал представлен переслаивающимися лавовыми потоками при отсутствии пирокластических фаций. В Янгельской раздвиговой зоне установлено переслаивание базальтов с линзами известняков с фауной бурлинского времени. В Уральском раздвиге собрана фауна жуковского вплоть до богдановичского возраста. Базальты лавовых потоков, переслаивающихся с известняками, на северном завершении раздвиге сменяются разрезами, в которых присутствуют горизонты пирокластического материала (здесь и далее стратиграфическое положение горизонтов, упоминающихся в тексте, отражено на рис. III.6).

Кроме перечисленных раздвиговых зон имеются и другие, но к настоящему времени они плохо изучены. Например, известны базальты трещинного излияния среди известняков каменск-уральского горизонта в пределах Агаповской синклинали или базальты трещинного излияния богдановичского горизонта, в районе железнодорожного вокзала г. Магнитогорска. Те и другие базальты являются образованиями раздвиговых зон.

Из перечисленных выше раздвиговых зон наиболее протяженными являются Центральная и Жарумбайская. Оба раздвиге в северном окончании завершаются щитовидными вулканическими структурами. Строение этих

структур двухэтажное. Нижний этаж представлен базальтовым разрезом. Здесь лавовые потоки, по-видимому, идентичны тем, что наблюдаются в раздвиговых зонах, поскольку они являются их продолжением. В верхней части нижнего этажа разреза щитовидных вулканов формируются разнообразные базальтовые фации, характерные для вулканов центрального типа, и, в частности, здесь появляется пирокластический материал. Эти образования отмечались и при описании раздвиговых зон. Они встречаются также в промежуточных участках между щитовидной вулканической постройкой и типичными вулканическими разрезами раздвиговых зон, где отсутствуют иные фации, кроме лавовых потоков. Второй этаж разреза представлен в основном кислыми вулканитами. Однако и здесь присутствуют продукты базальтового состава, приуроченные к небольшим аппаратам центрального типа, включая и более крупные, жерловины которых выполнены эруптивными фациями (Черноотроженская щитовидная вулканическая постройка) или габбро-долеритами (Зингейская щитовидная вулканическая постройка). Некк габбро-долеритов здесь осложнен радиально расходящимися дайками долеритов и разрывными нарушениями. Кислые вулканогенные образования второго этажа представлены в основном туфогенным материалом и туффитами. Здесь известны и экструзивные купола, которые размещаются концентрически с разным радиусом от центра щитовидного вулканического сооружения. Среди щитовидных построек есть вулканические сооружения с двумя жерловинами, которые удалены друг от друга на несколько сотен метров. Время формирования кислых толщ щитовидных построек, по-видимому, завершается либровичским надгоризонтом.

На восточном крыле Центрального раздвиг формировались вулканические сооружения центрального типа, соответствующие стратовулканам. К ним относятся Грязнушинский, Греховский-2, стратовулкан г. Острая. Первые два являются наиболее крупными вулканическими сооружениями, активно действовавшими в кизеловское время позднего турне. В косьвинское время вулканизм центрального типа с жерловинами сместился на юго-запад. Продукты деятельности вулканизма фациально разнообразны: лавовые потоки, шаровые базальты, лапиллиевые и бомбовые туфы. Состав пород контрастный: базальты проявились в ранних стадиях активности вулканического сооружения. В верхних частях разрезов формировались кислые фации и особенно пирокластические их разновидности. Стратовулкан г. Острая слабо изучен, поскольку плохо обнажен. Однако вокруг постройки отмечается множество выходов кислых пород, свидетельствующих о былой ее активности.

Наиболее крупный стратовулкан — Чекинский. Его жерловую и окружающие части наследует массив щелочных гранитов. На склонах вулкана и на удаленном расстоянии широко проявились разнообразные фации продуктов извержения. Много туфового материала, среди которого отмечаются нормальные лапиллиевые, грубообломочные, бомбовые, гравийные туфы большой мощности, ксенотуфы и туфы смешанного состава, есть игнимбриты. Субвулканические тела встречаются часто, но потоки лав кислого состава единичны.

В южном секторе Магнитогорско-Богдановского грабена проявился ареальный тип вулканизма, состоящий из множества небольших вулканических аппаратов. Они проявляются здесь в виде изометричных тел, сложенных чаще всего обломочными базальтами или габбродолеритами. Широко развиты пирокластические фации базальтоидов, особенно грубообломочных. Они слагают основную нижнюю часть разреза, сменяясь на вышележащих уровнях пирокластическими породами и туффитами кислого состава. Здесь также много экструзивных куполов и субвулканических тел кислого состава. Необходимо отметить также, что туфы и туффиты кислого состава особенно широко развиты по восточному обрамлению Магнитогорско-Богдановского грабена.

Таким образом, вулканическая деятельность в Магнитогорско-Богдановском грабене характеризуется извержениями трещинного и центрального типов. Распределение вулканических фаций связано со структурными элементами двух направлений — меридионального и север-северо-восточного. Главная зона раздвигов контролируется западной частью грабена и имеет в целом меридиональное простирание, а второстепенные, включая кратковременные — север-северо-восточное. Наиболее протяженные меридиональные зоны раздвигов имеют асимметричное строение. На правых их плечах проявляются вулканические аппараты центрального типа, в том числе и относительно крупные стратовулканы. Здесь же наблюдается проявление кислого вулканизма. Мелкие вулканические постройки базальтоидов известны как на северном, так и на южном окончаниях раздвиговых зон. На северном окончании наиболее протяженные раздвиги формировали щитовидные постройки, а в южном окончании — небольшие многочисленные аппараты, которые образуют здесь кольцевую ареальную область. Базальтоидный магматизм завершается формированием кислых вулканитов. На севере проявления кислых фаций локальны, т. е. они не имеют площадного распространения. В пределах крупных стратовулканов (Чекинского-Грязнушенского и Греховского) известны по два центра извержений. Один из них отвечает кизеловскому (Чекинский и Греховский-2), другой — косьвинскому (Грязнушенский и Греховской-1) времени активных действий. Это позволяет рассчитать скорость раздвижения названных построек, которая составляла 2–4 мм в год, а в целом за рассматриваемый период произошло раздвижение на 3–5 км.

### **III.2. Вулканогенные образования основного состава**

Первые продукты вулканизма установлены в северо-западной части Магнитогорско-Богдановского грабена (в районе п. Кирса) — в разрезе першинского горизонта [Чайко, 1971]. Не исключено, что вулканы в этот период были и на более южных территориях, но достоверно они не установлены. На крайнем юге грабена в осадках этого горизонта продуктов вулканизма нет. Поэтому ареал распространения первых продуктов вулканической деятельности

остается неоконтуренным. В районе п. Кирса известны шаровые лавы базальтов и долеритовых порфиритов. Часть долеритов слагают силлы.

В кизеловское время на севере грабена вулканическая деятельность проявилась слабо, в виде отдельных потоков базальтов, излившихся в условиях морского мелководья. В южном секторе грабена вулканизм был более интенсивным. Излияния основных лав отмечаются в районе и к югу от пос. Богдановского. На протяжении всего кизеловского времени вулканизм проявлялся в подводном режиме в виде многочисленных мелких аппаратов центрального типа, установленных в крутых берегах р. Урал. В условиях островного мелководья формировались шаровые подушечные лавы тонкозернистых долеритов и базальты, верхние части потоков которых представлены шлаковыми лавами или кластолавами. Широко развиты пирокластические образования. Ареал распространения вулканических образований хорошо виден на космических снимках в виде крупной кольцевой структуры, выделенной как область ареального вулканизма [Салихов, Яркова, 1992]. Здесь же в кизеловское время проявился кислый вулканизм, лавовые фации которого отвечают трахириодацитам и трахириолитам. Это флюидалные породы, реже сфероидальные, порфировые, в верхних частях потоков иногда присутствуют миндалины. Широко развиты игнимбриты, описанные Г.А. Смирновым и Т.А. Смирновой [1967], Д.Н. Салиховым и А.В. Ярковой [1992], А.В.Тевелевым и др. [2005]. В большом объеме присутствуют кислые пирокластические образования, в том числе в перетолженных фациях — тефроидах.

В последующее косьвинское время продукты кислого вулканизма проявились в северном секторе грабена. Трахириодациты представлены здесь афировыми и порфировыми разновидностями с вкрапленниками плагиоклаза и кварца. В среднем секторе грабена в косьвинское время верхнего турне базальтовый вулканизм проявляется при трещинном излиянии лав. В западной части грабена выделен Центральный раздвиг (рис. III.1), который выполнен переслаивающимися потоками базальтов. Вулканогенные разрезы трещинного излияния датируются косьвинским горизонтом верхнего турне и нижнего визе, включая обручевский, бурлинский и усть-греховской горизонты. В разрезах различаются лавовые потоки микродолеритов. Они массивные, однородные, нередко флюидалные в верхней части потоков. Заметная роль принадлежит кластолавам, кровельная часть которых имеет грубообломочный облик. Среди базальтов выделяются оливиновые разновидности с порфировой структурой и массивной текстурой. В подошве лавовые потоки однородные, в кровле — миндалекаменные (мандельштейны). Иногда кровля их представлена кластолавами, в которых обломки мандельштейнов сцементированы базальтами с очень редкими миндалинами.

В восточном борту грабена в пределах Кипчак-Аркаимской подзоны выделен другой раздвиг, в котором происходило излияние базальтовых лав косьвинского горизонта. Это Жарумбайский раздвиг, сложенный потоками лав плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов с мелкими выделениями порфировых обособлений и афиритами. Часто присутствуют оливинсодержащие порфириты.

Северные замыкания обеих раздвиговых зон (Центральной и Жарумбайской) переходят в щитовидные вулканы с их двухъярусным строением. Нижний ярус представлен указанными выше покровными базальтами. На них налегают вулканогенные образования второго яруса преимущественно кислого состава с прослоями лав и туфов базальтов, с максимумами их в основании яруса. Кислые вулканиды отвечают туфам и туффитам, а также экструзивным куполам и субвулканическим телам. Последние размещаются по периферии щитовидной постройки. Состав кислых пород этой контрастной ассоциации отвечает трахириолитам с афировой и порфировой структурами. Они нередко флюидальные, иногда — сфероидальные. Пирокластические породы представлены литокластическими, кристаллокластическими и лапиллиевыми туфами наземного извержения.

В меридиональном блоке в промежутке между наиболее протяженными раздвигами получили распространение достаточно крупные стратовулканы со смешанным типом продуктов извержения — базальтами и риодацитами. Базальты занимают нижнюю часть разреза, а в верхних уровнях преобладают кислые породы и их пирокластические фации.

Последующая вулканическая деятельность связана с жуковским горизонтом верхнего визе. Базальты установлены здесь среди известняков жуковского горизонта (с. Кизильское) и каменск-уральского горизонта (Агаповская синклиналь). В районе железнодорожного вокзала г. Магнитогорска среди базальтов присутствуют известняки богдановичского горизонта. Все эти базальты формировались в условиях трещинного излияния. В районе с. Кизильского базальтовая толща жуковского времени наследует раздвиговую Центральную зону. Узкой прерывистой полосой лавовые потоки базальтов прослеживаются восточнее вулканогенных образований усть-греховского горизонта. По характеристикам магнитного поля можно предположить, что указанные базальты, обнажаясь в руслах притоков р. Урал, прослеживаются под окружающими осадочными толщами и вулканидами кислого состава. Наиболее полно трещинное излияние базальтов происходило севернее Центральной зоны от широты п. Янгельского.

На севере грабена трещинный вулканизм сменяется обширной областью ареального вулканизма с лавовыми потоками и пирокластическими фациями преимущественно базальтового состава. Кислые вулканиды здесь редки. Роль их существенно увеличивается восточнее зоны трещинного вулканизма.

Толщи вулканогенных пород верхнего визе концентрируются в северном секторе Магнитогорско-Богдановского грабена. К югу они сменяются осадочным комплексом, что можно видеть в западном борту пояса, а также в Измайловской и Моховой синклиналях. Большая часть вулканогенных пород основного состава отвечает здесь трахибазальтам и трахиандеизибазальтам, получившим распространение на всей территории грабена. Базальты нормального ряда установлены лишь в раздвиговых зонах трещинного излияния. Субщелочные базальты контролируются областью проявления ареального вулканизма в южном секторе грабена.



В восточной периферии грабена изредка отмечаются андезиты, которым свойственно практически полное отсутствие в их минеральном составе Fe-Ti оксидов (титаномagnetита). Базальтоиды здесь представлены двумя петрологическими группами. Одна из них — это переслаивающиеся лавовые потоки, каждый из которых имеет мощность от 0,5 до 6 м, а 5–8 потоков объединены в ритмы, отделенные горизонтами гиалокластитов мощностью до 20 м. Такие разрезы покровных базальтов и гиалокластитов формировались при трещинном излиянии и объединены в греховской комплекс. Другая группа базальтов представлена отдельными потоками среди разнообразной пирокластики и центрами жерловин. Они сформировались в режиме вулканов центрального типа и объединены в березовский комплекс.

В потоках базальтов и андезито-базальтов присутствуют миндалины. Максимальное их количество сконцентрировано в верхней части потоков. В средней части они встречаются редко, а в основании они уплощены параллельно подошве. Состав минералов разный. Широко развиты хлоритовые, с примесью смектитов, и цеолитовые, хлорит-эпидотовые и карбонатные. Рассматриваемые базальты и андезибазальты являются порфировыми. Есть выделения плагиоклаза и пироксена с размерами вкрапленников до 5 мм. Часто встречаются базальты с оливином. Структура основной массы микродолеритовая, интерсертальная, пилотакситовая.

### III.2.1. Петрохимическая и геохимическая характеристика базальтоидов грабена

Большая часть базальтов грабена по соотношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  соответствует калий-натриевому типу щелочности. Лишь небольшой их объем отвечает натриевому типу, который контролируется только раздвиговыми зонами. Сумма  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в базальтах повышена (4–7 %). В ряде проб отмечается нормативный нефелин. Важной особенностью этих пород является высокая их титанистость: в базальтах трещинного типа (греховской комплекс) содержание оксида титана варьирует от 2,10 % до 3,06 % (табл. III.1). В базальтах извержений центрального типа содержание титана понижается (1,1–2,0 %) — (табл. III.2).

Стабильно в базальтах повышено содержание фосфора (0,3–0,8 %). Количество оксида магния обычно составляет 8–9 %, но есть и более высокие концентрации — до 11,9 %, а также и более низкие — 4 %. Количество суммы оксидов железа в базальтах трещинного типа от 8,2 до 12,92 %, а в базальтах центрального типа — 6,05–9,7 %. Базальты трещинного излияния более низкоглиноземистые ( $\text{Al}\# = 0,76\text{--}0,96$ ), содержание оксида алюминия в них 14–16 %. При этом минимальные количества глинозема свойственны низам разреза раздвиговых зон. Содержания, превышающие 17 %, отмечаются в трахиандезибазальтах верхних горизонтов разреза тех же раздвиговых зон. Вне областей раздвиговых зон коэффициент глиноземистости вулканитов всегда высокий ( $\text{Al}\# = 1\text{--}2$  и более), а абсолютные количества глинозема достигают 21 %.

**Таблица III.1**

Химические составы базальтоидов раздвиговых зон греховского комплекса

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
261/10	47	2,60	17,20	6,40	5,75	0,25	6,5	7	4	0,62	0,86	2,04	100,22
278/10	48	2,04	15,05	6,44	5	0,27	8,52	7	4,05	1,20	0,37	2,20	100,14
249/10	48,10	2,60	13,90	8,50	5,40	0,23	6,53	6,40	3,75	2,80	0,40	2,06	100,67
293/10	48,80	2,05	15,80	1,80	9,34	0,19	9,04	5,60	3,60	2,10	0,33	0,88	99,53
252/10	49,50	2,60	14,90	4,66	6,45	0,20	6,53	6,40	5	2,85	0,40	0,10	99,59
253/10	50	3,06	14,10	3,57	8,95	0,40	8,52	6	4	0,70	0,29	0,10	99,69
268/10	55	2,39	17,86	11,58	0,21	0,07	2,84	2	6,50	0,50	0,70	0,50	100,09
631/11	46	2,10	16,00	6,23	6,03	0,15	7,60	8,08	3,10	0,90	0,33	3,10	99,62
249/10	48,10	2,60	13,90	8,50	5,40	0,23	6,40	6,53	3,75	2,80	0,40	2,06	100,67
267/10	55,0	2,36	15,36	15,01	0,77	0,07	2,80	2,84	4,20	0,30	0,48	1,50	100,09
269/10	48,80	2,70	14,90	15,00	0,70	0,09	2,00	2,84	6,75	0,30	0,62	5,00	99,70
272/10	52,00	2,90	17,20	8,00	1,65	0,14	3,80	4,00	6,50	1,50	0,62	1,70	100,01
4228-5	46,68	2,60	16,58	7,73	3,13	0,11	5,66	10,33	3,24	0,50	0,42	3,00	99,98
125/50	49,10	2,52	15,91	9,89	3,03	0,08	5,18	7,31	3,67	0,47	0,29	2,94	100,39
3/260	52,20	2,22	16,43	5,58	4,92	0,19	3,88	7,65	4,63	0,68	0,45	1,00	99,84

Примечание: 261/10, 278/10, 249/10, 293/10, 631/11, 249/10, 269/10, 4228-5, 125/50, — базальты; 252/10, 253/10, 267/10, 268/10, 3/260, 272/10 — андезибазальты.

**Таблица III.2**

Химические составы базальтоидов березовского комплекса

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
625/11	48,0	1,39	17,00	6,11	2,87	0,14	7,20	8,52	4,24	1,25	0,40	2,50	99,62
625/1/11	48,40	1,44	18,00	3,20	4,74	0,14	7,40	7,58	4,00	1,25	0,40	3,00	99,63
629/11	46,80	1,61	16,60	5,05	4,30	0,14	8,20	8,00	3,40	0,90	0,12	4,40	99,52
242/10	54,0	1,88	17,50	4,30	4,10	0,12	3,60	4,82	4,10	1,08	0,48	3,38	99,36
259/10	47,0	2,25	15,99	3,66	4,88	0,22	8,00	4,83	6,70	0,50	1,17	4,42	100,31
316/10	55,0	1,00	16,80	5,06	3,60	0,28	4,40	6,00	3,50	2,00	0,38	2,00	99,94
257/10	45,6	1,16	18	3,20	4,30	0,24	7,10	10	3,80	2,6	0,18	4,40	100,58
305/10	48	1,24	16,80	2,50	4,53	0,19	11,93	8,60	3,50	1,54	0,44	1,40	100,67
304/10	49,88	1,80	17,80	4,95	2,44	0,08	6,93	4	4,80	2,90	0,44	3,84	99,78
273/10	52	1,90	16	3,20	5,17	0,34	7,10	5	4,40	2	0,81	2	99,92
279/10	52	1,64	16	3,10	4,30	0,28	5,11	6,60	5,40	3,70	0,48	1,60	100,21
284/10	53	0,93	16,80	1,80	2,87	0,20	4,83	7	4,72	3,60	0,33	3,50	99,58
286/10	60	1	16,80	2,10	2,08	0,17	7,10	4	3,50	0,90	0,33	2,26	100,24
1703/42	50,35	0,70	21,01	2,25	3,60	0,28	5,23	7,64	3,78	2,34	н.о.	3,06	100,34
1/342	51,48	1,28	18,06	2,72	5,25	0,26	5,45	6,41	4,45	1,12	0,28	2,56	99,33
1/1467	54,94	0,81	19,17	1,57	5,09	0,11	4,89	3,05	6,89	0,15	0,32	2,78	99,78

Примечание: 625/11, 625-1/11, 242/10, 259/10, 305/10, 304/10 — базальты; 273/10, 279/10, 1703/42, 1/342 — андезибазальты; 316/10, 257/10, 284/10, 629/11, 286/10, 1/1467 — андезиты.

Содержания микроэлементов в базальтоидах греховского и березовского комплексов приведены в табл. III.3 и III.4. Эти данные свидетельствуют о широком диапазоне вариаций в содержаниях крупноионных литофильных эдлементов, в первую очередь таких, как Cs, Rb, Ba, Sr, а также U, Th, Pb, на фоне более выдержанных и умеренно-высоких концентраций высокочарядных элементов Nb, Ta, Y, Zr, Hf, РЗЭ. Содержания сидерофильных элементов (Co, Ст, V, Ni) располагаются в минимуме, но также сильно варьируют количественно.

**Таблица III.3**

Содержания микроэлементов в базальтоидах греховского комплекса

№	242/10	268/10	335/10	328/10	323/10	272/10	269/10	267/10	252/10	70/09	71/09
Li	15,26	4,69	7,76	19,28	18,68	9,60	2,88	3,07	6,92	12,28	11,54
Be	1,03	0,60	1,93	1,44	0,90	1,40	0,68	0,44	0,91	0,75	0,76
Sc	19,03	34,26	23,20	24,85	21,34	33,04	24,20	26,06	32,37	26,94	25,61
Ti	9790,6	9575,9	9816,4	8466,1	8363,9	14672,7	14454,4	11379,5	11525,0	9564,3	9368,2
V	199,13	312,00	209,60	269,71	258,57	371,73	314,59	334,47	334,20	194,97	190,30
Cr	159,27	218,60	59,05	8,62	55,02	19,26	46,87	28,92	42,73	42,40	40,97
Mn	643,69	446,95	655,14	693,80	964,28	617,84	395,76	310,41	900,20	858,96	813,68
Co	19,43	14,59	36,28	24,45	30,26	22,38	14,19	12,86	38,88	37,81	37,31
Ni	152,81	166,56	43,70	9,51	36,70	11,61	27,04	9,51	24,56	38,86	36,62
Cu	42,95	35,23	34,78	41,01	31,73	35,82	35,74	38,83	75,62	51,04	-
Zn	64,16	39,87	136,44	91,03	87,98	97,90	57,70	41,77	82,88	99,05	94,08
Ga	20,31	15,56	19,73	20,59	18,71	22,78	14,35	10,85	18,70	20,81	19,51
Ge	1,07	2,23	1,50	1,46	1,43	1,56	1,53	1,63	1,37	1,20	1,09
As	2,66	7,63	2,58	8,83	4,12	3,86	2,18	11,94	2,05	1,89	1,60
Rb	18,53	9,80	15,28	45,26	55,90	0,90	0,61	0,49	28,00	3,79	4,48
Sr	310,03	179,28	382,17	431,34	597,19	54,90	75,98	147,96	263,54	377,64	344,60
Y	29,77	32,38	36,36	28,31	24,13	46,37	30,36	33,17	35,34	29,21	28,16
Zr	203,86	169,22	220,70	152,46	145,77	235,19	186,76	177,50	170,64	177,18	170,54
Nb	8,78	5,75	10,33	6,01	6,62	9,18	7,31	6,85	8,11	13,40	12,69
Mo	1,12	0,59	0,85	0,50	0,54	0,35	0,45	0,64	0,78	1,11	1,22
Cd	0,27	0,26	0,19	0,01	0,07	0,03	0,04	0,03	0,09	0,25	0,24
Sn	3,56	1,63	2,23	1,37	1,27	2,35	1,75	1,66	1,79	1,54	1,52
Sb	3,12	0,15	0,14	0,63	0,38	1,54	0,17	0,79	0,04	0,05	0,03
Cs	0,46	0,21	0,31	0,20	0,21	0,02	0,03	0,15	0,04	0,44	0,59
Ba	213,11	176,63	551,07	1639,86	1808,62	15,23	34,50	43,91	248,18	134,57	121,60
La	25,20	11,49	20,71	16,62	17,12	17,73	8,90	12,75	15,03	14,63	13,61
Ce	55,76	30,08	50,46	38,00	37,82	57,75	25,48	31,12	39,14	37,51	35,56
Pr	6,82	4,43	6,64	4,92	4,65	8,06	3,94	4,40	5,24	4,99	4,73
Nd	27,92	20,45	29,51	21,52	19,80	36,51	19,76	20,53	23,86	22,98	21,90

№	242/10	268/10	335/10	328/10	323/10	272/10	269/10	267/10	252/10	70/09	71/09
Sm	6,36	5,77	7,14	5,19	4,70	9,15	5,46	5,50	6,28	5,76	5,52
Eu	1,99	2,04	2,34	1,93	1,77	4,07	2,02	1,91	2,27	2,06	1,93
Gd	7,09	6,51	7,86	5,69	5,06	10,28	6,09	6,58	7,14	5,93	5,88
Tb	0,96	1,03	1,15	0,86	0,77	1,42	0,93	0,99	1,13	0,93	0,91
Dy	5,83	6,34	7,28	5,57	4,84	9,02	6,11	6,44	7,04	6,15	5,94
Ho	1,16	1,32	1,51	1,15	1,01	1,88	1,25	1,36	1,50	1,25	1,18
Er	3,37	3,70	4,41	3,42	2,85	5,42	3,58	3,90	4,22	3,34	3,25
Tm	0,46	0,52	0,63	0,46	0,42	0,77	0,50	0,55	0,58	0,48	0,46
Yb	3,23	3,38	4,07	3,02	2,72	4,99	3,25	3,59	3,67	3,01	2,95
Lu	0,46	0,50	0,59	0,46	0,41	0,73	0,48	0,52	0,55	0,45	0,43
Hf	4,82	4,18	5,95	4,32	4,01	6,43	5,14	4,89	4,73	3,98	3,91
Ta	0,55	0,38	0,70	0,41	0,43	0,65	0,53	0,46	0,62	2,50	0,77
W	0,55	0,18	0,35	0,56	0,41	1,38	0,20	0,24	0,21	0,11	0,12
Tl	0,06	0,06	0,07	0,24	0,25	0,03	0,02	0,01	0,18	0,05	0,03
Pb	71,26	1,80	7,87	6,37	5,01	2,69	3,08	2,84	2,84	2,53	1,61
Bi	0,11	0,01	0,24	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
Th	5,84	1,39	3,40	3,05	3,16	2,66	0,93	1,25	1,65	0,95	0,88
U	2,25	0,89	1,24	1,36	1,13	1,17	0,58	0,64	0,68	0,40	0,38

Примечание: 242/10, 268/10, 335/10, 328/10, 323/10, 272/10, 269/10, 267/10, 252/10, 70/09, 71/09 — базальты.

Вариации в содержаниях КИЛЭ (Cs, Rb, Ba, Sr и других) наиболее резко проявлены в базальтоидах греховского комплекса. Примечательно также, что крупноионные литофильные и высокочargedные элементы базальтов трещинного извержения количественно превосходят абсолютные значения тех же компонентов в базальтах центрального типа.

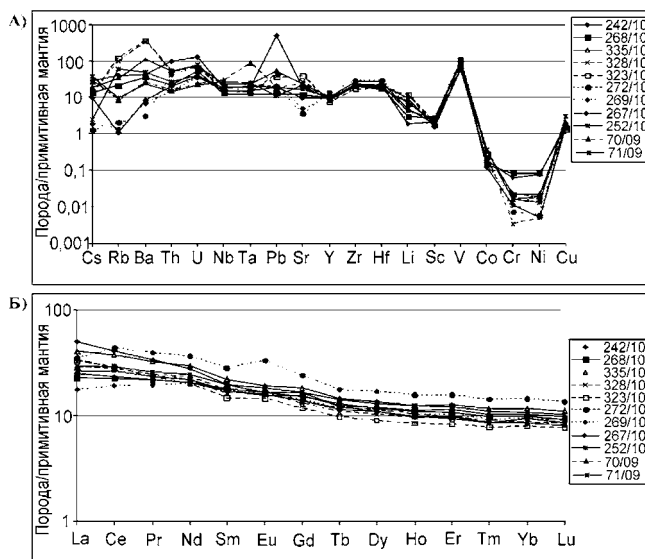
**Таблица III.4**

Содержание микроэлементов в базальтоидах березовского комплекса

№	316/10	344/10	340/10	330/10	323/10	317/10	315/10	337/10	81/09	90/09	332/10
Li	10,76	10,65	12,04	8,55	18,68	8,60	16,37	12,23	3,13	11,70	11,48
Be	1,45	1,17	0,54	1,21	0,90	1,49	1,84	0,65	0,54	0,38	1,35
Sc	11,79	15,70	12,70	12,12	21,34	10,35	10,49	22,18	20,88	16,16	12,45
Ti	6273,5	7585,8	6428,1	6680,5	8363,9	6813,3	5575,9	7438,6	5292,9	-	-
V	76,29	193,81	141,99	66,33	258,57	70,79	77,72	207,29	172,61	143,78	71,22
Cr	4,83	10,26	39,07	3,03	55,02	4,11	11,70	206,93	108,01	193,69	23,75
Mn	746,38	471,68	334,69	346,06	964,28	553,74	625,80	829,90	470,47	-	-
Co	8,89	18,18	12,07	8,32	30,26	7,12	11,18	36,27	33,38	30,95	9,71
Ni	4,66	20,88	102,15	1,20	36,70	1,71	5,62	201,21	81,10	112,96	9,95

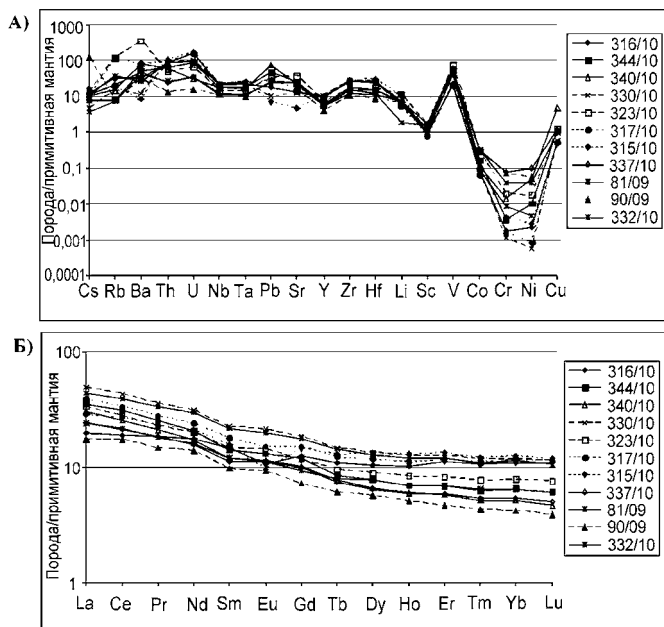
№	316/10	344/10	340/10	330/10	323/10	317/10	315/10	337/10	81/09	90/09	332/10
Cu	13,50	28,35	121,90	15,29	31,73	13,24	12,73	29,67	23,59	-	-
Zn	68,05	104,95	38,24	61,43	87,98	61,07	70,03	56,26	66,01	52,50	66,59
Ga	24,31	19,62	17,17	19,38	18,71	18,79	19,40	17,16	16,50	-	-
Ge	0,94	1,56	1,52	1,07	1,43	1,30	1,19	1,22	0,96	-	-
As	4,08	1,94	2,45	2,26	4,12	2,70	2,01	3,10	1,11	-	-
Rb	14,80	3,65	6,97	6,94	55,90	50,76	8,90	9,82	3,38	3,75	18,07
Sr	212,22	423,26	368,11	205,60	597,19	261,15	76,04	405,21	397,59	254,22	215,34
Y	33,00	21,85	18,04	37,45	24,13	33,49	36,47	18,35	20,50	14,40	34,43
Zr	237,16	156,80	133,81	248,83	145,77	229,01	242,49	111,56	135,11	93,65	233,69
Nb	9,86	8,37	8,33	10,69	6,62	9,88	10,25	5,34	5,83	5,42	10,58
Mo	0,47	0,77	1,16	1,08	0,54	2,39	1,98	0,61	0,44	-	-
Cd	0,25	0,20	0,15	0,02	0,07	0,02	0,00	0,16	0,20	-	-
Sn	2,00	2,54	5,25	1,86	1,27	2,52	2,13	1,29	1,12	-	-
Sb	0,19	0,06	0,51	0,24	0,38	0,40	0,26	0,03	0,03	-	-
Te	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	-	-
Cs	0,20	0,13	0,17	0,08	0,21	0,17	0,27	0,19	0,06	2,09	0,18
Ba	172,10	268,52	428,18	60,98	180,86	423,91	43,41	247,69	218,26	155,93	139,88
La	10,07	18,01	15,52	25,23	17,12	19,99	14,42	12,34	12,31	8,97	22,24
Ce	25,15	41,48	33,77	57,58	37,82	44,95	36,23	28,87	29,25	23,60	52,31
Pr	3,72	5,12	4,25	7,27	4,65	5,72	4,76	3,71	3,68	3,03	6,86
Nd	17,43	20,67	17,27	30,81	19,80	23,83	20,89	15,64	16,04	13,72	29,84
Sm	4,77	4,58	3,91	7,36	4,70	5,78	5,14	3,63	3,90	3,17	7,01
Eu	1,30	1,63	1,39	2,64	1,77	1,84	1,18	1,38	1,38	1,14	2,48
Gd	5,46	5,28	4,44	8,00	5,06	6,51	6,31	4,31	4,06	3,13	7,72
Tb	0,88	0,68	0,62	1,19	0,77	0,98	1,04	0,60	0,64	0,49	1,14
Dy	5,66	4,21	3,56	7,29	4,84	6,32	7,20	3,53	4,24	3,10	6,97
Ho	1,25	0,84	0,72	1,54	1,01	1,35	1,57	0,71	0,85	0,61	1,46
Er	3,84	2,36	2,02	4,44	2,85	4,02	4,62	2,05	2,37	1,62	4,23
Tm	0,57	0,34	0,28	0,64	0,42	0,59	0,66	0,29	0,35	0,23	0,59
Yb	3,81	2,26	1,79	4,04	2,72	4,04	4,32	1,89	2,22	1,47	3,91
Lu	0,59	0,33	0,25	0,62	0,41	0,61	0,64	0,27	0,33	0,21	0,57
Hf	5,81	3,72	3,48	6,48	4,01	6,45	6,99	2,60	3,02	2,05	6,21
Ta	0,66	0,54	0,51	0,76	0,43	0,71	0,78	0,32	0,36	0,31	0,75
W	1,47	0,46	1,96	1,02	0,41	1,23	2,24	0,14	0,36	-	-
Tl	0,05	н/о	н/о	0,01	0,25	0,27	0,06	0,02	н/о	-	-
Pb	2,72	6,87	11,37	1,52	5,01	4,30	1,04	3,97	3,59	-	-
Bi	0,07	0,07	0,05	0,001	0,02	0,11	0,03	0,01	0,01	-	-
Th	5,78	4,19	3,70	5,34	3,16	5,92	6,61	1,56	1,69	0,87	5,28
U	2,85	1,60	0,54	1,76	1,13	2,76	3,03	0,64	0,64	0,28	1,69

Примечание: 344/10, 340/10, 330/10, 323/10, 315/10, 337/10; 81/09, 90/09, 332/10 — базальты; 316/10, 317/10 — андезибазальты.



**Рис. III.2.** Спектры распределения редких и рассеянных элементов в базальтах греховского комплекса: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

См. примечание к табл. III.3.



**Рис. III.3.** Спектры распределения редких и рассеянных элементов в базальтах берзовского комплекса: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

См. примечания к табл. III.4.

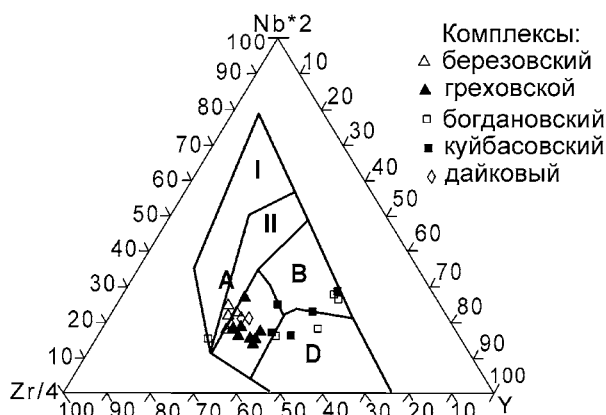
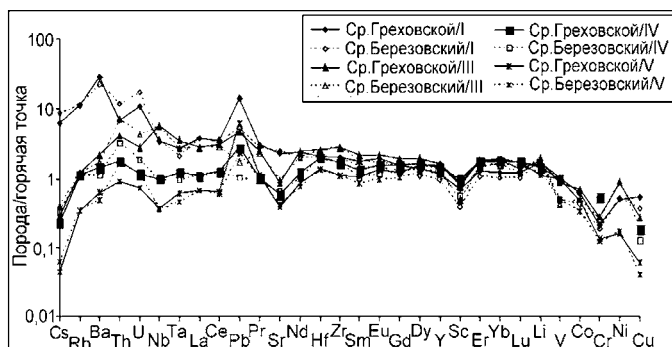
Геохимические особенности базальтов греховского и березовского комплексов характеризуют спайдерграммы рис. III.2 и III.3. Они отражают значительные количественные вариации в содержаниях Rb, Cs, Ba, а также Li, Sr и Sc. При этом U и Th при тех же количественных отношениях, что и Li и Sr, значительно превышают их содержания в примитивной мантии. Фигуративные точки ВЗЭ (Zr, Nb, Ta и Hf) на этих диаграммах располагаются компактно в умеренно-повышенных значениях. Значительные количественные вариации характерны для Co, Cr, Ni. Они же образуют глубокий совместный минимум. Резкая положительная аномалия хаактерна для V.

Максимальные содержания элементов группы Fe характерны для толеитовых базальтов трещинного типа излияния, а минимальные присущи известково-щелочным разновидностям базальтов.

Редкоземельные элементы в базальтах заметно фракционированы при некотором преобладании легких лантаноидов над тяжелыми: La/Yb-отношения составляют 2,6–10,7. Спектры РЗЭ осложнены европиевыми аномалиями, как слабо выраженными, так и с более проявившимися положительными формами. Сумма РЗЭ варьирует в пределах 64,48–158,66 г/т. Состав РЗЭ в андезитах аналогичен базальтам также со слабо выраженной положительной аномалией Eu. При этом более высокие содержания тяжелых РЗЭ отмечаются в базальтах вулканических аппаратов центрального типа (рис. III.3).

Сравнительный анализ распределения содержаний микроэлементов в базальтах березовского и греховского комплексов с базальтами различных геодинамических обстановок [Наумов и др., 2010] выявил их преимущественную общность с породами «внутриконтинентальных горячих точек» (рис. III.4). На этом рисунке однотипный характер спектров повторяется для базальтов с низкими и высокими содержаниями РЗЭ. При этом для базальтов раздвиговых зон отмечается увеличение количества РЗЭ: от ранних к поздним потокам. Для продуктов вулканизма центрального типа такой закономерности не выявлено, хотя соотношения между легкими и тяжелыми компонентами в них сопоставимы. На приведенной диаграмме (рис. III.4) ясно проявились и различия в распределении крупноионных литофильных компонентов. Минимумы характерны для Cs, Sr, Sc. Cr и Ni менее выразительны. Положительные и отрицательные аномалии характерны для Ba, U, Th и Nb. Резким максимумом выделяется Pb.

Согласно дискриминационной диаграмме Zr–Nb–Y (рис. III.5) рассматриваемые базальты по соотношению микрокомпонентов ближе соответствуют продуктам внутриплитной геодинамической обстановки. При этом, как свидетельствуют диаграммы на рис. III.2 и III.3, нельзя отрицать и влияние на состав базальтоидов грабена процесса контаминации островодужными породами и кристаллизационной дифференциации расплава. Это отражается в высоких содержаниях в породах крупноионных литофильных микроэлементов, таких, как Ba, Sr, Th, Cs, Rb, а также наличием заметной аномалии Nb и Ta.



Поля на диаграмме: AI — внутриплитные щелочные базальты; AII — внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты; B — E-тип MORB; C — внутриплитные толеиты; D — N-тип MORB.

### III.2.2. Продукты кислого вулканизма

Кислые продукты вулканической деятельности известны в грабене с уровня кизеловского горизонта верхнего турне до каменск-уральского горизонта верхнего визе. Извержения в этот период происходили ритмично, формируя вулканогенный разрез основных и кислых пород. Первый наиболее ранний ритм датирован кизеловским временем, вулканы этого ритма картируются в Жинкинском, Чекинском и Березовском разрезах, что отражено на схеме ритмичности нижнекаменноугольных об-





позднего визе. В разрезе «Кремниевый лог» жуковско-каменск-уральский ритм перекрывается базальтами аверинского и богдановичского горизонтов. Мощности кислых вулканитов в указанных разрезах составляют от 100 до 300 м. В пределах отдельных пачек мощности переслаивающихся пластов кислых и основных вулканогенных пород составляют первые метры. Максимальное количество кислых вулканитов известно в пределах Чекинского стратовулкана. Здесь скважина прошла по ним более 700 м и была остановлена, не выходя из них. В разрезе названного стратовулкана выделяются четыре ритма основных и кислых вулканитов. В других разрезах количество ритмов ограничивается одним или двумя. При этом, как отмечалось выше, время их формирования и масштабность были разными. Мощность полного ритма основных и кислых продуктов вулканизма варьирует от 500 до 2500 м.

В толщах, содержащих кислые вулканиты, фауна установлена в Чекинском разрезе, где она соответствует кизеловскому горизонту верхнего турне. В других разрезах фауна обнаружена в линзах и прослоях известняков и терригенных осадках, а также среди подстилающих и (или) перекрывающих базальтов.

Таким образом, вулканогенный разрез грабена по времени формирования соответствует диапазону с начала позднего турне по позднее визе включительно. По составу он отвечает контрастной формации. Промежуточные типы пород в вулканогенном разрезе пользуются ограниченным распространением. В ассоциации с базальтами переходные породы отвечают андезитам, которые в небольшом объеме известны в нижних горизонтах березовского комплекса. В ряду кислых пород такой переходной разновидностью является трахит, который отмечен в верхних горизонтах разреза визе.

В разрезах кислых вулканитов особенно много пирокластических фаций. Различаются лапиллиевые, бомбовые, грубообломочные туфы и туфы смешанного состава, а также ксенотуфы. Не всегда уверенно можно выделить разрезы, формировавшиеся в наземных условиях. Эффузивные лавовые фации известны в разных участках проявления кислого вулканизма, однако они встречаются не часто. Несколько таких пунктов отмечены ранее [Салихов, Яркова, 1992] и описаны в рукописной работе Г.И. Чайко [1984ф]. Игнимбриты, наземная природа которых не вызывает сомнения, описаны также в работах Г.А. Смирнова и Т.А. Смирновой [1967], А.В. Тевелева и др. [2005]. Среди других лавовых образований кислого состава следует особо отметить экструзивные купола, субвулканические тела и дайки, которые пользуются довольно широким распространением. Не всегда уверенно можно отличить экструзивные купола субвулканических тел, за исключением тех примеров, когда в экзоконтактовом ареале вокруг первых присутствуют обломочные риолиты экструзива.

Экструзивные купола образуют тела изометричной или подковообразной формы, обычно они мелкие по размерам. Иногда это более крупные

тела — от первых сотен метров до 1 км в диаметре. В рельефе они выделяются в виде холмов и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. При этом видны секущие контакты этих тел с вмещающими слоистыми породами. Сложены они такими же лавами, как и лавы потоков, нередко флюидалными.

Позднетурнейские экструзивы развиты в южной части Магнитогорской площади. Здесь они наиболее разнообразны по составу: от риолитов и риодацитов до трахириодацитов, трахириолитов и трахидацитов. Окраска этих пород также разнообразна — от зеленовато-серой до вишневой и сиреневой. Визейские экструзивы сложены риодацитами и риолитами светло-розового цвета. Для них характерны метасоматические изменения, связанные с вулканической деятельностью. Широко развиты окварцованные и слабо серицитизированные породы, изредка это вторичные кварциты. Экструзивный купол г. Острый, в 2,5 км западнее пос. Мартыновки или Верхнекизильский купол на правом берегу р. Урал, выше пос. Верхнекизильского, прорывают березовский комплекс.

Субвулканические породы кислого состава представлены штоками, силлами и дайками. Они развиты главным образом на севере Магнитогорской площади и по облику близки к описанным выше лавам экструзий, отличаясь большей раскристаллизованностью субвулканических залежей. По составу они отвечают риолитам, риодацитам, дацитам и реже трахидацитам и трахириолитам. Такие риолиты и риодациты образуют силлы в Дальнем карьере Магнитогорского месторождения. Верхнетурнейские субвулканические залежи в виде штоков и даек развиты и на юге Магнитогорской площади. Это серые, зеленовато-серые, сиреневато-серые породы, по составу они отвечают трахириолитам, трахириодацитам и трахидацитам.

Обычные по составу риолиты распространены в пределах щитовидных построек, а низкощелочные разновидности, вместе с риодацитами, ограничены северным сектором грабена. Щелочные риодациты (пантеллериты) обнаружены в среднем секторе грабена. Низкощелочные, нормальнощелочные дациты и трахидациты развиты в восточном и юго-восточном обрамлении северного сектора грабена. Названные разновидности пород характеризуются структурно-текстурными вариациями: это и однородные афировые, иногда перлитовые, флюидалные и брекчиевидные, миндалекаменные и глобулярные, а также породы с разной степенью порфиоровости и кристалличности. Кислые вулканогенные фации ранних ритмов имеют преимущественно темно-сиреневую, серую, зеленоватую и розовую окраски. В разрезе заключительных ритмов широко распространены ярко-розовые, рыжие и желтоватые тона разновидностей пород.

Химические составы кислых вулканитов представлены в табл. III.5.

Согласно петрохимической классификации вулканитов (рис. III.7) они отвечают в основном трахириодацитам и трахириолитам. В небольшом объеме присутствуют щелочные риодациты (пантеллериты), а также трахириолиты, дациты, риолиты и низкощелочные риолиты.

Таблица III.5

Петрохимические составы кислых вулканитов

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
1/431	60,92	0,88	17,32	1,59	3,33	0,18	1,15	3,06	6,29	2,37	0,20	0,40	100,15
1/1102	61,60	1,07	16,34	2,55	3,60	0,05	2,04	1,62	5,42	3,47	0,27	0,40	99,77
1/397	63,44	0,66	16,39	1,29	3,20	0,14	1,16	4,40	2,85	2,85	0,10	0,40	99,68
1/758	64,78	0,84	16,31	2,02	1,94	0,10	1,19	1,83	4,86	3,26	0,15	1,32	100,26
1/305	67,16	0,70	16,11	1,40	1,94	0,07	1,44	1,15	6,00	2,20	0,11	0,40	99,04
314/10	67,80	0,43	14,00	1,75	1,44	0,13	1,81	1,00	6,90	3,70	0,23	1,00	100,19
302/10	68,60	0,63	14,85	2,60	0,80	0,13	1,81	2,00	3,75	4,40	0,24	0,20	100,01
2066/603	68,93	0,78	16,11	1,01	2,20	0,05	1,06	1,03	6,25	1,05	0,17	0,40	100,24
281/10	69,00	0,32	14,90	1,00	1,00	0,07	1,70	1,20	5,02	5,00	0,15	0,50	99,81
254/10	69,10	0,60	15,13	3,57	0,35	0,04	0,85	1,80	3,75	4,45	0,08	0,10	99,82
260/10	70,00	1,75	11,28	1,00	2,87	0,09	3,40	4,00	4,31	0,25	0,24	1,22	100,22
300/10	70,00	0,60	14,25	1,29	0,86	0,04	1,70	1,80	4,75	5,00	0,10	0,10	100,49
301/10	70,00	0,60	14,55	2,80	0,57	0,05	0,85	2,40	3,80	4,40	0,14	0,40	100,06
282/10	70,00	0,50	13,90	1,89	0,93	0,05	1,70	1,80	5,10	3,40	0,14	0,50	99,91
280/10	71,00	0,52	14,00	2,02	1,00	0,07	1,98	2,20	3,40	3,10	0,10	0,22	99,61
22/665	71,28	0,38	14,23	1,60	1,26	0,04	0,74	0,31	4,41	4,43	0,37	0,40	99,73
312/10	71,50	0,26	13,60	1,00	0,43	0,08	0,65	1,60	2,75	5,55	0,06	2,30	99,78
310/10	71,80	0,39	14,00	0,89	2,51	0,03	0,85	1,40	3,75	4,10	0,07	0,74	100,53
250/10	72,00	0,53	14,90	3,10	0,35	0,06	0,85	0,24	6,45	1,25	0,07	0,20	100,00
270/10	72,00	0,28	14,60	2,00	0,50	0,06	0,85	1,40	3,75	3,88	0,05	0,10	99,47
313/10	72,00	0,08	13,00	1,00	0,50	0,01	2,00	0,60	6,00	3,70	0,06	0,80	99,75
308/10	72,10	0,44	13,90	1,35	0,35	0,01	0,85	1,40	3,40	4,85	0,04	1,20	99,79
6066/391	72,95	0,51	14,64	1,64	0,73	0,03	0,79	0,96	2,00	3,56	0,11	0,40	100,60
2066/600	74,92	0,14	13,33	0,75	0,55	0,05	2,10	0,55	2,63	2,74	0,02	0,88	100,39
2066/418	75,81	0,47	13,37	1,65	0,73	0,04	0,79	0,59	3,91	1,83	0,10	0,40	100,79
2066/844	76,92	0,16	13,01	0,75	0,50	0,03	0,31	1,07	2,72	3,00	0,02	0,40	100,21
2066/856	78,74	0,16	11,43	0,54	0,58	0,03	0,23	0,70	4,14	3,00	0,03	0,40	100,29
271/10	81,00	0,08	8,20	1,00	0,30	0,03	0,85	1,60	0,54	6,00	0,05	0,10	99,75

Примечание — 1/1102, 1/397, 1/758, 2066/603 — трахидациты; 1/397 — дациты; 281/10, 314/10 — щелочные риодациты; 302/10, 254/10, 300/10, 301/10, 282/10, 22/665, 312/10, 310/10, 313/10, 308/10 — трахириодациты; 280/10, 250/10, 270/10 — риодациты; 2066/856, 271/10 — риолиты; 6066/391, 2066/600, 2066/418, 2066/844 — низкокальциевые риолиты.

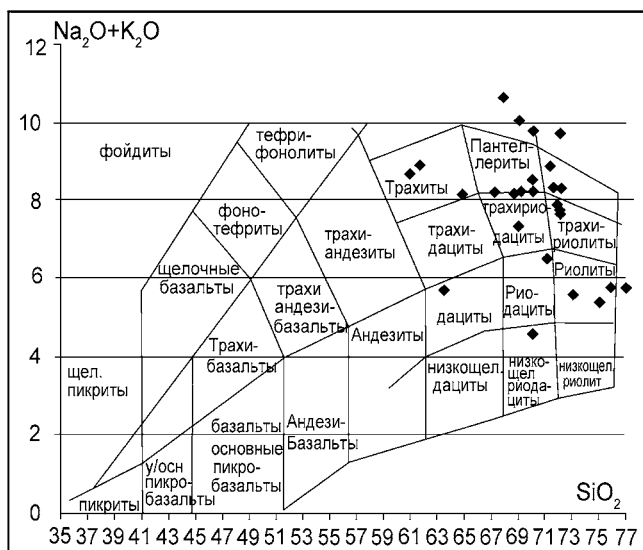


Рис. III.7. Систематика кислых вулканитов в координатах  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$

Фигуративные точки кислых вулканитов образуют на рис. III.7 два ряда, пространственно контролируемые разными частями грабена. В северном секторе грабена развиты породы с низкими содержаниями щелочей, в среднем и южном секторах грабена — это субщелочные и щелочные разновидности кислых вулканитов. Подавляющее большинство проанализированных пород отвечают калий-натриевой серии. Среди риодацитов, трахириодацитов и риолитов широко развиты разновидности с повышенной калиевоcтью ( $K_K = 0,4\text{--}1$ ) и очень редко присутствуют породы с повышенной натриевоcтью ( $K_{Na} = 2\text{--}4$ ).

Низкощелочные риолиты характеризуются повышенным индексом петрохимической лейкократовости. Среди трахидацитов и дацитов присутствуют лишь калий-натриевые разновидности. Все кислые вулканиты карбона характеризуются относительно повышенной глиноземистостью ( $al' = 2,3\text{--}6,1$ ).

Микроэлементный состав кислых вулканитов характеризуется табл. III.6.

Общий вид спектра распределения редких и рассеянных элементов в кислых вулканогенных породах нижнего карбона (рис. III.8) в целом близок к спектру этих элементов в базальтах грабена. В том и другом случаях наиболее высокими концентрациями выделяются КИЛЭ. В кислых вулканитах содержания этих элементов относительно базальтов возрастают при относительно незначительных в целом вариациях. Отмечаются умеренно высокие содержания ВЗЭ. Широкий диапазон количественных вариаций и умеренно низкие содержания характерны для Sr, Y, Sc и V. В максимуме Pb и в глубоком минимуме Li. Широким диапазоном содержаний и глубоким минимумом характеризуются Co, Cr, Ni.

Кислые вулканогенные породы, получившие развитие в удалении от раздвиговых зон, в областях формирования мелких вулканов ареального типа

**Таблица III.6**

Микроэлементный состав кислых вулканитов

№	321/2010	318/2010	300/2010	322/2010	324/2010	336/2010	314/2010	307/2010	313/2010	280/2010
Li	16,38	2,05	4,29	5,31	5,43	5,29	8,29	1,53	8,63	15,12
Be	1,17	1,53	2,53	1,36	1,79	1,28	1,64	1,16	2,33	2,48
Sc	10,89	9,56	8,08	5,06	5,58	1,69	8,15	2,06	4,19	5,18
Ti	4834,48	2214,78	4528,49	1654,29	3755,36	1558,87	3518,27	1133,14	883,49	2341,52
V	60,93	1,05	26,35	8,72	22,55	11,08	50,97	14,88	9,13	11,76
Cr	163,29	156,83	9,07	6,09	4,42	3,38	57,06	4,43	19,30	7,40
Co	9,32	0,65	1,90	1,01	0,91	1,29	4,99	0,94	1,36	1,89
Ni	250,16	194,53	18,01	10,06	8,27	7,01	25,85	4,75	22,03	6,12
Cu	393,34	8,69	9,90	6,89	8,32	7,19	14,41	5,82	77,72	9,65
Zn	62,01	67,84	58,62	26,70	93,57	32,28	61,11	32,92	28,91	68,88
Ga	15,76	20,12	20,65	20,18	20,97	14,79	17,67	14,34	16,29	18,52
Ge	1,14	1,52	0,88	1,01	1,08	1,19	1,50	0,82	1,64	1,34
Rb	34,92	56,55	44,50	31,72	55,85	28,18	50,72	80,17	121,93	57,41
Sr	109,27	44,96	49,76	16,95	180,33	29,83	129,56	117,63	103,76	129,59
Y	23,39	23,59	37,06	20,92	18,53	6,46	23,74	10,63	34,17	26,59
Zr	179,67	338,75	535,07	410,22	287,97	179,12	208,00	106,98	115,15	358,28
Nb	7,88	11,32	20,06	11,90	10,98	11,05	9,64	11,16	7,84	15,39
Mo	1,22	3,33	0,94	0,99	0,71	1,01	0,91	0,74	0,55	2,45
Cs	0,29	0,15	0,23	0,18	0,45	0,63	0,14	0,55	1,06	0,51
Ba	405,86	733,77	598,31	231,66	1189,20	155,47	576,75	743,63	250,00	358,77
La	15,62	11,77	28,93	6,52	11,77	6,87	17,76	20,31	24,20	19,67
Ce	34,64	33,65	51,76	22,33	29,85	17,37	39,38	37,27	40,51	44,52
Pr	4,30	4,20	7,56	2,80	3,82	2,01	4,93	3,56	5,19	5,39
Nd	17,25	17,19	28,98	12,24	15,31	7,40	20,23	11,18	18,67	19,84
Sm	4,06	4,35	6,07	3,34	3,57	1,53	4,52	2,17	4,22	4,46
Eu	1,30	1,30	1,67	0,77	1,31	0,35	1,21	0,56	0,52	1,03
Gd	4,82	4,73	7,15	3,72	3,98	1,70	5,19	2,56	5,09	4,98
Tb	0,69	0,78	0,98	0,69	0,60	0,24	0,72	0,31	0,79	0,74
Dy	4,29	5,01	6,20	4,66	3,83	1,44	4,45	1,72	5,21	4,69
Ho	0,87	1,09	1,33	1,03	0,80	0,30	0,94	0,36	1,15	1,02
Er	2,61	3,39	4,00	3,17	2,48	0,92	2,87	1,04	3,52	3,09
Tm	0,38	0,49	0,62	0,49	0,37	0,15	0,44	0,17	0,55	0,48
Yb	2,58	3,37	4,31	3,45	2,62	1,07	3,02	1,17	3,81	3,30

Lu	0,39	0,51	0,66	0,52	0,41	0,17	0,46	0,19	0,58	0,50
Hf	4,45	7,99	11,96	9,64	6,65	4,69	5,53	2,95	3,94	8,06
Ta	0,58	0,76	1,22	0,80	1,71	0,93	0,68	1,11	1,10	1,09
W	1,91	1,81	0,55	1,66	0,74	0,95	1,55	1,07	2,08	0,56
Pb	25,55	22,66	5,59	0,96	4,08	6,87	9,59	3,51	21,34	13,98
Th	6,83	4,79	3,77	4,91	4,21	4,62	5,62	12,66	13,36	5,83
U	3,12	3,34	2,74	3,41	2,43	2,99	3,00	3,31	4,18	2,48

Примечание: 321/2010 — трахит; 318/2010, 300/2010, 322/2010, 324/2010, 336/2010 — трахириодациты; 314/2010, 313/2010, 307/2010 — трахириолиты; 280/2010 — дацит.

и стратовулканов, характеризуются низкими содержаниями элементов группы железа, в количествах на порядок и два порядка еще более низких, чем в вулканитах трещинного типа.

Спектры распределения редкоземельных элементов в кислых вулканогенных породах нижнего карбона близки спектрам РЗЭ в базальтах грабена. В кислых вулканитах содержания РЗЭ менее стабильны (рис. III.8Б). Суммарные содержания РЗЭ колеблются от 41,6 до 150,2 г/т. В риолитах раздвиговых зон преобладают их более высокие концентрации (91,8–150,2 г/т), а в областях проявления вулканитов центрального типа — пониженные (41,6–113,8 г/т).

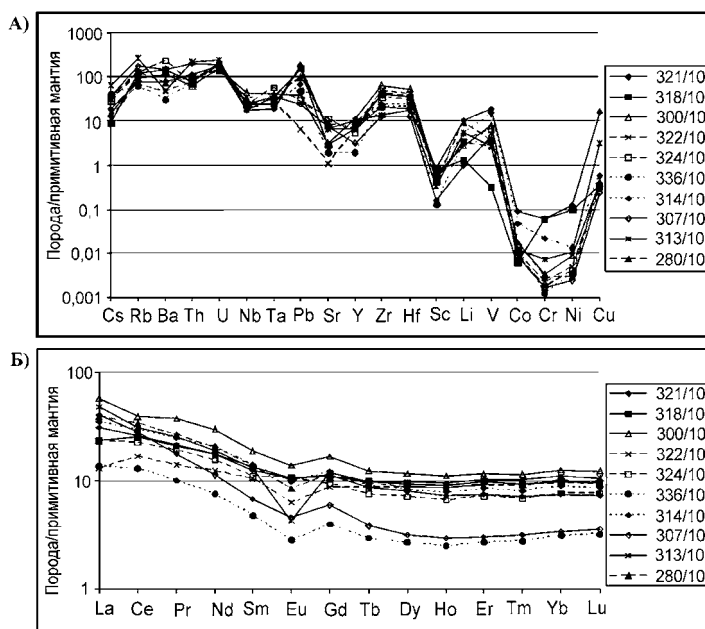
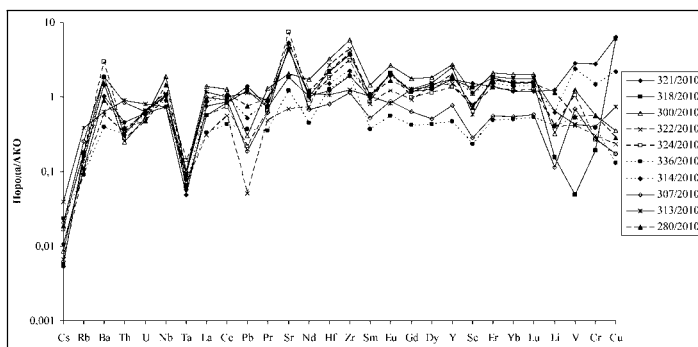


Рис. III.8. Спектры распределения редких и рассеянных элементов в кислых вулканогенных породах нижнего карбона: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.



**Рис. III.9.** Нормирование составов кислых вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена к расплавам АКО [Наумов и др., 2010].

La/Yb отношения варьируют в диапазоне 3,43–6,71. Спектры распределения РЗЭ осложнены отрицательными аномалиями Eu, которые комплементарны положительным аномалиям в некоторой части базальтов грабена.

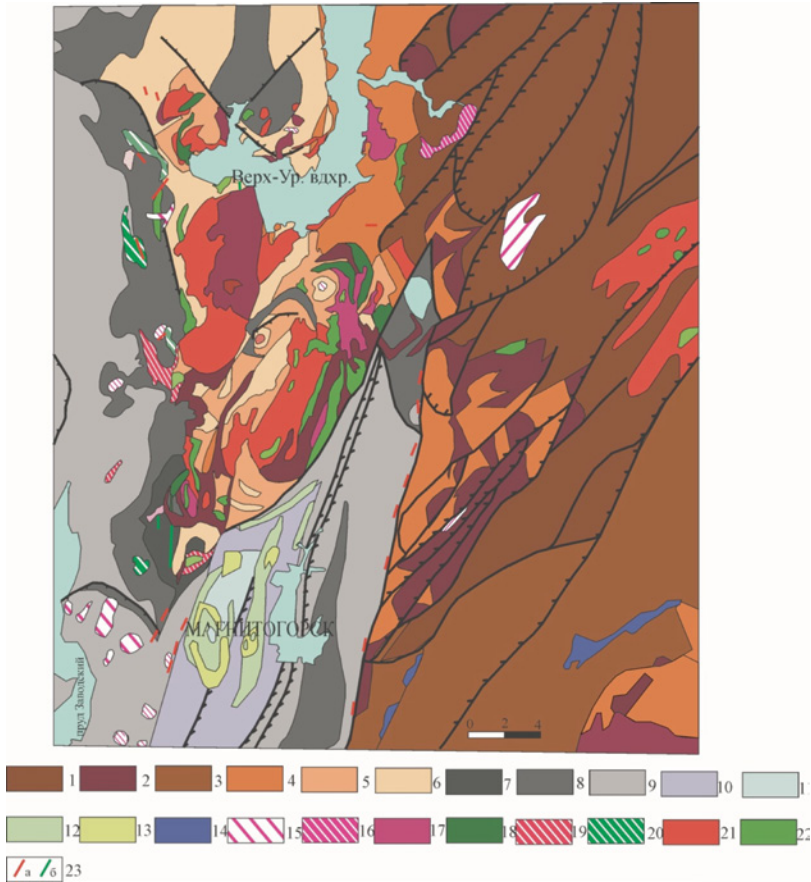
Сравнительный анализ геохимических характеристик кислых вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена с кислыми расплавами АКО (рис. III.9) выявил обедненность первых Cs, Rb, Ta, Th, U, Pb, при повышенных содержаниях всех приведенных на спайдерграмме химических элементов, в т.ч. Ba, Nb, Cr, Zr, Hf и РЗЭ. Все они характеризуются широким диапазоном количественных вариаций, превышая стандарты АКО. Лишь в единичных пробах их содержания ниже этих показателей. В большинстве проб содержания Li, Cr, V и Cu ниже средних значений АКО, хотя единичные из названных элементов превышают стандарты.

### III.3. Интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена

Формирование интрузивных образований Магнитогорско-Богдановского грабена, выделяемых в Магнитогорскую габбро-гранитную серию, связано с заключительной стадией вулканизма, знаменуя новую тектоно-магматическую активизацию региона. Наибольшая концентрация массивов этой интрузивной серии наблюдается в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена, контролируясь крыльями раздвигов, а также в его восточном обрамлении. К последним, в частности, относятся массивы Кассельский, Чекинский, а также Бриентский и др., часть из которых описаны в [Салихов, Митрофанов, 1994]. В пределах грабена массивы контролируются блоками тектонических поднятий фундамента, сформировавшимися в процессе межконтинентальной коллизии.

На севере Магнитогорско-Богдановского грабена интрузивы Магнитогорской серии приурочены к Магнитогорскому тектоническому поднятию, в пределах которого доминирует сложнопостроенное раннекаменноуголь-





**Рис. III.10.** Геологическая схема участка развития Магнитогорской группы интрузий, по [Мосейчук и др., 2000ф].

*Условные обозначения:* 1 — Александринская толща. Лейкобазальты, базальты, андезибазальты и порфировые плагиоклазовые, реже пироксен-плагиоклазовые порфириды; 2 — Гумбейская свита. Базальты и андезибазальты порфировые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые, их лавобрекчии, кластолавы, лавокластиты, туфы, ксенотуфы, туффиты, тефроиды; 3 — Урлядинская толща. Базальты и андезибазальты порфировые плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые, реже афировые, андезиты, дациандезиты, дациты, риодациты, риолиты, их кластолавы, лавокластиты, туфы, ксенотуфы, туффиты; 4 — Аблязовская толща. Базальты, реже андезибазальты, в резко подчиненном объеме трахибазальты, трахиандеибазальты порфировые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые; 5 — Новоивановская толща. Трахибазальты, шошониты и трахиандеибазальты, реже базальты и андезибазальты порфировые плагиоклазовые, реже пироксен-плагиоклазовые; 6 — Шумилинская свита. Трахиандезиты, андезиты, трахиты, трахидациты, трахириодациты, трахириолиты, реже дациты, риодациты, риолиты; 7 — свита горы Магнитной. Известняки с прослоями обломочных известняковых конгломератов и брекчий с единичными прослоями; 8 — Березовская свита. Трахибазальты трахиандеибазальты, андезибазальты, трахиандезиты, риодациты, риолиты, реже базальты, андезиты, трахириодациты; 9 — Греховская свита. Трахибазальты, трахиандезиты, трахириодациты, трахириолиты, реже базальты, трахиандеибазальты, андезибазальты, андезиты, риодациты, риолиты; 10 — Кизильская свита. Известняки

ное Желтинское палеовулканическое сооружение. На современном эрозионном срезе в центре этого поднятия преобладают скученные в виде мелких блоков «домагнитогорские» позднедевонские и раннекаменноугольные образования аблязовской, новоивановской, шумилинской и магнитогорской свит и толщ. Три первые из них представлены преимущественно образованиями одноименных вулканогенных комплексов девона и нижнего турне. Они сопровождаются многочисленными субвулканическими телами [Мосейчук и др., 1990ф, Мосейчук и др., 1995; Салихов и др., 1991]. Здесь обнажен состоящий из ряда блоков гетерогенный фундамент, на котором и сформировалось Желтинское раннекаменноугольное вулканическое сооружение.

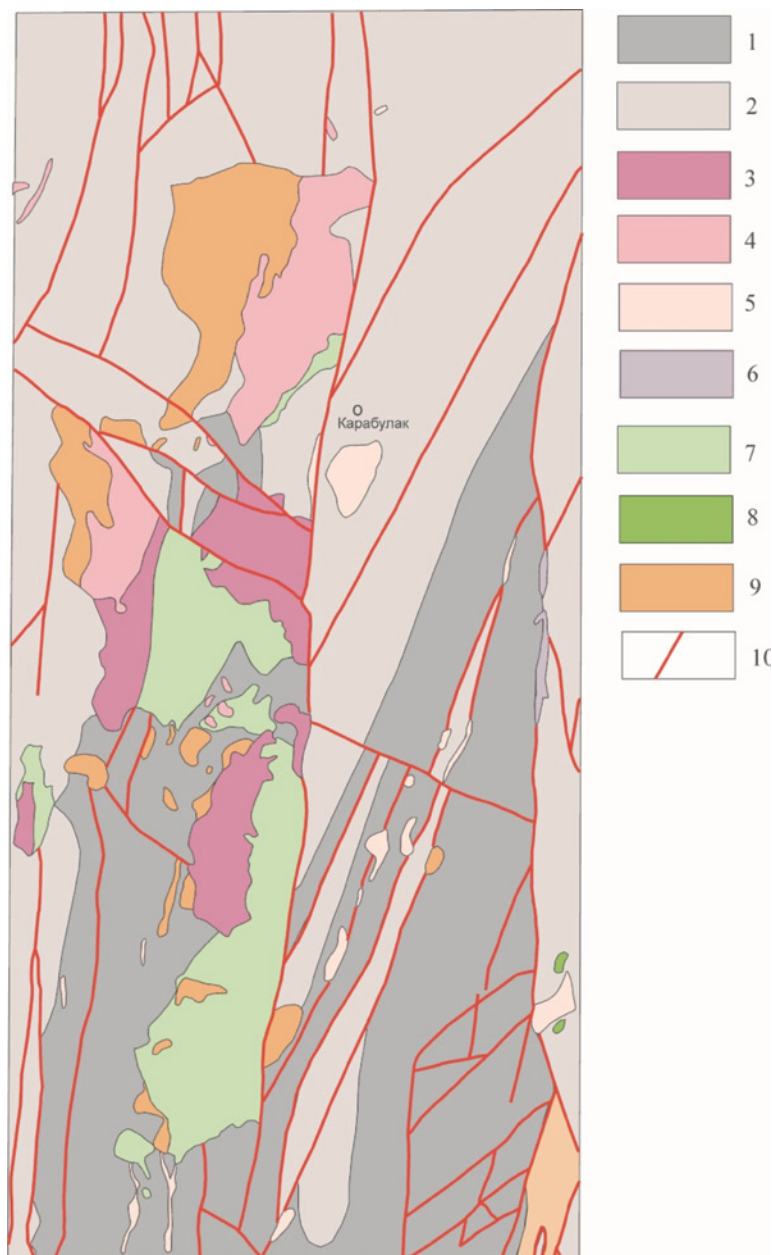
*Магнитогорская группа массивов* состоит в основном из нескольких интрузивных тел от основного до кислого состава, при преобладании габброидов и довольно широком развитии пород среднего состава (рис. III.10).

Значительная часть интрузивных образований занимает закономерное положение в пределах Желтинского палеовулканического сооружения, центр которого расположен в районе г. Жосовской. Расположение Куйбасовского, Магнитогорского и Мосовского массивов в целом характеризует крупную кольцевую структуру. Во всех массивах присутствуют тела железнодороджинского дайкового комплекса, пересекающие породы главных фаз. Особенно много их в Алексеевском и Мосовском массивах, где они образуют целые дайковые поля северо-восточного простираения. Отмечаются также дайки желтинского и калымбаевского комплексов, не входящие в состав Магнитогорской серии.

Другая ассоциация интрузивных тел представлена *Карабулакской группой массивов* (рис. III.11): Северные и Южные Борки, Разборненский, г. Мохнатой. Названные массивы погружаются на север, запад и юг под вмещающие вулканогенные образования турне и нижнего визе, с нарастанием их размеров на глубине. С востока интрузивы ограничены крутопадающим Карабулакским сдвига-взбросом. На глубине около 1–2 км интрузивы сливаются в единый сложнопостроенный массив, залегая среди вулканогенных образований, предположительно позднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

Южнее развиты несколько изолированных массивов: Чекинский, Богдановский, Грязнушинский, которые с глубиной также увеличиваются в размерах. Вблизи южной границы Богдановского массива, на глубине в первые сотни метров, бурением вскрыты породы фундамента, представленные вулканитами фамена и карбонатными породами фамена-турне. Это также свидетельствует о контроле размещения Богдановского массива поднятой частью фундамента. Северо-восточнее Богдановского массива среди вулканитов турне, которые, по геофизическим материалам, залегают на толщах фундамента, размещается Малокараганский интрузив (по А.В. Тевелеву — массив г. Маячной). Столь же вероятно, что к структуре поднятия приурочена и Гусихинская группа интрузий, вскрытых бурением.

Внутреннее строение массивов Магнитогорской серии дифференцированное, иногда многофазное. Дайки и жилы, связанные со становлением массивов и относящиеся к дайкам первого этапа, развиты в ограниченном количе-



**Рис. III.11.** Геологическая схема участка развития Карабулакской группы интрузий по [Чайко, Яркова, 1974ф].

Условные обозначения: 1 — кизилковский горизонт; 2 — косьвинский горизонт; 3 — граниты биотит-роговообманковые и биотитовые среднезернистые порфировидные; 4 — граниты роговообманковые среднезернистые; 5 — риолитовые порфиры и гранит-порфиры; 6 — серпентиниты; 7 — диабазы и габбро-долериты; 8 — габбро-долериты, долериты и диабазовые порфиры; 9 — граносениты и граниты роговообманковые среднезернистые; 10 — разрывные нарушения.

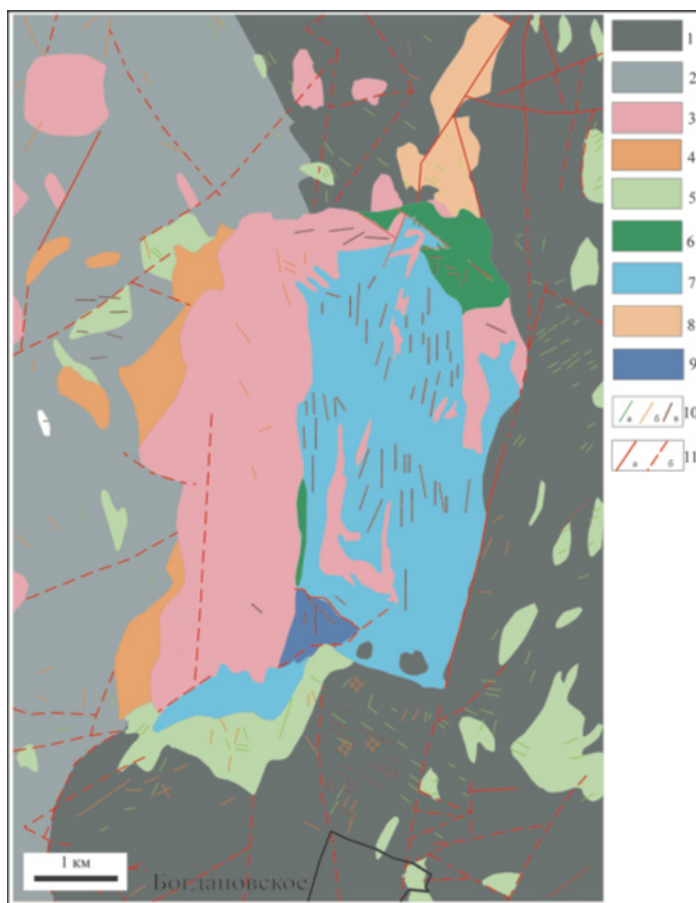
стве. Большинство интрузивных тел Магнитогорской серии принадлежат габбро-гранитной ассоциации. Общей закономерностью строения массивов этой ассоциации является уменьшение количества гранитоидов с глубиной. Объем габброидов при этом нарастает, также возрастает доля пород среднего состава. В контактовых зонах небольших тел габброидов и гранитоидов отмечается обилие интрузивных брекчий — обломков различных размеров габброидов с цементирующей массой гранитоидов [Ферштатер, 1987].

Анализ составов пород как габбро-гранитных массивов, так и самостоятельных обособленных тел габброидов и гранитоидов Магнитогорской серии, показал значительное их разнообразие. Габброиды представлены двумя типами. Один из них отвечает габбродолеритам, которые составляют относительно небольшие по размерам тела однородного или слабодифференцированного строения, объединенные в *богдановский тип*. В интерпретации В.М. Мосейчука [1990ф] эти габброиды и базальты греховской свиты представляют единую вулканоплутоническую ассоциацию. По данным Г.Б. Ферштатера [1987], эти габброиды являются наиболее ранними и представляют собой «серии дифференциатов глубинного промежуточного очага», слагая «преимущественно придонные части интрузива». Все другие тела габброидов Магнитогорской серии отнесены к *куйбасовскому типу*. Им свойственна прежде всего значительная кристалличность и разнообразие составов, обусловленное дифференциацией. Эти габброиды не имеют признаков прямой идентичности с вулканогенными образованиями, но их генетическая общность с вулканитами березовской свиты, так же, как и с габброидами богдановского типа, очевидна. Они имеют, по Г.Б. Ферштатеру [1987], типичный базальтовый состав. Эволюция расплава такого состава, примерно на уровне становления массивов, дает габбро-гранитный комплекс. Именно с этим комплексом, согласно Г.Б. Ферштатеру, связано скарново-магнетитовое оруденение.

Гранитоиды Магнитогорской серии также представлены несколькими разновидностями, различающимися по щелочности. Однако эти разновидности легко и безошибочно распознаются и по структурно-текстурным особенностям. Всего выделяется шесть типов гранитоидов: узянский, алексеевский, мосовский, разборненский, борковский, чекинский (см. гл. III.3.2).

### III.3.1. Габброиды Магнитогорской серии

**Богдановская группа** габброидов представлена в основном умереннощелочными габбро, микрогаббро и габбро-порфиритами. Они слагают sill и сложные по морфологии тела. Кроме того, есть залежи, в которых вместе с габбро присутствуют монцогаббро и монцодиориты (sill Дальнего карьера Магнитогорского месторождения). Известны не только изолированные и небольшие по размерам (в несколько десятков метров) тела, но и крупные их скопления (сотни метров до первых километров). Довольно крупные залежи, представляющие собой комбинацию мелких тел, известны в южной части Куйбасовского и в северной части Магнитогорского массивов. Крупные за-



**Рис. III.12.** Геологическая схема участка развития Богдановского массива по [Мосейчук, Яркова, 1990ф].

Условные обозначения: 1 — вулканогенно-осадочные образования турнейского века карбона, 2 — вулканогенно-осадочные образования визейского века карбона, 3 — граниты, 4 — сиениты, 5 — диориты, 6 — габбро, 7 — габбродиориты, 8 — щелочные граниты, 9 — монцодиориты, 10 — дайки (а — основного состава, б — среднего состава, в — кислого состава), 11 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые).

лежи габброидов богдановского типа (размером около 30 км<sup>2</sup>) находятся на юге Разборненского массива, в центре массива Южные Борки и на востоке массива г. Мохнатая. Габброиды в указанных массивах образуют систему компактно залегающих силлов и даек. Мощность отдельных тел переменна — от первых метров до десятков метров, суммарная мощность превышает 1 км. В пределах Магнитогорского поднятия габброиды этого типа прослеживаются по отдельным скважинам до глубины 2 км.

Отдельные мелкие тела или краевые части относительно крупных тел, как, например, Богдановского массива (рис. III.12), сложены мелкозернистыми,

иногда порфировидными габброидами с офитовой, пойкилоофитовой, реже габбровой структурой. Основные минералы габброидов богдановской группы — плагиоклаз, клинопироксен, роговая обманка, титаномagnetит. Плагиоклаз составляет 50–60 %. В центре зерен состав плагиоклаза варьирует от  $An_{42-48}$  до  $An_{50-70}$ , по периферии развивается более кислый плагиоклаз  $An_{20}$ . Клинпироксен — обычно титанистый авгит. Титаномagnetит образует рассеянные скопления. В габброидах относительно крупных тел отмечаются капельные микропегматоидные обособления — с тонкими длинными призмочками роговой обманки и кварца. В наиболее крупных силлах габброиды постепенно сменяются монцодиоритами (силл Дальнего карьера).

**Химический состав пород.** Габброиды богдановского типа (табл. III.7) отвечают умереннощелочным базитам натриевого ( $\xi_{Na} > 4$ ) и калий-натриевого ( $V_{Na} 2,8-3,5$ ) типов щелочности. По коэффициенту глиноземистости они соответствуют габброидам умеренного ряда ( $Al\# = 0,72-1,0$ ), а по коэффициенту фракционирования ( $Fe\# = 58-73$ ) и содержанию  $FeO_t$  (10,5–13,9 %) ближе отвечают субщелочным базитам. Для этого типа габброидов характерны также высокие содержания  $TiO_2$  (до 2 масс. % и более) и  $P_2O_5$  (0,25–0,40 масс. % и более).

**Таблица III.7**

Химические составы габброидов богдановского типа

№№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
2009/71	54,06	1,94	15,14	4,37	6,15	0,18	4,24	4,27	4,31	1,21	0,284	0,60	99,75
2001/27,5	52,63	1,70	15,47	4,75	5,12	0,19	5,30	7,63	4,31	1,00	0,237	2,10	100,14
44/66	50,76	2,62	14,30	3,89	7,13	0,13	6,10	6,86	5,41	0,99	0,674	1,44	100,35
1834	49,20	1,94	15,80	4,64	6,49	0,18	5,82	8,32	3,66	1,15	0,25	2,46	99,91
1981/215	48,20	2,43	15,20	7,23	6,66	0,16	5,10	8,10	4,17	0,50	0,293	1,64	99,68
44/762	47,64	3,00	14,59	4,23	7,88	0,20	6,19	8,23	4,55	0,74	0,53	2,14	99,92
44/298	46,14	2,53	15,27	4,35	8,02	0,20	8,80	9,88	2,59	0,57	0,37	1,64	100,38
7/1903	45,72	1,84	16,72	3,09	7,73	0,17	7,69	7,48	3,07	1,08	0,321	4,72	99,63
564/11	47,0	1,86	16,30	4,52	6,11	0,17	6,00	11,36	3,50	0,50	0,22	2,00	99,54
591/11	47,30	2,44	16,70	5,75	6,09	0,18	6,20	8,02	3,40	1,25	0,40	1,82	99,55
597/11	51,0	1,83	16,40	5,42	5,03	0,23	8,40	5,96	3,80	1,25	0,33	0,20	99,85
599/11	50,40	2,10	16,80	4,23	6,10	0,30	6,20	5,68	3,12	1,02	0,33	3,10	99,46
615/11	56,0	1,47	16,70	6,60	2,87	0,23	3,00	5,68	3,24	1,75	0,32	2,22	100,08
615-1/11	54,0	1,58	17,00	5,60	3,59	0,26	3,50	5,68	4,05	1,25	0,32	2,54	99,37

*Примечание:* 2009/71 — габбро-долерит; 2001/27.5, 44/66, 1834, 1981/215, 44/762, 44/298, 7/1903 — габбро лейкократовое; 564/11, 591/11, 597/11 — габбро; 615/11 — сиенодиорит; 615-1/11 — монцогаббро.

По содержанию микроэлементов (табл. III.8) габброиды богдановского типа также близки к субщелочным базитам.

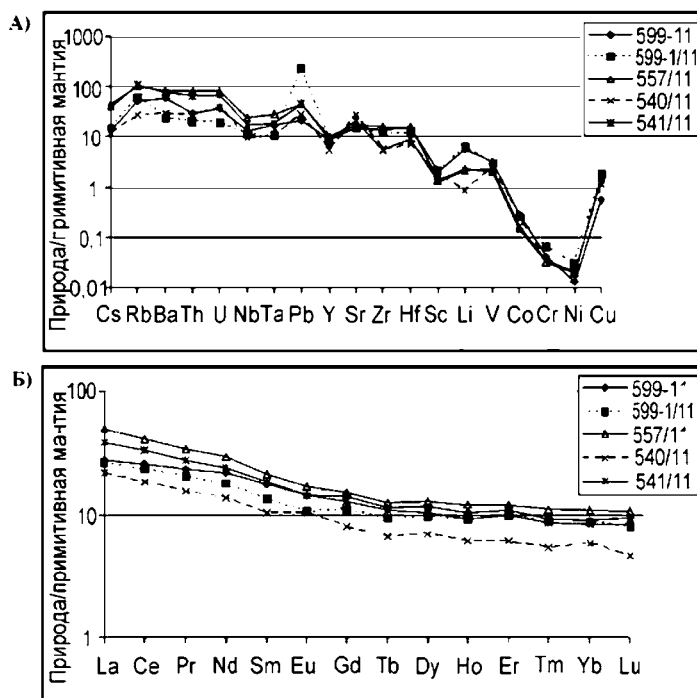


**Таблица III.8**

Содержание микроэлементов в габброидах богдановского и куйбасовского типов

	Богдановский					Куйбасовский				
	563/11	560/11	549/11	603/11	591/11	599/11	597-1/11	557/11	540/11	541/11
<b>Li</b>	3,02	19,78	11,57	5,43	6,18	9,10	9,79	3,64	1,34	3,42
<b>Be</b>	1,27	1,29	1,22	1,32	0,91	1,30	1,33	1,68	0,74	1,28
<b>Sc</b>	32,35	18,19	21,46	42,17	29,00	26,18	27,25	16,94	22,90	16,01
<b>Ti</b>	10236,5	9075,5	10033,6	13524,1	7180,5	9790,4	8011,7	5124,2	6197,4	7108,7
<b>V</b>	256,67	165,54	186,37	342,72	274,87	236,47	224,63	153,79	178,86	169,88
<b>Cr</b>	67,92	252,74	136,89	128,27	60,13	109,20	163,18	81,46	88,58	85,70
<b>Co</b>	28,52	20,65	34,81	36,17	28,34	29,11	26,23	15,58	25,17	17,88
<b>Ni</b>	28,70	67,45	99,09	32,63	17,48	26,28	60,37	38,22	37,57	40,65
<b>Cu</b>	75,48	24,69	56,30	19,02	12,07	13,57	44,62	39,25	28,06	34,15
<b>Zn</b>	66,44	73,87	68,12	63,25	40,59	136,57	166,92	64,58	55,28	52,56
<b>Ga</b>	21,09	19,61	19,18	19,31	16,88	16,51	17,09	18,37	16,81	18,60
<b>Ge</b>	1,54	1,45	1,36	1,94	1,45	1,22	1,24	1,37	1,28	1,23
<b>Rb</b>	10,33	79,59	34,31	3,96	20,02	23,39	28,29	46,56	12,64	51,38
<b>Sr</b>	528,48	404,53	479,05	406,51	301,70	246,45	233,17	273,15	431,13	329,00
<b>Y</b>	29,11	28,87	24,51	31,81	33,87	29,01	29,60	34,68	18,12	29,06
<b>Zr</b>	50,79	51,75	215,88	92,60	83,60	123,34	100,99	136,14	46,30	49,70
<b>Nb</b>	7,27	7,97	6,96	6,10	5,97	6,12	5,29	11,42	4,40	8,34
<b>Mo</b>	0,45	0,90	0,35	0,56	0,78	1,10	0,26	0,61	0,68	0,99
<b>Cs</b>	0,18	0,72	0,29	0,14	0,05	0,21	0,25	0,69	0,19	0,64
<b>Ba</b>	240,29	429,57	317,70	196,89	324,10	310,25	125,45	409,30	154,83	400,49
<b>La</b>	13,58	16,04	12,02	8,74	12,38	13,85	13,21	25,41	10,97	19,43
<b>Ce</b>	30,78	35,02	26,89	22,03	32,35	34,35	31,00	55,19	24,50	44,76
<b>Pr</b>	4,09	4,47	3,55	3,41	4,72	4,71	4,14	6,93	3,16	5,52
<b>Nd</b>	17,73	18,69	14,96	16,53	22,02	21,47	17,89	29,13	13,49	23,93
<b>Sm</b>	4,40	4,45	3,64	4,59	6,13	5,70	4,27	6,91	3,33	5,97
<b>Eu</b>	1,45	1,36	1,24	1,45	2,22	1,75	1,30	2,05	1,26	1,75
<b>Gd</b>	4,48	4,56	3,87	5,16	6,86	6,04	4,76	6,59	3,45	5,53
<b>Tb</b>	0,72	0,73	0,60	0,82	1,09	0,89	0,75	1,01	0,53	0,87
<b>Dy</b>	4,62	4,58	3,80	5,17	7,32	6,18	5,27	6,87	3,70	5,60
<b>Ho</b>	0,95	0,95	0,78	1,05	1,50	1,25	1,11	1,44	0,74	1,13
<b>Er</b>	2,82	2,79	2,33	3,09	4,17	3,69	3,42	4,13	2,09	3,40
<b>Tm</b>	0,39	0,39	0,32	0,42	0,59	0,50	0,48	0,60	0,29	0,46
<b>Yb</b>	2,55	2,49	2,09	2,63	3,63	3,11	3,01	3,72	2,01	2,86
<b>Lu</b>	0,37	0,37	0,32	0,38	0,51	0,51	0,43	0,57	0,25	0,45
<b>Hf</b>	1,61	1,28	4,12	2,30	2,60	3,51	2,73	3,64	1,62	2,08
<b>Ta</b>	0,36	0,52	0,39	0,32	0,48	0,51	0,33	0,89	0,31	0,59
<b>Pb</b>	3,91	5,17	5,26	2,51	3,30	3,23	32,85	6,80	4,24	6,82
<b>Th</b>	1,10	3,23	2,89	0,88	1,01	1,93	1,30	5,05	1,71	4,22
<b>U</b>	0,38	0,99	1,04	0,26	0,41	0,66	0,35	1,43	0,70	1,21

Примечание: 591/11, 557/11, 597-1/11, 563/11, 560/11, 603/11, 540/11, 541/11 — габбро, 599/11, 549/11 — габбродолериты.



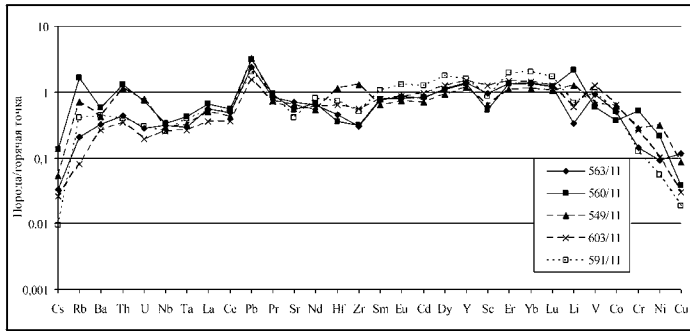
**Рис. III. 13.** Геохимические спектры пород богдановского комплекса: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

В этих габброидах (рис. III.13А), как и в базальтах березовского комплекса (рис. II.3), заметно повышены концентрации литофильных компонентов (Rb, Ba, Th, U). Выделяются своими максимумами Pb, Sr, Li. Повышенные содержания имеют высокочargedные элементы (Nb, Ta, Zr и Hf). Отмечается резкий минимум Co, Cr, Ni.

Спектры распределения РЗЭ в габброидах богдановского комплекса (рис. III.13Б) фракционированы практически так же, как и в базальтах березовского комплекса (рис. III.3Б), при относительно слабом преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb составляет 3,3–5 при суммарном количестве РЗЭ до 89 г/т. Европиевая аномалия проявлена очень слабо.

Согласно геохимическим данным (табл. III.7 и III.8), габброиды богдановского комплекса близки к базитам внутриплитного типа (рис. III.14). Вместе с тем, габброидам богдановского комплекса свойственны и отличительные геохимические черты, которые выявляются при графическом сравнении их состава с составом внутриплитных базальтов [Наумов и др., 2010]. Как видно из рис. III.14, большая часть фигуративных точек состава габброидов богдановского комплекса закономерно располагается вдоль отношения равного 1, подтверждая общность составов с внутриплитными базальтами. Исключение составляют Cs, Co, Cu, Cr, Ni, для которых отмечается позиция фигуративных точек существенно ниже уровня средних значений для вну-





**Рис. III.14.** Нормирование габброидов богдановского комплекса к составу внутриплитных базальтов [Наумов и др., 2010].

триплитных базальтов. Высокозарядные элементы характеризуются умеренно низкими показателями.

*Куйбасовский тип* габброидов характеризуется чрезвычайным разнообразием пород. Особенно широко распространены мезократовые габбро с габбровой и офитовой структурой. Значительный объем приходится на кумулятивные образования. В них отмечаются значительные вариации содержаний авгита при важной роли оливина, ортопироксена и диопсид-авгита, титаномagnetита и ильменита. По составу они отвечают почти моно- и олигоминеральным породам, состоящим либо из полевого шпата — плагиоклазам или, напротив, темноцветных минералов — оливиновым клинопироксенитам, верлитам и лерцолитам. Более всего получили распространение лейкократовые оливиновые габбро, габбронориты. Есть высокожелезистые и рудные титаномagnetитовые габбро. Габброиды куйбасовского типа сопровождаются рогамиками (пироксен-плагиоклазовыми, биотит-амфибол-плагиоклазовыми, существенно силлиманитовыми, корундовыми, андалузитовыми и андалузит-кордиеритовыми, шпинелевыми и магнезитовыми). Реже в ассоциации с ними встречаются вторичные кварциты и кварц-серицитовые метасоматиты.

*Перидотиты* куйбасовского типа представляют собой темные мелко-среднезернистые порфировидные породы. Главными породообразующими минералами являются оливин ( $\text{Fa}_{25-30}$ ), клинопироксен, ортопироксен, керсутит, плагиоклаз. Порфировидные выделения имеют размер 3–5 мм и представлены пироксеном. Содержание плагиоклаза колеблется от 1 до 10 %, в основном это мелкие (около 1 мм) неправильные зерна, иногда почти полностью сосюртитизированные, участками замещенные хлоритом. Оливин обычно замещен иддингситом, серпентином, реже тальком. Клиннопироксен большей частью замещается керсутитом. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом и редкими зернами хромшпинелидов. По минеральному составу породы соответствуют плагиоклазовым верлитам и лерцолитам, претерпевшим существенную постмагматическую переработку.

Текстура пород массивная, реже полосчатая, которая обусловлена чередованием полос, обогащенных титаномагнетитом или темноцветными минералами с лейкократовыми полосами.

*Габбро* представляют собой зернистые породы серой, темно-серой, зеленовато-серой окраски. Выделяются среднезернистые, крупнозернистые и пегматоидные разновидности, реже порфировидные, часто неравномернозернистые. Все разновидности габбро имеют постепенные переходы между собой. Иногда тот или другой тип габбро имеет большие мощности. Высокожелезистое оливиновое габбро обычно является переходным к обогащенному титаномагнетитом рудному габбро. Оливиновое габбро также состоит из пироксена (авгит, титан-авгит), который часто амфиболизирован. Оливин замещен тальком, а плагиоклаз представлен лабрадором, битовнитом. Плагиоклаз нередко свежий, но часто серицитизирован и соссюритизирован. Из вторичных минералов присутствуют биотит, хлорит, эпидот. Количество титаномагнетита составляет 5–7 %.

Габбро, обогащенное титаномагнетитом, является крайним членом кумулятивных габброидов куйбасовского типа. К ним отнесены оливиновые габбро с высокими содержаниями титаномагнетита (10–15 %). Среди этих габбро присутствуют тела сплошных титаномагнетитовых руд (месторождение Малый Куйбас).

**Минеральный состав пород габбрового ряда.** Плагиоклаз во всех разновидностях габбро является главным минералом. Он образует самостоятельные зерна, но встречается и в виде включений в темноцветных минералах. Его зерна имеют широкотаблитчатые формы, размеры которых составляют 1–4 мм. Самые крупные выделения плагиоклаза отмечаются в пегматоидных разновидностях. Плагиоклаз имеет двойниковое строение и зональный состав: от более основного в центральных частях, до кислого в его краевых зонах. Состав плагиоклаза колеблется от андезина до битовнита (№ 37–82), чаще развит лабрадор. Вторичные изменения связаны с развитием соссюрита, пренита, минералов группы эпидота. Иногда отмечается альбитизация внешних зон. По трещинам спайности развиваются карбонаты, хлорит, эпидот.

Оливин является характерным минералом габброидов куйбасовского типа с размерами зерен 0,3–3 мм. Мелкие его выделения образуют кучные скопления, которые нередко включены в более крупные зерна клинопироксена. Судя по оптическим свойствам, состав оливина  $\text{Fa}_{10-36}$ . Оливин редко сохраняется свежим. По трещинам и по периферии кристаллов развиваются бурые агрегаты земистой массы и волокнистый амфибол актинолит-тремолитового ряда. Часто по оливину развиваются иддингсит, серпентин, реже тальк.

Клинопироксен присутствует во всех разновидностях пород, образуя монокристаллические субидiomорфные зерна размером до 3–4 мм. Встречаются полиминеральные выделения, в которых, наряду с клинопироксеном, присутствуют ортопироксен, плагиоклаз, роговая обманка, оливин. По химическому составу (табл. III.9) пироксен представлен высококальциевым авгитом ( $\text{Ca}_{42}\text{Mg}_{48}\text{Fe}_{10}-\text{Ca}_{45}\text{Mg}_{43}\text{Fe}_{12}$ ) [Сурин, 1997]. Августы из габброидов куйбасовского комплекса являются наименее железистыми (13–

14 % ферросилитового минала). Клиропироксен замещается по плоскостям спайности вторичными минералами. Наблюдается его уралитизация, эпидотизация.

**Таблица III.9**

Химические составы минералов из габброидов Куйбасовского массива [по Сурину, 1997]

Порода	Габбро				Диорит			
	Срх	Hb	Cum	Mt	Срх	Cum	Bt	Bt
№ n/n	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	52,27	45,17	54,79	0,57	53,46	54,68	42,67	39,64
TiO <sub>2</sub>	1,04	3,50	—	1,58	—	—	3,67	3,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45	9,98	1,44	—	—	—	14,73	13,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	4,16	5,95	64,87	3,73	0,87	—	—
FeO	5,45	4,35	8,08	32,82	4,32	17,74	8,25	13,80
MnO	—	—	1,04	—	0,48	0,06	—	—
MgO	16,50	16,47	24,09	—	15,65	24,70	18,73	16,95
CaO	19,80	10,34	2,03	—	21,59	0,64	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,90	3,21	1,90	—	0,77	0,39	—	—
K <sub>2</sub> O	—	0,73	0,66	0,07	—	—	8,39	8,99
Sum.	99,99	97,91	99,99	100,0	99,99	99,99	96,94	96,39

*Примечание:* Hb — роговая обманка; Срх — клинопироксен: авгит, диопсид-авгит; Cum — куммингтонит; Mt — магнетит; Bt — биотит.

Ортопироксен установлен в габброидах, обогащенных титаномагнетитом. Он представлен отдельными зернами или каемками по периферии оливина. Размер зерен до 1–2 мм, обычно — 0,1–0,5 мм. Состав ортопироксена отвечает переходным разновидностям от бронзита к гиперстену. Ромбические пироксены редко сохраняются в свежем виде, они интенсивно замещены тальком, серпентином, карбонатом, куммингтонитом (табл. III.10).

Роговая обманка присутствует в габброидах куйбасовского типа в очень небольшом количестве, реакционно обрамляя выделения пироксенов. Она бурая, высокотитанистая, по оптическим свойствам близка к базальтической разновидности. Другим амфиболом, получившим развитие в тех же габброидах, является куммингтонит — позднемагматический минерал, образующийся при замещении ортопироксена. Состав его варьирует от безжелезистого до 40–42 % грюнеритового минала (ан. 3 и 6) [Сурин, 1997].

Биотит в габброидах Куйбасовского массива развит ограниченно. Он всегда ассоциирует с роговой обманкой, кристаллизуясь после нее и ее замещая. Повышенная титанистость биотитов позволяет отнести их к титаносодержащим разновидностям (ан. 7 и 8) [Ушакова, 1980]. Значительная концентрация в них марганца (600 г/т), а также ванадия (25 г/т) [Сурин, 1997], подтверждает железорудную продуктивность этого массива [Трошин и др., 1981].

Титаномагнетит в габброидах Куйбасовского массива образует магматические сегрегации (табл. III.9, ан. 4), вплоть до образования промышленных массивных руд. Содержание двуокиси титана в титаномагнетите составляет в среднем 11,6–12,8 % при повышенном содержании пятиокиси (0,53–0,66 %) и трехокиси ванадия (0,48 и 0,54 %) [Штейнберг, Фоминых, 1965; 1974]. Часто титаномагнетит интерстициальный и образует характерные сидеронитовые структуры пород. Кроме титаномагнетита в габбро присутствует и ильменит, который образует как самостоятельные зерна, так и пластинчатые выделения в роговой обманке. В титаномагнетите присутствуют включения ильменита, шпинели и герцинита. Температура кристаллизации титаномагнетитов определена близкой к 900 °С [Штейнберг, Фоминых, 1965; Железрудные ..., 1989; Формации ..., 1984].

Апатит в незначительном количестве присутствует во всех габброидах описываемого типа. Обычно апатит короткостолбчатый и включен в титаномагнетит, роговую обманку, клинопироксен.

*Лейкократовые оливиновые габбро.* Типичный представитель — это габбро, вскрытое скв. 1391, пройденной на месторождении Малый Куйбас. Это порода практически не содержит титаномагнетита и является крайним лейкократовым членом в ряду кумулятивных габброидов. Лейкократовые оливиновые габбро состоят из моноклинного пироксена (30–40 %), основного плагиоклаза (около 50 %), редких зерен оливина. Из вторичных минералов присутствуют амфибол, серицит, соссюрит, карбонат, реже хлорит, эпидот, тальк (по оливину).

*Мезократовые оливиновые габбро* отличаются от лейкократовых более темным обликом пород. Типичный представитель — габбро, вскрытое скважиной 9, пройденной в восточной части Мосовского массива. По минеральному составу породы сходны с вышеописанными лейкократовыми оливиновыми габбро, отличаясь от них большей степенью уралитизации пироксена. Среди этих габбро часто присутствуют разности, обогащенные титаномагнетитом. Переходы к ним всегда постепенные, с плавным или резким увеличением количества титаномагнетита.

*Химический состав пород.* По химическому составу габброиды куйбасовского типа являются умереннощелочными и отвечают калий-натриево-му ( $K_K = 0,3–0,5$ ) и натриево-му ( $Fe\# = 3,8–6,0$ ) типу щелочности известково-щелочной серии. Глиноземистость в них отвечает высоким значениям ( $Al\# = 0,9–4,8$ ), а коэффициент фракционирования  $Fe\#$  колеблется от 36 до 76. Количество оксида Ti умеренное и повышенное. При значительных вариациях FeO в габброидах преобладают показатели 4,84–11,95 % без учета рудных разновидностей. Содержание окиси магния в них умеренное и составляет 4,7–6,6 %, увеличиваясь до 25,77 в верлитах. Наиболее распространенное количество оксида кальция 8,45–14,16 %, что отвечает высокоизвестковым габбро.

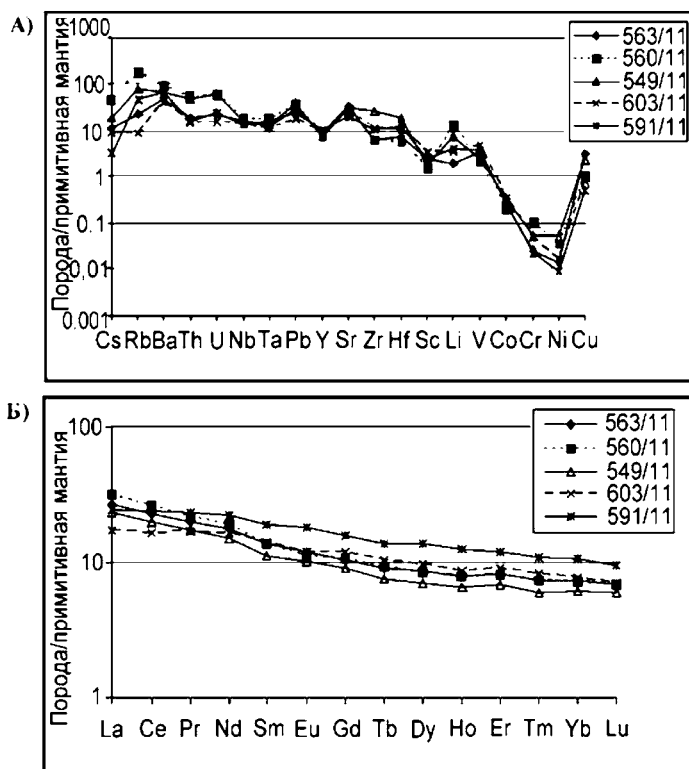
Микроэлементный состав габброидов куйбасовского комплекса отражает табл. III.8 и спайдерграмма рис. III.15. Спектры распределения редких элементов в целом близки к спайдерграмме габброидов богдановского типа.

**Таблица III.10**

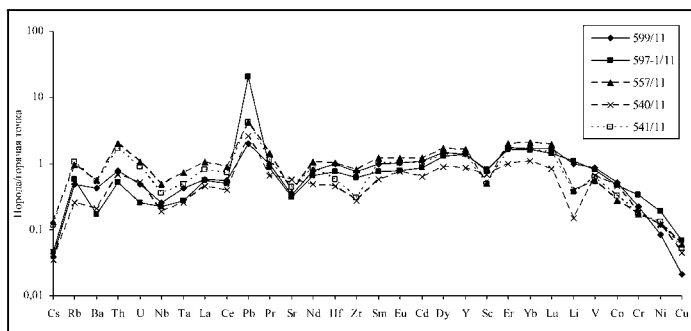
Химические составы габброидов куйбасовского типа

№№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
473	50,25	1,23	18,65	4,04	6	0,12	5,1	9,07	3,2	0,84	0,2	1,5	100,28
135	48,58	0,42	20,8	1,34	2,84	0,09	6,62	14,07	2,26	0,63	0,02	1,42	99,1
1391/647	47,59	0,31	24,80	0,71	2,39	0,07	5,18	14,13	2,23	0,41	0,031	1,50	99,35
1-233	45,99	1,64	16,49	4,87	8,28	0,17	9,88	9,26	2,17	0,36	0,18	0,58	99,87
9/560	46,80	0,82	23,15	2,24	4,17	0,08	6,85	10,31	2,88	0,70	0,119	1,86	99,97
6-324	46,12	1,7	18,74	6,2	5,65	0,1	5,28	11,53	2,71	0,64	0,08	1,04	99,79
9049/-15	52,66	1,32	17,56	1,81	5,18	0,2	5,27	8,45	4	2	0,35	1,66	100,46
9049/-18	63,38	0,96	16,15	2,21	2,28	0,06	1,35	3,01	5,83	2,94	0,32	1,24	99,73
7/1231	42,88	0,71	8,75	3,67	7,34	0,27	25,73	4,17	1,03	1,67	0,146	3,00	99,37
236	45,45	2,12	15,36	6,55	6,53	0,16	7,62	12,37	2,36	0,56	0,08	-	100,26
576	50	3,52	13,27	7,41	6,67	0,18	4,69	7,59	4,15	1,3	0,9	-	100,47
632	47,28	3,17	14,12	5,54	7,57	0,2	4,88	10,59	3,5	0,93	1,24	-	100,15

Примечание: 7/1231 — верлит; 6-324, 1391/647, 9/560, 135 — лейкогаббро; 236,4-233 — меланократовое габбро; 473, 9049/-15 — габбро; 632, 576 габбро; 9049/-18 — габбро-диорит.



**Рис. III.15.** Геохимические спектры пород куйбасовского комплекса: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.



**Рис. III.16.** Нормирование состава габброидов куйбасовского комплекса к составу внутриплитных базальтов [Наумов и др., 2010].

Здесь также максимальными концентрациями характеризуются Rb, Ba, U и Th. Цезию, так же, как и в габбро богдановского комплекса, свойственен широкий диапазон количественных вариаций. При этом Pb, Sr и Li — отчетливо выражены максимумами. Фигуративные точки Nb и Ta, также Zr и Hf имеют умеренно повышенные показатели. Co, Cr, Ni образуют глубокий минимум.

Суммарное содержание РЗЭ в габброидах куйбасовского типа составляет 83,5–146,4 г/т. Оно несколько выше, чем в габброидах богдановского типа. Фракционирование РЗЭ также чуть выше, чем в габброидах богдановского комплекса, при относительно незначительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb — 5,4–6,5. Eu аномалия не выявляется.

Составы пород куйбасовского комплекса по содержанию многих основных микрокомпонентов (рис. III.16), как и габброиды богдановского комплекса, близки к внутриплитным базальтам [Наумов и др., 2010] и практически не отличаются между собой.

### III.3.2. Гранитоиды Магнитогорской интрузивной серии

Гранитоиды в составе Магнитогорской серии систематизированы [Мосейчук, 1990ф], а затем проведена их дальнейшая типизация с выделением шести основных разновидностей. Выделены узьянский, алексеевский, московский, разборненский, борковский и чекинский типы гранитоидов [Салихов, и др., 2014]].

*Узьянский тип* гранитоидов распространен в северной части грабена (рис. III.10) и ограничен Магнитогорским поднятием. Гранитоиды данного типа представлены тоналитами и плагиогранитами, которые образуют мелкие штоки и дайки. Наиболее крупный шток (300×800 м) плагиогранитов известен на юго-западном склоне г. Узьянки и вскрыт главным карьером Магнитогорского железнорудного месторождения. Эти же породы размещаются на

северном фланге железорудного месторождения Подотвальное. Пересекая габброиды богдановского и куйбасовского типов, рассматриваемые плагиограниты сами рассечены умереннощелочными гранитоидами мосовского типа. Плагиогранит-порфиры и тоналит-порфиры этого типа имеют сферолитовую и гипидиоморфнозернистую структуру и отличаются от других гранитоидов Магнитогорской серии наличием оплавленных фенокристаллов кварца.

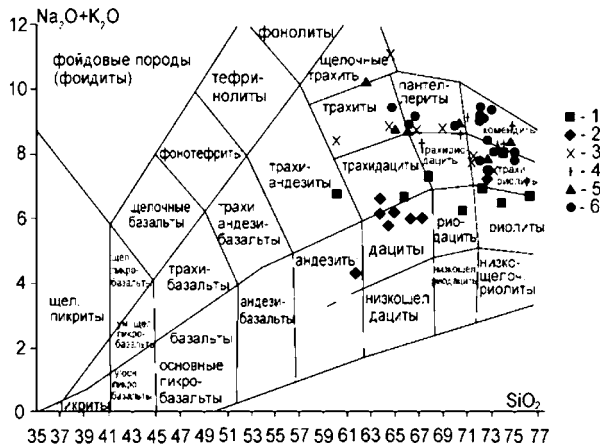
**Химический состав пород.** Химические составы характерных пород этого типа приведены в табл. III.11. Они отражают принадлежность пород к гранитоидам нормальной щелочности (рис. III.17) натриевого типа ( $K_{Na} = 6,6-16$ ).

**Таблица III.11**

Химические составы гранитоидов узянского типа

№№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
1004-2	76,3	0,27	13,07	0,4	1,08	0,03	0,54	0,99	6,17	0,53	0,04	0,47	99,89
1004-6	73,81	0,28	13,43	1,25	0,32	0,04	0,95	2,18	6,06	0,42	0,05	0,88	99,67
1004-5	72,26	0,36	13,27	3,63	1,02	0,07	0,64	0,64	6,16	0,75	0,06	1,20	99,76
1004-1	70,58	0,68	14,89	0,76	1,44	0,04	1,5	3,44	5,7	0,53	0,1	1,99	100,7
1004-3	65,76	1,22	14,28	3,03	2,39	0,18	2,61	1,49	6,21	0,44	0,19	1,10	99,7

Примечание: 1004-2 — плагиогранит-порфир; 1004-6, 1004-5, 1004-1 — плагиограниты; 1004-3 — тоналиты.



**Рис. III.17.** Систематизация гранитоидных пород Магнитогорской серии в координатах  $(Na_2O-K_2O)-SiO_2$ .

Условные обозначения: 1 — узянский тип, 2 — алексеевский тип; 3 — мосовский тип; 4 — разборненский тип; 5 — борковский тип; 6 — чекинский тип.

Высокое содержание оксида натрия (6–6,3 %) и низкое калия (0,42–1 %) в узьянском типе является скорее исключением для гранитоидов Магнитогорской серии.

Рассматриваемым гранитоидам узьянского типа свойственны также повышенные количества оксидов железа, суммарное количество которых составляет 1,48–5,48 %. Содержание MgO и CaO отвечает умеренным значениям. Индекс насыщенности глиноземом  $AI\# = 1,4–1,7$ . В табл. III.12 представлен редкоэлементный состав гранитоидов узьянского типа.

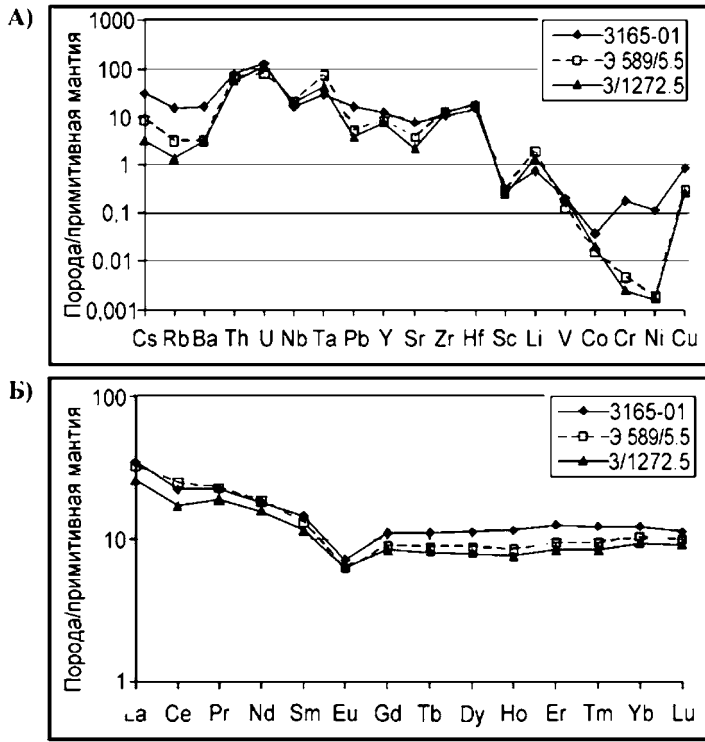
**Таблица III.12**

Содержание микроэлементов в гранитоидах узьянского типа

№	3165-01	Э 589/5.5	3/1272.5	514/11	№	3165-01	Э 589/5.5	3/1272.5	514/11
Li	1,19	3,13	2,24	6,84	Cs	0,48	0,14	0,05	1,34
Be	1,92	2,68	2,52	1,34	Ba	80,26	15,66	15,73	576,59
Sc	3,79	3,87	3,08	4,32	La	17,58	16,60	13,07	17,17
Ti	1932,4	1616,4	1534,9	1849,7	Ce	30,32	33,49	23,03	31,48
V	14,62	9,13	15,28	41,56	Pr	4,59	4,63	3,88	3,29
Cr	482,08	12,34	6,80	12,70	Nd	18,02	18,40	15,75	11,67
Mn	215,06	249,99	133,55	372,12	Sm	4,69	4,20	3,78	2,15
Co	3,98	1,67	2,15	5,98	Eu	0,89	0,76	0,78	0,56
Ni	234,40	3,72	3,28	11,10	Gd	4,78	3,89	3,63	1,60
Cu	21,14	7,82	6,59	13,49	Tb	0,88	0,71	0,65	0,26
Zn	78,62	6,69	5,61	48,47	Dy	6,08	4,79	4,28	1,93
Ga	18,59	15,39	15,53	14,00	Ho	1,40	1,03	0,93	0,39
Ge	0,93	0,96	1,09	1,21	Er	4,32	3,27	2,94	1,23
As	7,38	1,84	4,18	0,85	Tm	0,66	0,51	0,46	0,20
Se	0,49	0,28	0,38	0,31	Yb	4,28	3,60	3,25	1,23
Rb	6,79	1,42	0,66	83,35	Lu	0,61	0,54	0,50	0,18
Sr	118,92	61,29	34,36	219,69	Hf	3,18	3,99	4,14	1,95
Y	41,64	27,06	25,19	10,57	Ta	0,88	2,23	1,28	0,61
Zr	87,96	107,43	108,31	50,47	W	57,23	0,72	0,36	0,84
Nb	7,59	9,43	8,85	5,42	Tl	0,04	0,01	0,00	0,26
Mo	1,96	0,99	2,24	0,27	Pb	2,29	0,77	0,56	10,51
Cd	0,38	0,01	0,01	0,02	Bi	0,15	0,03	0,18	0,04
Sn	2,00	2,28	2,02	1,09	Th	4,73	4,22	3,43	8,28
Sb	0,26	0,36	0,27	0,17	U	2,22	1,32	1,98	1,79

Примечание: 3165-01, Э 589/5.5, 3/1272.5 — плагиограниты; 514/11 — гранодиорит.





**Рис. III.18.** Спайдерграмма распределения редких и рассеянных элементов в гранитоидах узьянского типа: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

Спайдерграмма (рис. III.18) отражает специфику гранитоидов этого типа (бедных калием), для которых характерны умеренные и низкие содержания редких щелочных металлов (Cs и особенно Rb и Li), а также Ba, Sr и Pb. Высокими содержаниями выделяются Th и U, в меньшей степени высокозарядные элементы: Nb и Ta, Zr и Hf. Глубокий минимум образуют Sc, V, особенно Co, Cr, Ni.

Сумма РЗЭ колеблется в этих породах от 54,3 до 127,9 г/т. Отношение La/Yb возрастает относительно габброидов Магнитогорской серии и составляет 4,9–12,1. Отчетливо фиксируется отрицательная европиевая аномалия, что свидетельствует о важной роли кристаллизационной дифференциации в генезисе гранитоидов. Появляется отрицательная аномалия и у Ce. По спектру распределения РЗЭ и общему их содержанию гранитоиды узьянского типа близки к кислым вулканитам (риолитам) Магнитогорско-Богдановского грабена (рис. III.8). Здесь также суммарное содержание РЗЭ колеблется в диапазоне 41,6–150,2 г/т, La/Yb=3,43–6,71. Спектры распределения РЗЭ также осложнены отрицательной аномалией Eu.

*Алексеевский тип* гранитоидов объединяет Алексеевский, Куйбасовский и Магнитогорский габбро-гранитные массивы. **Алексеевский массив** (рис. III.10) занимает площадь около 10 км<sup>2</sup> и в плане имеет неправильную

форму. Контакты круто падают от массива [Мосейчук и др., 1990ф]. Падение южного контакта почти вертикальное. Предполагаемая форма массива — асимметричный лакколит. Вмещающими массив породами являются вулканы аблязовской ( $D_3ab$ ) и новоивановской ( $D_3nv$ ) свит, которые на контакте ороговикованы, часто раздроблены и хлоритизированы. Массив сложен порфировидными гранодиоритами и гранитами. В глубоких его горизонтах преобладают гранодиориты и кварцевые диориты. Переходы между всеми разновидностями пород постепенные. Габброиды в массиве не обнаружены и не были вскрыты скважинами, но по геофизическим данным предполагаются на глубинах около 3–4 км. Гранитоиды Алексеевского массива отличаются от аналогичных пород Магнитогорского и Куйбасовского массивов наличием крупных вкрапленников плагиоклаза.

**Куйбасовский массив** (рис. III.10) занимает площадь в 45 км<sup>2</sup>. Северный и южный контакты круто падают в стороны от массива. Западный контакт полого падает на запад, что подтверждается глубокими скважинами. Массив залегает в вулканитах новоивановской свиты ( $D_3nv$ ). На севере он прорывает базальты аблязовской свиты ( $D_3ab$ ). На востоке по Агаповскому и Сухореченскому тектоническим нарушениям он контактирует с вулканитами греховской ( $C_1gr$ ) и березовской ( $C_1br$ ) свит. Вмещающие массив вулканы ороговикованы и скарнированы. По геофизическим полям предполагается штокообразная форма массива глубиной до 12 км. В северной части Куйбасовского массива вскрыты габбро, обогащенные титаномагнетитом. Широко развиты лейкократовые и мезократовые оливиновые габбро, породы близкие к анортозитам. Рудные габбро на месторождении Малый Куйбас переходят в залежи массивного титаномагнетита. Габброиды прорваны небольшими ветвящимися телами гранодиоритов и кварцевых диоритов. К западу и югу от железорудного месторождения Малый Куйбас в составе массива развиты умереннощелочные граниты, кварцевые сиениты и граносиениты мосовского типа. Они тянутся в виде полос, параллельных контакту массива.

**Магнитогорский массив** (рис. III.10) занимает площадь около 15 км<sup>2</sup> и во многом сходен по строению с Куйбасовским массивом. Южный контакт массива вскрыт Главным карьером Магнитогорского скарново-магнетитового месторождения. Контакт с вмещающими толщами резкий инъекционный. Дайкообразные и пластообразные апофизы гранитов и гранит-порфиров хорошо обнажены в этом же карьере. Западный контакт полого падает на запад, восточный контакт также падает на запад, но под крутым углом (60–80°), северный падает на север. На севере массив продолжается телом г. Близнецы, которое, в свою очередь, срезается интрузией кварцевых монцодиорит-порфиров г. Железнодорожная. Эта интрузия прорывает карбонатные отложения свиты г. Магнитная ( $D_3-C_1gm$ ), которые скарнированы и ороговикованы, а также вулканические отложения шумилинской и новоивановской свит верхнего девона. Массив сложен телами и дайками умереннощелочных габбро, микрогаббро, габбро-порфиров, редко монцодиоритами богдановского типа, телами гранодиоритов алексеевского типа

и умереннощелочными гранитами и кварцевыми сиенитами мосовского типа. Многие интрузивные тела имеют в плане дугообразную форму, с выпуклой частью, обращенной на запад и юго-запад.

*Граниты и гранодиориты алексеевского типа* — это породы серого, зеленовато-серого цвета, часто с розоватым оттенком. Породы массивные, мелкозернистые, среднезернистые и часто порфировидные. Порфировые выделения плагиоклаза представлены таблицами размером до 1 см. Количество порфировидных выделений составляет около 10–15 %. Вкрапленники плагиоклаза окружены каймой калиевого полевого шпата или пертита. Основная масса порфировидных гранитов имеет гипидиоморфнозернистую структуру и состоит из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, пертита и небольшого количества темноцветных минералов, среди которых присутствуют роговая обманка, биотит, хлорит, редко пироксен. Гранодиориты содержат ксенолиты диоритов, габброидов куйбасовского типа, которые в контактовых зонах часто ороговикованы. При обилии ксенолитов гранодиориты становятся более меланократовыми и постепенно переходят в кварцевые диориты. Вероятно, последние образовались при ассимиляции кислой магмы габброидов.

Кварц в гранитах составляет 25–30 %, в гранодиоритах 10–15 %. Он образует зерна неправильной формы. Общее количество плагиоклаза в гранодиоритах составляет около 60 % объема. Он имеет переменный состав: от альбита в краевых зонах и до олигоклаза в центральных частях зерен. Пироксен в гранитоидах алексеевского типа (табл. III.13) так же, как в габбро Куйбасовского массива (табл. III.9), представлен авгитом состава  $\text{Ca}_{42}\text{Mg}_{48}\text{Fe}_{10}$ . Субкальциевый авгит при переменной кальциевости содержит разное количество глинозема и натрия, что отражает образование пироксена при давлении 5–10 кбар [Нестеренко, Арискин, 1993].

Амфибол присутствует в породах от 1–3 % до 10–15 %. Это светло-зеленая слабОВОЛОКНИСТАЯ разновидность обыкновенной роговой обманки, по которой развиваются биотит и хлорит. В амфиболах (в зависимости от состава материнских пород) меняются содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и других компонентов. Наиболее богаты глиноземом (5,6–5,8 мас. %) амфиболы кварцевого диорита (проба 7/882.5). Это, по-видимому, отражает их формирование при более высоком общем и флюидном давлении ( $P=2$  кбар). В гранодиоритах содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в амфиболах снижается до 3–3,6 мас. %, в гранитах и лейкогранитах и некоторых кварцевых сиенит-порфирах до 1,8–2,8 мас. %, т.е. почти в 2–3 раза. Подобное снижение глиноземистости амфиболов указывает на резкий спад давления (до 0,5 кбар) при формировании самых кремнекислых пород этого типа. Одновременно с этим в амфиболах уменьшается содержание железа, щелочей и титана, увеличивается содержание  $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$ .

Содержание калиевого полевого шпата и пертита в гранитоидах алексеевского типа колеблется от 5 до 10–15 %. Полевой шпат по оптическим свойствам отвечает натриевой разновидности низкотемпературного калинатрового полевого шпата ряда анортоклаз — криптопертит–натриевый микроклин. Углы  $2V$  колеблются от 70 до 84°, степень триклинности меняется в пределах 0,2–0,7. Полевые шпаты гранодиоритов отвечают существенно натриевым умеренно

упорядоченным микроклин-пертитам [Фоминых, 1975ф]. Биотит обнаружен в незначительном количестве в гранодиоритах и порфировидных гранитах. Он ассоциирует с роговой обманкой и кристаллизуется после нее. Биотиты в гранодиоритах характеризуются сравнительно высокой железистостью и высоким содержанием титана (до 4,8 мас. %). Магнетит в составе гранитоидов алексеевского типа беден титаном, содержание которого варьирует в диапазоне 0,40–2,5 мас. %, реже возрастая до 5,5 мас. %.

**Таблица III.13**

Химические составы минералов в гранитоидах алексеевского типа

	Кв. диорит			Гранодиорит					Гранодиорит порфировидный			
№ обр.	7/882,5			7/844		2013/1490			2013/1147			
Мин-л	Mt	Hbl	Hbl	Mt	Hbl	Mt	Hbl	Bt	Mt	Hbl	Hbl	Bt
SiO <sub>2</sub>	0,56	48,38	49,83	0,66	51,93	1,06	52,15	33,38	0,47	54,33	53,95	37,18
TiO <sub>2</sub>		1,14	1,25	0,38	1,19	–	0,84	1,89	–	0,40	0,57	4,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	5,86	5,68	0,23	4,31	–	3,39	15,70	–	3,00	3,59	13,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67,70	9,64	6,75	66,59	1,73	67,42	2,89	22,68	68,02	–	–	
FeO	31,57	4,72	6,34	31,81	10,86	28,13	9,82	0,95	31,23	9,12	10,83	16,16
MnO	–	0,55	0,37	–	0,66	–	0,70	0,48	–	0,70	0,79	0,52
MgO	–	16,07	16,51	0,32	16,48	0,80	16,74	16,82	0,27	19,54	17,90	14,82
CaO	0,17	11,15	10,83	–	10,87	2,58	11,64	0,26	–	11,39	11,09	–
Na <sub>2</sub> O	–	1,97	2,05	–	1,48	–	1,45	–	–	1,20	1,09	0,84
K <sub>2</sub> O	–	0,51	0,39	–	0,48	–	0,36	3,71	–	–	0,32	8,20
Sum.	100,0	–	–	100,0	99,99	100,0	99,99	95,87	100,0	100,05	100,13	96,48

Продолжение таблицы III.13

	Кв. сненит порфир					Субщелочной лейкогранит		Порфировидный гранит			Габбро мезократовое		Мелкозернистый диорит		
№ обр.	5044			2043/412		2043/347		5044-1			9/569		7/1469		
Мин-л	Mt	Cpx	Cpx	Mt	Cpx	Mt	Cpx	Mt	Cpx	Bt	Hb	Cpx	Cum	Cpx	Bt
SiO <sub>2</sub>	0,39	55,52	54,59	0,50	49,84	0,95	54,14	0,69	55,90	36,53	45,17	52,27	54,68	53,46	39,64
TiO <sub>2</sub>	2,56	0,58	0,49	0,42	1,18	2,56	–	–	0,90	–	3,50	1,04	–	–	3,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	1,83	2,20	–	6,18	0,46	2,86	–	2,53	19,45	9,98	3,45	–	–	13,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62,29	–	–	67,11	6,05	61,27	–	67,64	–	11,85	4,16	0,79	0,87	3,73	–
FeO	33,74	13,12	13,11	31,71	6,12	34,76	14,39	31,19	7,45	6,49	4,35	5,45	17,74	4,32	13,80
MnO	–	0,47	0,90	–	0,58	–	0,67	–	0,62	0,57	–	–	0,06	0,48	–
MgO	–	17,37	18,22	0,25	16,40	–	15,37	0,49	20,45	15,88	16,47	16,50	24,70	15,65	16,95
CaO	–	10,86	9,29	–	11,23	–	11,03	–	10,71	–	10,34	19,80	0,64	21,59	–
Na <sub>2</sub> O	–	0,90	1,32	–	1,87	–	1,15	–	1,38	0,09	3,21	0,90	0,39	0,77	–
K <sub>2</sub> O	0,12	–	–	–	0,55	–	0,52	–	0,28	4,15	0,73	–	–	–	8,99
SiO <sub>2</sub>	100,0	100,52	100,12	100,0	100,0	100,0	100,13	100,0	100,23	95,82	97,91	99,99	99,99	99,99	96,99

Кварцевые диориты алексеевского типа — это мелкозернистые и среднезернистые светло-зеленовато-серые породы, часто с относительно крупными (3–4 мм и более) выделениями плагиоклаза. Жильные образования, связанные с гранитоидами второй фазы алексеевского типа, распространены незначительно и представлены гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами. Они вскрыты скважинами в пределах Магнитогорского, Куйбасовского и Алексеевского массивов. Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры слагают маломощные дайки, прорывающие габброиды куйбасовского и габбро-долериты богдановского типа, а также вмещающие их вулканиты. Сами они секутся гранитоидами мосовского типа.

**Химический состав гранитоидов алексеевского типа.** Гранитоиды алексеевского типа по химическому составу (табл. III.14) соответствуют породам нормального ряда с переходом в субщелочные разновидности калий-натриевого типа ( $K_{Na}=0,9-2,7$ ). На рис. III.17 по соотношению суммы щелочей с кремнеземом они образуют единый тренд с гранитами узьянского типа, отличаясь от них при равной сумме щелочей более высоким содержанием калия на фоне спада в содержаниях натрия.

**Таблица III.14**

Химические составы гранитоидов алексеевского типа (масс. %)

<i>Алексеевский массив</i>													
№№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
2012/93.1	72,6	0,37	13,15	0,95	1,36	0,03	0,84	2,18	3,67	3,49	0,13	1,13	100,8
2015/1407	67,2	0,31	15,4	1,66	1,94	0,07	2,69	3,63	4,19	1,82	0,11	0,91	100,03
512	65	0,32	16,1	1,71	2,44	0,12	2,89	3,91	4,05	2,13	0,13		99,58
2015/1028	64,4	0,34	16,1	3,05	1,65	0,08	2,71	4,86	4	1,76	0,13	0,48	99,6
421/700,0	63,68	0,65	16,18	0,9	3,45	0,09	2,2	4,9	4,6	2	0,18	1,42	100,25
368	61,76	0,78	15,29	1,6	3,71	0,09	2,76	5,35	3,68	0,6	0,27		99,57

*Примечание:* 2012/93.1 — гранит; 2015/1407 — гранодиорит; 1421/700,0, 512, 2015/1028, 368 — кварцевый диорит.

В табл. III.15 представлен микроэлементный состав гранитоидов алексеевского типа.

Здесь в сравнении с узьянским типом, что характеризует и спайдерграмма (рис. III.19) выше содержания Cs, Rb, Li, Sr и особенно Ba и Pb. Сопоставимый уровень содержаний отмечается для радиоактивных (Th и U) и высокозарядных (Nb, Ta, Zr и Hf) элементов. Низкая концентрация наблюдается также для Sc и особенно для Co, Cr и Ni. В сравнении с габброидами Куйбасовского массива, в гранитоидах алексеевского типа, при общей аналогии в конфигурации их спайдерграмм, значительно выше концентрации КИЛЭ, а также Th и U. Все остальные элементы на спайдерграммах этих пород обнаруживают близкую аналогию по распределению. Это относится и к гра-

Таблица III.15

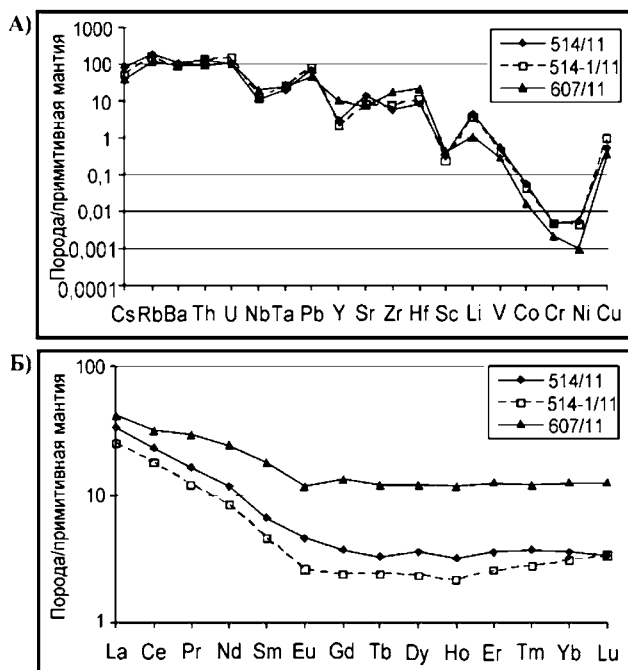
Содержание микроэлементов в гранитоидах алексеевского типа

№	514/11	514-1/11	607/11	№	514/11	514-1/11	607/11
Li	6,84	6,01	1,70	Ba	576,59	444,45	501,25
Be	1,34	1,37	2,08	La	17,17	12,93	21,24
Sc	4,32	3,01	5,54	Ce	31,48	23,99	42,84
Ti	1849,7	1483,5	2994,1	Pr	3,29	2,44	5,92
V	41,56	32,15	21,31	Nd	11,67	8,25	24,31
Cr	12,70	12,88	5,88	Sm	2,15	1,49	5,76
Mn	372,12	289,93	406,96	Eu	0,56	0,32	1,45
Co	5,98	4,56	1,77	Gd	1,60	1,04	5,69
Ni	11,10	8,72	1,92	Tb	0,26	0,19	0,95
Cu	13,49	24,01	8,84	Dy	1,93	1,26	6,41
Zn	48,47	46,14	43,74	Ho	0,39	0,26	1,42
Ga	14,00	13,07	18,09	Er	1,23	0,88	4,32
Ge	1,21	1,31	1,45	Tm	0,20	0,15	0,65
Rb	83,35	73,01	54,14	Yb	1,23	1,06	4,28
Sr	219,69	122,44	116,85	Lu	0,18	0,18	0,67
Y	10,57	7,31	35,34	Hf	1,95	2,53	4,88
Zr	50,47	62,87	147,85	Ta	0,61	0,76	0,80
Nb	5,42	5,67	9,70	W	0,84	0,67	0,72
Mo	0,27	0,21	0,55	Pb	10,51	11,94	6,84
Cd	0,02	0,02	0,05	Bi	0,04	0,10	0,06
Sn	1,09	0,81	2,45	Th	8,28	8,56	5,80
Sb	0,17	0,21	0,23	U	1,79	2,49	1,89
Cs	1,34	0,87	0,63				

Примечание — 514/11, 607/11 — гранодиориты; 514-1/11 — гранит.

нитоидам узьянского типа. Для них, как было показано выше, характерен отрицательный пик на спайдерграмме для Cs, Rb, Ba, т.е. для элементов, геохимическая история которых тесно связана с калием. Особенно близкая аналогия гранитоидов алексеевского типа наблюдается с распределением микрокомпонентов в кислых вулканитах (риолитах) Магнитогорско-Богдановского грабена (рис. III.8). Очень низкие концентрации свойственны Co, Cr и Ni.

Сумма РЗЭ в гранитоидах алексеевского типа колеблется от 58,6 до 115,5 г/т. Отношения La/Yb варьируют в диапазоне 5–12. В отдельных пробах гранитоидов спектры РЗЭ (проба 607/11) аналогичен гранитоидам узьянского типа. Здесь выше содержание иттриевых лантаноидов и иттрия при от-



**Рис. III.19.** Спайдерграмма распределения редких и рассеянных элементов в гранитоидах алексеевского типа: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

четливой отрицательной аномалии Eu. Для этих проб характерны и более высокие содержания высоkozарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf), а также Ti, Mo, Mn, Be, Ga, Ge, Sc, Cd, Sb, Sn.

Другие пробы (514/11, 514-1/11) имеют более фракционированный состав РЗЭ, при отсутствии аномалии Eu. Здесь выше содержания КИЛЭ, халькофильных элементов (Cu, Zn, Pb), а также W, Th, U. Подобные составы встречаются и среди кислых вулканитов (рис. III.8).

**Московский тип гранитоидов.** Гранитоиды московского типа составляют большую часть Магнитогорской группы интрузий (рис. III.10). Это почти весь Московский массив, большая часть таких массивов, как г. Грань, Куйбасовский и Магнитогорский. К московскому типу относятся также части тел Карабулакской и Богдановской групп интрузий, а также Малокараганский и Гусихинский массивы. Этмолитоподобные, реже пластовые тела гранитоидов московского типа быстро выклиниваются с глубиной. Гранитоиды этого комплекса часто пронизывают тела габброидов куйбасовского и богдановского типов в виде множества жилообразных тел.

*Московский массив* (рис. III.10) имеет площадь около 35 км<sup>2</sup>. Это этмолитоподобное интрузивное тело субмеридионального простирания. Предположительно, на глубине гранитоиды Московского массива соединяются с массивом г. Грань. На севере и северо-востоке массив прорывает основные

вулканиты новоивановской свиты ( $D_3lv$ ), на востоке — вулканиты шумилинской свиты ( $D_3-C_1sm$ ). В северной и восточной частях массив прорывает габброиды богдановского типа. Мосовский массив состоит из трех частей: северная его часть округлая чашеобразная, восточнее которой отмечаются выходы гранитов, а западнее — граносиениты и кварцевые сиениты. Центральная часть массива состоит из граносиенитов и кварцевых сиенитов, реже — кварцевых монцодиоритов. Южная часть — пластообразная, состоящая в основном из кварцевых монцодиоритов. По геофизическим данным, под Мосовским массивом предполагается вертикальный подводящий канал, который протягивается вдоль всего тела. Скважина № 9, пройденная в 3 км западнее пос. Желтинского, вскрыла под гранитами Мосовского массива мезократовые оливиновые габбро куйбасовского типа. Предполагается, что габбро залегает среди гранитов Мосовской интрузии в виде крупного останца [Мосейчук и др., 1990ф]. На поверхности тела подобных габброидов не обнажаются. Породы мосовского типа выделяются наличием резкопорфировых вкрапленников плагиоклаза.

*Массив г. Грань* (рис. III.10) расположен севернее Мосовского массива и слагает корневые зоны сильно эродированной визейской вулканической постройки. Массив имеет неправильную кольцеобразную форму с диаметром 3–4 км. В его западной части выходит на поверхность полукольцо габброидов куйбасовского типа мощностью около 500 м. Наружное и внутреннее кольца массива сложены граносиенитами, кварцевыми сиенитами, реже монцодиоритами мосовского типа. Предполагается, что контакты западных тел массива полого ( $20-40^\circ$ ) падают на восток, а восточного тела — на запад. Массив габбро в его составе круто погружается на запад, восточный контакт этого массива падает на восток, а затем на глубине резко уходит на запад [Мосейчук и др., 1990ф]. Вмещающими массив породами являются вулканиты новоивановской ( $D_3lv$ ) и шумилинской ( $D_3-C_1sm$ ) свит, которые на контакте с интрузией ороговиковыаны. По геофизическим данным, на глубине около 400 м массив г. Грань соединяется с Мосовским и Алексеевским массивами [Плохих, 1972ф].

*Малокараганский массив* расположен к востоку от Богдановского массива среди образований березовской свиты нижнего карбона. Тело этого массива вытянуто на 4 км на северо-восток при ширине около 1 км. Сложен этот массив преимущественно гранитоидами мосовского типа. В экзоконтактовой зоне развиты роговики, скарны, рудопроявление скарново-магнетитовых руд «Малокараганское».

*Гусихинский массив* не обнажен, но вскрыт скважинами под вулканогенными образованиями раннекаменноугольной березовской свиты. Наиболее ранними породами здесь являются мелкозернистые габброиды богдановского типа. Они содержат умеренно повышенное количество титана ( $TiO_2$  1,6–1,7 %). Эти породы пересечены крупнозернистыми пироксен-роговообманковыми высокотитанистыми монцогаббро с высоким содержанием  $K_2O$  (1–1,8 %). В скважине Г-1 (на интервале 518–532 м) встречаются инъекции крупнозернистых габбро, содержащих ксенолиты мелкозернистых габброидов с офитовой структурой. В этом массиве уста-



новлены умереннощелочные граниты мосовского типа с высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (около 6 %) и относительно невысоким — калия ( $\text{K}_2\text{O}$  около 3 %). Присутствуют и высоконатриевые плагиограниты. Над апикальной частью массива проявлены метасоматические образования, включая эпидот-гранатовые породы.

В составе гранитоидов мосовского типа в целом принято выделять две фазы. Первая отвечает кварцевым сиенитам, граносиенитам, субщелочным кварцевым диоритам. Вторая фаза сложена умереннощелочными двуполевошпатовыми гранитами, микролейкогранитами. На севере, в пределах Магнитогорской группы интрузий в составе мосовского типа гранитоидов также резко преобладают породы первой фазы. Умереннощелочные граниты и микролейкограниты второй фазы развиты более ограниченно. Наиболее крупное тело лейкогранитов прорывает породы первой фазы в центре Мосовского массива. На юге, в пределах Карабулакской группы интрузий известно единственное тело кварцевых монцонитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов первой фазы, слагающее массив Северные Борки. Это интрузивное тело падает на запад под массив Северные Борки, вероятно, с глубиной расширяясь. Родственными породам первой фазы мосовского типа являются розовато-красные, кирпично-красные среднезернистые гранитоиды, отличающиеся от пород первой фазы большим количеством микропегматита и меньшим содержанием темноцветных минералов, а также более кислым составом плагиоклаза. Они образуют мелкие выходы, рассеянные по всему Карабулакскому поднятию.

**Минеральный состав пород.** Субщелочные кварцевые диориты первой фазы мосовского типа — это мелко- и среднезернистые породы. Они состоят из идиоморфных таблиц плагиоклаза, в интерстициях которых развиты микропегматиты. Содержание кварца и калиевого полевого шпата постоянное. Плагиоклаз меняет состав от олигоклаза до альбита. Калиевый полевой шпат отвечает ортоклазу с пертитовым строением. Из темноцветных минералов присутствуют роговая обманка и биотит. Аксессуары представлены титаномagnetитом. В Мосовском массиве известны и порфировидные кварцевые диориты в составе которых кроме олигоклаза и андезина, присутствуют амфибол, пироксен, биотит, сфен, титаномagnetит и апатит. Кварцевые сиениты в этом типе содержат меньше темноцветных минералов, в них больше микропегматита. Они состоят из плагиоклаза (олигоклаза), который часто альбитизирован и имеет кайму из калий-натриевого полевого шпата, интерстиции заполнены микропегматитовым агрегатом. Из темноцветных минералов обычен амфибол, присутствуют сфен, апатит, титаномagnetит.

Интрузивные породы второй фазы — это субщелочные мелкозернистые граниты, состоящие из табличек плагиоклаза, интерстиции между которыми здесь также выполнены микропегматитом. Состав плагиоклаза отвечает альбиту, реже — олигоклазу. Ортоклаз окаймляет таблицы плагиоклаза и микропегматитовые сегрегации. Темноцветные минералы представлены роговой

обманкой и биотитом. Красноватая окраска субщелочных гранитов обусловлена насыщенностью полевых шпатов газово-жидкими включениями [Ферштатер, Бородина, 1975]. В микрогранитах мосовского типа плагиоклаз ( $An_{16-20}$ ) обрамляется микропертитовыми и микропегматитовыми каймами. Краевые части полевого шпата в направлении к их периферии представлены двумя зонами: 1) анортоклаз с содержанием анортита 10 %, 2) зона микропертита состава  $Or_{50-60}Ab_{40-46}An_{2-4}$  [Сурин, 1997]. Иногда во вкрапленниках присутствует только анортоклаз ( $Or_{16-25}Ab_{62-73}An_8$ ), близкий по составу к основной массе порфириовидных субщелочных гранитов. Умереннощелочные гранитоиды второй фазы этого типа отличаются от пород первой фазы большим количеством микропегматита и меньшим содержанием роговой обманки.

**Химический состав пород.** По химическому составу (табл. III.16) гранитоиды мосовского типа отвечают субщелочным разновидностям калий-натриевой серии ( $\xi Na=0,95-1,7$ ) с двух и даже трехкратным превышением содержания натрия над калием и с весьма высокими показателями глиноземистости ( $Al\# 2,1-6,5$ ). В них наблюдается повышенное количество суммарного железа ( $FeO_1 3,17-4,39 \%$ ),  $MgO (0,87-4,81 \%)$  и  $TiO_2 (0,3-1 \%)$ .

Таблица III.16

Химические составы гранитоидов мосовского типа

№№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
6315	73,12	0,39	14,08	1,17	0,37	0,02	0,61	0,44	4,84	2,63	0,04	2,06	99,77
6233	72,76	0,27	13,9	1,56	0,7	0,15	0,67	1,2	4,88	2,74	0,06	1,0	99,89
6274	71,48	0,34	14,51	1,06	1,1	0,05	0,95	0,08	4,56	3,32	0,07	0,92	99,44
3461	71,36	0,38	14,23	1,25	1,37	0,05	0,77	2,13	4,76	2,97	0,08	-	99,96
3053/4	68,88	0,61	16,0	1,63	1,2	0,03	0,55	1,71	8,51	0,27	0,16	-	100,15
5615	66,78	0,56	15,24	2,53	1,15	0,11	1,51	2,45	5,06	3,67	0,17	0,78	99,99
5123	64,51	0,98	16,05	2,19	0,95	0,08	1,28	1,83	8,21	2,86	0,31	0,92	100,17
1297-5	64,41	0,67	16,11	3,48	0,97	0,1	1,61	2,45	5,86	2,97	0,24	-	100,04

*Примечание:* 6274 — гранит; 6233, 6274, 3461 — гранит лейкократовый; 6315 — гранит-порфир; 5615, 5123 — кварцевый сиенит; 5123, 3053/4 — граносиенит; 5615, 1297-5 — субщелочной кварцевый диорит.

На рис. III.17, где дана систематика гранитоидных пород Магнитогорской серии в координатах  $(K_2O+Na_2O)-(SiO_2)$ , мосовский тип гранитоидов образует собственный тренд. Для этого тренда, в отличие от гранитоидов узянского и алексеевского типов, характерно более высокое суммарное содержание щелочей (более 7–8 мас. %), при повышенном содержании и калия (2,6–3,6 %). Этому уровню щелочности отвечают и трахидациты, трахириодациты и трахириолиты в составе вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена.

Содержание микроэлементов в гранитоидах мосовского типа приведено в табл. III.17 и отражается спайдерграммой рис. III.20.

**Таблица III.17**

Содержание микроэлементов в гранитоидах мосовского типа

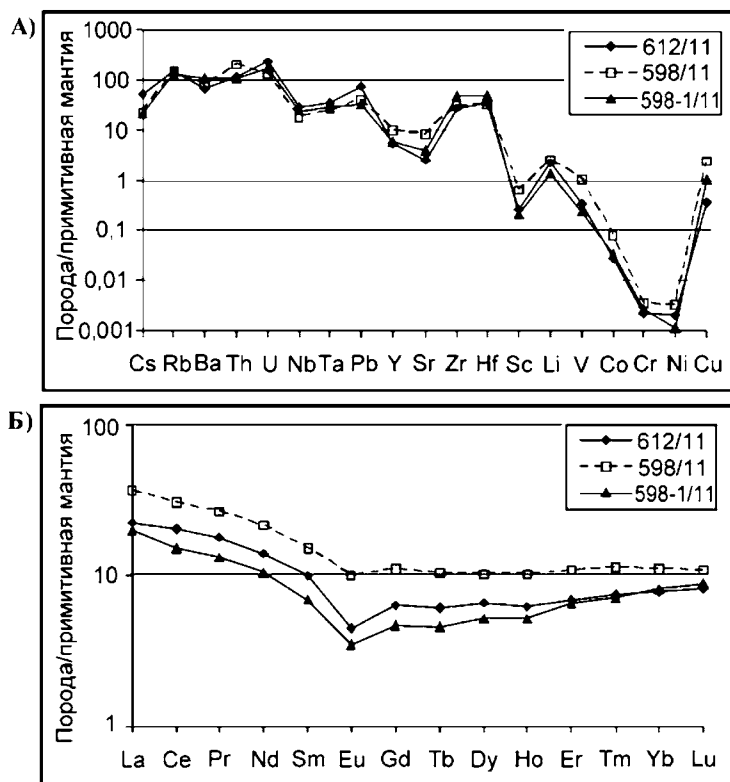
№	612/11	598/11	598-1/11	№	612/11	598/11	598-1/11
<b>Li</b>	3,45	3,84	2,06	<b>La</b>	11,43	18,68	10,07
<b>Be</b>	2,25	2,38	2,27	<b>Ce</b>	27,29	41,02	20,37
<b>Sc</b>	3,41	7,89	2,54	<b>Pr</b>	3,61	5,39	2,65
<b>Ti</b>	2526,4	4330,3	2365,7	<b>Nd</b>	13,96	21,47	10,26
<b>V</b>	25,24	75,71	17,39	<b>Sm</b>	3,21	4,95	2,22
<b>Cr</b>	5,71	9,14	7,21	<b>Eu</b>	0,55	1,22	0,43
<b>Mn</b>	362,92	597,31	332,45	<b>Gd</b>	2,73	4,81	2,02
<b>Co</b>	2,91	8,48	3,51	<b>Tb</b>	0,49	0,83	0,36
<b>Ni</b>	3,83	6,59	2,32	<b>Dy</b>	3,55	5,48	2,77
<b>Cu</b>	8,82	58,23	26,09	<b>Ho</b>	0,75	1,24	0,62
<b>Zn</b>	33,22	39,91	32,92	<b>Er</b>	2,37	3,76	2,26
<b>Ga</b>	17,18	18,80	18,40	<b>Tm</b>	0,40	0,61	0,39
<b>Ge</b>	1,30	1,28	1,22	<b>Yb</b>	2,72	3,87	2,80
<b>Rb</b>	64,40	66,70	58,63	<b>Lu</b>	0,44	0,59	0,48
<b>Sr</b>	38,27	129,15	61,23	<b>Hf</b>	7,82	7,11	10,37
<b>Y</b>	17,21	34,05	18,54	<b>Ta</b>	1,03	0,77	0,86
<b>Zr</b>	231,21	261,22	401,18	<b>W</b>	0,74	0,66	0,61
<b>Nb</b>	12,72	7,74	10,67	<b>Pb</b>	10,45	5,51	4,59
<b>Mo</b>	1,17	1,39	0,96	<b>Bi</b>	0,02	0,04	0,02
<b>Cs</b>	0,82	0,36	0,33	<b>Th</b>	7,02	12,00	6,44
<b>Ba</b>	318,51	387,06	523,77	<b>U</b>	3,78	2,21	2,81

Примечание: 612/11 — гранит; 598/11 — сиенит; 598-1/11 — кварцевый сиенит.

Общий вид спектра микрокомпонентов на рис. III.20 в целом близок к их распределению в гранитоидах алексеевского типа. Вместе с тем, для гранитоидов мосовского типа характерен заметный рост в содержаниях Th и U, Zr и Hf, Nb и Ta, при снижении в содержаниях Sr, с наличием резких минимумов Sc, а также Co, Cr, Ni, частично и Cu.

Концентрации РЗЭ в гранитоидах мосовского типа по суммарному содержанию колеблются от 58,6 до 100,8 г/т. Отношение La/Yb составляет 3,5–4,9. Eu минимум выражен отчетливо на фоне пониженных содержаний промежуточных лантаноидов от Gd до Eg.

**Разборненский тип гранитов.** Гранитоиды этого типа слагают Разборненский массив (3×7 км), западную часть массива г. Мохнатой (0,5×3 км) (рис. III.11), юго-западную часть массива Южные Борки (2×7 км), а также северо-восточную часть массива Южные Борки (3×6 км). Все они имеют субпластовую форму с крутым падением на запад. Тела, сложенные гранитоидами разборненского типа, сформировались в две фазы. С первой фазой



**Рис. III.20.** Спайдерграмма распределения редких и рассеянных элементов в гранитоидах московского типа: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

связано образование умереннощелочных биотитовых, роговообманково-биотитовых гранитов, участками переходящих в лейкограниты. С этими гранитами ассоциируют жильные породы: умереннощелочные гранит-порфиры и мелкозернистые микролейкограниты. Со второй фазой связано образование умереннощелочных лейкогранитов и их жильных дериватов — микролейкогранитов.

Породы первой фазы слагают северо-западную часть Разборненского массива, а также западную часть массива г. Мохнатая и залежь в юго-западной части массива Южные Борки. Площадь выходов пород первой серии в Разборненском массиве около 10 км<sup>2</sup>. Породы этой фазы образуют тело пластовой формы с крутыми, близкими к вертикальным, контактами. В восточном экзоконтакте граниты образуют многочисленные апофизы в габброидах богдановского комплекса. В восточной части Разборненского массива в гранитах количество микроклина увеличивается к востоку. Часто среди биотитовых, роговообманково-биотитовых гранитов присутствуют участки, сложенные лейкогранитами, содержащими небольшое количество биотита. Этими лейкогранитами сложены вершины Разборненского хребта. Переходы их к нормальным гранитам разборненского

комплекса постепенные и выражаются в уменьшении количеств биотита и амфибола, увеличении количества кварца, зернистость в сторону лейкогранитов уменьшается.

Гранитная интрузия г. Мохнатой имеет субмеридиональное простирание и западное падение. Восточный ее контакт с габброидами богдановского типа рвущий — с многочисленными инъекциями гранитов. Габброиды на контакте изменены, они окварцованы, альбитизированы. Часто можно видеть гибридные породы, образованные по габброидам богдановского комплекса.

Гранитоиды разборненского типа в массиве Южные Борки тянутся в северном направлении на 6 км при ширине выходов от 500 м до 1,5 км, срезаясь тектоническим нарушением северо-западного простирания. Согласно геофизическим данным, предполагается вертикальное или близкое к нему падение массива. Граниты этого массива выделяются светло-фиолетовым, светло-сиреневым цветом и среднезернистым порфировидным строением. Вторая фаза гранитоидов здесь сложена белыми аляскитоидными лейкогранитами, расположенными в восточной части массива Южные Борки. Подобные породы известны и в северо-восточной части Разборненского массива. Тела лейкогранитов срезаются с востока Карабулакским нарушением. Первое тело имеет форму, близкую к изометричной, с неровным инъекционным южным контактом с вмещающими габброидами богдановского типа. Габброиды в зоне контакта участками ороговикованы и скарнированы. В восточной части этого тела в лейкогранитах присутствуют ксенолиты измененных габбро. На аэрофотоснимках, в пределах этого тела, четко дешифрируется трещинная тектоника северо-западного направления. Дайки микролейкогранитов, связанные с породами второй фазы, также приурочены к трещинам этого направления. Южнее этого интрузивного тела известно другое, также сложенное лейкогранитами второй фазы, вытянутое в субмеридиональном направлении. Его северная половина находится в пределах массива Южные Борки, а южная — в Разборненском массиве. Ширина выходов гранитов 200–300 м. Жильная серия пород в этих массивах проявлена слабо. Жилы мелкозернистых гранитов присутствуют в центральной части массива Южные Борки и в восточной части Разборненского массива, где они прорывают габброиды богдановского типа. Дайки умереннощелочных лейкогранит-порфиров и микролейкогранитов развиты в Разборненском массиве, имея северо-западное простирание.

Граниты первой фазы разборненского типа представлены роговообманково-биотитовыми породами. Они имеют светло-серую, желтовато-серую, светло-розоватую, иногда с буроватым оттенком, окраску. Это породы среднезернистого, реже мелкозернистого, иногда порфировидного (северо-восток массива Северные Борки) строения. Они состоят из полисинтетически sdвойникового альбит-олигоклаза ( $An_{10-18}$ ), доля которого в этих породах составляет 28–30 %, микропертита 20–50 %, кварца около 25–32 %, микроклина (преимущественно в восточной части Разборненского массива)

и ортоклаза от 1 до 10 %, биотита 3 % с железистостью 46–67 % и обыкновенной роговой обманки 1–2 %. Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит, гранат, муассонит, флюорит, циркон, ортит. Лейкограниты, связанные с первой фазой разборненского типа, имеют светло-розовую, буровато-розоватую окраску. Это мелкозернистые породы, иногда с несколько более крупными (до 2–3 мм), чем основная масса, зернами полевого шпата. В породах отсутствует микроклин, но здесь возрастает количество кварца, а содержания темноцветов резко снижаются.

Умереннощелочные лейкограниты второй фазы разборненского типа представлены светлыми, светло-розоватыми породами со среднезернистой структурой. Они практически не содержат темноцветные минералы и состоят из зерен кварца (30–35 %), плагиоклаза (30–35 %), калишпата (около 30 %), редких чешуек биотита (до 1 %). Плагиоклаз образует две генерации: первая — таблички олигоклаза, краевые части которого имеют пертитовую и антипертитовую каймы, а вторая — кислый плагиоклаз (альбит) тонкодвойникованный и шахматный. Основная масса плагиоклаза содержит включения калишпата, количество которого варьирует. Калишпат присутствует как в виде отдельных зерен ортоклаза, так и в виде включений в плагиоклазе. Биотит буровато-зеленый.

Жильные образования, связанные с гранитоидами первой фазы, представлены умереннощелочными гранитами мелкозернистого строения и умереннощелочными лейкогранит-порфирами, микролейкогранитами. Они слагают дайки преимущественно северо-восточного простирания. Дайки развиты в пределах массива Южные Борки и в восточной части Разборненского массива среди габброидов богдановского и куйбасовского типов. По составу породообразующих минералов они близки выше описанным биотитовым, роговообманково-биотитовым гранитам, отличаясь от них лишь более мелкозернистым строением. Состав и количественные соотношения минералов лейкогранит-порфиров и микролейкогранитов второй фазы примерно одинаковы с лейкогранитами первой фазы, отличаясь от них более мелкозернистым, иногда порфировидным и порфировым строением.

Жильные образования, связанные с лейкогранитами второй фазы, представлены микролейкогранитами, лейкогранит-порфирами, которые слагают маломощные (от нескольких см до 1–2 м) дайки. Контакты их резкие и четкие, без видимых изменений вмещающих лейкогранитов. Состав микролейкогранитов аналогичен лейкогранитам второй фазы, но отличается от них тонкозернистыми структурами, иногда с редкими мелкими выделениями светло-розового пертита.

Определение возраста пород разборненского комплекса основано на том, что гранитоиды этого типа залегают среди вулканитов березовской свиты, их ороговиковывающая. В массивах Южные Борки и Разборненский можно видеть интрузивные контакты гранитоидов и с габброидами богдановского типа. Непосредственный контакт их наблюдался на массиве Южные Борки, в 4 км южнее пос. Мартыновки, где в гранитах присутствуют ксенолиты до-

леритов, которые также инъецированы прожилками гранитов [Чайко и др., 1974ф].

Непосредственные контакты разборненских гранитов с породами мосовского комплекса в обнажениях не наблюдались. Вместе с тем в массиве Южные Борки в гранитах разборненского комплекса встречены ксенолиты гранитов, аналогичных гранитам мосовского комплекса. Это позволяет считать мосовские гранитоиды относительно более ранними образованиями.

**Химический состав пород.** По химическому составу породы разборненского типа отвечают субщелочным калий-натриевым гранитам. Глиноземистость в них высокая и отвечает категории весьма глиноземистых пород (AI# 3,9–5,5). Количество  $\text{FeO}_t$  варьирует от 1 % до 4,1 %, CaO от 0,56 % до 2,27 %, а MgO от 0,09 до 1,4 % (табл. III.18).

**Таблица III.18**

Химические составы гранитоидов разборненского типа

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
2818-1	75,98	0,13	12,74	0,6	0,46	0,01	0,09	1,66	3,91	3,2	0,04	0,2	99,06
573/11	75,0	0,24	13,6	0,23	0,71	0,02	0,40	0,85	4,00	4,00	0,19	0,60	99,84
2081	74,76	0,16	13,2	0,79	0,93	0,01	0,05	0,56	3,92	4,88	0,01	0,3	99,51
567/11	74,1	0,25	12,4	0,30	0,71	0,02	0,40	1,40	3,75	4,50	0,01	1,80	99,64
565/11	74,0	0,25	12,00	0,37	0,57	0,02	1,40	0,85	4,00	4,00	0,19	2,46	100,11
559/11	73,5	0,20	14,80	0,10	0,07	0,02	1,40	0,85	3,75	4,50	0,01	0,26	99,46
40/29	71,99	0,29	12,74	0,74	3,37	0,06	0,5	0,63	4,26	4,88	0,02	0,16	99,64
60237	70,96	0,4	14,39	1,78	1,18	0,04	0,43	1,36	4,3	4,78	0,08	0,48	100,18
7/203.6	70,4	0,31	13,9	1,2	3,82	0,07	0,44	0,3	5,34	3,27	0,03	0,16	99,24
561/11	66,0	0,55	16,00	2,25	1,58	0,08	1,40	2,27	5,00	3,75	0,10	0,60	99,58

*Примечание:* 2818-1, 7/203.6 — роговообманковые граниты; 2081, 40/29, 60237, 559/11, 565/11, 567/11, 576/11 — роговообманково-биотитовые граниты, 561/11 — кварцевый сиенит.

На рис. III.17, в координатах  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ , гранитоиды разборненского типа формируют общий тренд с породами мосовского типа. Сумма щелочей в этих типах гранитоидов, как правило, превышает 7–8 мас. %. При этом в разборненских гранитах среди щелочей существенно выше доля калия (с содержанием до 4–5 %), особенно в гранитах, наиболее богатых кремнеземом.

Геохимические характеристики (табл. III.19) гранитоидов разборненского типа, в целом, очень близки к характеристикам гранитоидов мосовского типа.

Таблица III.19

Микроэлементы в гранитоидах разборненского типа

	569/11	573/11	565/11	567/11	559/11	562/11	572/11	572-1/11	575/11	576/11
Li	1,23	2,24	0,69	0,88	1,74	1,90	4,73	6,84	4,50	15,35
Be	2,52	1,98	2,45	2,63	2,92	3,72	1,79	1,08	1,88	1,57
Sc	2,63	1,70	2,82	2,76	2,55	3,56	3,29	13,56	1,30	2,51
Ti	979,0	980,8	903,1	1005,9	713,6	1140,3	1750,34	6661,3	821,58	1432,6
V	6,48	6,62	5,84	6,47	2,91	11,95	13,43	128,58	6,41	15,84
Cr	371,91	7,58	5,18	8,91	5,73	9,11	4,20	16,97	2,86	5,68
Co	1,95	3,25	2,68	1,73	0,52	1,67	2,21	10,17	1,49	1,97
Ni	121,37	3,60	3,19	3,02	0,94	3,87	4,31	11,12	1,86	3,32
Cu	15,16	13,53	7,14	5,33	4,03	8,09	7,89	23,37	4,94	7,65
Zn	25,44	40,03	54,72	23,99	31,55	25,83	48,12	61,12	20,47	31,11
Ga	15,56	14,88	14,99	15,39	17,70	18,82	16,18	19,03	14,54	14,92
Ge	1,16	1,25	1,26	1,23	1,55	1,61	1,39	1,49	1,37	1,29
Rb	144,46	82,37	70,69	112,31	100,11	91,80	166,09	49,44	191,91	166,84
Sr	53,34	42,28	39,81	64,40	10,35	40,97	60,89	286,20	45,45	144,83
Y	20,11	12,45	11,32	26,86	22,53	56,42	13,23	30,18	13,87	14,77
Zr	124,67	151,90	117,49	129,93	102,87	126,91	93,87	114,42	83,37	146,63
Nb	8,58	7,73	8,34	8,19	11,33	12,86	8,13	9,36	4,30	7,15
Cs	0,44	0,64	0,19	0,20	0,79	1,27	1,76	0,88	2,96	3,06
Ba	622,25	965,70	527,71	628,08	342,91	374,91	529,50	365,96	407,94	615,27
La	24,60	7,04	4,06	15,29	17,21	27,64	18,41	17,03	14,44	21,44
Ce	50,96	15,89	26,24	31,76	42,86	49,81	50,14	36,50	23,38	54,85
Pr	5,37	2,24	1,58	3,69	4,60	7,97	3,92	4,53	2,35	4,02
Nd	18,76	9,09	6,54	13,93	16,48	30,31	13,72	17,97	7,64	13,23
Sm	3,67	2,23	1,88	3,31	3,49	6,81	2,76	4,14	1,46	2,38
Eu	0,46	0,42	0,20	0,44	0,31	1,12	0,56	1,03	0,35	0,54
Gd	2,75	1,94	1,61	3,14	3,07	6,61	2,39	4,19	1,33	1,95
Tb	0,49	0,36	0,35	0,60	0,54	1,09	0,40	0,70	0,22	0,33
Dy	3,49	2,61	2,62	4,54	3,64	7,17	2,53	4,45	1,53	2, 12
Ho	0,78	0,57	0,59	1,02	0,79	1,59	0,53	0,96	0,35	0,46
Er	2,40	1,80	1,85	3,30	2,58	5,00	1,73	2,93	1,13	1,48
Tm	0,41	0,30	0,33	0,50	0,40	0,74	0,26	0,44	0,19	0,26
Yb	2,76	2,09	2,29	3,45	2,71	4,94	1,81	2,99	1,41	1,67
Lu	0,46	0,34	0,36	0,51	0,42	0,75	0,29	0,45	0,23	0,27
Hf	4,64	4,87	4,73	4,90	3,71	4,55	2,75	3,25	2,82	3,60
Ta	0,85	0,83	0,91	0,87	0,87	1,04	0,58	0,78	0,57	0,68
Pb	10,43	24,78	3,37	6,32	10,49	11,90	16,58	13,53	15,45	10,68
Th	15,84	7,42	12,32	15,25	9,45	14,95	11,95	11,79	19,73	15,58
U	3,79	3,62	3,99	3,61	2,44	6,21	1,95	1,87	3,054	4,89

Примечание: 569/11, 573/11, 565/11 — биотит-роговообманковые граниты; 567/11 — лейкогранит-порфиры; 559/11, 562/11, 572/11, 575/11, 576/11 — граниты; 572-1/11 — сиенит.



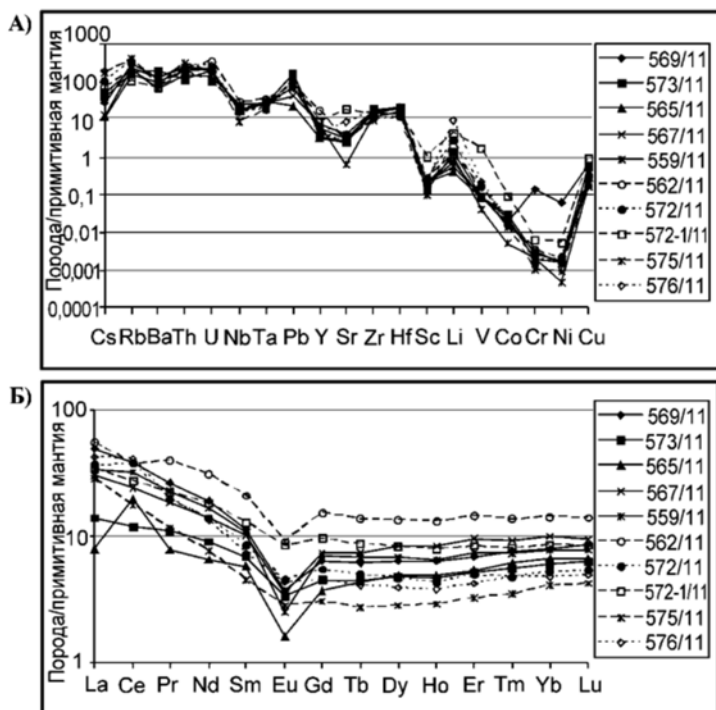


Рис. III.21. Спайдерграммы распределения микроэлементов в гранитоидах разборненского типа: А) редкие и рассеянные, Б) — редкоземельные элементы.

Это подтверждается и близкими конфигурациями спайдерграмм (рис. III.20 и рис. III.21), с наличием в левой части диаграммы пород разборненского типа, аналогичных по интенсивности породам московского типа, максимумов крупноионных литофильных элементов — Cs, Rb, Ba, Th и U, небольших по значениям минимумов Nb и Ta, а также Y и Sr, резких минимумов Sc, Co, Cr, Ni. Вместе с этим относительно московских гранитов наблюдается все же некоторый рост содержаний Cs, Rb, Ba, Th, U, Pb.

Суммарное содержание РЗЭ в рассматриваемом типе гранитоидов сильно варьирует (31,5–99,6 г/т), при значительном росте отрицательной аномалии Eu. Это свидетельствует о более интенсивной дифференциации пород. Отношение La/Yb также увеличивается до 8–9 (в московском типе 3,5–4,4).

**Борковский тип гранитов** представлен массивами Северные Борки и Южные Борки (рис. III.11). Массив Северные Борки вытянут с юго-запада на северо-восток на 8,5 км при ширине от 1 до 2,5 км. Массив сложен умереннощелочными рогообманковыми гранитоидами серого цвета с постепенными переходами от граносиенитов к лейкогранитам. В северной части этого массива породы отличаются розовой окраской. В их составе присутствует серицитизированный плагиоклаз, а содержание роговой обманки

больше, чем в гранитах центральной и южной частях массива. На крайнем юго-востоке развиты выходы габброидов богдановского типа.

Массив Южные Борки вытянут в северо-восточном направлении на 3–3,5 км при ширине от 1,5 до 2,5 км. В нем широко развиты мелкозернистые лейкократовые и порфировидные разновидности, переходящие участками в гранит-порфиры. Переходы к относительно равномернозернистым умереннощелочным роговообманковым гранитоидам постепенные, с увеличением зернистости пород. В массиве много тел меланократовых габброидов куйбасовского типа, а также множество даек и небольших тел габбро-долеритов и клинопироксеновых габбро.

Гранитоиды борковского типа имеют характерные для них выходы — в виде небольших останцов разнообразной, часто грибовидной формы. Магнитные и гравитационные поля предполагают вертикальное или близкое к нему залегание пород и, соответственно, акмолитоподобную форму тел [Чайко и др., 1982 ф].

Основная разновидность гранитов борковского типа отличается от гранитоидов других типов своей однородностью, средне-крупнозернистой структурой и характерной светло-серой, фиолетово-серой окраской. Эта окраска, по-видимому, обусловлена наличием значительного количества, присутствующего в них пертитового калиевого полевого шпата, составляющего около 65 % от объема пород.

Умереннощелочные роговообманковые граниты этого типа состоят из полевого шпата (60–75 %), кварца (около 25 %), роговой обманки (1–2 %). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, редко цирконом, отмечается магнетит. Полевой шпат представлен зернами размером до 3,5–4 мм, реже пертитом и антипертитом (размером до 6–7 мм), состоящих из свежего альбит-олигоклаза и пелитизированного ортоклаза. Сrostки этих минералов очень тонкие и правильные. Кварц присутствует в виде ксеноморфных зерен, иногда образуя микропегматитовые срастания с ортоклазом, редко отмечаются графические вrostки пертита в зернах кварца.

Роговая обманка представлена здесь двумя типами. Одна из них желтовато-буровато-зеленая до светло-зеленой, это обыкновенная роговая обманка. Вторая разновидность — светло-сине-зеленого цвета, с положительным удлинением и зональным строением, с сильной дисперсией оптических осей и низким двупреломлением. По-видимому, этот амфибол полущелочного типа [Струве, 1959]. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, рудный минерал (магнетит, титаномagnetит). Вторичные минералы представлены эпидотом, иногда хлоритом.

Среди гранитоидов борковского типа часто встречаются граносиениты. Эти породы отличаются меньшими содержаниями кварца 15–25 % и большими количествами темноцветных минералов (до 5–6 %). В граносиенитах присутствуют редкие зерна пироксена. Состав минералов в них близок к гранитам.

Редкие жилы и дайки, генетически связанные с гранитоидами борковского типа, представлены светло-розовыми и светло-серыми мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, граносиенит-

порфирами. Вкрапленники представлены здесь пертитами, редко плагиоклазом.

Взаимоотношения гранитоидов борковского типа с габброидами богдановского типа можно наблюдать в юго-восточном контакте массива Северные Борки. Здесь гранитоиды содержат обломки габброидов этого типа в виде интрузивных брекчий.

Граниты разборненского типа, согласно Г.И.Чайко [1974ф], прорываются гранитоидами борковского типа, а в верховьях балки Вторая Ледянка в Богдановском массиве, среди гранитоидов борковского типа, отмечены ксенолиты гранитов и мосовского типа [Лисов и др., 1956ф].

**Химический состав пород.** По химическому составу (табл. III.20) породы борковского типа отвечают субщелочным гранитоидам калий-натриевого типа ( $K_{Na} = 1,2-2,2$ ) и относятся к высокоглиноземным ( $Al\# 3,4-6,1$ ). На диаграмме  $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$  (рис. III.17) гранитоиды борковского типа повторяют тренд субщелочных гранитоидов мосовского типа, что определяется близким содержанием щелочей в породах.

**Таблица III.20**

Химические составы гранитоидов борковского типа

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
1	74,63	0,32	12,22	2,21	1,54	0	0,29	0,47	4,21	4,13	0,02	0,23	100,27
2	73,26	0,38	12,35	2,14	1,64	0,08	0,61	0,93	4,26	3,76	0,03	0,26	99,7
3	72,7	0,44	12,31	2,65	1,42	0,09	0,73	0,9	4,7	3,14	0,04	0,72	99,84
4	70,23	0,48	13,44	2,27	2,14	0,13	0,54	0,9	5,87	3,06	0,08	0,52	99,66
5	65,82	0,93	14,05	5,06	2,44	0,02	0,61	2,19	5,43	3,38	0	0,62	100,55
6	62,48	0,77	14,63	4,51	3,64	0,26	0,4	1,73	6,42	3,8	0,12	1,04	99,8
547/11	64,9	0,99	15,76	0,70	1,79	0,12	2,84	2,00	5,00	3,75	0,19	1,90	99,44

*Примечание:* 4 — граниты субщелочные; 1–3 — граниты; 5, 6, 547/11 — кварцевые сиениты.

Состав микроэлементов в гранитоидах борковского типа приведен в табл. III.21.

На спайдерграмме борковских гранитоидов (рис. III.22) присутствуют интенсивные максимумы, близкие тем, что наблюдаются и в гранитоидах разборненского типа. Они характеризуются высокими содержаниями КИЛЭ. Аналогично с предыдущим типом гранитоидов подтверждают и положительные максимумы Pb, Zr, Hf, Li, а также минимумы для концентраций Co, Cr, Ni и Sr, Sc. Вместе с тем, здесь выше, чем в разборненском типе, концентрации Nb и Ta, Zr и Hf, а также Li, эти параметры сближают их с мосовским типом гранитоидов.

**Таблица III.21**

Микроэлементы в гранитоидах борковского типа

	534/11	531/11	532/11	521/11	526/11	593/11	544/11
<b>Li</b>	3,91	2,44	2,10	1,60	9,07	2,89	0,92
<b>Be</b>	2,85	2,41	2,60	1,10	3,11	2,29	2,19
<b>Sc</b>	3,37	9,17	3,46	3,93	4,09	4,84	3,90
<b>Ti</b>	1606,1	4993,7	2380,4	1461,9	2274,8	3118,4	1890,6
<b>V</b>	15,41	52,82	34,26	15,40	25,21	26,56	18,96
<b>Cr</b>	234,42	3,67	7,49	244,62	16,33	110,07	12,23
<b>Co</b>	2,15	2,65	0,55	2,52	3,05	2,99	2,11
<b>Ni</b>	36,87	2,94	2,76	108,84	8,52	58,67	5,62
<b>Cu</b>	13,61	10,05	24,24	13,61	24,67	15,63	5,78
<b>Zn</b>	54,12	94,44	37,71	34,78	83,00	58,69	33,55
<b>Ga</b>	16,09	21,12	21,69	11,63	19,80	22,51	15,84
<b>Ge</b>	1,41	1,37	1,27	1,47	1,60	1,32	1,23
<b>Rb</b>	141,89	57,62	65,08	79,12	88,07	34,34	101,38
<b>Sr</b>	63,60	123,60	24,63	132,89	19,61	28,42	61,45
<b>Y</b>	27,26	57,06	21,41	13,29	32,53	43,41	47,72
<b>Zr</b>	98,95	403,48	164,51	122,32	133,53	345,16	108,36
<b>Nb</b>	9,91	17,87	21,17	8,27	18,85	25,84	11,58
<b>Sn</b>	2,34	3,30	3,91	1,76	4,23	6,28	2,21
<b>Sb</b>	0,28	0,25	0,17	0,16	0,45	0,13	0,19
<b>Cs</b>	2,61	0,33	0,53	1,77	1,89	0,07	0,38
<b>Ba</b>	551,55	585,94	277,72	532,54	316,07	234,68	510,44
<b>La</b>	26,47	39,61	30,30	9,06	30,32	24,46	33,43
<b>Ce</b>	49,75	84,03	42,07	19,52	61,97	37,22	29,41
<b>Pr</b>	5,65	10,57	6,93	2,29	7,30	6,37	5,48
<b>Nd</b>	20,29	42,26	24,06	8,77	26,20	24,88	20,45
<b>Sm</b>	3,97	9,54	4,63	2,08	5,36	5,51	4,13
<b>Eu</b>	0,78	2,42	0,73	0,41	0,83	0,98	0,84
<b>Gd</b>	3,45	8,77	3,19	1,93	4,22	4,97	5,40
<b>Tb</b>	0,63	1,46	0,54	0,36	0,76	0,95	0,83
<b>Dy</b>	4,24	9,91	3,50	2,54	5,47	6,74	5,43
<b>Ho</b>	0,95	2,09	0,75	0,54	1,20	1,47	1,31
<b>Er</b>	2,79	6,32	2,55	1,78	3,76	4,78	4,04

	534/11	531/11	532/11	521/11	526/11	593/11	544/11
<b>Tm</b>	0,44	0,95	0,39	0,27	0,61	0,76	0,57
<b>Yb</b>	3,21	6,22	3,04	1,90	4,17	5,35	3,53
<b>Lu</b>	0,47	0,93	0,40	0,30	0,63	0,81	0,58
<b>Hf</b>	3,53	10,43	6,07	3,97	5,31	9,84	3,53
<b>Ta</b>	1,00	1,32	1,54	0,72	1,52	2,52	1,02
<b>Pb</b>	14,59	12,01	17,32	23,92	18,49	1,93	4,39
<b>Th</b>	13,00	7,31	4,37	4,32	5,98	4,87	11,63
<b>U</b>	2,99	2,12	2,85	2,72	2,08	2,67	5,48

Примечание: 534/11, 531/11, 521/11 граносиениты; 532/11, 526/11, 593/11 — роговообманковые граниты; 544/11 — гранит.

Суммарное содержание РЗЭ в гранитоидах этого типа колеблется от 50 до 235 г/т. Это существенно выше, чем в разборненском типе, ближе соответствуя содержаниям в московских гранитоидах. Отношение La/Yb 4,3–8,2 г/т, что ближе соответствует уже гранитоидам разборненского типа. Eu минимум выражен отчетливо (рис. III.22Б), отражая принадлежность гранитоидов к высокодифференцированным породам.

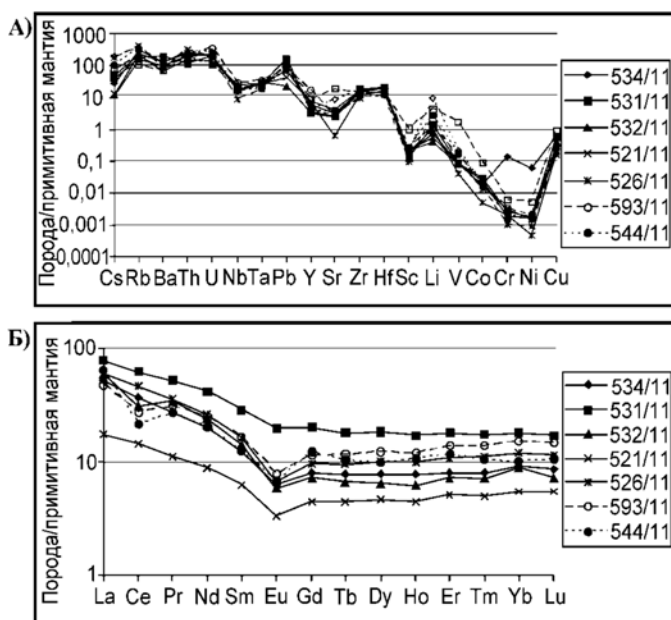


Рис. III.22. Спайдерграмма гранитоидов борковского типа: А) — микроэлементы; Б) — редкоземельные элементы

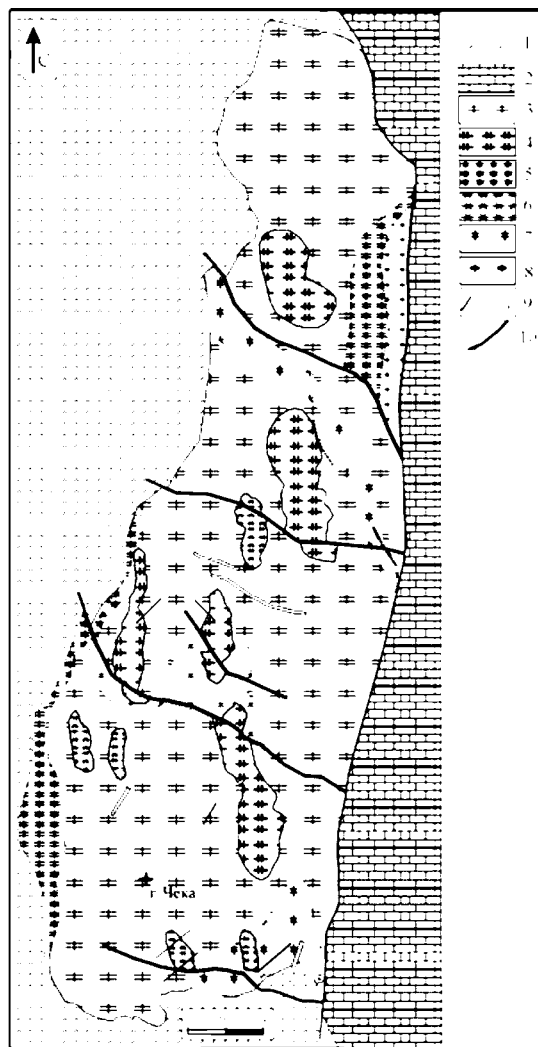
**Чекинский тип гранитоидов** наиболее распространен в Чекинском, Грязнушенском, Богдановском, Малокараганском и Разбейском массивах, расположенных в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена. Эти гранитоиды тесно ассоциируют с другими гранитоидными комплексами Магнитогорской серии и залегают среди раннекаменноугольных вулканитов. На востоке ВМП они образуют Малочекинский и массивы г. Кудрявой и г. Длинной.

**Чекинский** (рис. III.23) и **Разбейский массивы** пространственно сближены, между ними разрыв около 0,5 км. Они расположены в 15 км к северу от пос. Ершовский. Эти массивы прорывают вулканогенные образования верхнего турне (нижняя часть березовской свиты), тяготея к центральной части относительно слабо деформированного Чекинского стратовулкана.

Чекинский массив имеет в плане удлинённую овальную форму. Он вытянут на 6,5 км при ширине около 2 км на юге и около 1 км на севере. Массив слабо выражен в физических полях относительно вмещающих вулканогенных образований. Вся площадь массива, за исключением самой северной его части, хорошо обнажена. Восточный контакт массива тектонический и представлен крупным Карабулакским разломом субмеридионального простирания. Западный контакт — нормальный интрузивный, в приконтактной зоне наблюдаются роговики по кислым породам березовской свиты. Горными работами вскрыт восточный и юго-западный интрузивный контакты. Вулканиты березовской свиты падают под массив (под углом около 20°). Чекинский массив сложен преимущественно щелочными гранитами. В центральной части массива установлены также щелочные сиениты и монцодиориты. Дайки и жилы, расположенные в центральной и южной частях массива, имеют субширотное и северо-восточное простирания. Граносиенит-порфиры массива секут кластолавы, а в ксенокластолавах кислого состава Разбейского массива установлены обломки граносиенитов [Чайко и др., 1982 ф].

**Грязнушенский массив** имеет площадь около 3 км<sup>2</sup>, он рассматривается как сателлит Чекинского массива. Этот массив расположен в районе пос. Грязнушенский. В экзоконтакте массива развиты роговики, скарноиды, скарны, магнетитовое рудопроявление Грязнушенское. Главная фаза массива представлена среднезернистыми амфиболовыми гранитами и мелкозернистыми лейкократовыми граносиенитами. Удлинённое тело субмеридионального простирания сложено щелочными гранитами. В составе массива присутствуют также меланократовые сиениты с игольчатым амфиболом.

**Богдановский массив** расположен на правом берегу р. Урал севернее пос. Богдановского (рис. III.12). Он прорывает раннекаменноугольные (позднетурнейские и ранневизейские) вулканогенные образования березовской свиты. Как установлено бурением в южном экзоконтакте массива [Лаишевцев и др., 1980ф; 1984ф], на относительно небольшой глубине (в первые сотни метров) под интрузией залегают позднедевонские образования.



**Рис. III.23.** Геологическая схема участка развития Чекинского массива, [Фурина, 2010].

Условные обозначения: 1 — риолиты березовской свиты карбона, 2 — известняки греховской свиты карбона, 3 — щелочные граниты, 4 — щелочные сиениты, 5 — щелочные мелкозернистые граниты, 6 — щелочные монцодиориты, 7 — щелочные граносиениты, 8 — щелочные мелкозернистые лейкократовые граниты, 9 — дайки (а — гранит-порфиры, б — кварцевые сиениты, в — долериты), 10 — разрывные нарушения.

В контактовых зонах массива породы ороговикованы и скарнированы. Это установлено как в северной его части — в районе балки «Полевая», так и на юге — на Ледянском участке. Ширина экзоконтактовых ореолов составляет десятки и сотни метров [Чайко и др., 1982 ф]. Форма массива в целом близка к прямоугольной. Он вытянут в северо-восточном направлении почти на 13 км, а его ширина составляет 4–4,5 км. В восточной половине интрузии развиты умереннощелочные микрогаббро богдановского комплекса, в за-

падной — гранитоиды борковского типа. На крайнем юге массива известны выходы габброидов куйбасовского типа, которые вскрыты скважинами. Предполагается, что на востоке верхние горизонты массива представлены небольшими силлами и дайками умереннощелочных микрогаббро, монцогаббро, монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов.

**Массив Малокараганский (г. Маячной)** расположен в 2 км юго-восточнее г. Маячной. Форма массива удлинённая (ширина — 1 км, длина — 3 км), вытянутая в субмеридиональном направлении, конформно с вмещающей березовской свитой. Породы массива представлены светло-желтыми, розоватыми мелко-среднезернистыми гранитами с черными зёрнами амфибола. Контакт массива четкий интрузивный, с многочисленными инъекциями гранитов во вмещающих породах.

**Малочекинский массив** расположен вблизи пос. Чека и г. Малая Чека. Выделяются два интрузивных тела, которые вытянуты в северо-восточном (СВ 30°) направлении, согласно с общим простираем структур карбона этого района. Формы обоих интрузивных тел в плане эллипсовидные: при ширине в 1 км, длине в 2 км. Южный массив залегает в ядре небольшой антиклинальной складки, крылья которой сложены туфогенно-осадочными породами нижнего карбона. Восточные контакты массивов тектонические, они контролируются Малочекинским взбросо-сдвигом, западные — интрузивные. Северное интрузивное тело сложено щелочными гранитами, в его центре отмечаются монцодиориты. В южной интрузии щелочные граниты слагают западную часть, а восточная часть представлена преимущественно монцодиоритами. На севере обнажены щелочные сиениты.

**Массив г. Длинной** находится в 4 км к северу от г. Малая Чека. Интрузив вытянут в субмеридиональном направлении на 3 км при ширине 0,5 км. Он, по геофизическим данным, имеет вертикальное залегание до глубины 2 км. Основная часть массива сложена щелочными сиенитами, а в западной и южной его частях развиты граносиениты. Согласно Э.В. Шалагинову [1984ф], интрузивы гг. Малая Чека и Длинная представляют собой единый массив.

**Массив г. Кудрявой** размещается в 2,5 км севернее гранитоидов г. Длинной. Он простирается в северо-западном направлении на 4–5 км, вмещающие толщи имеют здесь субмеридиональное простираем. По геофизическим данным, глубина нижней кромки массива — 1,4 км. Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные образования верхнего девона и нижнего карбона. Массив сложен щелочными гранитами.

**Минеральный состав гранитоидов чекинского типа.** Щелочные граниты чекинского типа — это светло-серые, иногда розоватые среднезер-



нистые породы с вытянутыми призматическими и игольчатыми кристаллами темно-зеленых пироксенов ряда эгириин–геденбергит и амфиболов ряда феррорихтерит-рибекит-арфведсонит. Эти минералы присутствуют в породах в разных количественных соотношениях, встречаются и чисто амфиболовые, и чисто пироксеновые разновидности. Эгирины являются высокотитанистыми и часто имеют повышенные концентрации циркония [Тевелев и др., 2008ф]. Содержания кварца составляют 25–30 %, плагиоклаза — 20–25 %, калинатриевого полевого шпата — 40–50 %, щелочного амфибола — до 10 %, щелочного пироксена — до 10 %. Из акцессорных минералов встречаются ксенотим, монацит, апатит, сфен и циркон. Плагиоклаз, в основном, представлен длиннопризматическими лейстами. Он двух генераций: ранний альбит № 10 и поздний альбит № 5–6. Калиевые полевые шпаты представлены в основном анортоклазом и редко микроклином. Щелочные граносиениты массива г. Чека — это светло-серые равномернозернистые, иногда порфировидные породы. Их состав: 50–55 % пертита и альбита, первый из которых преобладает над вторым, 35–40 % микропегматита, 5–7 % эгирина и арфведсонита. Акцессорные минералы: апатит и сфен.

Темноцветные минералы (эгирин и геденбергит-авгит) гранитоидов чекинского типа изучены Фуриной М.А. [2010]. Эгирин (табл. III.22) характеризуется низкими содержаниями кремнезема (50,9–51,9 %), количество FeO неустойчиво (0,3–3,1 %) (ан. 1, 2). Титанистый эгирин (ан. 3, 4) имеет содержание TiO<sub>2</sub> (0,7–1,7 %) и ZrO<sub>2</sub> (0,30–0,95 %) при содержании SiO<sub>2</sub> 51,0–51,9 % и FeO 1,7–3,1 %. Геденбергит-эгирин на 20 % состоит из геденбергитовой компоненты (ан. 5, 6). В нем содержание кремнезема также неустойчиво (50,2–53,4 %), количество TiO<sub>2</sub> составляет 1,7–3,4 %, сумма щелочей 10,5–11,7 %.

**Таблица III.22**

Химические составы типовых пироксенов в гранитоидах чекинского типа

№		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	ZnO <sub>2</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	I	50,96	0,68	0,12	0,32	0,04	31,25	0,28	0,25	0,06	0,2	0,67	12,94	0,03
2		51,87	1,73	0,44	0,27	0,00	28,35	3,1	0,17	0,05	0,05	0,89	12,78	0,01
3	II	51,70	1,7	0,26	0,3	0,03	29,34	1,79	0,34	0,01	0,14	0,47	13,07	0,01
4		51,92	3,37	0,95	0,37	0,36	25,59	2,64	0,25	0,11	0,25	0,66	13,25	0,01
5	III	50,24	0,45	0,18	0,29	0,03	25,41	5,37	0,43	0,01	0,14	0,47	10,52	0,02
6		50,43	0,79	0,77	0,71	0,09	25,9	4,57	0,37	0,09	0,48	3,66	11,65	0,01

Примечание: I — эгирины; II — Т<sub>1</sub> эгирины; III — геденбергит-эгирины [Фурина, 2010].

Часто в рассматриваемых гранитоидах встречаются и рибекиты (табл. III.23). По составу они отвечают как низкотитанистым (ан. 1), так и высоко-

титанистым (ан. 2) разновидностям. В некоторых из них повышено содержание  $MgO$  (ан. 4) при умеренном количестве  $Na_2O$  и  $K_2O$ . Арфведсониты характеризуются повышенной щелочностью (ан. 9). В редких случаях присутствуют обогащенные титаном и цинком керсутиты. Щелочные амфиболы, таким образом, представляют собой изоморфный ряд: арфведсонит–рибекит–феррорихтерит (табл. III.23). По содержанию  $SiO_2$  (42–52 %) они образуют постепенный переход: от рибекита (49,0–51,5 %) к феррорихтериту (50,0–50,3 %) и арфведсониту (51,9 %).

**Таблица III.23**

Химические составы типовых амфиболов из гранитоидов чекинского типа

№		$SiO_2$	$TiO_2$	$ZrO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$ZnO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$
1	I	52	0,3	0,1	0,38	16,0	17,6	0,9	2,56	0,06	0,78	6,59	0,47
2		50	3,8	0,1	0,74	12,8	17,6	1,4	0,12	2,14	1,78	5,37	1,22
3		50	2	0,1	0,53	13,8	16,9	1,3	2,36	0,26	1,59	6,39	1,43
4		52	1,9	0	1,38	13,7	1,4	1,3	4,34	0,22	2,89	5,53	1,13
5		52	1,6	0	0,35	15,1	18,2	1,1	2,07	0,17	0,72	6,44	0,25
6	II	50	2	0	1,19	6,46	24,8	1,2	0,17	2,4	3,52	4,95	1,9
7		52	0,4	0	,72	9,67	20,5	1,2	0,09	4,35	3,06	5,48	0,11
8		50	1,5	0	1,67	3,48	21,2	1,3	6,23	0,31	5,32	5,03	0,88
9	III	52	1	0	2,05	3,12	24,7	1,2	2,74	0,32	1,27	8,72	0,62
10	IV	47	3	0,1	6,81	7,9	3,8	1,2	0,08	10,9	9,94	2,87	0,47
11		42	4,5	0	11,3	4,09	7,85	0,3	14	0,02	11,1	3,09	0,33

*Примечание:* I — рибекиты: 1 — низкотитанистые, 2 — высокотитанистые, 3–4 — высокомагнезиальные, 5 — высокожелезистые; II — феррорихтериты: 6 — низкокальциевый, 7 — низкощелочной, высокоцинковый, 8 — высокомагнезиальный; III — арфведсонит: 9 — высокощелочной; IV — керсутиты: 10 — высокоцинковые, 11 — высококальциевые и титанистые.

**Химический состав пород.** По количеству и соотношению щелочей, содержанию  $Al_2O_3$ , гранитоиды (табл. III.24) чекинского типа отвечают высокоглиноземистым ( $Al\#$  1,4–4,0) щелочным и субщелочным породам калий-натриевого ряда ( $K_{Na}$  1–2). Им свойственна также повышенная титанистость и высокое суммарное содержание железа. На диаграмме  $K_2O+Na_2O-SiO_2$  (рис. III.17) гранитоиды чекинского типа образуют собственный тренд составов в ряду сиенит–щелочной гранит–лейкогранит, что определяется общим более высоким суммарным содержанием щелочей (около 9 мас. %) в породах.

По содержанию микроэлементов (табл. III.25) гранитоиды чекинского типа характеризуются наиболее высокими в Магнитогорской серии концентрациями как крупноионных литофильных (Rb, Ba, Th, U), так и особенно высоkozарядных (Nb, Ta, Zr, Hf) элементов.

Спайдерграмма (рис. III.24) подтверждает, что содержания высоkozарядных элементов имеют здесь максимально высокие значения по сравнению с другими

Таблица III.24

Химические составы гранитоидов чекинского типа

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
133/2	74,94	0,18	13,42	0,62	0,8	0,03	0,19	0,82	4,2	3,57	0,05	0,3	99,12
142/2	72,94	0,47	13,57	1,84	0,78	0,04	0,38	0,56	5,3	4,05	0,02	0,4	100,35
155/2	72,71	0,38	13,56	1,53	0,68	0,03	0,32	1,53	4,65	3,74	0,05	0,58	99,76
167/2	72,6	0,35	14,74	0,53	1,26	0,01	0,19	1,28	4,18	3,27	0,05	0,7	99,16
578/11	72,00	0,44	11,95	3,13	2,16	0,07	0,80	1,14	4,05	3,75	0,01	0,48	99,98
581/11	72,00	0,44	12,00	3,10	2,14	0,12	0,80	1,05	4,00	3,75	0,01	0,50	99,91
588-1/11	72,00	0,44	13,00	1,52	1,39	0,12	1,00	0,85	4,70	4,72	0,02	0,60	100,36
589/11	72,40	0,26	12,70	1,20	1,44	0,08	1,20	0,85	4,30	4,75	0,08	0,30	99,66
590/11	72,00	0,30	13,00	1,20	1,44	0,06	1,20	0,70	4,30	4,75	0,12	0,62	99,70
174/2	69,97	0,48	14,49	1,73	0,89	0,08	0,55	1,47	4,86	4	0,07	0,9	99,49
581-1/11	66,50	0,70	15,00	1,61	2,16	0,12	1,80	1,70	6,25	2,91	0,18	0,60	99,53
189/2	66,07	1,2	14,91	2,96	1,75	0,13	0,96	1,97	5,87	3	0,26	0,76	99,84
588-2/11	64,60	0,80	16,10	2,20	2,16	0,09	0,40	2,84	6,25	3,18	0,28	0,50	99,40

Примечание: 133/2 — лейкограниты; 142/2 — щелочные граниты; 155/2, 167/2, 578/11, 581/11 — субщелочные граниты эгиринсодержащие; 588-1/11, 589/11, 590/11, 174/2 — субщелочные граниты рибекитсодержащие; 189/2, 587-1/11, 588-2/11 — сиениты.

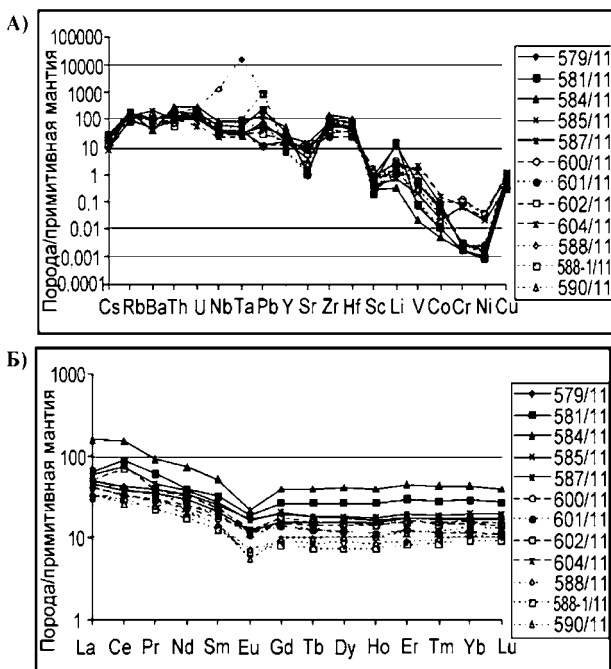


Рис. III.24. Спайдерграммы распределения редких и рассеянных элементов в гранитоидах чекинского типа: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы

Таблица III.25

Микроэлементы в гранитоидах чекинского типа

	579/11	581/11	584/11	585/11	587/11	600/11	601/11	602/11	604/11	588/11	588-1/11	590/11
<b>Li</b>	17,02	22,92	0,54	1,16	4,02	5,30	2,47	2,19	1,08	3,71	3,55	1,69
<b>Be</b>	3,77	4,91	6,85	3,42	3,25	2,56	2,60	3,03	2,48	5,17	4,95	4,74
<b>Sc</b>	10,54	5,47	3,56	5,01	11,76	6,28	7,03	7,60	20,35	2,81	2,52	2,61
<b>Ti</b>	5657,1	2461,2	1822,1	2752,5	7136,6	3436,4	4175,2	4034,7	7273,52	2125,4	2092,1	2786,8
<b>V</b>	35,48	5,52	1,72	15,95	94,87	19,38	44,53	34,36	157,54	5,30	6,21	21,27
<b>Cr</b>	8,07	4,81	4,96	164,98	6,97	332,51	7,21	8,26	189,36	4,44	267,60	7,13
<b>Co</b>	5,57	1,21	0,57	2,47	8,28	9,19	6,78	5,89	16,46	0,98	1,42	3,23
<b>Ni</b>	3,42	1,74	1,98	44,60	4,60	76,15	5,41	3,318	50,93	1,86	66,32	2,83
<b>Cu</b>	8,95	13,67	7,25	8,65	18,74	18,07	24,81	9,90	29,04	22,60	26,73	10,10
<b>Zn</b>	142,54	150,30	114,58	61,87	97,42	40,82	71,84	41,26	34,83	102,08	102,15	64,68
<b>Ga</b>	27,30	30,35	27,90	24,34	24,04	19,55	19,64	21,99	20,01	22,35	22,65	18,94
<b>Ge</b>	2,58	2,47	1,55	1,27	1,70	1,16	1,48	1,51	1,57	1,50	1,47	1,35
<b>As</b>	0,53	0,91	1,02	0,53	0,78	1,29	1,09	0,48	0,59	0,34	0,50	0,47
<b>Rb</b>	42,72	80,67	84,34	68,10	61,04	67,22	80,70	79,01	36,04	36,95	36,51	39,84
<b>Sr</b>	112,70	18,09	15,88	58,66	224,13	87,32	161,79	146,71	215,98	14,42	19,69	36,18
<b>Y</b>	60,51	116,67	168,17	53,84	77,46	50,29	40,85	52,00	39,81	25,96	23,62	35,09
<b>Zr</b>	544,83	885,35	1235,47	486,67	688,87	293,0	201,16	335,11	190,29	643,85	654,69	489,88
<b>Nb</b>	16,18	28,35	41,08	18,03	17,15	15,05	14,46	13,50	9,95	549,01	21,17	17,33
<b>Sn</b>	4,83	5,25	9,12	3,83	3,75	2,47	3,16	2,90	2,54	5,94	5,75	4,38
<b>Sb</b>	0,12	0,17	0,18	0,08	0,09	0,12	0,14	0,03	0,06	0,09	0,10	0,09
<b>Cs</b>	0,15	0,45	0,45	0,20	0,37	0,20	0,45	0,29	0,12	0,42	0,43	0,35
<b>Ba</b>	242,68	499,88	207,49	503,38	1012,06	455,26	515,09	529,34	334,15	534,07	530,75	302,08
<b>La</b>	25,07	32,98	78,82	23,14	30,53	21,03	25,57	24,79	16,20	20,74	16,01	17,85
<b>Ce</b>	56,56	118,42	200,98	50,10	101,01	44,69	53,92	93,67	43,02	43,18	40,29	34,32
<b>Pr</b>	8,03	12,26	18,26	7,19	9,32	5,811	6,86	7,89	5,94	5,68	4,57	5,16
<b>Nd</b>	33,84	39,79	71,29	28,51	38,19	23,03	26,91	31,57	24,81	21,69	17,46	19,89
<b>Sm</b>	8,19	10,41	16,70	6,80	8,85	5,67	6,07	7,50	5,88	4,60	4,10	4,74
<b>Eu</b>	2,08	2,35	2,66	1,50	2,02	1,465	1,36	1,51	1,44	0,87	0,84	0,68
<b>Gd</b>	8,74	11,39	17,10	6,92	8,87	6,25	5,95	7,53	6,00	4,01	3,43	4,29
<b>Tb</b>	1,48	2,11	3,18	1,25	1,49	1,13	1,01	1,25	1,00	0,68	0,59	0,79
<b>Dy</b>	9,46	14,49	21,79	8,51	9,95	7,75	6,53	8,18	6,54	4,66	4,01	5,60
<b>Ho</b>	2,01	3,21	4,83	1,86	2,14	1,71	1,37	1,74	1,37	1,02	0,90	1,26
<b>Er</b>	6,17	10,39	15,60	6,05	6,83	5,53	4,26	5,37	4,22	3,16	2,89	4,01

	579/11	581/11	584/11	585/11	587/11	600/11	601/11	602/11	604/11	588/11	588-1/11	590/11
<b>Tm</b>	0,90	1,54	2,33	0,92	1,03	0,83	0,63	0,79	0,61	0,52	0,46	0,65
<b>Yb</b>	5,87	10,10	14,82	6,20	6,88	5,49	4,13	5,13	3,97	3,67	3,22	4,63
<b>Lu</b>	0,90	1,47	2,14	0,95	1,06	0,81	0,61	0,76	0,59	0,56	0,50	0,70
<b>Hf</b>	10,23	16,22	23,41	11,98	11,82	7,76	5,44	8,21	5,35	16,48	16,76	13,12
<b>Ta</b>	0,85	1,52	2,67	1,17	0,91	0,98	0,92	0,83	0,67	438,18	2,84	1,68
<b>Pb</b>	10,72	31,86	19,45	1,61	7,66	1,60	9,08	4,50	1,60	119,38	131,25	8,90
<b>Th</b>	5,74	11,36	17,85	8,05	6,29	10,40	8,10	9,49	6,37	4,17	3,44	6,13
<b>U</b>	1,78	3,00	5,20	2,27	2,33	3,83	1,90	2,82	0,97	4,66	2,84	2,43

Примечание: 588/11, 588-1/11, 590/11 субщелочные граниты рибекитсодержащие; 581/11, 584/11, 601/11, 602/11, 585/11, 600/11 — субщелочные граниты эгириновые; 579/11, 587/11, 604/11 — сиениты.

типами гранитоидов Магнитогорской серии. Особенно это характерно для Zr, Hf, а также Nb и Ta. Эта особенность, а также рост содержаний Li и Pb определяют своеобразную конфигурацию спайдерграммы пород чекинского типа.

Редкоземельные элементы в чекинских гранитах также присутствуют в повышенных количествах (от 100,1 до 114,6 г/т), отражая общий рост в содержаниях как крупноионных лантаноидов, так и особенно РЗЭ иттриевой группы и иттрия. В связи с этим лантаноиды по составу фракционированы слабо, отношение La/Yb остается на уровне 4,6–5,6.

Сравнительный анализ содержаний микроэлементов в гранитоидах Магнитогорской серии и в кислых магматических породах континентальных окраин [Наумов и др., 2010] выявляет отчетливую близость в распределении многих из них (рис. III.25). В эту группу входят все редкоземельные и такие высокочargedные элементы как Nb, Hf, Zr, а также Ba и V. При этом для элементов этой когерентной группы в Магнитогорской серии наблюдается пропорциональный рост концентраций — от узьянского и алексеевского типов гранитоидов к борковскому и чекинскому. В то же время литофильные щелочные элементы (Li, Cs, Rb), а также

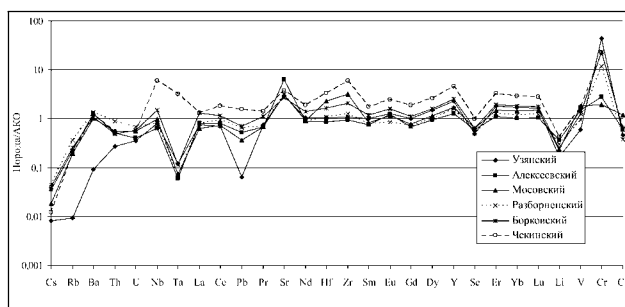


Рис. III.25. Сравнение гранитоидов Магнитогорской серии с кислыми производными АКО [Наумов и др., 2010].

Та образуют резко выраженный минимум. Пониженные концентрационные минимумы имеют также Th и U, Pb, Sc и особенно Li. Резко выраженный максимум отмечается для Cr, а относительно умеренный — для Sr.

### III.3.3. Данные возрастного изотопного датирования пород Магнитогорской габбро-гранитной серии

Изотопное датирование интрузивов Магнитогорской габбро-гранитной серии проводилось многими исследователями [Гаррис, 1963; Дунаев, 1966; Мосейчук и др., 2000ф; Овчинников, 1963; Овчинников и др., 1969; Ронкин, 1989; Ронкин и др., 1990]. Известно более сотни датировок с использованием K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb методов (циркон), которые были выполнены до 2005 г (табл. III.26). Разброс полученных возрастных значений колеблется от 350 до 170 млн. лет.

В последние годы, при проведении ГДП-200 А.В. Тевелевым и др. [2005] произведено возрастное датирование Чекинской группы щелочных гранитоидов. Были получены пять Rb-Sr минеральных изохрон и две U-Pb датировки по цирконам. Изотопные Rb-Sr исследования выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ Б.В. Беляцким, были получены следующие результаты: проба 9721 — щелочной сиенит —  $223 \pm 10$  млн. лет (СКВО=0,39); проба 9792 — щелочной сиенит —  $238 \pm 19$  млн. лет (СКВО=1,14); проба 9722 — щелочной гранит —  $221,1 \pm 4$  млн. лет (СКВО=0,81); проба 9723 — щелочной гранит —  $229,1 \pm 2,1$  млн. лет (СКВО=0,082); проба 9791 — щелочной гранит —  $229,7 \pm 3,6$  млн. лет (СКВО=1,4). Наиболее достоверным считается возраст  $237 \pm 21$  млн. лет.

Эти результаты рубидий-стронциевых датировок не сопоставимы по возрастным значениям с датировками цирконов, проанализированных U-Pb методом (SHRIMP-II) из тех же проб. Анализировались, согласно авторам, края магматических цирконов. Полученные датировки: проба № 9721 —  $353,9 \pm 4,0$  млн. лет и проба № 9791 —  $352,7 \pm 3,9$  млн. лет.

**Таблица III.26**

Сводная таблица определений изотопного возраста интрузивных пород Магнитогорского комплекса

Массив	Материал пробы	Возраст (млн. лет)	Метод	Кол-во анализов	Источник информации
Магнитогорский	Гранитоид	290-360	K-Ar	13	Овчинников, 1963; Лозовая и др., 1972
Магнитогорский	Серия пород габброиды-граниты	$330 \pm 4$ $333 \pm 4$	Rb-Sr	2	Ронкин, 1989

Магнитогорский	Серия породгабброиды- граниты	330 ± 20	Sm-Nd	1	Ронкин и др., 1990
Магнитогорский	Циркон из гранитаЦиркон из выветрелого гранита	330 ± 25330 ± 30	U-Pb	11	Овчинников и др., 1969
Магнитогорский	Циркон из габброЦиркон из габбро- диоритаЦиркон из гранитоидов	338 ± 6352 ± 4340 ± 12339 ± 8	U-Pb лазерная абляция	2 1 2	Ферштатер и др., 2007
Магнитогорский	Метасоматит	337 ± 4	U-Pb SHRIMP -II	1	Ферштатер и др., 2007
Куйбасовский	Гранитоиды	330-325	K-Ar	2	Овчинников, 1963; Лозовая и др., 1972
Московский	Гранитоиды	270-320	K-Ar	6	Лозовая и др., 1972
Северные Борки	Гранитоиды	170 ± 7-286	K-Ar	10	Гаррис, 1963
Южные Борки	Гранитоиды	218 ± 6-265	K-Ar	7	Чайко, 1982ф
Борковский	Серия породгабброиды- граниты	326 ± 33	Rb-Sr	1	Мосейчук и др., 2000ф
Карабулакский (Северный и Южный Борки)	Гранит	337	Rb-Sr	1	Дунаев, 1966
Разборненский	Гранитоиды	256-333 ± 22	K-Ar	12	Чайко, 1982ф
Г. Мохнатой	Гранитоиды	350 ± 10 -337 ± 3	K-Ar	2	Чайко, 1982ф
Чекинский	Гранитоиды	202 ± 3	K-Ar	25	Чайко, 1982ф
Чекинский	Циркон из гранита	255 ± 30 -265 ± 25	U-Pb	3	Старков и др., 1975
Малочекинский	Гранитоиды	216-282 ± 4	K-Ar	15	Шалагинов и др., 1984ф
Г. Длинной	Гранитоиды	311	K-Ar	1	Шалагинов и др., 1984ф
Разбейский	Гранитоиды	277 ± 24	K-Ar	2	Чайко, 1982ф
Богдановский	Гранитоиды	220 — 311 ± 19	K-Ar	21	Степанов, 1982ф Чайко, 1982ф
Богдановский	Цирконы из гранитоидов	255 ± 10355 ± 30	U-Pb		Старков и др., 1975
Нижнегусихинский	Гранитоиды	262	K-Ar	1	Гаррис, 1963
Бриентский	Гранитоиды	290	K-Ar	1	Гаррис, 1963
Г.Кудрявой	Гранитоиды	240–355	K-Ar	3	Шалагинов и др., 1984ф
Малокараганский	Циркон из гранита	270 ± 25295 ± 30	U-Pb	2	Старков и др., 1975

Понимая, что необходимы дополнительные данные по возрастному датированию щелочных гранитов Чекинского массива, завершающих габбро-гранитный магматизм Магнитогорской серии, авторы данной монографии провели изотопное датирование двумя изотопными методами (U-Pb и Rb-Sr) дайки риолит-порфиров, рассекающей щелочные граниты этого массива. Результаты этих исследований приведены в работе [Салихов и др., 2013]. Дайка риолит-порфиров U-Pb методом (циркон) датирована возрастом  $315 \pm 5$  и  $318 \pm 5$  млн. лет, а Rb-Sr методом —  $304 \pm 7,4$  млн. лет (СКВО = 1,44), что соответствует геологическому возрасту с башкирского по касимовский века среднего и позднего карбона. Следовательно, время формирования габбро-гранитных массивов Магнитогорской серии произошло еще до башкирского века, с учетом того, что эти массивы рассекают фаунистически датированные вулканогенные толщи с линзами осадочных отложений визейского возраста. В целом, можно заключить (табл. III.26), что формирование Магнитогорской габбро-гранитной серии отвечает возрастному диапазону поздний визе–серпухов. Из приведенных изотопных датировок в табл. III.26 наиболее реальными представляются определения в 330–337 млн. лет.

### **III.3.4. Флюидный режим формирования (галогены) габбро-гранитных интрузий и железорудных месторождений Магнитогорского рудного поля**

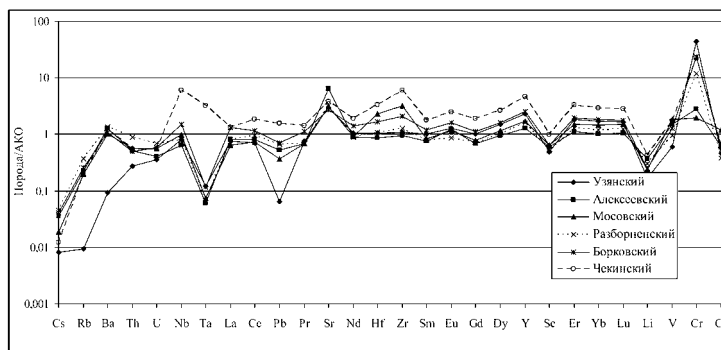
Для мобилизации железа в магматическом процессе необходимо наличие высококонцентрированных хлоридных растворов и высокие значения парциального давления кислорода [Рябчиков, 1975 и др.]. Известна зависимость продуктивности магматических пород от степени окисленности рудообразующих магм [Полтавец, 1991]. Рост окислительного потенциала магматических расплавов значительно понижает содержание  $TiO_2$  в рудном магнетите [Павлов, 1965]. По экспериментальным данным [Пуртов, Ятлук, 1982; и др.], в сильно разбавленных растворах преимущественно накапливается кремнезем, а силикатные минералы подвержены инконгруэнтному растворению с образованием бедного титаном магнетита. В более концентрированных растворах (HCl до 1 моль/л) увеличивается содержание щелочей, особенно Na, а также Ca, Mg, Fe. При концентрациях в растворах HCl > 1 моль/л наблюдается преимущественное концентрирование окисного железа. В кислых хлоридных растворах между логарифмами концентраций железа и хлора устанавливается линейная зависимость [Коржинский, 1981]. Распределение концентраций элементов в кислых хлоридных растворах определяется устойчивостью их хлоридных комплексов, усиливающейся в ряду  $Fe > Mg > Ca > Na > K$  [Рыженко, 1981]. На основании экспериментальных данных [Пуртов, Ятлук, 1987], проведена оценка необходимых концентраций хлора (до 1–2 моль/л) в гидротермальных растворах при формировании скарново-магнетитовых месторождений, а также концентраций



в них HCl (0,2 моль/л). Установлено, что концентрация HCl в растворах при формировании скарново-магнетитовых руд [Коржинский, 1981] понижается по мере их продвижения от габбродиоритов Ауэрбаховского месторождения (как возможного источника рудообразующего флюида) — ( $1,26 \times 10^{-2}$  моль/кг H<sub>2</sub>O) к скарнам и вмещающим карбонатным породам ( $2,14 \times 10^{-4}$  моль/кг H<sub>2</sub>O). Концентрация FeCl<sub>2</sub> в растворах оценивалась по растворимости магнетита в системе Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>–H<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–HCl и составляла  $5,9 \times 10^{-3}$ – $3,5 \times 10^{-3}$  моль/кг H<sub>2</sub>O. Изменение кислотности гидротермального флюида определялось изменением содержаний HCl. В некоторых случаях концентрации Cl в железосодержащих рудообразующих флюидах могли быть и более высокими. На это указывают, например, более высокие, чем в апатитах Ауэрбаховского месторождения [Холоднов, Бушляков, 2002], содержания Cl в апатитах и скаполитах из других месторождений Урала и Казахстана (Естюнинского, Магнитогорского, Качарского и др.). Состав флюидных включений в минералах из некоторых крупных по запасам скарновых месторождений железа также свидетельствует, что концентрации Cl могут достигать здесь содержаний 1,7–9,6 моль/л [Наумов, Шапенко, 1980]. Таким образом, экспериментальные и другие данные свидетельствуют, что значительные концентрации воды и высокое парциальное давление кислорода в силикатных расплавах и связанных с ними флюидах должны способствовать кристаллизации низкожелезистых силикатов и малотитанистого магнетита, а увеличение содержаний Cl в растворах и флюидах — накоплению в них железа в результате извлечения его из силикатных минералов и растворению магнетического магнетита.

### III.3.4.1. Роль галогенов при формировании вкрапленных и сплошных титаномagnetитовых руд на месторождении Малый Куйбас

Поведение галогенов в процессе формирования вкрапленных и сплошных титаномagnetитовых руд, а также вмещающих их габброидов (куйбасовский тип) на месторождении Малый Куйбас показал [Холоднов, Бушляков, 2002 и др.], что апатиты рудных габброидов заметно обогащены хлором (0,4–2,03 %) при снижении содержаний фтора (F = 0,43–1,38 %, Cl/F = 0,9–3,4). В апатитах безрудных пород (Cl 0,6–1,17 %, F 0,7–1,8 %, Cl/F = 0,35–0,9). Установлен рост концентраций хлора и фтора, в рудной серии пород от апатитов из габброидов с редковкрапленным оруденением к апатитам из габброидов с густовкрапленным оруденением и далее к апатитам сплошных титаномagnetитовых руд, а в безрудной серии — от более магнезиальных оливинсодержащих габбро и габброноритов к амфиболовому габбро. Увеличение концентраций хлора и фтора в том и другом случаях происходит при выдержанности отношения Cl/F. Это происходит благодаря фракционированию более ранних безводных порообразующих минералов, таких, как оливин, пироксен, плагиоклаз, с накоплением летучих в остаточном расплаве и флюиде.



**Рис. III.26.** Поведение галогенов в апатитах при кристаллизации титаномagnetитовых руд (а) и вмещающих безрудных пород (б) месторождения Малый Куйбас.

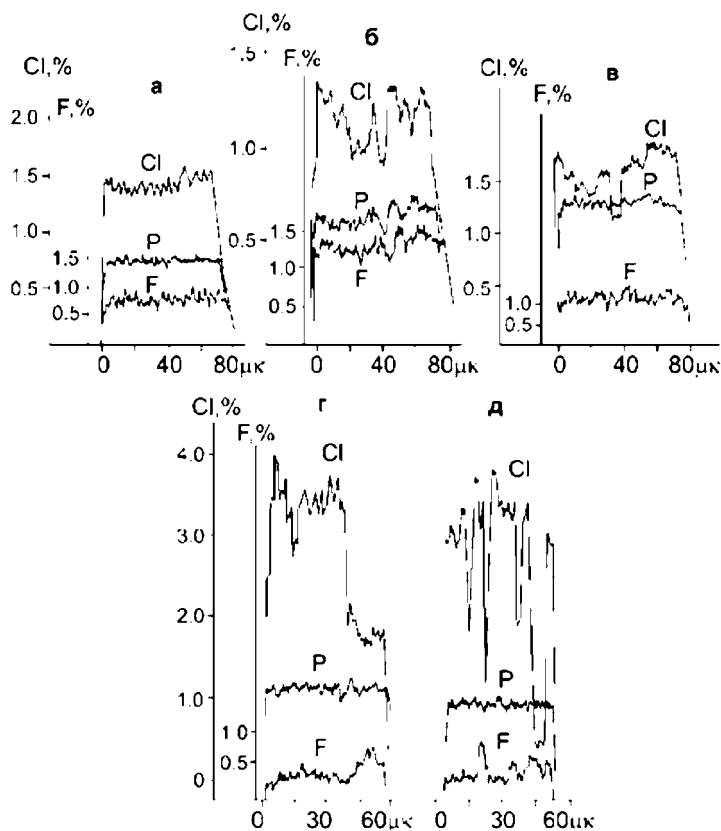
Условные обозначения: 1–5 апатит из включений: 1 — в плагиоклазе, 2 — пироксене, 3 — титаномagnetите, 4 — амфиболе, 5 — межзерновой.

Выделены поля: а) поле 6 — редковкрапленные руды, поле 7 — густовкрапленные руды, поле 8 — крупнозернистое габбро вблизи контакта с прожилком сплошной титаномagnetитовой руды, поле 9 — мелкие включения апатита в титаномagnetите из центральной части рудного прожилка, поле 10 — крупный поздний межзерновой апатит из центральной части рудного прожилка. Штриховая стрелка — диапазон концентраций хлора в наиболее крупном межзерновом зональном кристалле апатита (центр-край), сплошные стрелки — направления в эволюции состава галогенов при формировании разных типов титаномagnetитовой руды; б) поле 11 — меланократовое оливковое габбро, поле 12 — пироксен-амфиболовое габбро.

Поведение галогенов в процессе кристаллизации габброидов и титаномagnetитовых руд месторождения Малый Куйбас является характерным для закрытых флюидно-магматических систем. Это подтверждает состав апатита из его включений в различных пороодо- и рудообразующих минералах (рис. III.26). Преобладает общая тенденция преимущественного накопления хлора в поздних межзерновых зональных апатитах (рис. III.27).

В рудных габброидах и в сплошных титаномagnetитовых рудах тенденция к значительному накоплению хлора в процессе кристаллизации, в отличие от безрудных пород, проявляется на фоне снижения содержания фтора (рис. III.26а). Накопление хлора проявлено здесь наиболее резко и усиливается от бедновкрапленного оруденения (рис. III.26а, поле 6) к густовкрапленным (рис. III.26а, поле 7) и сплошным (жильным) титаномagnetитовым рудам. В последних содержание хлора достигает 2–3 % и более, а отношение Cl/F увеличивается от 0,90 до 4,8 и более.

В габброидах с густовкрапленной и сплошной титаномagnetитовой рудой (жильный тип), как показывает состав включений апатита, кристаллизация титаномagnetита имеет длительный характер. В жильных титаномagnetитовых рудах это проявлено в том, что наиболее низкими содержаниями хлора характеризуются самые мелкие включения апатита в центральной части зерен титаномagnetита (Cl 0,4–0,7 %, F = 0,9–1,4 %, Cl/F = 0,3–0,9) (рис. III.26а, поле 9). По концентрациям хлора и фтора апатит этой генера-



**Рис. III.27.** Распределение Cl и F в зональных кристаллах апатита в габбро и в титаномагнетитовых рудах мест. Малый Куйбас.

а — апатит из сростаний с аксессуарным титаномагнетитом в безрудном габбро, б — межзерновой апатит в рудном титаномагнетитовом габбро, в — апатит из включений в плагиоклазе в габбро вблизи прожилка с массивной титаномагнетитовой рудой, г — поздний апатит из центральной части титаномагнетитового прожилка, д — крупный межзерновой апатит из центральной части того же прожилка.

ции близок к раннемагматическому апатиту из включений в пироксене габброидов, вмещающих жильное оруденение. Другой состав имеет крупный поздний апатит, образующийся в интерстициях между зернами рудного титаномагнетита в сплошных жилообразных рудах (рис. III.26а, поле 10). Эта поздняя генерация апатита характеризуется максимальными содержаниями хлора (2–3 % и более) и отношениями Cl/F (до 4,8 и выше), при минимальных содержаниях фтора (0,4–0,9 %).

Распределение хлора и фтора в таких крупных интерстициальных зернах апатита обнаруживает четко выраженную зональность (см. рис. III.26а — штриховая стрелка и рис. III.27), свидетельствующую о том, что максимальное количество хлора на заключительном этапе кристаллизации жилообразных руд достигало в апатитах 4 %. Оно увеличивалось в процессе

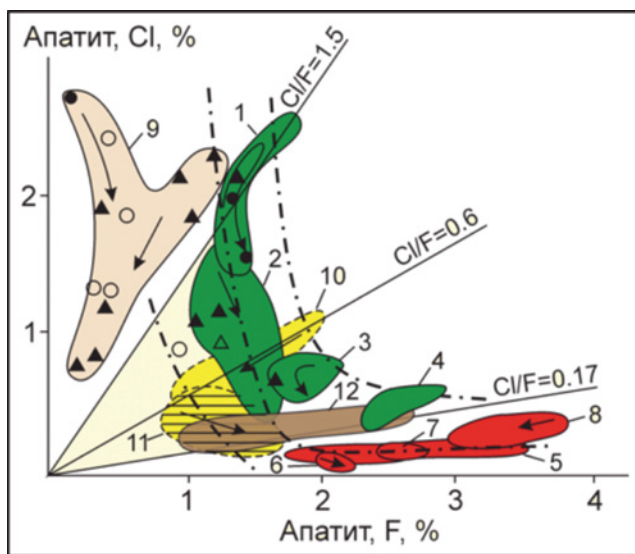
кристаллизации практически на порядок (в 10 раз). Это отражает высокую активность Cl в рудном процессе.

Близкая тенденция в изменении состава апатитов наблюдается и во вмещающих жилообразные руды габброидах (рис. III.26а, поле 8) с накоплением хлора и возрастанием Cl/F-отношений: от включений апатита в пироксене к включениям апатита в плагиоклазе и далее к межзерновому апатиту. Апатит, образующий включения в титаномagnetите, обнаруживает здесь широкий спектр содержаний хлора и фтора. Кристаллизация раннего титаномagnetита начинается одновременно с кристаллизацией пироксена. На это указывают близкие содержания хлора во включениях апатита в этих двух минералах. Кристаллизация титаномagnetита завершается на позднемагматической стадии, когда образуется наиболее богатый хлором апатит (1,92–2,86 % Cl).

В габброидах с редковкрапленным оруденением (рис. III.26а, поле б) основная масса титаномagnetита образуется на позднемагматической стадии, о чем свидетельствует приуроченность крупных зерен позднего наиболее богатого хлором апатита, вместе с основной массой рудного титаномagnetита, к участкам пород с сидеронитовой структурой. Таким образом, редковкрапленные руды, по-видимому, являются продуктом кристаллизации остаточного интерстициального рудного расплава, обогащенного железом, титаном и летучими, в частности хлором. На позднемагматический генезис таких руд указывают и обычные для них сидеронитовые структуры, свидетельствующие о кристаллизации титаномagnetита после силикатных минералов [Формации... , 1984]. Образование же жильных титаномagnetитовых руд, по-видимому, связано с внедрением в структуру месторождения относительно более глубинного рудного расплава. На это наряду со спецификой состава включений апатита в рудном титаномagnetите указывает и морфология непосредственно самих рудных тел, в частности, их крутопадающая жилообразная форма. В образовании такого расплава мог принимать участие остаточный, богатый летучими, интерстициальный рудный расплав, формирующийся в процессе кристаллизации более глубинных частей габбровой интрузии.

#### **III.3.4.2. Галогены в апатитах интрузивных пород диорит-гранитного состава, метасоматитов и скарново-магнетитовых руд месторождения Малый Куйбас**

В составе рудовмещающих толщ скарново-магнетитового месторождения Малый Куйбас ведущая роль принадлежит интрузивным породам продуктивного габбро-гранитного комплекса (габбро-гранитная серия Куйбасовского массива). Эти породы, вместе с вмещающими их вулканогенными и субинтрузивными образованиями более раннего порфиритового комплекса, в рудоносных зонах метасоматически интенсивно изменены. Они подвержены дроблению, скаполитизации, замещению скарнами и суль-



**Рис. III.28.** Соотношения Cl и F в апатитах из интрузивных пород габбро-диорит-гранитного состава, метасоматитов и скарново-магнетитовых руд месторождения Малый Куйбас.

1–11 — поля составов апатита: 1 — габбродиабаз слабо ороговикованный, 2 — амфиболовый диорит, 3 — биотит-амфиболовый диорит, слабо ороговикованный и скарнированный, 4 — габбродиабаз, сильно ороговикованный, 5–7 — амфиболовые граносиениты, 8 — гранит с прожилками магнетита, 9 — диабазовый порфирит-ороговикованный, 10 — диорит сильно эпидотизированный, 11 — эпидозит по габбродиабазу, 12 — поле апатитов из скарново-магнетитовых руд.

Стрелки — направления эволюции в составах апатита, штрих-пунктирные линии — различные уровни в концентрациях фтора: средняя линия — интрузивные породы от габбродиабазы до гранита, линия справа — ороговикованные породы, левая линия — эпидозиты, альбитизированные породы. Остальные условные обозначения см. рис. III.26.

фидно-магнетитовыми рудами [Железорудные формации..., 1989]. Данная особенность рудовмещающего субстрата определяет некоторую специфику (относительно Магнитогорского месторождения, см. ниже) в распределении галогенов в апатитах интрузивных пород рудоносной габбро-гранитной серии, а также в скарново-магнетитовых рудах и околорудных метасоматитах этого месторождения.

Апатиты из интрузивных пород Куйбасовского габбро-гранитного массива (рис. III.28) образуют закономерную серию составов, характеризующуюся резким снижением концентраций Cl и увеличением F в апатитах в ряду пород: (габбродиабаз)–диорит–граносиенит–гранит. Образование такого гомодромного ряда интрузивных пород здесь происходит, по-видимому, в условиях интенсивного выноса Cl из расплава в процессе его кристаллизационной дифференциации и как отражение разгерметизации рудно-магматической системы на данном этапе ее формирования. Вынос хлора из расплава был самым значительным на этапе формирования пород диоритового состава (рис. III.28). В апатите спад хлора в диоритах достигал 2 %, при последовательном накоплении F в более позднем остаточном гра-

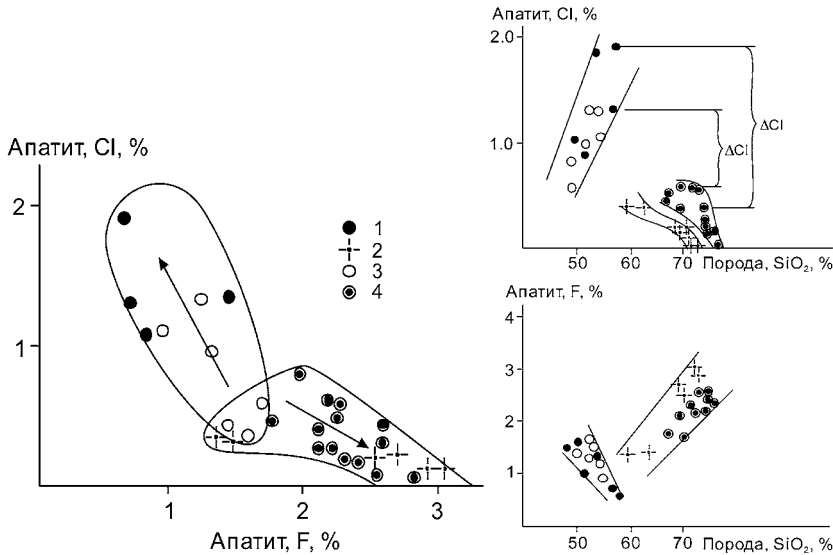
нитном расплаве. В этом отношении интрузивные породы Куйбасовского гранитоидного массива, в северной части которого и расположено месторождение Малый Куйбас, аналогичны породам габбро-гранитной серии и в северной части более южного Магнитогорского массива [Холоднов, Бушляков, 2002].

Распределение галогенов в апатитах на рис. III.28, поле 12, характеризует и позицию скарново-магнетитового оруденения в интрузивном процессе. Оно, по соотношению Cl и F в составе «синрудных» апатитов ( $Cl/F = 0,17$ ), попадает в «вилку» между более хлороносными апатитами в диоритах и менее хлороносными апатитами в граносиенитах. Апатиты околорудных метасоматитов на месторождении Малый Куйбас варьируют по содержанию F и Cl более существенно. Апатиты тонкозернистых биотит-амфибол-плагноклазовых метасоматитов, тесно ассоциирующих в пространстве с поздними гранитами, заметно обогащены фтором (рис. III.28, поля 3, 4). В апатитах таких сильно ороговикованных пород наблюдается некоторый рост концентраций F и Cl (при выдержанности отношения Cl/F): от его включений в пироксене и плагноклазе к включениям в биотите и кварце. Образование более низкотемпературных эпидот-альбитовых метасоматитов происходит уже при существенном нарастании активности воды (рис. III.28, поле 11). Поэтому в апатитах из таких метасоматитов наблюдается существенное снижение концентраций Cl и F: от его включений в амфиболе и плагноклазе к межзерновому апатиту, а затем к апатиту, ассоциирующему с поздним эпидотом и альбитом.

В целом можно сделать вывод, что образование различных по составу околорудных метасоматитов этого месторождения происходило под воздействием флюидов разного состава. При участии высокотемпературных, богатых хлором флюидов, происходило ороговикообразование габбро-диабазов и порфириров. В связи с появлением высокотемпературных, бедных водой фторсодержащих флюидов, шло образование роговиков кислого состава (с биотитом и кварцем). Результатом взаимодействия пород с водным флюидом, бедным F и Cl, стало образование поздних низкотемпературных альбит-хлоритовых метасоматитов. Формирование скарнов и эпидозитов, характеризующихся повышенным содержанием хлора в апатитах (рис. III.28, поле 10), предшествовало отложению рудного магнетита в скарнах (рис. III.28, поле 12).

### **III.3.4.3. Поведение галогенов при формировании габбро-гранитной серии Магнитогорского массива, наиболее продуктивного на скарново-магнетитовое оруденение**

Апатиты Магнитогорского габбро-гранитного массива в целом характеризуются высокими концентрациями хлора. Высокая хлороносность самого продуктивного на скарново-магнетитовое оруденение Магнитогорского массива обусловлена значительным накоплением Cl и  $H_2O$  в расплавах на этапе формирования пород габбро-диоритового состава (рис. III.29). В рас-



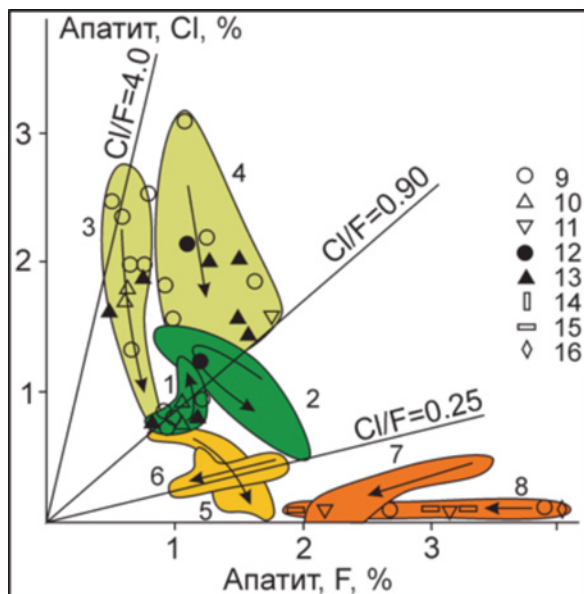
**Рис. III.29.** Соотношение содержаний Cl и F в апатитах в зависимости от состава интрузивных пород в северной и южной частях Магнитогорского массива. Север массива: 1 — габбро и диориты, 2 — граниты, граносиениты. Юг массива: 3 — габбро и диориты, 4 — граниты. Стрелки на левом рис. характеризуют эволюцию в составах апатита в зависимости от содержаний кремнезема в породах.

плавах более кислого состава ( $\text{SiO}_2 > 55\%$ ) происходит уже резкое снижение концентраций Cl и рост содержаний F. Это наглядно демонстрирует правый рис., на котором содержание Cl в апатитах показано в зависимости от содержаний кремнезема в породах разных фаз, отдельно для северной и южной частей Магнитогорского массива.

Наличие противоположных тенденций, а также существенного разрыва между концентрациями Cl и F в апатитах из габбро и диоритов, с одной стороны, и гранитов и граносиенитов — с другой, подтверждает дискретный (бимодальный) характер состава и строения габбро-гранитных серий Магнитогорского рудного поля.

Данные рис. III.29 характеризуют также некоторое различие в режиме галогенов для интрузивных пород в северной и более продуктивной южной частях Магнитогорского массива. Показательна, например, существенная разница в концентрациях Cl между апатитами первой и второй интрузивных фаз на севере и юге массива. В северной, более эродированной части массива, эта разница достигает 2 %, а в южной, менее эродированной — 0,7 %. Это связано с тем, что на севере массива апатиты в породах (диоритах) имеют более высокие содержания Cl, чем на юге.

Заметные различия между северной, центральной и южной частями Магнитогорского массива выявляются и при более детальном анализе



**Рис. III.30.** Соотношение Cl и F в апатитах в породах северной и центральной частей Магнитогорского массива. Поля составов апатита: 1, 2 — габбродиабазы; 3, 4 — диориты; 5, 6 — кварцевые сиенито-диориты, 7, 8 — граниты; 9–16 — состав включений апатита: 9 — в плагиоклазе, 10 — в амфиболе, 11 — в биотите, 12 — в магнетите, 13 — межзерновой апатит, 14 — в пироксене, 15 — в КППШ, 16 — в кварце.

*Стрелки* — направления в эволюции содержаний галогенов в апатитах из разных по составу пород.

поведения Cl и F в процессе кристаллизации пород разного состава (рис. III.30). Для габбродиабазов первой интрузивной фазы в северной и в центральной частях массива характерны относительно невысокие содержания Cl — на уровне 1 мас. % (рис. III.30, поля 1, 2).

В то же время апатиты в диоритах (рис. III.30, поля 3, 4) выделяются существенно более высокими содержаниями Cl (до 2–3 мас. %). Наличие существенного различия в уровнях концентраций Cl в апатите габбродиабазов ( $Cl/F = 0,9$ ) и диоритов ( $Cl/F = 4$ ) свидетельствует о том, что диориты Магнитогорского массива представляли собой максимально насыщенный хлором, а также и водой силикатный расплав.

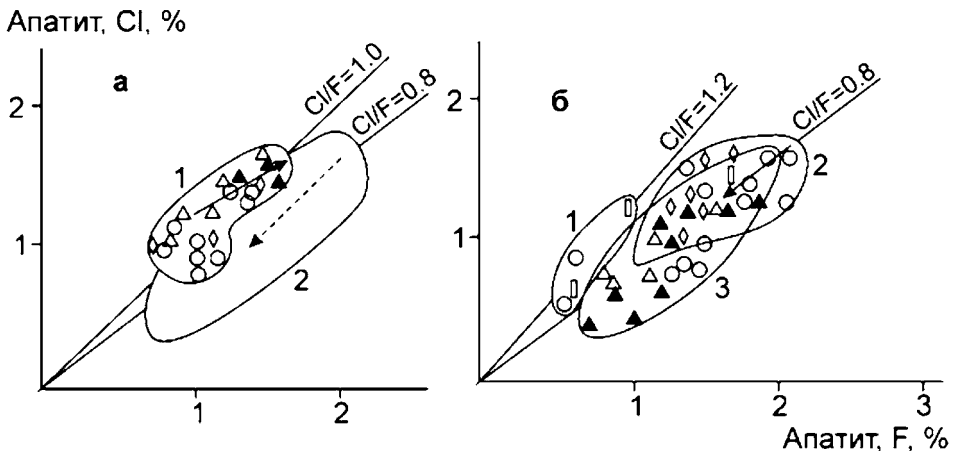
В диоритах максимальные концентрации Cl наблюдаются в апатите из включений в плагиоклазе (до 3,11 %), заметно ниже они в амфиболе, а минимальные (1–2 % и менее) в апатите из включений в биотите, магнетите и особенно в межзерновом апатите. Различия между максимальными и минимальными концентрациями Cl в этих включениях апатита составляют около 2 %, а  $Cl/F$ -отношение изменяется в диапазоне от 4 до 0,9. Такой тип распределения галогенов в апатите включений свидетельствует о том, что при кристаллизации диоритов в расплаве происходило снижение концентраций хлора при выдержанных содержаниях F. Такая



тенденция была характерна, как показано выше, и для диоритов Куйбасовского массива (месторождение Малый Куйбас). Появление этой тенденции в диоритах указывает на качественное изменение динамики флюидного режима всей рудообразующей системы. Начиная с этого момента она из закрытой системы (габброиды куйбасовского типа с титаномagnetитовым оруденением) преобразуется в систему открытого типа. В открытой системе формирование гомодромного ряда интрузивных пород происходит уже в условиях интенсивного выноса Cl из кристаллизующихся расплавов. Это подтверждает распределение галогенов в апатитах сиенитов, граносиенитов и гранитов (рис. III.30, поля 5–8). Содержания Cl в апатитах снижаются здесь до 0,05 %, а Cl/F-отношение до 0,1 и менее. Общее уменьшение концентраций Cl на этапе формирования пород от диоритов до граносиенитов и гранитов, составляет в апатитах почти 3 %. В самых поздних гранитах апатиты наиболее богаты F и бедны Cl (рис. III.30, поля 7, 8).

Характер распределения Cl и F в апатитах наиболее рудоносной южной части Магнитогорского массива имеет ряд существенных особенностей (рис. III.31).

В подрудной части Магнитогорского месторождения (скв. 2009) в габбродиабаз и амфиболовых диоритах все включения апатита в минералах имеют сравнительно близкий состав. Здесь, в амфиболовых диоритах и габбродиоритах, в одних случаях (рис. III.31а, поле 1) проявляется тенденция к некоторому синхронному росту концентраций Cl и F: от включений апатита в плагиоклазе к включениям в амфиболе, кварце и далее к межзерновому апатиту. В другом случае наблюдается уже снижение концентраций Cl и F (рис. III.31а, поле 2 и рис. III.31б, поля 2, 3) от включений апатита в плагио-



**Рис. III.31.** Соотношение Cl и F в апатитах габбродиабаз, амфиболовых диоритов и габбродиоритов южной части Магнитогорского массива: а) поле 1 — амфиболовый диорит, поле 2 — габбро-диорит, б) поле 1 — габбродиабаз, поле 2 — габбродиорит, поле 3 — диорит.

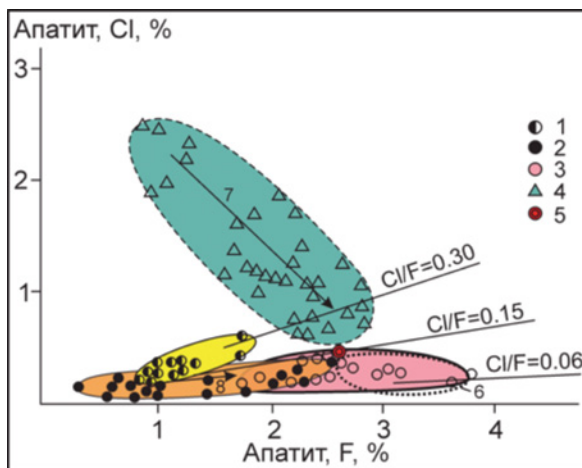
Стрелки — направления в эволюции содержаний галогенов в апатитах — при кристаллизации пород разного состава.

клазе и реликтовом пироксене к включениям апатита в кварце, амфиболе, магнетите и далее к интерстициальному апатиту. Для последнего типа пород (габбродиориты и диориты) характерна пестрота состава и структур с чередованием в них мелкозернистых участков пород с более крупнозернистыми — вплоть до пегматоидных, наличие шпировидных выделений, состоящих из крупных порфировобластов амфибола и плагиоклаза, а также чередованием массивных пород с зонами эруптивных габбро-гранитных брекчий. В целом эти особенности свидетельствуют, что габбро-диоритовые расплавы в подрудной части Магнитогорского месторождения были интенсивно дегазированы в отношении хлора еще до процесса их последующей кристаллизации.

Другая важная особенность проявляется в том, что распределение галогенов в апатитах поздних гранитов в более рудоносной южной части Магнитогорского массива зависит от глубины их залегания, независимо от того, являются ли эти граниты калий-натриевыми по своему составу или представлены альбитовыми разностями. Обоснование первично магматической природы последних дано [Ферштатер, 1966]. Образование альбитовых гранитов, как об этом свидетельствует анализ графических кварц-полевошпатовых сростаний, происходило при значительно более высоких концентрациях воды в расплаве ( $P_{H_2O}=2$  кбар) в сравнении с расплавами калий-натриевых гранитов ( $P_{H_2O}=0,5$  кбар). При этом установлено, что наиболее высокими концентрациями Cl (до 1,1 %) характеризуются апатиты из калий-натриевых гранитов и гранит-порфиров, расположенных в более глубинной подрудной части Магнитогорского месторождения (скв. 2009, глубина 1000–1700 м). Здесь дайки такого состава рассекают габбродиабазы первой интрузивной фазы или калий-натриевые граниты образуют цемент габбро-гранитных брекчий. В то же время в апатитах из микропегматитовых гранит-порфиров надрудной части месторождения содержания Cl снижаются до 0,46–0,53 % при содержании F 2,2–2,31 % и отношении Cl/F=0,22. Среднее содержание Cl в апатитах плагиогранитов и микропегматитовых альбитовых гранит-порфиров снижается (снизу вверх) по разрезу месторождения от 0,41 % (Cl/F=0,16) до 0,05 % (Cl/F=0,02). Это свидетельствует о том, что внедрение как калий-натриевых, так и альбитовых гранит-порфиров в структуру Магнитогорского железорудного месторождения, сопровождалось потерей (выносом) Cl, усиливающейся по мере их внедрения на более высокий гипсометрический уровень.

#### **III.3.4.4. Галогены в апатитах скарново-магнетитовых руд Магнитогорского месторождения как отражение роли галогенов в рудогенезе**

Состав апатита из скарново-магнетитовых залежей Главного и Дальнего карьеров Магнитогорского месторождения показал, что максимальные содержания Cl здесь не превышают 0,5 %, а Cl/F-отношение варьирует от 0,06 до 0,3. Содержание F меняется в широком диапазоне, указывая на длительную эволюцию состава рудообразующего флюида (рис. III.32).



**Рис. III.32.** Соотношение Cl и F в апатитах скарнов и магнетитовых руд Магнитогорского месторождения в сопоставлении с апатитами других скарново-магнетитовых месторождений Урала.

1 и 2 — нижние горизонты Магнитогорского месторождения: 1 — скарны, 2 — магнетитовые руды; 3 — рудные скарны из верхней части; 4 — апатиты других скарново-магнетитовых месторождений Урала; 5 — средний состав апатита в магнетитовых рудах месторождения Малый Куйбас; 6 — поле апатитов из скарнов и руд верхней части месторождения; 7 и 8 — стрелки эволюции в составе апатитов.

Самые низкие концентрации F (менее 2 %) обнаружены в апатитах из скарново-магнетитовых руд, расположенных в нижней части Магнитогорского месторождения (рис. III.32, 1 и 2). По концентрациям Cl и Cl/F-отношению здесь различаются апатиты скарнов и магнетитовых руд. В первых концентрации Cl и Cl/F-отношение выше (Cl 0,15–0,71 %, Cl/F 0,3, против соответственно 0,07–0,3 % и 0,06–0,15). В скарнах и магнетитовых рудах в нижней части Магнитогорского месторождения широко распространены мелкие богатые Cl «солевые» включения. В скарнах они обнаружены в гранате (с содержанием Cl до 2,94 %), амфиболе (до 2,82 %), кальците (до 6,43 %) и в интерстициях (до 3,2 %). В магнетитовых рудах «солевые» включения имеют округлую форму и чаще всего приурочены к нерудным минералам и к интерстициям между зернами магнетита. Последние наиболее богаты Cl (до 13 %). В магнетитовых рудах месторождения Малый Куйбас содержания Cl в таких «солевых» включениях иногда достигают 20,4 %. В небольших концентрациях (до 0,27 %) в апатите из магнетитовых руд присутствует сера. Она в виде комплекса  $\text{SO}_4$  замещает  $\text{PO}_4$  в структуре апатита. Иной состав имеют апатиты из скарново-магнетитовых руд, находящихся в верхней части Магнитогорского месторождения. Для них характерны более высокие содержания F (до 3,17 % и более), низкие Cl/F-отношения (0,06–0,15) (рис. III.32 — поле 6).

Эти данные, таким образом, выявили относительно низкую хлороносность апатитов скарново-магнетитовых руд Магнитогорского месторождения. В то же время многочисленные «солевые» включения, богатые хлором,

особенно в магнетитовых рудах, служат указанием на высокую начальную хлороносность рудообразующих флюидов. В связи с этим, специфика состава апатитов в скарнах и рудах здесь может быть связана с особыми РТ-условиями его кристаллизации при формировании именно этого («малоглубинного, сильнодегазированного») скарново-магнетитового месторождения [Холоднов, Бушляков, 2002].

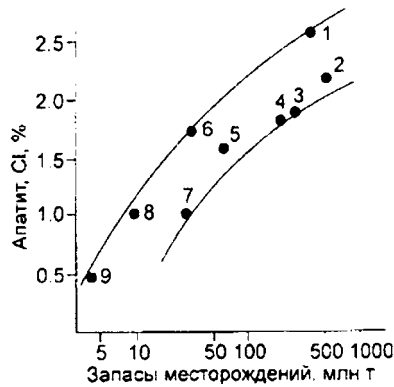
Одновременно установлено заметное различие в составах апатитов из скарново-магнетитовых руд, отложенных в нижней и верхней частях Магнитогорского месторождения. В апатитах из верхней части месторождения наблюдается возрастание концентраций F. Установлено также заметное различие в хлороносности апатитов из скарнов и магнетитовых руд. Это отражает стадийность в процессах скарно- и рудообразования. Формирование скарнов, в сравнении с магнетитовыми рудами, происходило здесь при более высокой температуре и с участием более хлороносных флюидов.

#### **III.3.4.5. Распределение галогенов в апатитах как критерий потенциальной рудоносности на скарново-магнетитовое оруденение габбро-гранитоидных массивов в структуре Магнитогорско-Богдановского грабена**

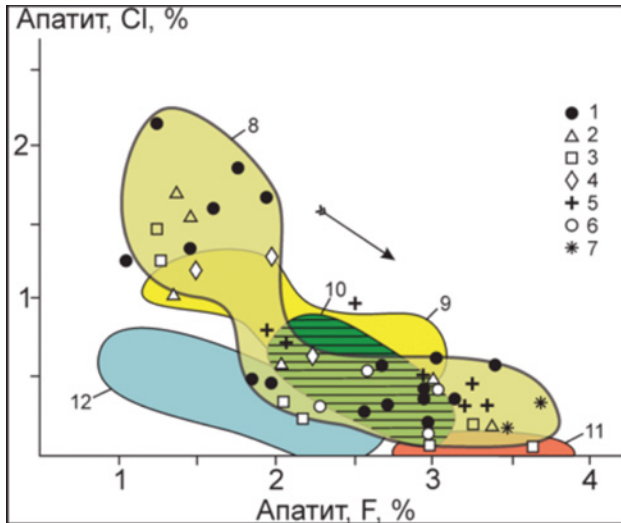
Из общих вышеизложенных данных вытекает возможность количественного прогнозирования скарново-магнетитового оруденения в зависимости от потенциальных ресурсов конкретных габбро-гранитных массивов Магнитогорской интрузивной серии — как источника хлороносных флюидов и рудного вещества. При этом изучение распределения Cl в сосуществующих апатитах, а также в сосуществующих амфиболах и биотитах, позволяет выделить среди них перспективные на скарново-магнетитовое оруденение высокохлороносные массивы, а по концентрациям Cl в апатитах из наиболее флюидонасыщенных членов продуктивных серий (габбро-диориты и диориты) в соответствии с диаграммой рис. III.33, прогнозировать потенциально возможные запасы скарново-магнетитовых руд.

На рис. III.34 представлена обобщенная характеристика соотношения галогенов в апатитах **магнитогорского продуктивного габбро-гранитного комплекса** в сопоставлении с некоторыми другими типовыми для различных геодинамических режимов интрузивными комплексами Магнитогорской зоны. Апатиты магнитогорского габбро-гранитного комплекса, как следует из рис. III.34, характеризуются наиболее высокими концентрациями хлора.

Вместе с тем в составе данного комплекса хлороносность и фтороносность конкретных массивов или их серий существенно варьирует. Максимально высокой хлороносностью характеризуются наиболее продуктивные Магнитогорский и Куйбасовский массивы. Повышенную хлороносность (по апатитам) имеют также Богдановский, Карабулакский и Кассельский массивы. Среди других генетических и геодинамических

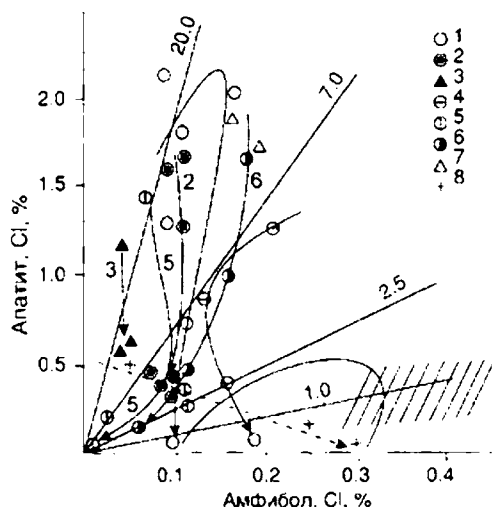


**Рис. III.33.** Соотношение содержаний Cl в апатитах из габбро и диоритов продуктивных габбро-гранитных массивов Урала и Казахстана с запасами железных руд скарново-магнетитовых месторождений (1–8): 1 — Алешинское (Казахстан), 2 — Магнитогорское, 3 — Высокогорское, 4 — Ауэрбаховская группа, 5 — Лебяжинское, 6 — Покровское (3–6 — Тагильская зона), 7 — Юнъягинское (Полярный Урал), 8 — Первый Северный рудник (Тагильская зона), 9 — железистые кварциты Тараташского месторождения (западный склон Ю. Урала).



**Рис. III.34.** Распределение Cl и F в апатитах различных габбро-гранитоидных интрузий в структуре Магнитогорско-Богдановского грабена (массивы 1, 3, 4, 6, 7) и некоторых других массивов, характерных для островодужного (Верхнеуральский, Краснинский и др.) и окраинно-континентального (Домбаровский и др.) этапов формирования Магнитогорской зоны (показаны для сравнения).

*Массивы:* 1 — Магнитогорский, 2 — Кассельский, 3 — Богдановский, 4 — Карабулакский, 5 — Верхнеуральский, 6 — Ершовский, 7 — Чекинский. Поля отдельных типовых массивов, серий и комплексов: 8 — магнитогорский габбро-гранитный комплекс, 9 — позднеостроводужный диорит-гранодиоритовый Краснинский массив, 10 — диорит-гранодиоритовые серии Рассыпнянского и Ащебутацкого островодужных массивов, 11 — тоналит-гранодиоритовая серия Домбаровского массива, 12 — островодужные габброиды Погорельского и Базарбайского титаномагнетитовых месторождений.



**Рис. III.35.** Распределение Cl между апатитами и амфиболами из продуктивных (1, 2, 4, 7 и др.) и непродуктивных (3, 8 и др.) габбро-гранитных массивов. 1–6 — массивы Магнитогорской зоны: 1 — Магнитогорский, 2 — Куйбасовский, 3 — Мосовский, 4 — Богдановский, 5 — Карабулакский, 6 — Кассельский; 7 — Тагильская зона — Ауэрбаховский массив; 8 — Бердяшский массив, западный склон Урала. Заштриховано поле эnderбитов и чарнокитов в составе гранулитовых комплексов, здесь же выделено поле рифтогенных габброидов и гранитоидов западного склона Ю. Урала (Рябиновский, Копанский, Маткальский массивы и др.). Стрелки характеризуют эволюцию в составе минералов из отдельных массивов (от более основных пород к кислым).

типов гранитоидов этой зоны повышенными содержаниями хлора в апатитах выделяются позднеостроводужные Краснинский и Верхнеуральский массивы, в меньшей мере — гранитоиды ащебутакского диорит-тоналит-гранодиоритового комплекса и Рассыпнянский массив. К минимально хлороносным относятся тоналиты и гранодиориты Домбаровского и Бриентского массивов. В апатитах последних наблюдаются максимальные содержания фтора.

На рис. III.35 показан характер распределения Cl между апатитом и сосуществующим амфиболом в наиболее продуктивных на железорудное скарновое типа габбро-гранитоидных массивах в сопоставлении с менее продуктивными и непродуктивными массивами.

Продуктивные габбро-гранитные серии имеют (рис. III.35) свой, особый, специфический характер распределения Cl между сосуществующими апатитами и амфиболами. По сравнению с непродуктивными на железоскарновое рудное островодужными сериями, в продуктивных массивах Магнитогорской рифтогенной серии высоким концентрациям Cl в апатитах из габбро и диоритов (до 1,5–2 %) соответствуют относительно невысокие его содержания в сосуществующих амфиболах (0,10 %). Поэтому для продуктивных серий характерны [Холоднов, Бушляков, 2002] максимальные значения  $K_d^{Cl}$  ( $>10$ ) апатит–амфибол. В породах более кислого гранитного со-

става значения  $K_{\text{д}}^{\text{СІ}}$  апатит–амфибол снижаются до 2,5 и менее. В первую очередь это происходит за счет преимущественного уменьшения содержания СІ в апатитах.

Отличительной чертой некоторых менее продуктивных массивов в Магнитогорской серии, например, таких, как Богдановский массив, являются не только относительно более низкие концентрации СІ в апатитах из габбродиоритов этого массива, но и иной характер распределения СІ между апатитом и амфиболом. Здесь на фоне снижения содержаний СІ в апатитах его концентрации в амфиболах не снижаются, а заметно возрастают. Это сближает данный тип массивов с распределением хлора между минералами в более бедных водой субплатформенных габбро-гранитных сериях, например известных на западном склоне Южного Урала. Так, например, в габбро-гранитной серии среднерифейского рифтогенного Бердяушского массива эволюция состава (от основных пород к кислым) происходит на фоне более значительного увеличения содержаний СІ в биотитах и амфиболах (от 0,10 до 0,4 %) при снижении его в апатитах (от 0,45 до 0,02 %). Значения  $K_{\text{д}}^{\text{СІ}}$  апатит–амфибол поэтому здесь резко понижены — до 0,5 и менее. Предпочтительное накопление СІ в темноцветных гидроксилсодержащих минералах относительно апатита здесь связано с относительно низкой концентрацией воды в исходном магматическом расплаве таких эпиплатформенных рифтогенных серий. С габброидами подобных относительно «сухих» субплатформенных серий на западном склоне Ю.Урала (кусинско-копанский интрузивный комплекс) преимущественно связаны только высокотемпературные и высокотитанистые магматические титаномагнетитовые месторождения (Копанское, Маткальское, Кусинское и др.). В целом эти данные показывают, что продуктивность габбро-гранитоидных серий определяется уровнем содержания в них воды и хлора [Дымкин и др., 1984; Бушляков, Холоднов, 1986; Полтавец, 1991; Холоднов, Бушляков, 2002 и др.]. Наличие повышенных содержаний воды в продуктивных расплавах габбро-диоритового состава способствует усилению активности и подвижности хлора, а рост активности последнего в магматогенных флюидах, оказывает аналогичное влияние на усиление подвижности Fe с его концентрированием и выносом из магматической системы вместе с высокохлороносными водосодержащими флюидами.

На преимущественную связь рудообразующих флюидов с габбро-диоритовыми расплавами указывает выявленная прямая корреляционная связь между содержанием СІ в апатитах из габбродиоритов высокопродуктивных габбро-гранитных серий и запасами сопряженных с ними руд скарново-магнетитовых месторождений Урала (рис. III.33). Такая зависимость представляется закономерной, если исходить из принципа флюидно-магматического взаимодействия [Барнс, Чаманский, 1970; Дельбов и др., 1986; Жариков, 1968; Жариков и др., 1986; Кадик и др., 1971; Коржинский, 1973, 1982; Маракушев, Безмен, 1992; Рябчиков, 1975; Хелгесон, 1967; и др.], когда главным фактором, определяющим интенсивность перехода железа во флюидную фазу, является суммарная концентрация в ней хлора. При этом, по-видимому, чем бо-

лее концентрированными в отношении хлора были рудоносные флюиды, тем они могли быть более насыщенными соединениями железа и тем крупнее, при прочих равных условиях, масштабы железоруднения.

В табл. III.27, в соответствии с уровнем в содержаниях  $Cl$  в апатитах из пород габбро-диоритового состава, дана прогнозная оценка возможных запасов скарново-магнетитовых руд для основных габбро-гранитоидных массивов в составе Магнитогорско-Богдановского грабена. Эта оценка свидетельствует, что наибольшими перспективами на выявление скарново-магнетитового руденения обладают здесь (на уровне 100–200 млн. т. рудных запасов), исключая из рассмотрения Магнитогорский и Куйбасовский массивы, — Карабулакский и Богдановский массивы, а также более северный Кассельский массив.

**Таблица III.27**

Оценка потенциальных ресурсов скарново-магнетитовых руд, по данным концентраций  $Cl$  в апатитах, для габбро-гранитоидных массивов Магнитогорско-Богдановского грабена

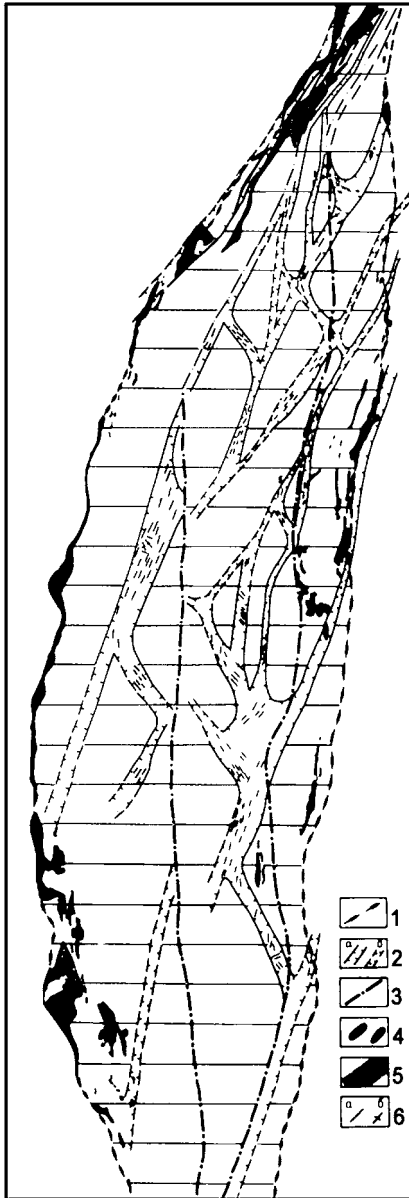
№ п.п.	Массивы	Породы	$Cl$ апатит	$F$ апатит	$Cl/F$ апатит	Ресурсы, млн.т.
1.	Магнитогорский	Габбро-диабазы, диориты	1,65–2,13	1,22–1,96	1,75–0,85	более 500
2	Карабулакский	Габбро-диориты	1,26–1,45	1,24–1,27	1,15–1	150
3	Богдановский	Габбро-диориты	1,2–1,3	1,60–1,95	0,75–0,65	100
4.	Кассельский	Габбро, диориты	1–1,66	1,35–1,45	1,22–0,75	150–200
5.	Ершовский	Граносиениты	0,6	2,5	0,25	Менее 50

### **III.4. Дайки и малые интрузивные тела второго этапа формирования Магнитогорской зоны**

Рассматриваемые дайки и малые интрузивы сформировались в среднем карбоне в ЦМП, завершая проявления магматизма вулкано-интрузивной магнитогорской серии Магнитогорско-Богдановского грабена и его обрамления, а также улугуртауского долерит-лампрофирового комплекса в ЗМП.

Продукты дайкового магматизма объединены в три последовательно сформировавшихся формационного типа (ассоциации). Наиболее ранние среди них объединяют дайки долерит-лампрофировой формации в виде комплексов с собственными географическими названиями. Затем формируется риолит-порфировая формация (ассоциация), также представленная небольшими по размерам залежами и дайками. Дайки нередко имеют полосчатое строение с ясно выраженными темными и светлыми тонкокристаллическими разновидностями пород. Завершает серию сие-





**Рис. III.36.** Схема зон среднекаменноугольной тектонической активности Магнитогорской зоны, контролируемых дайками основного, кислого и субщелочного составов [Салихов, Бердников, 1985, с изменениями].

Условные обозначения: 1 — границы Магнитогорского мегазоны; 2 — границы зон позднепалеозойской активности: а — установленные, б — предполагаемые; 3 — границы меридиональной зональности состава продуктов магматизма позднего палеозоя (показана позиция даек ВМП, ЗМП и ЦМП); 4 — протрузии гипербазитов; 5 — зоны меланжа; 6 — магматические тела позднего палеозоя — протеробаз-диабазовой и пестрой гранит-порфировой формаций.

нит-долерит-гранит-порфировая ассоциация, представленная дайками и изредка малыми интрузивными залежами самостоятельных петрографических разновидностей сиенитов или диоритов, иногда с переходными разновидностями и гранит-порфиров. При этом названные дайки пересекают дайки долеритов и лампрофиров (см. описание комплексов), а долерит-порфиры пересекают дайку риолит-порфиров (спасский комплекс). Основываясь на примерах взаимоотношений даек, принимаем приведенную выше схему последовательности формирования их в пределах Магнитогорской зоны в целом.

Заметим, что рассматриваемые дайки долерит-лампрофировой формации особенно широко проявились в восточной половине ЗМП. Дайки основного состава в ЦМП сопровождалась малыми интрузиями кислого и субщелочного составов (рис. III.36).

#### III.4.1. Долерит-лампрофировая ассоциация даек

Дайки этой ассоциации получили распространение на всей площади Магнитогорского мегазоны, включая ЗМП.

В пределах ЗМП выделяются три комплекса, два из которых представлены роями даек север-северо-восточного направления (18–23°). Сложены они роговообманковыми долеритами, микрогаббро и спессартитами. В преде-

лах Худолазовской мульды они рассекают габброиды худолазовского пикродолеритового комплекса (с сульфидным медно-никелевым оруденением), здесь они объединены в *улугуртауский комплекс*. Развит он также в Уртазымской синклинали и в районе участка Гадельша, рассекая Ирендыкский хребет, сложенный базальтами ирендыкской свиты (D<sub>1-2</sub> ef). Характеристика улугуртауского дайкового комплексов ЗМП дана в разделе II.

В пределах ЦМП также широко развиты дайки габбродолеритов, габбро-порфиритов, микрогаббро и лампрофиров, которые объединены в *магнитогорскую дайковую ассоциацию*. Множество таких даек наблюдается в Алексеевском массиве, где они имеют субмеридиональное и северо-восточное простирания и крутые, близкие к вертикальным, падения. Дайки этой ассоциации прорывают гранодиориты и граниты второй фазы Куйбасовского массива, но сами пересекаются кварцевыми монцонит-порфиритами *железнодороженского комплекса*, которые здесь имеют простирания близкие к субширотным. Редкие дайки микрогаббро известны также в южной и центральной частях Московского массива, где они прорывают кварцевые сиениты, граносиениты и умереннощелочные граниты московского типа. Породы этого комплекса развиты и в экзоконтактной зоне массива г. Грань — среди базальтов новоивановской свиты. Наблюдаются они также в карьерах железорудных месторождений Магнитогорское и Малый Куйбас, а также в интрузии г. Железнодорожная (высота с отметкой 459,8 м). Дайки магнитогорской ассоциации вскрыты многими глубокими скважинами, мощность даек сильно варьирует от нескольких см до 10–20 м. Контакты почти всегда прямые резкие, очень четкие, с ясными зонами закалки.

В Разборненском массиве дайки (микрогаббро, габбро-порфириты и лампрофиры) выделены в *карабулакский комплекс*. Они пересекают здесь как габброиды богдановского типа (южная часть массива), так и граниты разборненского типа. В одном из обнажений Разборненского массива дайка мелкозернистых лампрофиров мощностью 1,5–3 м прорывает дайку лейкократовых мелкозернистых гранитов второй фазы разборненского комплекса. В данном обнажении имеется целая система жил лампрофиров, габбро-долеритов и мелкозернистых габбро. Дайки, плавно изгибаясь, простираются в северо-западном (305–330°) направлении и прослеживаются на расстоянии 500–800 м. Несколько севернее имеется еще одна группа даек, сложенных микрогаббро. Одна из них прослеживается на 1,2 км, другие, более мелкие, к северу и югу от нее, ориентированы так же (аз. прост. 320°) и прорывают как граниты основной фазы разборненского типа, так и связанные с ними жильные образования. Мощность даек от 1–2 м до 8–10 м. Все дайки хорошо картируются и дешифрируются на аэрофотоснимках. Они имеют четко выраженные зоны закалки (около 10–50 см), сложенные габбро-порфиритами с тонкозернистой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза размером

до 2 мм. Центральные части даек сложены мелкозернистыми разностями габбро-порфиринов с офитовой структурой. Отдельные дайки имеются и в северной части массива Северные Борки, где они прорывают граниты и граносиениты борковского комплекса. Они сложены микрогаббро и лампрофирами. Мощность даек 1–3 м. Преобладают дайки северо-западного простирания. Одна из наиболее крупных даек прослежена на расстоянии около 1 км. Южнее в пределах Богдановского гранитного массива и за его пределами развиты дайки с простиранием СЗ 310–330° с падением на северо-восток 60–65°. Состав даек преимущественно долеритовый. Они дифференцированы и соответствуют оливиновым, безоливиновым кварцсодержащим разновидностям.

**Ждановский комплекс даек** [Салихов, Бердников, 1985] развит в пределах одноименной структуры, он расположен восточнее на широте Чекинского массива, на границе Магнитогорско-Богдановского грабена. Простирание даек северо-восточное: 20–25°, 40–50°, 70–80°. Состав пород преимущественно долеритовый. **Межозерный комплекс даек** получил распространение в юго-западной части Ахуновского гранитного массива. Комплекс представлен стандартным набором пород: долериты, протеробазы, спессартиты. Простирание даек субмеридиональное. **Нагайбак-кассельский комплекс даек** развит среди вулканогенных толщ среднего девона и гранитоидов верхнего девона (Заматихинский массив). Простирание даек 10–20°, а в пределах гранитных массивов 320–330°. Состав даек: долериты, протеробазы, спессартиты, единиты. Макроскопически это темно-серые, зеленовато-серые до черного цвета породы. Текстура их массивная с мелкозернистой порфировой структурой. Порфиновые выделения в микрогаббро — плагиоклаз и роговая обманка. В основной массе присутствуют диопсид и авгит, магнетит и титаномagnetит, а также апатит, сфен. Плагиоклаз в той или иной степени соскюриitized, развиты также вторичные минералы: эпидот, клиноцоизит, скаполит, хлорит, редко биотит, хлорит. Структуры пород разнообразны, чаще всего субофитовые, участками — габбровые. Отмечается гиалопилитовая структура. В краевых частях даек наблюдаются миндалекаменные текстуры. Миндалины выполнены кварцем, хлоритом, эпидотом, иногда карбонатом.

**Минеральный состав пород долерит-лампрофировой ассоциации даек** (табл. III.28). Наиболее распространенным темноцветным минералом здесь является светло-зеленый амфибол, который замещает обыкновенную роговую обманку [Ферштатер, Бородин, 1975] с общей железистостью Fe# 30–35 % [Сурин, 1997]. Эта роговая обманка, в свою очередь, нередко замещает разновидность с более сочной зеленой окраской, которая содержит реликты клинопироксена. В табл. III.28 (ан. 2) приведен анализ высокотитанистой роговой обманки с умеренно повышенной железистостью и глиноземистостью.

**Таблица III.28**

Химические составы минералов из даек долерит-лампрофировой ассоциации, по [Сурин, 1997]

	<b>Cpx</b>	<b>Amf</b>	<b>Mt</b>	<b>Bt</b>
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	53,09	45,17	0,44	37,46
TiO <sub>2</sub>	—	3,15	—	5,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	9,98	—	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,23	4,16	67,61	—
FeO	3,09	4,36	31,10	16,70
MnO	0,36	—	—	—
MgO	15,37	16,47	0,34	13,08
CaO	22,20	10,34	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,10	3,21	—	0,44
K <sub>2</sub> O	—	0,73	—	9,10
Сумма	99,99	97,91	100,0	96,83

*Примечание:* Анализы выполнены во ВСЕГЕИ на микрозонде «Camebax».

Клинопироксен (ан. 1) встречается в виде включений в роговой обманке. Он представлен диопсидом состава Ca<sub>50</sub>Mg<sub>34</sub>Fe<sub>19</sub>. Биотит (ан. 4) отвечает титансодержащей разновидности. Магнетит (ан. 3) образует мелкие выделения, он не содержит титан.

**Химический состав пород** (табл. III.29) характеризует дайки как субщелочные с калий-натриевым типом щелочности. Породы имеют повышенную титанистость и глиноземистость (AI# 1,05).

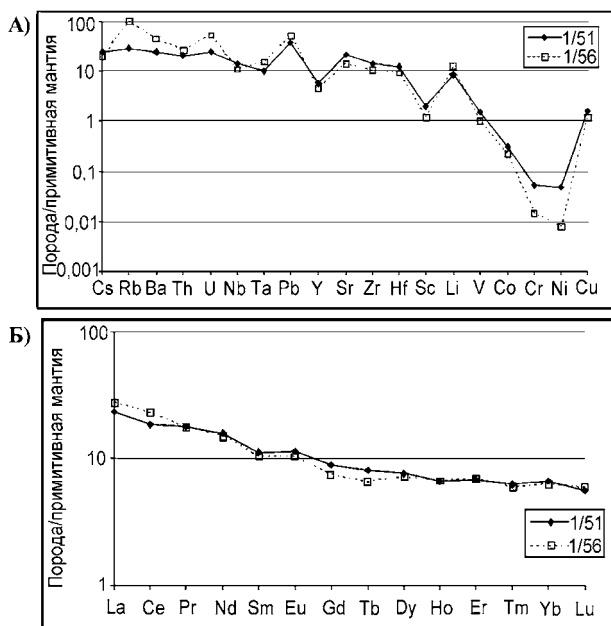
**Таблица III.29**

Петрохимические составы даек долеритов и лампрофиров долерит-лампрофировой ассоциации

	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>T FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>ппп</b>	<b>Сумма</b>
<b>1/51</b>	49,21	1,10	19,17	7,62	0,15	5,64	6,59	4,40	0,88	0,19	4,25	99,18
<b>2/56</b>	51,35	1,41	17,17	9,57	0,15	6,13	6,64	4,39	0,81	0,37	2,51	100,5

*Примечание:* 1/51 — лампрофир, 2/56 — долерит.

Геохимической особенностью дайковых пород этой ассоциации (рис. III.30) являются умеренно повышенные содержания КИЛЭ: Cs, Ba, Sr, Rb и др., а ВЗЭ (Nb, Ta, Zr, Hf) имеют сравнительно невысокие умеренноповышенные содержания. Nb/Y и Zr/Y отношения в дайках здесь приближают к породам островодужного режима формирования, но по высокому содержанию титана рассматриваемые долериты относятся к внутриплитным мантийным образованиям.



**Рис. III .37.** Распределение микроэлементов в дайках и малых интрузивах долерит-лампрофировой ассоциации: А) редкие и рассеянные, Б) редкоземельные элементы. 1/51 — лампрофир; 1/56 — долерит.

**Таблица III.30**

Содержание микроэлементов в дайках долерит-лампрофировой ассоциации

	1/51	2/56		1/51	2/56
Li	13,71	19,62	Ce	24,86	30,55
Be	0,93	0,86	Pr	3,65	3,64
Sc	25,52	15,23	Nd	15,68	14,79
V	116,31	75,35	Sm	3,66	3,36
Cr	134,85	38,36	Eu	1,40	1,29
Co	32,10	23,05	Gd	3,81	3,21
Ni	93,21	15,45	Tb	0,65	0,52
Cu	40,00	30,50	Dy	4,10	3,88
Zn	45,04	50,81	Ho	0,81	0,80
Ga	15,94	13,25	Er	2,34	2,39
Ge	1,20	1,05	Tm	0,34	0,32
Rb	13,40	44,94	Yb	2,29	2,19
Sr	340,5	228,1	Lu	0,30	0,32
Y	19,68	15,65	Hf	2,79	2,14
Zr	120,60	87,51	Ta	0,30	0,47
Nb	6,50	4,95	Pb	5,46	7,30
Cs	0,40	0,315	Th	1,30	1,67
Ba	125,55	222,65	U	0,42	0,90
La	11,85	14,22			

На спайдерграмме рис. III .37 такие элементы, как Li, Pb образуют максимумы, а Cs, Ba, Y, Sc — минимумы. Глубокий минимум характерен для Co, Cr и Ni.

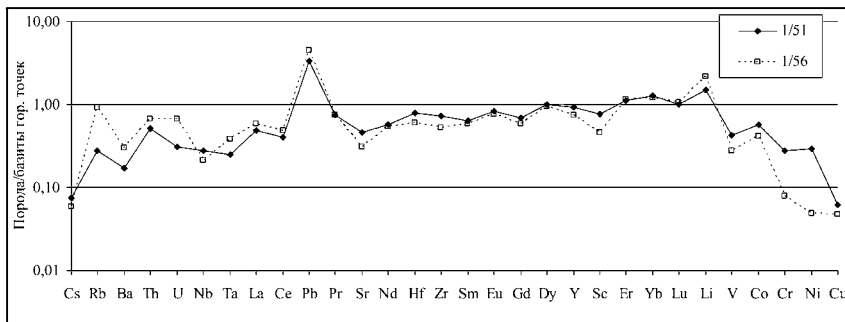


Рис. III.38. Сравнение содержаний микроэлементов в долеритах (1/53) и лампрофирах (1/51) долерит-лампрофировой ассоциации с базитами АКО [Наумов и др., 2010].

Сумма РЗЭ составляет 71,2–75,44 г/т. Спектры распределения РЗЭ характеризуются повышенным количеством легких РЗЭ с La/Yb отношением 5,1–6. Наблюдается слабовыраженная положительная аномалия Eu.

Относительно базитов горячих точек (рис. III.38) составы даек этой ассоциации характеризуются пониженными количествами как практически всех крупноионных литофильных химических элементов, так и высокозарядных, особенно Nb и Ta. Исключение составляют Pb и Li, образующие четкие максимумы, а Co, Cr, Ni и Cu представлены совместным минимумом.

### III.4.2. Риолит-порфировая ассоциация даек

Риолит-порфировая ассоциация даек получила распространение как в границах Магнитогорско-Богдановского грабена, так и за его пределами на территории всей ЦМП. В пределах ЦМП выделено два комплекса: в районе массива щелочных гранитов Чека — **родниковый**, на северной границе грабена — **спасский**. Дайки **родникового комплекса** имеют мощность 1–2 м, а в раздувах до 5 м. Они залегают с субширотным простиранием и крутым (70–75°) падением. **Спасский комплекс** представлен роем даек риолит-порфиров также субширотного простирания, с мощностью даек 0,8–1 м. В поле развития роя даек риолит-порфиров спасского комплекса присутствуют также дайки диорит-порфиров субмеридионального простирания **петропавловского комплекса**. Мощность их до 1,5 м. Они отчетливо секут дайки риолит-порфиров. За пределами Магнитогорско-Богдановского грабена, в северной его части, вблизи с. Петропавловка известны тела тех же диорит-порфиров, которые представлены здесь небольшим количеством протяженных даек до первых километров. Мощность этих даек 1,5 м, простирание субмеридиональное, залегание крутое (до 80°).

Все риолит-порфиры в дайковых комплексах имеют флюидальную текстуру, которая проявляется особенно отчетливо в приконтактных зонах, хотя наблюдается иногда и в центре даек. В участках с минимальной мощностью даек (1 м), флюидальность проявляется по всей их ширине. Порфи-

ровые выделения в риолит-порфирах составляют 10–12 % от объема пород, они представлены в основном полевым шпатом. Основная масса имеет микросферолитовую текстуру. Минеральный состав: кварц до 30 %, микроклин 63 %, эпидот 1 %, рутил-сагенит >1 %, рудный минерал (титаномagnetит) 1 %, актинолит >1 %, сфен-лейкоксен 1 %, циркон >1 %, апатит — ед. зерна, хромшпинель >1 %. Риолит-порфиры содержат также слабооплавленные кристаллы кварца, иногда их сростки, призматические кристаллы полевого шпата, удлиненные кристаллы амфибола, нацело замещенного эпидотом. Размеры вкрапленников варьируют от 0,2 до 3 мм. Кристаллы кварца деформированы, имеют блочное и мозаичное погасание и зонки грануляции. Они содержат газово-жидкие включения, мелкопризматический и игольчатый рутил (размером около 0,01 мм), микровключения цоизита. Микроклин пелитизирован, содержит включения апатита и тонкоигольчатого актинолита. Вкрапленники амфибола частично замещены кварцем и эпидотом с выделением рудного минерала, нацело преобразованного в лейкоксен. Первоначальное количество вкрапленников амфибола составляло 5 %. Основная масса пород сложена микросферолитами альбит-полевошпат-кварцевого состава, тонкоигольчатым сагенитом, эпидотизированным амфиболом. Наблюдается вкрапленность титаномagnetита с размером зерен 0,01–0,1 мм, который нацело лейкоксенизирован и сфенизирован. В темных участках породы есть вкрапления циркона размером кристаллов 0,01–0,20 мм. Присутствуют столь же мелкие зерна хромшпинелида.

Риолит-порфиры по химическому составу (табл. III.31) отвечают переходным разновидностям пород от умеренно-щелочных к нормальным известково-щелочным риолитам. Они высококальциевые (родниковый, петропавловский комплексы) с близкими содержаниями  $K_2O$  и  $Na_2O$ , характеризуются повышенной железистостью (Fe#) и глиноземистостью (Al#) (спасский комплекс).

**Таблица III.31**

Химические составы пород риолит-порфировой ассоциации даек позднего карбона

№№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
<i>Родниковый комплекс</i>													
1	70,0	0,06	14,60	1,60	2,10	0,03	1,0	0,85	5,0	3,75	0,04	0,10	99,44
2	73,60	0,29	13,80	1,90	1,80	0,03	1,4	0,56	3,05	3,8	0,04	0,10	99,42
<i>Спасский комплекс</i>													
3	70,6	0,30	15,0	1,7	1,13	0,07	2,20	2,14	3,40	1,65	0,28	0,40	100,27
4	64,75	0,39	16,1	0,60	2,80	0,09	1,60	6,24	4,05	0,70	0,28	1,44	99,04
<i>Петропавловский комплекс</i>													
5	73,50	0,29	13,10	3,80	2,50	0,04	1,0	0,56	2,70	3,70	0,04	0,20	100,43
6	73,50	0,20	12,60	1,20	1,03	0,02	1,60	1,42	4,35	3,6	0,08	0,10	99,42

*Примечание:* 1,6 — трахириолит-порфиры; 2, 3, 5 — риолит-порфиры; 4 — диорит-порфирит.

**Таблица III.32**

Микроэлементы в дайках риолит-порфировой ассоциации, г/т

	Родниковый					Спасский		Петропавловский			
	758-1	A-63/09	B-63/09	B-63/09	2000/1	773	776-1	706-2	757	705	706-1
<b>Li</b>	4,83	0,69	0,39	0,41	21,40	12,07	6,46	6,17	2,40	1,65	8,52
<b>Be</b>	2,64	1,88	2,07	1,77	4,13	1,19	1,16	2,69	5,44	2,76	2,80
<b>Sc</b>	4,65	5,25	4,27	3,63	2,52	7,36	8,48	1,77	5,86	0,86	1,79
<b>V</b>	10,33	11,55	4,09	4,38	2,41	69,38	77,13	6,60	3,27	1,28	7,59
<b>Cr</b>	10,69	113,73	138,57	142,22	6,82	5,06	5,31	11,35	284,34	11,42	15,07
<b>Co</b>	1,17	2,55	1,24	1,27	0,57	8,89	10,37	0,59	1,19	0,32	0,85
<b>Ni</b>	2,35	5,72	5,26	5,60	1,95	4,68	8,01	2,59	135,28	13,01	8,23
<b>Cu</b>	10,37	11,96	19,62	14,05	5,73	10,55	20,74	5,70	10,24	6,53	7,90
<b>Zn</b>	46,74	71,75	83,25	64,10	82,76	69,71	46,61	21,27	87,02	27,12	24,93
<b>Rb</b>	58,02	30,21	101,75	68,53	200,30	28,93	36,08	123,14	98,11	97,96	145,18
<b>Sr</b>	13,35	24,24	33,56	33,13	25,50	597,74	618,91	228,23	23,91	33,87	228,95
<b>Y</b>	59,33	17,37	44,79	42,13	58,00	16,68	18,43	3,64	73,78	2,35	3,44
<b>Zr</b>	628,15	231,95	197,27	207,83	188,92	155,29	156,35	84,19	638,28	59,32	76,21
<b>Nb</b>	16,11	25,89	26,29	25,49	29,71	6,03	5,88	4,46	20,38	17,42	4,13
<b>Cs</b>	0,21	0,33	0,44	0,32	4,29	3,73	0,73	3,07	0,47	0,54	4,11
<b>Ba</b>	331,75	339,74	554,10	386,02	352,14	719,96	713,23	944,56	460,34	55,71	910,88
<b>La</b>	38,43	6,30	35,66	33,40	92,16	22,30	23,74	20,37	51,92	0,12	26,36
<b>Ce</b>	84,78	24,05	82,37	85,42	192,89	44,84	46,37	41,95	114,87	0,29	48,99
<b>Pr</b>	10,08	2,44	9,24	9,01	22,16	5,12	5,49	4,33	13,86	0,05	5,03
<b>Nd</b>	39,44	10,88	36,07	36,71	80,75	20,51	21,80	14,85	54,75	0,29	17,09
<b>Sm</b>	8,83	2,83	7,84	7,60	14,75	4,00	4,62	2,34	12,31	0,22	2,62
<b>Eu</b>	0,91	0,29	0,70	0,74	0,89	1,31	1,40	0,49	1,74	0,07	0,52
<b>Gd</b>	8,23	3,00	7,14	7,06	9,49	3,39	3,83	0,93	11,21	0,36	0,89
<b>Tb</b>	1,57	0,60	1,29	1,24	1,64	0,58	0,60	0,14	2,13	0,09	0,13
<b>Dy</b>	11,57	4,42	8,76	8,72	11,13	3,65	4,10	0,93	15,00	0,59	0,85
<b>Ho</b>	2,58	0,96	1,85	1,80	2,23	0,75	0,85	0,15	3,20	0,12	0,14
<b>Er</b>	8,57	3,04	5,48	5,35	6,42	2,17	2,50	0,46	10,41	0,41	0,37
<b>Tm</b>	1,32	0,49	0,83	0,83	0,98	0,31	0,35	0,05	1,53	0,06	0,04
<b>Yb</b>	9,00	3,39	5,57	5,49	6,28	2,08	2,23	0,36	10,35	0,44	0,33
<b>Lu</b>	1,35	0,52	0,84	0,81	0,93	0,31	0,35	0,06	1,59	0,06	0,04
<b>Hf</b>	17,97	7,88	6,96	7,15	6,75	4,20	4,25	3,12	18,19	3,44	2,75
<b>Ta</b>	1,33	1,32	1,21	1,13	2,28	0,45	0,50	0,33	1,57	1,44	0,31
<b>Pb</b>	7,45	12,51	31,15	11,16	27,04	4,83	2,41	22,02	7,69	42,44	25,43
<b>Th</b>	10,76	8,06	12,79	13,08	19,54	4,45	3,64	12,97	12,65	1,95	12,40
<b>U</b>	3,31	4,68	4,78	4,75	4,20	1,47	1,14	3,97	4,05	3,30	5,23

Примечание: см. табл. 2.30.



Состав микроэлементов в породах риолит-порфировой ассоциации даек приведен в (табл. III.32)

На спайдерграммах рис. III.39 выделяются две группы пород. Одна из них (родниковый и часть проб петропавловского комплекса) характеризуется более высокими концентрациями высокочargedных (Nb, Ta, Hf, Zr, Th, U) элементов с содержаниями Nb до 30 г/т, U до 5 г/т. Другая группа (спасский комплекс и частично петропавловский) отличается повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов — Ba, Cs, Sr и умеренными содержаниями Nb и Ta. По конфигурации спайдерграмм первая группа близка к кислым вулканитам Магнитогорско-Богдановского грабена, а также к субщелочным гранитам магнитогорской серии (разборненский, московский типы и др.). Контрасты для этих групп (в количестве до двух порядков) характерны и для элементов группы железа — Cr и Ni. В протолочках из риолит-порфиров установлены хромшпинели. При большом разбросе количественных показателей Ba, Y, Sr и Sc образуют минимумы, а Li — максимум.

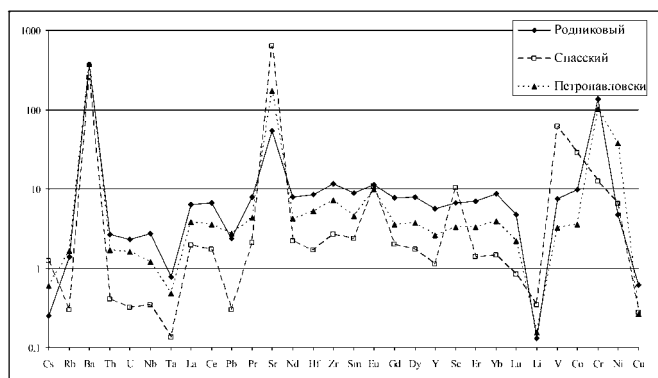
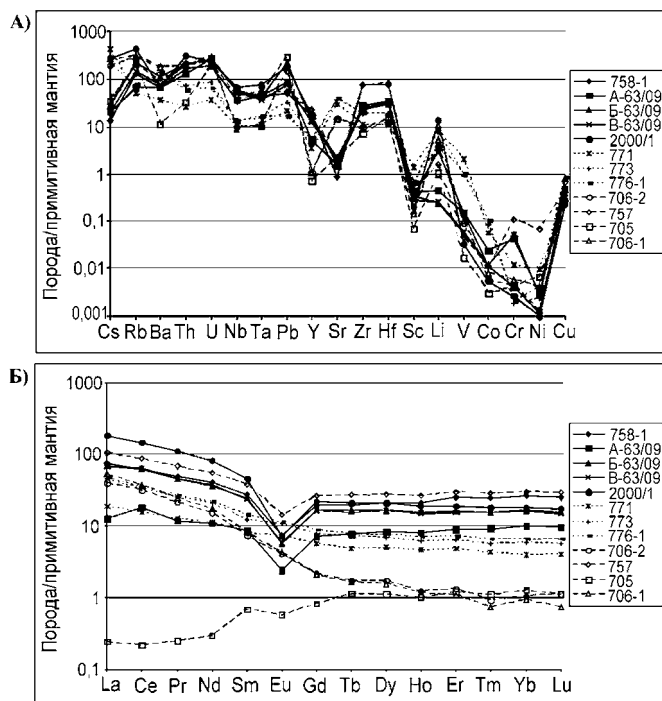
Эти группы даек различаются и по составу РЗЭ. Так, максимальные количества суммы РЗЭ отмечаются в риолит-порфирах родникового комплекса (до 414,7 г/т), при существенно более высоких содержаниях иттриевых лантаноидов и иттрия, с наличием резкой отрицательной аномалии Eu. В породах спасского комплекса сумма РЗЭ существенно ниже (57,9 г/т), степень их фракционирования выше, аномалия Eu отсутствует.

Заметные различия в распределении микроэлементов отмечаются в породах с флюидалной контрастной цветовой гаммой. Так, в темных (черных) полосах вдвое и более, чем в светлых, выше содержания хрома, никеля, ванадия и кобальта, а также и титана. Особенно четко проявились различия в содержании РЗЭ, суммарное количество которых в три раза ниже в темных полосах, чем в светлых. Причем эти различия хорошо выражены не только для легких, но и для тяжелых РЗЭ. Очевидно, что все эти вариации составов флюидалных риолит-порфиров, по-видимому, могли быть связаны с проявлением процесса ликвации.

Сопоставление микроэлементного состава риолит-порфировой ассоциации даек с кислыми расплавами АКО [Наумов и др., 2010], показало обогащенность их подавляющим большинством микроэлементов, за исключением некоторых проб спасского комплекса. Обращает на себя внимание то, что Ba, Sr, V, Cr и Ni во всех трех комплексах риолит-порфиров представлены резко выраженными максимумами.

Риолит-порфиры Чекинского массива, как уже отмечалось выше, изотопными U-Pb и Rb-Sr методами датированы возрастом  $315 \pm 5$  млн. лет (U-Pb метод) и  $304 \pm 7,4$  млн. лет (Rb-Sr метод) — [Салихов и др., 2013].

По отношениям Nb/Y и Zr/Y дайки родникового и петропавловского комплексов в целом ближе отвечают дифференцированным гранитным породам, имеющим генетическую связь с мантийным магматическим источником.



### III.4.3. Сиенит-диорит-гранит-порфировая ассоциация даек

Охарактеризованные в данном разделе ассоциации даек и малых интрузивов представляют собою наиболее поздние образования **магнитогорской магматической серии**. Они представлены многочисленными дайками и отдельными небольшими интрузивными телами габбродолеритов, лампрофиров, кварцевых монцонит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых сиенит-порфиритов, граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров, умереннощелочных гранит-порфиров, объединенных в дайки и малые интрузивы второго этапа [Салихов, Бердников, 1985]. Слагая небольшие по мощности тела, для которых характерны рвущие взаимоотношения с вмещающими породами, они образуют несколько фаз внедрения. Рассматриваемые породы нередко имеют облик вулканитов, они неполнокристалличны и часто по составу соответствуют трахиандезит-порфиритам, трахиандезибазальт-порфиритам, трахириодацит-порфирам, трахириолит-порфирам. Многие из них пересекают более ранние гранитоидные интрузивы Магнитогорской серии. Дайки и малые интрузивы второго этапа распространены и за пределами гранитоидных интрузий — в ареале проявления вулканогенных толщ, образуя скопления в разных частях ЦМП.

В пределах ВМП, на крайнем ее севере распространена ассоциация даек и малых интрузий **балбукского комплекса**, представленного тем же или близким набором петрографических разновидностей пород, что и **железнодорожненский комплекс**, развитых в гранитоидных массивах и за их пределами в Магнитогорско-Богдановском грабене. Оба названных комплекса отвечают единой сиенит-диорит-гранит-порфировой формации.

**Железнодорожненский комплекс** развит в Магнитогорско-Богдановского грабене — в пределах Магнитогорского поднятия и в Карабулакском блоке (в меньшей степени). В объеме комплекса выделяются два относительно крупных интрузивных тела: г. Железнодорожной и Первомайской залежи, а также множество даек и мелких интрузий.

Интрузия г. Железнодорожная расположена на южном окончании Мосовского массива, отделяясь от него дайкой гранит-порфиров более молодого **желтинского** комплекса. В южной части эта интрузия прорывает граносиениты и кварцевые сиениты интрузива г. Близнецы — северного окончания Магнитогорского массива. Вмещающими породами для интрузии г. Железнодорожная являются вулканиты новоивановской ( $D_3nv$ ) и шумилинской ( $D_3-C_1sm$ ) свит. Эта интрузия имеет сложную линзообразную форму с крутым (под углом  $70^\circ$ ) западным падением и с большим количеством апофизов во вмещающие породы. Ее мощность 100–150 м. В краевых частях наблюдаются зоны закалки мощностью до 10 см. Крутопадающие апофизы пересекают граносиениты Мосовского массива. Интрузивная залежь сложена кварцевыми сиенит-порфирами, которые сменяются более меланократовыми кварцевыми монцонитовыми порфиритами и реже более лейкократовыми граносиенит-порфирами.

Первомайская интрузия находится в западной части массива Северные Борки. Площадь ее выходов около 15 км<sup>2</sup>. Это интрузивное тело залегает среди кислых вулканитов березовского комплекса и имеет субгоризонтальную пластовую форму. В западной краевой ее части граносиенит-порфиры содержат миндалины размером от 1–2 мм до 1,5 см, выполненные кварцем и карбонатом. Отмечается флюидальная текстура. В западной части этой интрузии породы тонкозернистые, к востоку крупность кристаллов увеличивается. В самых восточных частях интрузии развиты мелкозернистые порфировидные граносиениты, представляющие собою красновато-коричневатые и буровато-сероватые, достаточно однотонные на всем своем протяжении порфировидные породы. Порфировидные выделения составляют около 5 % и представлены плагиоклазом, реже пертитом и антипертитом, иногда отмечается амфибол. В породах часто присутствует кварц-щелочно-полевошпатовый микропегматитовый агрегат. Содержание кварца 10–15 %, полевого шпата — около 25 %. Из темноцветных минералов присутствуют амфибол, биотит, развиты также вторичные минералы: эпидот и хлорит. Время формирования Первомайского интрузива исследователями оценивается по-разному. В ранних работах это интрузивное тело считалось более молодым, чем «борковский» и «разборненский» типы гранитоидов и сопоставлялось по составу с гранитоидами смородинского типа [Струве, 1959, Чайко и др., 1974ф]. Г.Б. Ферштатер считает их пострудными гранитоидами в Магнитогорском рудном поле [Ферштатер, 1966]. Р.Н. Шагина отнесла их к триасовому первомайскому комплексу [Чайко и др., 1982 ф]. В ходе работ по ГДП-200 Магнитогорской площади, в 4,7 км юго-западнее пос. Первомайка, В.М. Мосейчук [2000ф] обнаружил ксенолиты среднезернистых гранитов борковского типа размером до 1,2м×0,5м среди граносиенит-порфиров Первомайского массива. На основании этих данных породы Первомайского тела В.М. Мосейчуком были отнесены к железнородороженскому комплексу. Еще одно небольшое тело, сложенное граносиенит-порфирами, расположено в 3 км западнее пос. Обручевка, где оно залегает среди вулканитов березовского вулканического комплекса.

В пределах Магнитогорского поднятия гранит-порфиры этого комплекса слагают многочисленные дайки, силлы, протяженные жилы. Они прорывают как породы массивов магнитогорского комплекса (особенно много их среди гранитоидов Алексеевского и Мосовского массивов), так и вмещающие их толщи. В Алексеевском массиве дайки таких пород имеют северо-восточное простирание и прорывают более ранние дайки долеритов и диабазовых порфиритов. Много даек, преимущественно северо-западного простирания, наблюдается в западном экзоконтакте массива г. Грань, где они пересекают отложения шумилинской свиты. Наиболее широко дайки этого комплекса развиты в восточной части Мосовского массива, среди умереннощелочных гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов мосовского типа. Здесь они имеют субмеридиональное, иногда северо-восточное или северо-западное простирания. В центральной части Мосовского массива, дайка кварцевых монцонит-порфиритов сечет умереннощелочные граниты

и дайку микролейкогранитов мосовского типа. Силлы гранит-порфиров вскрыты также скважинами севернее Магнитогорского поднятия, среди вулканогенно-осадочных образований березовского и греховского комплексов. Значительное их количество наблюдается в северной части Куйбасовского массива, редкие дайки отмечаются и в Магнитогорском массиве. Отдельные дайки встречены и в Разборненском массиве, где они пересекают как габброиды богдановского, так и гранитоиды разборненского типов. В пределах массива Южные Борки гранит-порфиры железнодорожного комплекса пересекают породы всех развитых в нем типов пород (куйбасовского, богдановского, разборненского, борковского). Преобладают дайки северо-западного простирания. Здесь установлено, что габброиды богдановского типа и связанные с ними жильные микрогаббро, пересечены субмеридиональными дайками мелкозернистых гранитов разборненского типа и, в свою очередь, прорваны дайкой, мощностью 5–6 м и протяженностью около 1 км, гранит-порфиров железнодорожного комплекса. Эта дайка простирается по аз. 120° и хорошо видна на местности. Падение дайки крутое северо-восточное. Краевые ее части сложены закалочными фациями гранит-порфиров. В экзоконтакте массива Сев. Борки дайки железнодорожного комплекса присутствуют среди вулканитов березовского комплекса. Дайки гранит-порфиров этого комплекса известны и среди гранитов массива г. Мохнатая и среди небольших тел гранитов мосовского типа, расположенных к югу от массива Южные Борки [Чайко и др., 1974ф]. Редкие дайки этого типа отмечаются и в западной части массива Южные Борки.

В целом породы железнодорожного комплекса имеют серую, темно-серую, зеленовато-серую, реже розоватую окраску. Они содержат большое количество (до 15 %) вкрапленников плагиоклаза, роговой обманки, иногда пироксена. Плагиоклаз в порфировидных выделениях соответствует альбит-олигоклазу и олигоклаз-андезину, по нему часто развит серицит и минералы группы эпидота. Выделения роговой обманки имеют призматическую форму, с размерами 0,5–1,5 мм. Роговая обманка часто замещена актинолитом, хлоритом, биотитом. Клинопироксен распознается лишь под микроскопом и встречается относительно редко. Он представлен светло-зеленым авгитом, часто замещен вторичными минералами. Основная масса пород состоит из кислого плагиоклаза, щелочного полевого шпата (пертит, антипертит, ортоклаз), кварца, амфибола, рудных минералов. Структура пород преимущественно гипидиоморфнозернистая, участками — пилотакситовая, часто микропйкилитовая. В гранит-порфирах и микрогранитах этого комплекса порфировидные выделения (5–20 %) представлены светлозеленовато-розоватым плагиоклазом (альбит № 5–8), светло-розовым щелочным полевым шпатом (пертит, антипертит, реже ортоклаз), кварцем, редко роговой обманкой. Основная масса полнокристаллическая, состоит из кварца и полевых шпатов, редко присутствуют участки, сложенные микропегматитовыми сростками кварца и полевого шпата. В породах присутствуют амфибол и мелкие чешуйки биотита.

Породы железнодорожного комплекса по химическому составу (табл. III.33) отвечают субщелочным разновидностям калий-натрового ряда. Содержание калия в них возрастают от сиенито-диоритов (2 %) к гранит-порфирам (4 %). Содержание натрия повышено (4–6 %). Коэффициент глиноземистости в них высокий (AI# 2,1–3).

**Таблица III.33**

Химические составы пород дайковых комплексов позднего карбона

№№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
<i>Балбукский комплекс</i>													
6	74,02	0,05	14,13	0,31	0,90	0,03	0,15	0,19	4,46	4,61	0,02	0,38	99,25
7	66,34	0,28	15,31	0,47	1,79	0,02	1,75	1,61	6,06	3,58	0,18	0,88	98,27
8	65,49	0,121	14,72	2,41	2,46	0,09	1,62	1,22	4,42	4,75	0,18	1,43	98,91
9	59,36	0,54	15,54	3,07	1,85	0,04	3,39	3,66	5,50	3,9	0,26	1,23	98,34
10	58,73	0,40	17,03	3,40	1,38	0,02	1,43	5,37	6,23	1,67	0,13	1,31	97,1
11	51,87	0,77	12,32	6,09	0,95	0,03	7,52	8,53	3,83	3,37	0,19	1,83	97,3
<i>Железнодороженский комплекс</i>													
12	73,5	0,21	13,29	0,67	2,40	0,05	0,27	1,01	4,52	4,24	0,03	0,20	100,39
13	70,54	0,53	13,24	2,65	2,07	0,09	0,60	0,59	5,53	3,34	0,08	0,61	99,87
14	63,22	0,85	14,52	2,78	3,04	0,15	2,16	3,06	4,29	3,14	0,23	2,68	100,12
15	59,87	0,70	17,68	3,67	2,69	0,12	2,13	2,95	6,21	2,02	0,48	2,16	100,68

Примечание: 6, 12 — лейкогранит-порфиры; 7 — гранит-порфиры, граносиениты; 8, 14 — кварцевые сиениты; 9, 15 — сиенито-диориты; 10 — диорит-порфиры.

Содержание микроэлементов в дайках сиенит-диорит-гранит-порфировых комплексов характеризует табл. III.34.

**Таблица III.34**

Микроэлементы в дайках сиенит-диорит-гранит-порфировых комплексов

	<b>Железнодороженский</b>					<b>Балбукский</b>			
	529/11	564/11	599/11	617-1/11	618-1/11	701/12	702/12	703/12	705/12
Li	2,93	10,41	14,50	2,09	21,59	16,69	7,39	14,81	1,65
Be	1,57	0,99	1,72	1,90	2,34	0,34	2,26	3,43	2,76
Sc	24,67	29,27	31,88	9,71	19,18	5,40	8,01	3,03	0,86
V	277,19	242,57	256,29	40,47	203,36	32,61	63,80	33,61	1,28
Cr	137,43	82,17	118,43	6,19	46,36	18,12	244,70	28,29	11,42
Co	22,28	38,34	31,72	4,38	21,46	6,53	10,87	4,95	6,53
Ni	41,59	59,28	28,69	4,87	32,66	18,73	86,98	13,20	13,01
Cu	24,78	57,42	18,69	7,55	48,47	6,03	20,96	10,51	6,52
Zn	44,93	69,82	134,95	14,77	872,82	34,10	32,23	26,20	27,12
Rb	26,36	5,40	22,70	0,43	109,38	46,54	53,12	71,72	97,96

	Железнодороженский					Балбукский				
Sr	325,36	356,94	293,97	158,11	59,08	324,75	765,66	491,19	33,87	
Y	39,60	26,04	31,28	30,65	28,20	7,04	9,42	4,78	2,35	
Zr	191,55	119,19	137,66	277,02	204,66	31,28	116,65	121,85	59,32	
Nb	7,28	3,75	7,17	10,11	7,56	1,81	7,31	7,12	17,42	
Cs	0,24	0,39	0,20	0,04	0,81	2,10	1,44	3,55	0,54	
Ba	155,32	104,60	307,41	22,07	1506,53	194,57	1292,85	933,05	55,71	
La	18,79	9,25	12,96	16,50	14,70	3,46	43,04	17,67	0,12	
Ce	40,66	23,18	32,62	35,36	37,75	8,16	81,46	50,56	0,29	
Pr	5,60	3,36	4,62	5,19	5,27	1,15	9,09	4,80	0,51	
Nd	24,65	16,16	21,11	23,17	23,99	5,19	33,18	18,43	0,29	
Sm	6,56	4,45	5,62	5,85	5,88	1,19	5,49	3,12	0,22	
Eu	1,96	1,65	1,72	1,64	1,84	0,49	1,45	0,87	0,07	
Gd	7,04	5,03	5,94	5,55	5,55	1,02	2,29	1,32	0,36	
Tb	1,11	0,80	0,97	0,87	0,87	0,17	0,34	0,18	0,09	
Dy	7,24	5,13	6,01	6,02	5,57	1,26	2,06	1,17	0,59	
Ho	1,55	1,08	1,25	1,28	1,18	0,26	0,37	0,21	0,12	
Er	4,52	3,09	3,52	3,88	3,41	0,86	0,99	0,57	0,41	
Tm	0,63	0,44	0,51	0,59	0,47	0,14	0,14	0,07	0,06	
Yb	3,83	2,79	3,17	3,77	3,21	1,00	0,83	0,49	0,45	
Lu	0,59	0,41	0,47	0,61	0,45	0,16	0,12	0,08	0,06	
Hf	5,25	3,24	3,62	7,18	4,97	0,95	3,35	3,69	3,44	
Ta	0,64	0,39	3,27	0,73	0,50	0,11	0,46	0,53	1,44	
Pb	3,90	4,89	3,12	1,83	161,94	1,63	21,62	34,74	42,44	
Th	4,10	0,78	1,77	4,78	2,64	0,40	9,99	7,04	1,94	
U	1,37	0,31	0,65	1,39	1,18	0,27	2,74	3,26	3,30	

Примечание: 529/11, 564/11, 599/11, 702/12, 703/12 — сиенито-диориты; 701/12 — диорит-порфирит; 617-1/11, 705/12 — гранит-порфир; 618-1/11 — грано-сиенит.

Крупноионные литофильные компоненты (Cs, Rb, Ba, Th, U), как и высокозарядные элементы Nb, Ta, Zr, Hf, в железнодороженском комплексе даек (рис. III.41-1) присутствуют в относительно умеренных количествах, хотя Cs, Pb и Ba характеризуются широким диапазоном содержаний. При этом элементы группы железа (Co, Cr, Ni и Sc) на диаграмме рис. III.41-1 представлены минимумами. Наблюдается повышенное содержание V. В дайках железнодороженского комплекса отношения Nb/Y и Zr/Y имеют, в целом, минимальные значения (соответственно 0,22 и 5,7). Это свидетельствует о том, что по составу породы этого комплекса ближе отвечают внутриплитному плюм-зависимому источнику.

Сумма РЗЭ варьирует в диапазоне от 93,9 г/т до 124,6 г/т. Eu минимум проявлен слабо, La/Yb отношение составляет 3,3-4,9, что определяется высоким содержанием тяжелых РЗЭ. Легкие же РЗЭ в дайках железнодороженского комплекса присутствуют в относительно низких содержаниях.

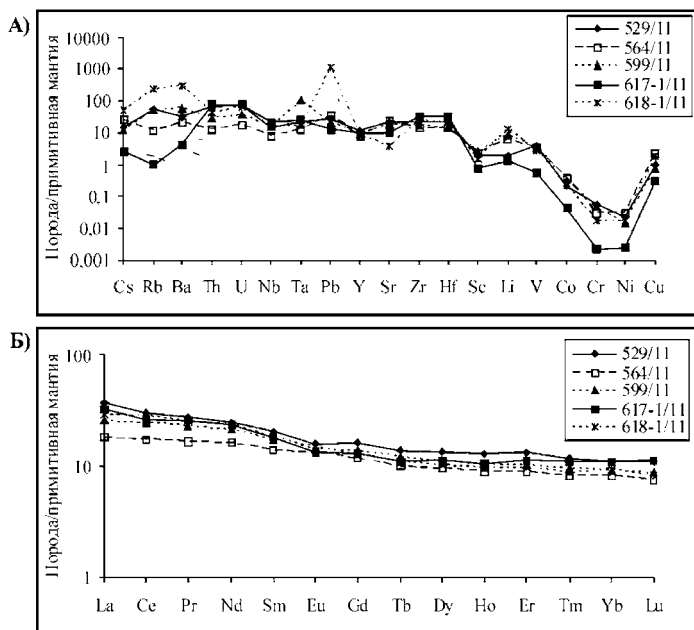
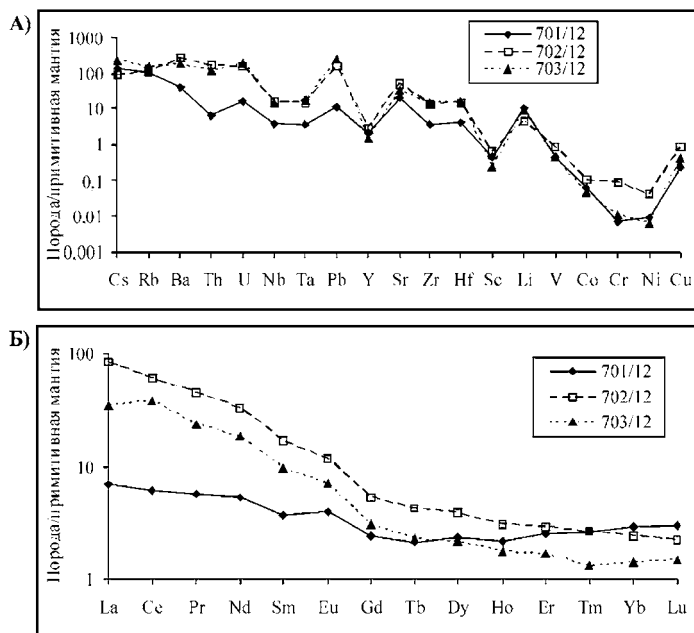


Рис. 3.41-1. Мультиэлементные спектры даек и малых интрузивов железнородженского комплекса: А) редкие и рассеянные, Б) редкоземельные элементы.

**Балбукский** сиенит-диорит-гранит-порфировый комплекс распространен на севере ВМП в виде штокообразных тел, лакколитов и даек среди слоистых и вулканогенных образований, а также интрузивов основного состава докаменноугольного и каменноугольного времени формирования. Наиболее крупный Шартымский лакколит этого комплекса занимает площадь около 5 км<sup>2</sup>. Он близок по размеру и вещественному составу к лакколиту г. Ауш-Тай. Названные интрузивные тела и еще ряд других более мелких интрузий сложены преимущественно гранит-порфирами. Небольшие размеры (0,01–0,3 кв. км) имеют интрузивы и дайки кварцевых сиенитов, монцитов, сиенит-диорит-порфиров и диорит-порфиров. Гранит-порфиры имеют редкую (до 5 %) вкрапленность альбита и бипирамидального кварца, в основной массе кроме этих минералов присутствуют калиевый полевой шпат и не более 1 % биотита. Диорит-порфиры — светло-зеленоватые породы с порфировыми выделениями плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз широкопластинчатый с правильными очертаниями, роговая обманка идиоморфная короткостолбчатая с хорошо выраженными гранями. Размеры зерен этих минералов варьируют от 3 мм до 3 см в поперечнике. В основной массе распространены мелкие зерна плагиоклаза, кварца, роговой обманки и пироксена. Породы сиенитового ряда, в том числе монцитониты, кварцевые сиенит-порфиры, сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-диорит-порфиры визуально кристалличны с размерами зерен 2 мм и более. В них хорошо различимы и минералы основной массы, а в порфировых выделениях хорошо





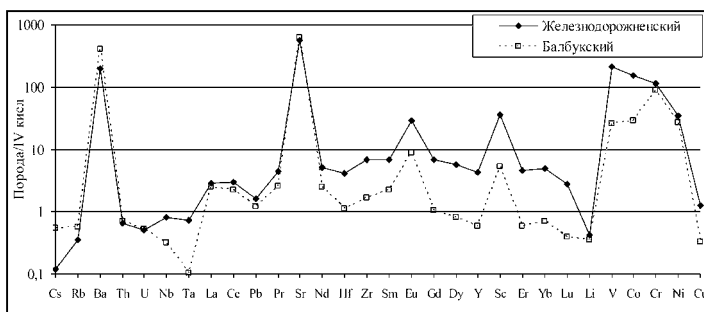
**Рис. III.41-2.** Мультиэлементные спектры даек и малых интрузивов балбукского комплекса: А) редкие и рассеянные, Б) редкоземельные элементы.

видно зональное строение полевых шпатов, в частности, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, содержащего пертитовые вроски альбита. Наряду с плагиоклазом и роговой обманкой присутствуют порфиновые выделения пироксена и биотита. Основная масса сиенит-диорит-порфиров сложена плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, роговой обманкой, присутствуют пироксен и биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом и пиритом, иногда халькопиритом.

Силикатные анализы пород балбукского комплекса приведены в таблице III.33. Все разновидности пород отвечают субщелочному калий-натриевому ряду. Содержание  $K_2O$  в породах достигает 4,75 %, а  $Na_2O$  — 6,2 %. Коэффициент глиноземистости высокий ( $AI\#$  1,8–10,3).

Как свидетельствуют данные табл. III.34 и рис. III.41-2, для пород балбукского комплекса относительно железнородоженского комплекса характерны заметно более низкие содержания таких высокозарядных элементов (Zr, Hf, Y) при близких содержаниях Nb и Ta, с ростом количества Sr и других крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, Ba, U и Th), а элементы группы железа (Co, Cr, Ni) образуют минимумы. При этом в более основных по составу породах (сиенито-диоритах и др.) концентрации микрокомпонентов на порядок ниже, чем в гранит-порфирах. Отношения Nb/Y и Zr/Y, относительно железнородоженского комплекса, здесь существенно выше (соответственно, они возрастают до 1,40 и 14,0).

В спектре РЗЭ (рис. III.41-2-Б) в породах балбукского комплекса наблюдается значительный рост в содержаниях легких лантаноидов: от диоритов



**Рис. III.42.** Сравнение содержаний микроэлементов железнородуженского и балбукского комплексов с расплавами АКО [Наумов и др., 2010].

и сиенито-диоритов к гранит-порфирам, при этом Eu сохраняет слабую положительную аномалию. Отношение  $La/Yb$  возрастает в этом ряду пород от 3,5 до 52.

По распределению микрокомпонентов сиенит-диорит-гранит-порфировые комплексы Магнитогорской зоны несколько отличаются от кислых расплавов АКО [Наумов и др., 2010] (рис. III.42). Крупноионные литофильные (Cs, Rb и Li), радиоактивные (Th, U) и высокочarged элементы (Nb, Ta) имеют количественные показатели ниже уровня АКО. Также пониженные значения отмечаются для тяжелых РЗЭ (Dy, Gd, Er, Yb, Y) в составе пород балбукского комплекса. Высокие аномальные показатели отмечаются для Eu, Sc, Ba, Sr, а элементы группы железа (V, Co, Cr, Ni) имеют низкие содержания. Для всех остальных элементов, особенно в породах железнородуженского комплекса, характерны умеренно высокие количественные показатели.

Таким образом, сравнительный анализ состава пород всех трех последовательно формировавшихся формационных типов (ассоциаций) даек Магнитогорской зоны в среднем карбоне, свидетельствует, что все они преимущественно связаны с внутриплитными плюм-зависимыми источниками магмагенерации.

#### III.4.4. Режим галогенов и серы при формировании балбукского сиенит-диорит-гранит-порфирового комплекса

Повышенная хлороносность характерна и для формирования золотоносного сиенит-диорит-порфирового балбукского комплекса. Здесь в ранних диорит-порфирах (пр. 701/2012) по соотношению хлора и фтора выделяются две генерации апатита. В первой, более высокотемпературной содержания Cl максимальны (1,8–2,6 мас. %) при пониженном количестве F (0,6–1,1 мас. %). Во второй, более поздней генерации содержание Cl понижается до 0,5–0,8 мас. % при содержании F 0,8–1,3 мас. %, что указывает на дегазацию расплава при его кристаллизации с преимущественным выносом хлора. В более дифференцированных породах (сиенит-диорит-порфирах, пр.

702/2012 и сиенит-порфирах, пр. 703/2012) содержания хлора в апатитах продолжают дискретно снижаться, а фтора нарастают. В сиенит-диорит-порфирах дополнительно выделяются три более поздние генерации апатита, которые кристаллизуются последовательно — на фоне продолжающейся потери расплавом хлора. Первая генерация из них Cl 0,6–0,7 % и F 1,3–1,6 %, вторая — Cl 0,2–0,4 % и F 1,6–2 % и третья — Cl 0,05–0,15 % и F 1,3–1,8 мас. %. В апатитах сиенит-порфиров содержания Cl минимальны (0,02–0,06 мас. %), а содержания F возрастают от 2,1 до 3,15 мас. %. Общее распределение Cl и F в апатитах этих проб свидетельствует, что это единая генетическая серия пород, которая образуется в процессе кристаллизационной дифференциации исходно единого расплава. Кроме того, наличие столь высоких содержаний хлора в этом исходном расплаве, по-видимому, указывает на его связь с обогащенным мантийным источником.

Наряду с хлором для апатитов балбукского комплекса характерно наличие в них и повышенных количеств серы. Относительно хлора и фтора она имеет свой особый тренд распределения. В апатитах раннего диорит-порфирита (пр. 701/2012) ее содержание минимально (0,01–0,02 мас. %). В апатитах более позднего сиенит-диорит-порфира (пр. 702/2012) содержание окисленной серы (SO<sub>3</sub>) возрастает до 0,04–0,12 мас. %. В самых поздних сиенит-порфирах (пр. 703/2012) содержание серы понижается до значений 0,03–0,08 мас. %. Такая закономерность в распределении серы может означать два момента. Во-первых, ее распределение отражает более окислительный режим в расплавах сиенит-диорит-порфиров. Это и определяет более высокое содержание окисленной серы (SO<sub>3</sub>) в апатитах этих пород, особенно по отношению к более ранним диорит-порфиритам. Во-вторых, появление серы в сиенит-диорит-порфирах может быть связано с иным ее источником, возможно, с флюидно-магматическим взаимодействием расплавов такого состава с вмещающими сульфидоносными породами.

Более поздние сиенит-порфиры кристаллизовались уже с выносом серы и хлора из остаточных расплавов. В процессе такой дегазации могли формироваться и обогащенные серой рудообразующие хлороносные растворы, активно экстрагирующие золото как из самого кристаллизующегося расплава, так и из метасоматически измененных вмещающих сульфидоносных пород.

Размещение малых интрузий и даек рудоносного балбукского сиенит-диорит-гранит-порфирового комплекса и связанного с ним золотого оруденения на севере Магнитогорской зоны контролировали факторы локального растяжения на фоне общего регионального сжатия. По данным [Знаменский, 2009], формирование балбукского комплекса было связано с этапом коллизионного скольжения блоков новообразованной коры в режиме левосторонней трансгрессии. Этот режим, по его данным, на Южном Урале существовал со среднего карбона по пермь включительно. При этом становление малых интрузий и даек балбукского комплекса происходило после прекращения активного субширотного стресса в период релаксации, характеризовавшейся сохранением горизонтальной составляющей взбросо-сдвиговых смещений по тектоническим зонам.

Условия преобладающего латерального растяжения позволяли активное внедрение из глубинных очагов на субвулканический уровень внутриплитных плюм-зависимых расплавов, обогащенных высоkozарядными элементами, серой и особенно хлором, их вскипание с формированием золотоносных гидротерм.

### **III.5. Внутриплитный магматизм вулкано-интрузивно-дайковой Магнитогорской серии раннего и среднего карбона**

Рассматриваемые выше вулканогенные образования и интрузивные комплексы, а также дайки и малые интрузивы второго этапа представляют собой петрологически единую магматическую ассоциацию, именуемую «Магнитогорской серией».

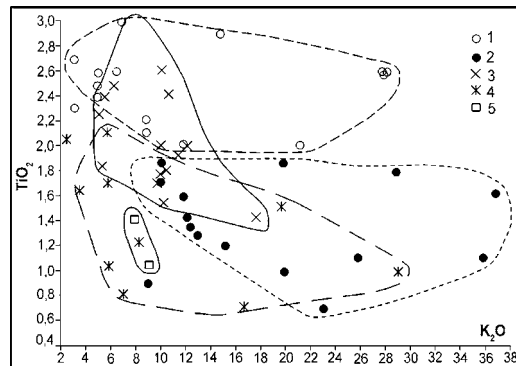
Продукты магматизма Магнитогорской серии известны в регионе с першинского времени верхнего турне. Они проявились в виде лавовых потоков базальтов и прослежены непрерывными разрезами по богдановичское время формирования. Вулканогенные разрезy основного состава представлены двумя фациально различающимися составами. Это трещинные лавовые потоки долеритов и базальтов с миндалекаменной текстурой. Верхняя часть лавовых потоков представлена шлаками. Иногда весь поток является шлаковым, среди которых есть прослои кластолав. Эти базальты и долериты объединены в греховской комплекс. Раздвиги трещинного излияния по латерали сменяются разрезами продуктов извержения центрального типа с небольшими вулканическими центрами (некки) или более крупными постройками вплоть до щитовидных вулканов или стратовулканов.

Широко развиты вулканиты кислого состава, которые вместе с базальтами и долеритами формируют ритмы. Кислые вулканиты особенно широко проявились в восточной части Магнитогорско-Богдановского грабена. Ритмичность конкретных разрезов (рис. III.6) проявляется с позднего турне кизилковского времени и прослежены вплоть до богдановичского времени верхнего визе ( $C_1v_2$ ). Контролируясь областью единого флюидного режима, породы основного и кислого составов характеризуются низкими и очень низкими показателями для Cs, Rb, Li и Sr. В кислых породах очень низкие количества Ta, но содержание их стабильно. Другие высоkozарядные элементы (Nb, Zr, Hf) характеризуются широким диапазоном количественных вариаций — от повышенных до низких (рис. III.8). Примечательно поведение Pb и Sr, которые в кислых породах имеют широкий диапазон количественных вариаций, Pb при этом образует минимум, а в базальтах — максимум, Sr же в кислых породах — максимум, а в базальтах — минимум. Содержания PЗЭ как в основных, так и в кислых породах повышены (рис. III.1, III.2, III.9).

Интрузивные образования основного состава представлены двумя комплексами — богдановским и куйбасовским. Богдановский комплекс — одно-

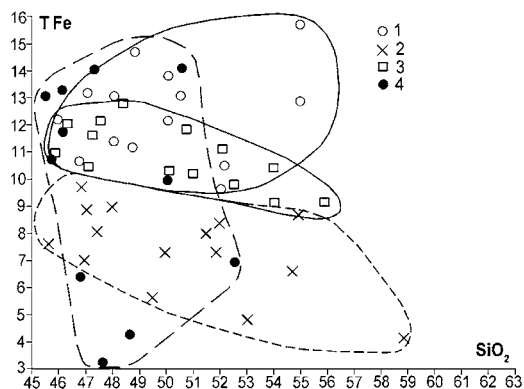
типные габбро-долеритовые дайки и интрузивы мелко- и среднезернистого строения, по химическому составу сопоставимы с греховским комплексом. Куйбасовский комплекс более кристалличен и дифференцирован. В его объеме присутствуют, наряду с различными петрографическими разновидностями, габбро и ультраосновные породы, а также лейкократовые пегматоидные габбро. Куйбасовский комплекс, кроме того, сопровождается титаномагнетитовым оруденением (месторождение Куйбас). Куйбасовский интрузивный комплекс может быть сопоставлен с березовским вулканогенным комплексом, но следует отметить, что в интрузивах достаточно ярко проявилась кристаллизационная дифференциация с крайними меланократовыми и лейкократовыми породами. Гранитоиды Магнитогорской серии представлены несколькими типами, которые образуют ассоциацию последовательно формирующихся массивов, различающихся между собой по минеральному и химическому составам. Наиболее ранними среди них являются плагиограниты и адамелиты, затем формировались несколько петрографических типов обычных калий-натриевых и субщелочных гранитов и завершают этот ряд щелочные граниты. В придонных частях калий-натриевых гранитов размещаются компактно множество ксенолитов габбро-долеритов богдановского комплекса, а в других массивах развиты габбро-долериты куйбасовского комплекса. Гипсометрически ниже обломочная зона сменяется массивными габброидами. Также взаимоотношения габброидов и гранитоидов были положены в основу петрологической общности основных и кислых интрузий Магнитогорской серии [Ферштатер, 2013].

Вулканогенные базальтоиды и габброидные интрузии характеризуются повышенными и высокими содержаниями титана (рис. III.43), железистостью (рис. III.44), особенно это характерно для греховского и богдановского комплексов, а также повышенными и высокими показателями V (рис. III.2). Напротив, в них резко понижены Cs, Co, Cr, Ni, образующие минимумы и менее глубокий минимум Sr и Sc (рис. III.2A, III.3A).



**Рис. III.43.** График  $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}$  отношений в породах основного состава нижнего и среднего карбона.

Условные обозначения: комплексы: 1 — греховский, 2 — березовский, 3 — богдановский, 4 — куйбасовский. 5 — магнитогорских даек.



**Рис. III.44.** График  $TFe - SiO_2$  отношений в породах основного состава нижнего и среднего карбона.

Условные обозначения: комплексы: 1 — греховский, 2 — березовский, 3 — богдановский, 4 — куйбасовский.

Среди кислых вулканитов и гранитоидов особенно широко развиты калий-натриевые субщелочные породы, среди вулканитов трахидациты и трахириолиты. Подчиненные количества отвечают щелочным разновидностям вулканитов (пантеллеритов), эгирин- и рибекит-арфведсонитовых щелочных гранитов. На севере Магнитогорско-Богдановского грабена отмечаются низкощелочные риолиты, а также тоналиты и плагиограниты (рис. III.7).

Кислые вулканогенные и интрузивные породы характеризуются высокими содержаниями литофильных компонентов (Rb, Ba, Th, U и Pb). При этом в плагиогранитах Rb и Ba характеризуются широким диапазоном количественных вариаций, уменьшаясь до уровня умеренных и низких значений. Близкие количества отмечаются для Li, а содержания Pb в них уменьшаются. Высокозарядные компоненты всюду количественно повышены или отвечают умеренным характеристикам. Sc, Co, Cr, Ni всегда в минимуме (рис. III.8, III.13, III.15). Особое внимание отражает распределение V, количество которого во всех гранитоидах ниже средних показателей или приближается к ним. В вулканогенных породах кислого состава содержание V стабильно повышено, хотя и не достигает показателей базальтов. В распределении РЗЭ ясно проявляется наличие Eu минимума в гранитоидных массивах и едва заметный максимум Eu отмечается в вулканогенных породах. Кроме того, при увеличении щелочности в гранитоидах постепенно увеличивается содержанием РЗЭ.

Дайки и интрузивы второго этапа Магнитогорской серии, так же, как вулканогенные и интрузивные комплексы предыдущих фаз формирования, представлены контрастными по составу породами — долеритами и лампрофирами, с одной стороны, и риолитами, сиенито-диоритами и сиенитами — с другой. Долериты и лампрофиры по содержанию щелочей являются промежуточными между нормальными и умеренно-щелочными породами (рис. II.36): с содержанием  $MgO$  5,6–7,39 %,  $FeO_t$  — 7,4–12,4 %. Спектры распре-

деления микроэлементов относительно примитивной мантии имеют умеренное количественное значение, но подавляющая часть компонентов характеризуется широким диапазоном количественных вариаций. Исключения составляют Y и Sc, образующие небольшие минимумы и крупная комбинация минимумов для Co, Cr и Ni. Обращает внимание, что V в дайках основного состава, так же, как в вулканических фациях базальтов и габброидных интрузиях Магнитогорской серии образуют максимум.

Дайки риолит-порфиров, а также гранит-порфиров, сиенито-диоритов и сиенитов балбукского комплекса характеризуются повышенными содержаниями литофильных компонентов (Cs, Rb, Ba, Yh, U), а три последних элемента характеризуются широкими количественными вариациями. В железнородженском комплексе значительные количественные вариации свойственны Cs, Rb и Ba. Высокозарядные элементы (Nb, Ta, Zr, Hf) имеют умеренно-повышенные показатели. Li в рассматриваемых породах образует максимум, а Co, Sr и Ni — глубокий совместный минимум.

Таким образом, важными геохимическими показателями пород основного состава Магнитогорской серии являются субщелочной калий-натриевый состав, повышенное содержание железа и титана, а также высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf), минимумы Sc, Cr, Ni, Sc и Sr. Породам кислого кислого состава характерна повышенная калий-натриевая субщелочная специализация и минимумы Y, Sc, Co, Cr и Ni и, частично, Sr. Важно, что в дайках риолит-порфиров балбукского и железнородженского комплекса высокозарядные элементы присутствуют в повышенных и умеренно-повышенных количествах, свойственных производным внутриплитных магм (рис. III.39).

Итак, вулканогенные и интрузивные образования, а также дайки второго этапа Магнитогорской серии, согласно приведенным геохимическим материалам, вполне подтверждают их внутриплитную плюм-зависимую природу. Плюм, согласно определению, представляет собой горячую струю пла-

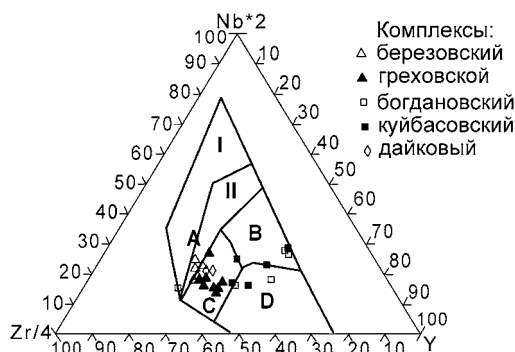
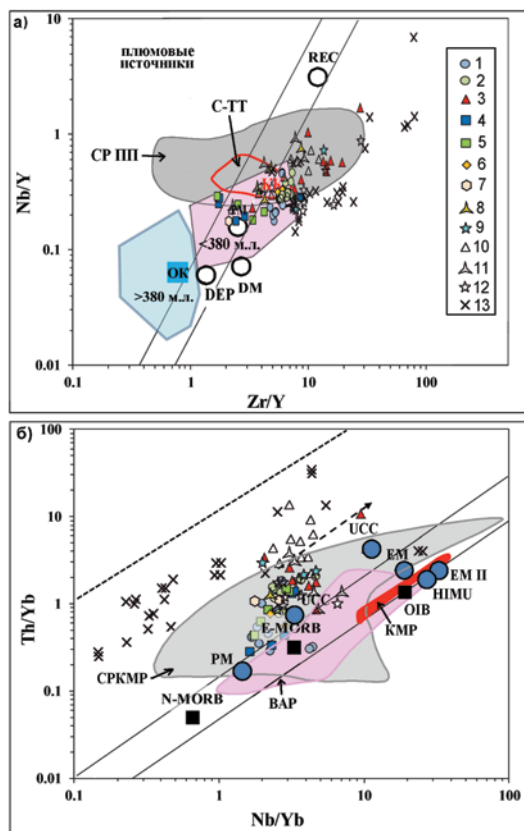


Рис. III.45. Дискриминационная диаграмма Zr-Nb-Y.

Поле на диаграмме: AI — внутриплитные щелочные базальты; AII — внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты; B — E-тип MORB; C — внутриплитные толеиты; D — N-тип MORB.

стичного материала, которой корнями находится в мантии, но может «проткнуть» и литосферу.

В связи с плюмом генерируются обособленные контрастные по составу расплавы, которые в граничной области мантия — литосфера простран-



**Рис. III.46.** Диаграммы  $Zr/Y$ – $Nb/Y$  (а) и  $Nb/Yb$ – $Th/Yb$  (б) для вулкано-интрузивных образований Магнитогорско-Богдановского грабена: 1 — греховская свита, 2 — берёзовская свита, 3 — кислые вулканы, 4 — богдановский комплекс, 5 — куйбасовский комплекс, 6 — дайки долеритов, гранитоиды: 7 — узьянский комплекс, 8 — алексеевский комплекс, 9 — московский комплекс, 10 — разборненский комплекс, 11 — борковский комплекс, 12 — чекинский комплекс, 13 — кислые и субщелочные дайки и малые интрузии второго этапа.

CP ПП — среднерифейская крупная изверженная провинция, провинция, Южный Урал, Башкирский мегаантиклинорий; BAP — Восточно-Африканский рифт; KMP — Красноморский рифт; CPKMP — среднерифейский кувашко-машакский рифт; C-TT — красный овал, Сара-Тюбинская толща; (KK) и (OK) — габброиды Урала старше 380 млн. лет и моложе 380 млн. лет. OIB — компонент базальтов океанических островов; N-MORB — компонент нормальных срединно-океанических базальтов; E-MORB, EN — обогащенный компонент срединно-океанических базальтов; REC — рециклированный мантийный компонент;

PM — компонент примитивной мантии; DM — слабо деплетированный мантийный компонент; DEP — глубоко деплетированный мантийный компонент; BKK — верхняя континентальная кора; НКК — нижняя континентальная кора.



ственно совмещенны в массивы или образуют обособленные залежи основных и кислых пород.

Оторвавшийся от первичного источника расплав, но находящийся в зоне контроля плюма, т.е. температуры, давления и его флюидного режима, входит на последующих стадиях развития в химическое взаимодействие с окружающими породами, формируя новообразованный контаминированный расплав. В частности, вулканиты греховского комплекса в процессе контаминации преобразуются и сменяются расплавом березовского комплекса, геохимические составы которых заметно различаются, но генеральная общность их в химических показателях сохраняется. То же происходит с интрузивными образованиями богдановского и куйбасовского комплексов. Однако в последнем примере кристалличность пород увеличивается, по-видимому, за счет изменения в целом физико-химической среды и флюидной составляющей. Здесь, благодаря кристаллизационной дифференциации происходит обособление меланократовых (перидотитов) и лейкократовых (близких к плагиоклазитам или пегматоидным габбро) пород, а также рудных титаномагнетитовых обособлений или линз (Куйбасовское месторождение). В процессе контаминации и кристаллизационной дифференциации также происходит изменение составов конкретных пород относительно исходного расплава.

Таким образом, разные фазы длительно развивавшейся ( $C_1t-C_2n$ ) Магнитогорской серии, представленные вулканогенными, интрузивными фациями, дайками и малыми интрузиями, сформировались в указанной последовательности в условиях внутриплитного режима (рис. III.45).

Диаграммы Nb/Y-Zr/Y и Th/Yb-Nb/Yb (рис. III.46) отражают, кроме того, широкое проявление процессов кристаллизационной дифференциации внутриплитных магм и их контаминации (разборненский гранитоидный комплекс, кислые и субщелочные дайки и малые интрузии второго этапа) для вулcano-интрузивных образований Магнитогорско-Богдановского грабена.

Все фациальные группы пород Магнитогорской серии на (рис. III.46a) образуют общий тренд, свидетельствуя об их комагматичности и внутриплитном плюм-зависимом источнике формирования.

## IV.

### Позднекаменноугольный магматизм в границах ВМП

Позднекаменноугольная серия малых интрузивных тел и анатектических гранитных батолитов формировалась в северо-восточной части Магнитогорской зоны. Здесь произошли события, связанные с орогенными процессами на границе Магнитогорской и Восточно-Уральской зон, при движении Казахстанской плиты на запад [Пучков, 2010]. В пределах ВМП продукты магматизма этого этапа представлены жильными образованиями лампроит-лампрофирового состава, дайками и малыми интрузиями габбро-долерит-гранитной ультракалиевой ассоциации пород и гранитоидными батолитами на севере Магнитогорской зоны. Геологические взаимоотношения между этими разными комплексами нигде не наблюдались. Вместе с тем есть ряд примеров пересечения лампроитами и лампрофирами этого этапа гранитоидов Куйбасовского и Магнитогорского массивов среднего карбона и верхнеуральского комплекса  $D_3-C_1t_1$  возраста. Однако нет очевидных примеров взаимоотношений между позднекаменноугольными комплексами малых интрузий и даек с массивами анатектических гранитоидов позднего карбона.

#### IV.1. Калымбаевский лампроит-лампрофировый комплекс

Комплекс представлен многочисленными маломощными (от первых сантиметров до трех метров) жилами и дайками. Они подробно охарактеризованы Т.Н. Суриным [1999]. Комплекс получил распространение не только в пределах железорудного месторождения Малый Куйбас, где был открыт, но и в сопредельном Александринском рудном районе, а также в Верхнеуральском монцодиорит-сиенитовом массиве. Жилы и дайки лампроит-лампрофирового комплекса имеют четко выраженные зоны закалки и секущие контакты. Они прорывают гранитоиды Магнитогорской габбро-гранитной серии раннего карбона.

Лампроиты и лампрофиры этого комплекса, представленные оливин-флогопитовыми, диопсид-санидин-флогопитовыми и лейцит-диопсид-флогопитовыми разновидностями, отвечают в целом ультраосновным щелочным бесполевошпатовым мончикитам [Богатиков и др., 1985; Лазько и др., 1989]. Минералогическим анализом в этих породах установлены следующие акцессорные минералы: хромсодержащий диопсид, хромшпинелиды,

гранаты, магнетиты и титаномagnetиты, рутил, ильменит, циркон, апатит, знаки золота, графит, а также единичные кристаллы муассанита. Среди вторичных минералов рентгенографически установлены: смектиты, серпентин, моноклинный калиевый полевой шпат, кальцит, барит. По минералогическим критериям [Mithell, 1986] описываемые породы близки к типичным лампроитам. Однако в них отмечается отсутствие типоморфных минералов для алмазоносных платформенных лампроитов: калиевого титанистого рихтерита, прайдерита, вадеита, перовскита, джеппеита, шербаковита, давенита [Лампроиты, 1991; Джейкс и др., 1989]. От типичных лампроитов эти породы также заметно отличаются и по ряду петрогеохимических параметров [Сурин, 1999].

Лампрофиры **калымбаевского комплекса** — это обычно порфировидные породы, часто с отчетливыми выделениями идиоморфных зерен слюды. По петрографическим особенностям среди них, по классификации [Rock, 1984], различаются разнообразные группы пород, которые описал Т.Н. Сурин [1999]:

1) Камптониты — полнокристаллические альбитсодержащие лампрофиры основного состава, со структурами от лампрофировой до порфировидной, с микролитовой основной массой. В них, в отличие от мончикитов, меньше оливина (от 1 до 5–7 %) и присутствуют мелкие вкрапленники альбита и клинопироксена (1–20 %), с наличием амфибола, хлорита, карбонатов, магнетита, апатита, слюды (2–15 %), замещенной хлоритом.

2) Саннаиты (щелочные, существенно калиевые лампрофиры основного состава), порфировидные, бесслюдяные, клинопироксеновые (10–15 %), с подчиненным (до 7–10 %) присутствием оливина и с преобладанием в основной массе калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Наиболее распространенный аксессуарный минерал — апатит.

3) Минетты — породы основного, реже среднего состава, порфировидные (клинопироксен 5–10 %), с редкими (1–5 %) выделениями оливина, обычно замещенного серпентином и карбонатом, с наличием биотита (до 5 %) и с биотит-калиево-полевошпатовой микрозернистой основной массой. Аксессуары — мелкие выделения магнетита и апатита.

4) Керсантиты — порфировидные породы среднего, реже основного состава, плагиоклаз-биотитовые, с пилотакситовой основной массой, состоящей на 60 % из лейст андезина, реже олигоклаза, в интерстициях между которыми развиты биотит, клинопироксен, реже волокнистая роговая обманка и хлорит. Из аксессуарев присутствуют сфен, апатит и магнетит.

**Минеральный состав пород.** Оливин в лампроитах (табл. IV.1) представлен ксенокристами и фенокристами. Первые отвечают зернам неправильной формы или их сросткам с резорбированными краями. Вторые имеют крупные овальные формы. Кроме того, в основной массе лампроитов присутствуют мелкие кристаллы оливина.

Таблица IV.1

Химический состав оливинов из лампроитов калымбаевского комплекса, по [Сурин, 1999]

№ ан.	1944/1062	1944/1069,7	1944/1149		1944/1067	
№ п/п	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	42,62	39,89	49,76	42,05	39,82	40,97
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,03
FeO	5,35	16,96	7,51	5,30	12,06	9,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	0,52	0,29
MgO	52,27	43,24	45,09	52,73	47,56	49,39
CaO	—	—	—	—	0,04	0,13
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,24	100,09	102,29	100,0	100,00	100,00

Примечание: 1, 4, 5 — ксенокристы, 3, 6 — фенокристы, 2 — микрокrist из основной массы. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ на микрозонде «Camebax».

Микрозондовые анализы выделенных разновидностей оливинов приведены в табл. IV.1. Они характеризуются высокой магнезиальностью (Fa<sub>5,4-18</sub> %). При этом ксеногенные и моногенные выделения не содержат алюминий, титан и кальций, свидетельствуя о принадлежности этих оливинов к высокobarическим ультрамафитам [Лазько и др., 1989]. В фенокристах оливинов (ан. 3, 5) отмечаются повышенные количества фаялитовой компоненты (8,5–12 %). В микрокристаллах оливина основной массы отмечается рост железистости (75,8 %) [Сурин, 1999].

Клинопироксен присутствует во всех разновидностях лампроитов калымбаевского комплекса (табл. IV.2.). Он образует вкрапленники и мелкие выделения в основной массе пород. Состав вкрапленников меняется от Ca<sub>40</sub>Mg<sub>53</sub>Fe<sub>30</sub> до высококальциевого диопсида Ca<sub>48</sub>Mg<sub>45</sub>Fe<sub>7</sub>. Вторая, более поздняя разновидность отличается увеличением железистости при относительно постоянной кальциевости, т.е. ранний низкожелезистый диопсид (Ca<sub>47</sub>Mg<sub>50</sub>Fe<sub>3</sub>) постепенно переходит в более железистый диопсид (Ca<sub>46</sub>Mg<sub>35</sub>Fe<sub>19</sub>). Наиболее магнезиальный клинопироксен ранней генерации отвечает высокохромистым разновидностям, в которых с уменьшением количества магния уменьшается количество хрома. В наиболее железистых пироксенах хром полностью исчезает. С увеличением железистости в клинопироксенах накапливается глинозем [Сурин, 1999].

Таблица IV.2

Химический состав клинопироксенов из лампроитов  
калымбаевского комплекса по [Сурин, 1999]

	Пр. 2	1944/1067	5685-1	1944/1149,6	1931/1030		1944/1075,5	5501/425		5501/450
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	53,37	54,31	50,86	53,77	52,87	53,12	52,96	46,23	48,01	53,23
TiO <sub>2</sub>	0,47	–	0,37	0,48	0,47	0,49	0,24	1,87	1,85	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	–	3,39	1,00	1,14	1,36	0,47	5,97	4,61	1,83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,38	0,72	–	–	1,45	–	–	0,92	1,56
FeO	4,21	0,89	5,63	2,45	–	2,95	–	11,65	11,00	4,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	2,75	–	1,65	4,68	0,64	3,95	–	–	–
MnO	0,12	–	0,16	–	–	–	0,41	0,21	0,23	–
MgO	16,10	18,25	15,70	17,17	17,63	16,76	17,79	11,80	12,41	18,8
CaO	24,04	23,06	22,45	22,99	21,88	22,80	22,83	21,85	21,62	19,99
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,34	0,30	0,48	1,17	0,41	1,05	0,38	–	–
K <sub>2</sub> O	0,01	–	0,03	–	–	–	–	–	0,119	–
Сумма	99,84	99,99	99,60	99,99	99,85	99,99	99,69	100,00	100,00	100,00

Примечание: 1–7 — лампроитоиды Куйбасовского участка, 8–10 — лампрофиры Нагайбакского участка. Анализы выполнены на микрозонде «Camebax» во ВСЕГЕИ.

В протолочках лампроитов Куйбасовского участка установлен эгирин-авгит следующего состава: авгит — 74,5 %, эгирин — 22 %, жадеит — 3,5 %. Он образуется при возрастании содержания натрия и фугитивности кислорода в расплаве [Джейкс и др., 1989; Сурин, 1999].

На примере Куйбасовского массива Т.Н. Сурин [1999] показал, что кристаллизация клинопироксенов в лампроитах здесь происходила при низком давлении и снижении температуры (1200–1120°C). При этом отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> постепенно увеличивается в клинопироксенах от 8,3 до 48, а давление изменяется от 2,3 до 0 кбар. Следовательно, сделан вывод, что лампроитовый расплав внедрялся непосредственно в верхние горизонты коры. В условиях Нагайбакской интрузии при интервале температур от 1150 °C до 1000°C давление, судя по величине отношений CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, составляло 4,5–10 кбар [Нестеренко, Арискин, 1993], что характеризует состав клинопироксенов, фракционирующих в гипабиссальном магматическом очаге.

Ортопироксен в лампроитах калымбаевского комплекса встречаются редко. Мелкие его зерна обнаружены в протолочках. Микрозондовым анализом установлен следующий его состав (масс. %): SiO<sub>2</sub> — 58,2, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,49, FeO — 0,99, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,8, MgO — 39,91, Na<sub>2</sub>O — 0,61, K<sub>2</sub>O — 0,83, Σ — 100 %. Пересчет на кристаллохимическую формулу [Сурин, 1999] показал, что отсутствие в парагенезисе с ортопироксеном пироба свидетельствует о высокой концентрации Fe<sup>3+</sup> и отвечает фации шпинелевой области глубинной кристаллизации [Добрецов и др., 1971]. Это подтверждается сосуществованием энстатита и хромшпинелидов [Сурин, 1999]. Характерна низкая глиноземистость и железистость энстатита. Давление, при котором происходит кристаллизация ортопироксена

щелочных основных пород, составляет менее 10 кбар, а при более высоких давлениях образуется высокоглиноземистый ортопироксен [Рингвуд, 1981]. Отсутствие кальция и низкая глиноземистость свидетельствуют о низкой температуре кристаллизации, которая составляет 800–900° [Lindsley, 1983]. Повышенное количество натрия и высокая степень железистости, по-видимому, отражает высокую щелочность среды [Добрецов и др., 1971].

Флогопит (табл. IV.3) представлен пластинчатыми вкрапленниками до 40 % объема пород. Флогопит бесцветный, светло-коричневый. По нему развивается хлорит, иногда замещающий его полностью. Количество MgO в этом минерале превышает 20 %. В основной массе микролиты сложены уже низкотитанистым биотитом (ан. 1). Наблюдается уменьшение содержания глинозема с ростом железистости слюд. При этом низкоглиноземистые флогопиты отсутствуют, а разновидности с содержанием глинозема 17 % (ан. 3), сопоставимы с флогопитами кимберлитов. Для слюд флогопит-биотитового ряда свойственна обратная зависимость в распределении титана и магния [Мальшинок, 1993], при этом во внутренних зонах, относительно внешних зон, уменьшается содержание магния и увеличивается количество титана. Подавляющее количество проанализированных слюд являются высокотитанистыми, за исключением одного случая (ан. 5), отвечающего титанистому флогопиту. Т.Н. Сурин [1999], изучивший флогопиты и биотиты калымбаевского комплекса и сопоставивший их с кимберлитами, лампроитами и экспериментальными данными, делает вывод о бесперспективности южноуральских лампроитов на наличие в них алмазов.

**Таблица IV.3**

Химический состав типовых слюд из лампроитов калымбаевского комплекса по [Сурин, 1999]

№ обр.	5685-1		1944/1149,6	1934/287	1931/1030	1950/925	обн. 14, карьер м-я М. Куйбас	
	о.м.	вкр.					з.ср.р.	край
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	36,29	39,93	37,04	41,18	39,22	36,50	39,69	38,87
TiO <sub>2</sub>	2,59	1,25	0,70	1,25	4,53	3,20	1,75	1,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,20	13,73	17,60	13,51	13,72	12,73	12,36	12,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	1,65	0,26	2,31	-	-	0,02	-
FeO	18,94	3,98	6,25	3,90	7,94	5,83	7,00	8,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	12,23	-	-
MnO	0,21	0,11	-	-	-	-	0,08	0,01
MgO	13,94	23,54	22,32	24,05	21,21	19,04	22,70	22,10
CaO	0,10	0,03	0,25	-	1,92	-	0,04	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,36	1,65	-	0,20	-	0,29	0,38
K <sub>2</sub> O	9,00	10,12	10,03	9,75	7,39	6,35	9,88	9,74
Сумма	92,65	94,70	96,09	95,95	96,55	95,88	93,88	93,79

*Примечание:* О.м. — микролит из основной массы, вкр. — вкрапленник, з.ср.р. — зерно среднего размера, край — край того же зерна. Анализы выполнены на микрозонде «Camebax» в ЦНИГРИ.

Хромшпинелиды (табл. IV.4) отмечаются в основной массе лампроитов и в виде включений в оливине и флогопите. По химическому составу среди шпинелидов различаются четыре группы: магнетиты, титаномagnetиты, высокомагнезиальные и низкомагнезиальные хромшпинелиды. Среди хромшпинелидов широко развиты высокохромистые, низкоглиноземистые, низкотитанистые и высокомагнезиальные разновидности. В единичных случаях отмечаются аномальные высокохромистые шпинелиды, которые свойственны и алмазоносным ассоциациям.

Таблица IV.4

Химический состав типовых хромшпинелидов из лампроитов калымбаевского комплекса по [Сурин, 1999]

	Карьер М.КубасПроба № 2											5501/ 431	5510/ 432,5	5501/ 438,3
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,27	0,48
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,23	0,32	0,33	0,34	0,47	0,56	0,56	0,64	0,76	0,77	0,50	0,56	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,04	7,97	9,50	9,27	8,79	7,71	7,60	9,66	10,39	6,93	9,63	17,41	11,84	18,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47,19	55,74	54,79	57,42	52,74	59,69	63,02	45,81	54,85	48,06	57,61	50,04	55,9	41,01
FeO	15,39	30,62	8,00	8,99	15,89	10,26	13,29	14,17	21,12	19,19	20,69	7,72	12,76	11,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,82	1,70	9,63	8,08	10,62	6,92	1,76	17,81	3,672	15,92	1,49	6,86	4,66	12,92
MnO	0,21	1,28	0,16	0,28	0,21	0,25	0,16	0,22	0,34	0,48	0,28	—	0,04	0,52
MgO	12,96	0,69	16,46	16,06	11,45	15,20	13,18	12,95	8,18	9,23	8,47	18,06	14,42	15,58
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	0,10
Сумма	99,47	98,06	97,90	99,73	98,98	99,80	99,41	99,42	98,84	98,99	98,81	100,00	100,00	100,00

Примечание: №№ 1–11 — Куйбасовский участок, №№ 12–14 — Нагайбакский участок. Анализы выполнены на микрозонде «Camebax»: № 1–11 — в ЦНИГРИ, № 12–14 — во ВСЕГЕИ.

Магнетиты и титаномagnetиты образуют зерна размером 0,2–0,3 мм и химические их составы приведены в табл. IV.5. Магнетиты (ан. 1, 2) характеризуются низкими содержаниями окиси титана. Среди титаномagnetитов наблюдаются и высокоглиноземистые разновидности (ан. 5, 6).

Ильмениты (табл. IV.6, ан. 1, 2) характеризуются повышенным содержанием MnO и почти полным отсутствием MgO. Сфен (ан. 1–3) образует мелкие зерна в основной массе с характерными для него низким содержанием железа и алюминия. Рутил обнаружен в протолочках из лампроитов Нагайбакского участка (табл. IV.6, ан. 1–3). В составе этого минерала отмечаются низкие концентрации микрокомпонентов, что не свойственно лампроитам, кристаллизовавшихся в глубинных условиях [Лампроиты, 1991].

**Таблица IV.5**

Химический состав типовых магнетитов и титаномагнетитов из лампроитов калымбаевского комплекса по [Сурин, 1999]

	1934/287		1934/1149,6		5501/425	5501/438,3
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	3,15	2,22	1,13	0,42	0,47	0,07
TiO <sub>2</sub>	1,51	0,48	6,58	5,81	6,48	7,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,68	0,58	0,48	3,60	6,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	—	—	—	0,11	0,24
FeO	31,82	29,23	32,02	33,39	38,31	37,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,46	65,11	57,01	58,04	55,51	49,80
MnO	—	—	0,93	0,77	0,05	0,75
MgO	1,12	1,62	0,61	0,30	0,97	1,92
CaO	—	—	—	0,21	—	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,57	0,66	1,13	0,38	—	—
K <sub>2</sub> O	0,26	—	—	0,19	0,06	0,04
Сумма	99,99	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00

*Примечание:* №№ 1–4 — лампроиты Куйбасовского участка, №№ 5–6 — лампрофиры Нагайбакского участка. Анализы выполнены на микрозонде «Camebax» во ВСЕГЕИ.

**Таблица IV.6**

Химические составы ильменитов, сфенов и рутилов в лампроитах калымбаевского комплекса по [Сурин, 1999]

	Ильмениты		Сфены			Рутилы		
№ п/п	1	2	1	2	3	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	—	0,17	30,22	29,90	29,55	0,130	0,21	0,08
TiO <sub>2</sub>	48,99	48,54	39,32	39,43	34,40	98,04	97,82	98,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,56	0,41	0,49	1,29	0,22	0,36	0,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,13	—	—	0,03	0,27	0,38	0,13
FeO	45,38	44,97	—	—	2,46	0,53	0,43	0,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1,15	1,61	—	—	—	—
MnO	4,92	4,96	—	—	—	—	—	—
MgO	—	0,44	—	—	0,06	0,37	0,57	0,24
CaO	0,003	—	28,68	28,38	27,47	0,04	0,05	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,23	—	—	—	0,34	0,18	0,15
K <sub>2</sub> O	0,13	—	—	—	—	0,04	—	0,02
Сумма	99,99	99,99	99,78	99,80	95,33	100,00	100,00	100,00

*Примечание:* Анализы выполнены во ВСЕГЕИ на микрозонде «Camebax».



Гранаты (табл. IV.7) обнаружены в составе тяжелой фракции протолочек. Они представлены тремя разновидностями [Сурин, 1999]: 1) альмандинами розового и оранжево-розового цвета; 2) гранатами оранжевого, оранжево-красного и бледно-желтого цвета с повышенным содержанием спессартитовой составляющей в слабоизмененных породах; 3) оранжевыми и зелеными гранатами, с повышенным содержанием кальциевого компонента в измененных породах. Химические составы гранатов приведены в табл. IV.7.

**Таблица IV. 7**

Химический состав типовых гранатов из лампроитов  
калымбаевского комплекса по [Сурин, 1999]

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	37,27	37,80	39,37	38,82	37,36	37,49	37,49	37,11	37,49	42,35
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,12	—	0,02	0,07	0,52	0,56	0,52	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,37	21,18	22,28	20,42	21,79	20,69	19,61	8,05	19,61	21,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	20,93	32,31	18,22	30,28	33,87	18,62	11,46	17,47	11,46	8,43
MgO	0,61	—	—	3,01	4,28	0,17	0,05	0,09	0,05	19,63
MnO	9,72	1,83	0,32	0,84	0,93	21,55	5,90	0,61	5,90	0,55
CaO	9,22	1,83	11,46	6,34	1,61	0,68	24,33	33,16	24,33	5,05
Na <sub>2</sub> O	—	2,88	—	0,21	—	—	—	0,01	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,05	—	—	0,03	0,0	0,03	0,00	0,03	2,62
Сумма	99,16	99,94	99,70	100,00	99,89	99,27	99,89	97,08	99,89	99,92

Примечание: 1–10 — Куйбасовский участок. Анализы выполнены на микрозонде «Camebax» в ЦНИГРИ.

Среди них по химическому составу выделяются: 1) безмагниевые гроссуляр-альмандины (ан. 1, 2, 3), в которых гроссулярная составляющая колеблется от 10 до 44 %; 2) альмандины с пироповым (12–19 %) и гроссуляровым (12–19 %) миналами (ан. 4, 5); 3) альмандины с незначительной примесью пиропового компонента (14–17 %) (ан. 6); 4) безмагниевые чистые альмандины с небольшим содержанием кальция (ан. 7); 5) альмандины с переменным количеством пиропового (11–30 %), спессартитового (5–26 %) и гроссулярового (3–15 %) компонентов, т.е. типичные пиральспиты. Ко второй группе относятся также железо-марганцевые альмандин-спессартиты (ан. 8). В третьей группе выделяются низкоглиноземистые гроссуляр-андрадиты (ан. 9) и альмандин-гроссуляры (ан. 10). Рассматриваемые гранаты в целом не принадлежат пироповой серии, поскольку в них количество пиропы не превышает 20 % [Сурин, 1999]. Низкая магнезиальность и высокая железистость, а также исключительное разнообразие гранатов по составу, по-видимому, исключают их магматическое проис-

хождение. Это по аналогии с нижнекаменноугольными вулканитами свидетельствует о ксеногенной природе и объясняется коровой контаминацией [Порошин, 1988].

Санидин в породах калымбаевского комплекса представлен двумя разновидностями. Первая образует полные псевдоморфозы по лейциту, количество последних достигает 25–30 % [Лукьянова и др., 1992]. Вторая разновидность фиксируется в основной массе диопсид-санидин-флогопитовых лампроитов, образующая ксеноморфные таблички с многочисленными пойкилитовыми вростками полевого шпата. Принадлежность полевого шпата к санидину подтверждена рентгеноструктурным анализом [Лукьянова и др., 1992]. Химический состав санидинов приведен в табл. IV.8. Особенностью санидинов является повышенное содержание в них железа. Кроме того, в них отмечается повышенное содержание СаО при невысокой натриевости ( $\text{Na}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  составляет 0,87–0,97), количество альбитовой компоненты варьирует в диапазоне 2,2–18,6.

**Таблица IV.8**

Химический состав типовых санидинов из лампроитов калымбаевского комплекса по [Сурин, 1999]

№ пробы	1931/1030	1934/287	1944/1149,6	1944/1149,6		обн.14
№п/п	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	64,25	63,00	64,10	63,19	64,47	63,40
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,42	—	0,51	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,12	18,18	17,18	18,23	17,85	17,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	—	1,78	0,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	1,20	2,15	1,74	0,09	—
MnO	—	0,21	—	—	—	—
MgO	0,67	0,53	0,28	0,65	—	0,03
CaO	0,64	0,69	—	0,27	—	—
Na <sub>2</sub> O	3,14	0,48	1,68	1,55	2,00	0,79
K <sub>2</sub> O	12,07	15,52	14,16	14,13	13,30	15,45
Сумма	99,46	99,78	99,97	99,77	100,01	97,44

*Примечание:* анализы выполнены во ВСЕГЕИ (№№ 1–5) и ЦНИГРИ (№ 6) на микрозонде «Camebax».

Амфиболы постоянно присутствуют в породах калымбаевского комплекса. Выделяются несколько разновидностей, среди которых различаются бесцветные удлиненные кристаллы и переходящие в окрашенные до зеленоватого цвета. По микрозондовым анализам (табл. IV.9) установлено пять разновидностей амфиболов. Куммингтонит (ан. 1) замещает ортопироксены и является редким минералом. Калийсодержащая роговая обманка — самая

ранняя по времени кристаллизации, она содержит наибольшее количество титана и алюминия. Встречается она в наименее измененных породах. Щелочная разновидность «роговообманково-керсутитового ряда», в отличие от собственно керсутита, пересыщена кальцием и натрием (ан. 3). Присутствует также более поздняя генерация амфибола, представленного бескальциевым рихтеритом (ан. 4) с высоким содержанием натрия. В сильно измененных лампроитах известны крупные выделения арфведсонита с наиболее высоким содержанием натрия (ан. 5).

**Таблица IV.9**

Химический состав типовых амфиболов из лампроитов калымбаевского комплекса по [Сурин, 1999]

	1934/287	1944/1149,6		5501/425	5501/438,3
№ п/п	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	57,82	40,0	48,70	51,30	50,59
TiO <sub>2</sub>	0,04	4,03	3,48	2,97	2,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	12,98	0,36	0,68	10,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	—	—	—	0,15
FeO	11,66	10,25	19,29	19,99	13,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	2,98	11,53
MnO	0,45	1,18	0,60	0,64	—
MgO	28,95	17,19	6,00	2,99	3,08
CaO	0,60	11,98	15,02	6,82	2,70
Na <sub>2</sub> O	—	2,4	4,87	9,69	12,43
K <sub>2</sub> O	—	0,98	—	0,15	0,15
Сумма	100,00	100,00	98,63	98,04	98,01

Примечание: №№ 1–4 — лампроиты Куйбасовского участка, № 5 — лампрофиры Нагайбакского участка. Анализы выполнены на микрозонде «Camebax» во ВСЕГЕИ.

**Химический состав пород калымбаевского комплекса.** Лампрофиры калымбаевского комплекса по соотношению суммы щелочей и количеству кремнезема отвечают субщелочным породам, а лампроитоиды занимают пограничную область между субщелочными и щелочными породами (табл. IV.10). Щелочность лампроитов калиевая, а лампрофиры в крайних членах ряда — натриевые и калий-натриевые. Лампрофиры отличаются более высокой глиноземистостью, чем лампроиты, хотя те и другие низкоглиноземистые (Al# 0,32–0,45). Лампроитам свойственна также высокая магнезиальность и повышенное содержание фосфора, их известковистость умеренная. Количество титана относительно невысокое. Общая железистость пород варьирует в широких пределах, но в целом она умеренная, что является отличительной чертой лампроитовой серии пород.

**Таблица IV.10**

Средний химический состав лампроитов калымбаевского комплекса

	1	2	3	4	5	6	24-2016	23-2016	25-2016
SiO <sub>2</sub>	42,02	47,81	52,69	42,81	48,76	53,59	51,0	47,69	48,52
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,11	1,01	0,88	1,08	1,04	1,00	0,87	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,8	9,94	10,42	16,39	11,99	12,53	12,0	13,65	16,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,34	3,86	3,94	1,65	2,57	2,74	2,62	7,96	8,56
FeO	4,21	5,24	4,43	10,03	6,49	5,41	3,23	3,80	3,20
MnO	0,13	0,13	0,11	0,28	0,18	0,15	0,10	0,15	0,18
MgO	20,57	16,24	10,99	15,71	13,58	9,99	9,00	12,70	6,63
CaO	11,12	9,43	7,55	9,91	11,05	7,97	11,36	7,85	7,27
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,68	1,26	1,32	1,75	2,99	2,00	1,60	2,35
K <sub>2</sub> O	4,00	3,95	5,98	0,69	1,49	2,47	1,80	1,38	2,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,31	1,59	1,62	0,31	1,04	1,10	0,56	0,48	0,56

*Примечание:* 1–3, 24-2016, 25-2016 — лампроитоиды: 1 — ультраосновного состава (<44 % SiO<sub>2</sub>), 2 — основного состава (44–52 % SiO<sub>2</sub>), 3 — среднего состава (>52 % SiO<sub>2</sub>); 4–6, 23-2016 — лампрофиты: 4 — ультраосновного состава (<44 % SiO<sub>2</sub>), 5 — основного состава (44–52 % SiO<sub>2</sub>), 6 — среднего состава (>52 % SiO<sub>2</sub>); 1–6 — [Сурин, 1997], 23-2016-25-2016 — авторские данные.

Рассматриваемый комплекс (табл. IV.11, рис. IV.1А) характеризуется также высокими содержаниями редких щелочей (Li, Rb, Cs) и крупноионных литофилов (Ba, Sr, U, Th), повышенным количеством высокочargedных (Ta, Nb, Hf, Zr, V, Y), РЗЭ и минимумом сидерофильных (Cr, Ni, Co, Sc) элементов.

**Таблица IV.11**

Микроэлементы в лампроитоидах калымбаевского комплекса

	1	2	3	4	5	24-2016	23-2016	25-2016
Li	–	–	–	32,80	24,50	0,04	15,28	13,86
Be	–	–	–	–	–	1,35	1,77	1,71
Sc	19,50	13,80	20,30	18,00	13,00	20,35	22,79	16,84
V	–	–	–	143,00	140,00	155,23	4899,94	5832,05
Cr	945,00	819,0	712,0	710,00	640,00	310,62	320,06	88,50
Co	55,50	55,10	40,0	40,30	28,50	31,91	32,52	22,39
Ni	635,0	347,0	<100	356,00	385,00	183,56	163,41	36,72
Cu	–	13,0	–	98,00	125,00	46,51	79,36	51,84
Zn	–	66,0	–	223,00	195,00	61,92	65,08	92,55
Rb	140,0	102,0	111,0	18,00	59,00	20,94	35,65	89,73
Ga	–	–	–	11,50	13,00	15,81	15,47	18,20
Sr	806,50	1120,0	1431,0	636,00	595,0	498,46	527,62	712,48

	1	2	3	4	5	24-2016	23-2016	25-2016
Y	22,50	24,50	27,10	13,20	16,50	13,24	15,48	17,75
Zr	239,50	275,50	345,30	130,0	135,00	124,82	138,78	149,96
Nb	16,60	11,30	10,50	15,30	14,00	6,73	7,05	7,26
Cs	5,00	3,40	4,10	—	—	0,45	0,74	3,07
Ba	1650,0	3600,0	8775,0	3083,0	510,0	205,77	253,92	1037,68
La	1,06	0,45	0,38	—	—	13,97	14,75	12,45
Ce	0,7	1,1	1,26	—	—	30,71	32,74	30,02
Pr	—	—	—	—	—	3,78	3,99	3,75
Nd	—	—	—	—	—	14,65	16,71	15,71
Sm	—	—	—	—	—	3,09	3,61	3,31
Eu	—	—	—	—	—	0,96	1,15	1,16
Gd	—	—	—	—	—	2,83	3,22	3,15
Tb	—	—	—	—	—	0,40	0,47	0,48
Dy	—	—	—	—	0,5	2,21	2,40	2,60
Ho	—	—	—	—	—	0,45	0,51	0,57
Er	—	—	—	—	—	1,13	1,26	1,43
Tm	—	—	—	—	—	0,17	0,19	0,23
Yb	—	—	—	—	—	1,02	1,12	1,29
Lu	—	—	—	—	—	0,16	0,18	0,21
Hf	4,50	6,20	6,60	—	—	3,34	3,09	2,93
Ta	1,20	0,40	0,60	0,60	0,60	0,36	0,31	0,32
W	—	—	—	—	—	1,32	1,57	1,16
Pb	21,10	44,00	—	28,00	14,50	6,10	3,97	14,70
Sn	—	—	—	2,90	4,10	1,47	—	—
Th	9,30	10,80	18,70	12,50	16,50	1,65	2,42	3,08
U	4,90	3,70	6,40	5,70	8,00	2,22	1,66	2,21
N	2	20	6	16	9	—	—	—

Примечание: 1-3, 23-2016, 24-2016, 25-2016 — лампроитоиды: 1 — ультраосновного состава (<44 % SiO<sub>2</sub>), 2 — основного состава (44–52 % SiO<sub>2</sub>), 3 — среднего состава (>52 % SiO<sub>2</sub>); 5, 6, 23-2016 — лампрофиры, N — количество анализов; 1–5 — [Сурин, 1997], 23-2016-25-2016 — авторские данные.

По соотношениям скандия, ниобия и иттрия калымбаевский комплекс заметно отличается от типичных внутриплитных образований, включая и алмазоносные лампроиты Австралии, сравнительно более низкими содержаниями этих элементов. По этим показателям они близки к магматитам коллизионной области Юго-Востока Испании [Сурин, 1999]. Состав РЗЭ в породах комплекса дифференцирован, с существенным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. При этом La/Yb отношения для лампроитоидов и лампрофиров близки и соответственно составляют 18–33 и 13–57. В алмазоносных платформенных лампроитах La/Yb отношение значительно выше (63–147).

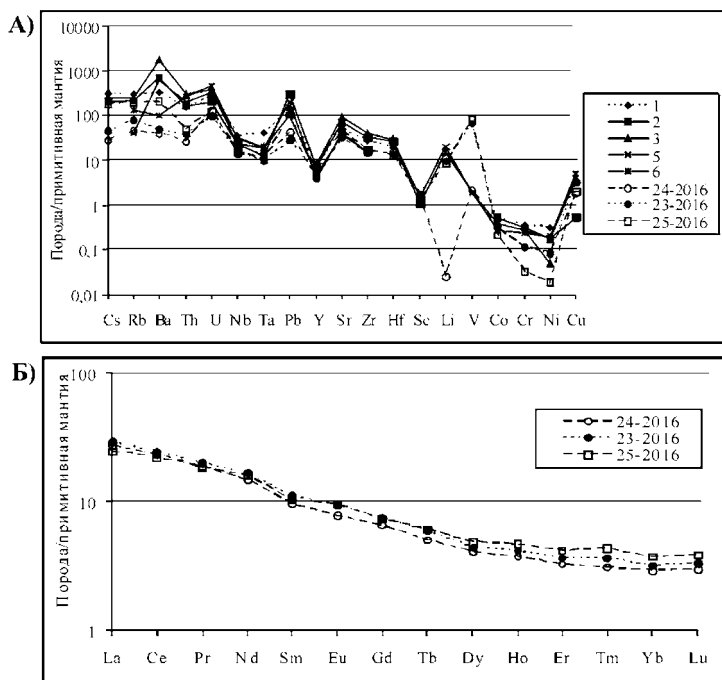
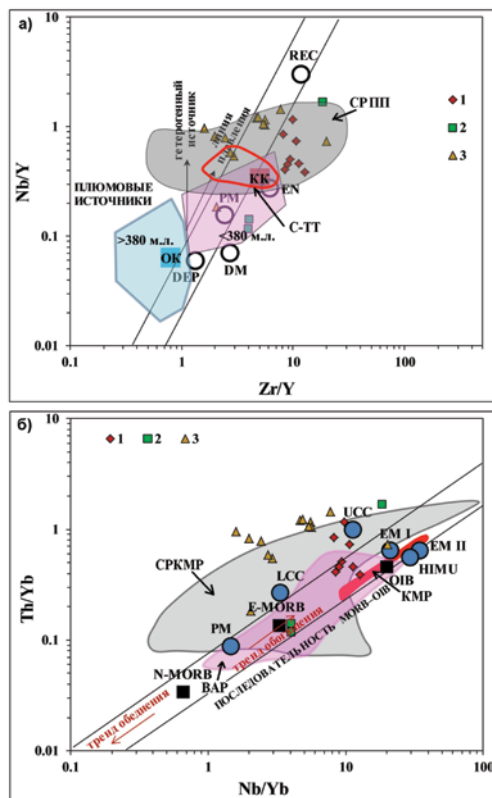


Рис. IV.1. Распределение микроэлементов в лампроитоидах калымбаевского комплекса: А) редкие и рассеянные, Б) редкоземельные элементы.

Вместе с тем диаграмма Nb/Y–Zr/Y (рис. IV.2), показывает, что калымбаевский комплекс по составу близок к породам среднерифейского плюма, расплав которого внедрился в докембрийскую литосферу западного склона Ю. Урала (в Башкирском мегантиклинории), где была образована крупная изверженная провинция [Холоднов и др., 2017]. Наиболее высокая доля плюмового вещества ( $Nb/Y=0,73$ ) характерна для лампроитов ультраосновного состава ( $<44\% \text{ SiO}_2$ ). Затем она последовательно снижается к лампроитам ( $Nb/Y=0,46$ ) основного состава ( $44\text{--}52\% \text{ SiO}_2$ ) и среднего состава ( $>52\% \text{ SiO}_2$ ) — ( $Nb/Y=0,39$ ), соответственно отражая увеличение кремнекислой компоненты во внутриплитном расплаве (рис. IV.2). Лампрофиры близки к лампроитам по диапазону значений ( $Nb/Y=0,41\text{--}1,16$ ), отличаясь от них несколько более низкими значениями Zr/Y отношения (соответственно, 8,2–9,4. против 10,6–12,7).

По современным представлениям лампроитовая магма формируется в условиях внутриплитного режима (рис. IV.2) в результате частичного плавления обогащенного мантийного субстрата, представленного флогопитсодержащими гарцбургитами или лерцолитами, в восстановительных (буфер углерод–вода) условиях, с участием флюида, обогащенного водой [Mithell, Bergman, 1991]. Согласно сохранившимся в породах высокомагнезиальным оливинам и высокохромистым шпинелям реститовой природы, генерация первичного расплава происходила в условиях шпинелевой фации глубинности, при сле-



**Рис. IV.2.** Диаграммы  $Zr/Y$ – $Nb/Y$  (а) и  $Nb/Yb$ – $Th/Yb$  (б) для позднекаменноугольных магматических образований Магнитогорской зоны: 1 — калымбаевский комплекс, 2 — желтинский комплекс, 3 — гумбейский комплекс.

СР ПП — среднерифейская крупная изверженная провинция, западный склон Южный Урал; ВАР — Восточно-Африканский рифт; КМР — Красноморский рифт; СРКМР — среднерифейский кувавшко-машакский рифт; С-ТТ — красный овал, Сара-Тюбинская толща; (КК) и (ОК) — габброиды Урала старше 380 млн. лет и моложе 380 млн. лет.

OIB — компонент базальтов океанических островов; N-MORB — компонент нормальных срединно-океанических базальтов; E-MORB, EN — обогащенный компонент срединно-океанических базальтов; REC — рециклированный мантийный компонент;

PM — компонент примитивной мантии; DM — слабо деплетированный мантийный компонент; DEP — глубоко деплетированный мантийный компонент; ВКК — верхняя континентальная кора; НКК — нижняя континентальная кора.

дующих параметрах:  $P$  20–25 кбар,  $T$  1350–1400°C. Наличие высокоглиноземистого моноклинного пироксена в лампроитах Магнитогорской зоны свидетельствует о том, что температура расплава была ниже 1300 °C. Находки в них самородного серебра, теллуридов железа, а также муассанита и железистого армоколита [Сурин, 1999], свидетельствуют о менее восстановительной среде, чем при образовании лампроитов Австралии. Сравнительно умеренные содержания высокочargedных элементов (Ti, Zr, Nb, Ta, Hf) являются показателями более значительной роли воды в петрогенезисе [Богатиков и др., 1985].

Все это характерно для магм астеносферного плюма с повышенной ролью воды в составе флюидной фазы [Шарыгин, 1997].

**Данные изотопного датирования пород.** По серии проб лампроитов Александринского рудного района, Б.В. Беляцким получена (Rb-Sr методом) возрастная изохрона с параметрами  $T\ 308 \pm 15$  млн. лет, СКВО — 1,76,  $J_{Sr}\ 0,7046 \pm 1$ . К-Аг датировки этих пород по вкрапленникам флогопита [Прибавкин, 1997, Прибавкин и др., 2006] отвечают возрастному значению  $303,7 \pm 3,8$  млн. лет (это верхи среднего–верхний карбон).

Наряду с породами калымбаевского комплекса в Магнитогорской зоне подобные им лампрофиры и лампроиты известны и в других зонах восточного склона Южного Урала. В Восточно-Уральской зоне они представлены диатремами и дайками лампроитов с возрастной датировкой  $308,7 \pm 3,8$  млн. лет, секущих известняки (Карьер Шеино, южнее г. Челябинск), а в Зауральской зоне — дайками оливин-пироксен-флогопитовых лампроитов с возрастной датировкой  $308,7 \pm 3,8$  млн. лет, прорывающих тоналиты Нижнесахарского массива (пос. Скалистый). Известны также изотопные датирования лампроитов Rb-Sr и К-Аг методами с возрастными значениями 138 млн. лет и 240 млн. лет [Лукьянова и др., 1992; Краснобаев и др., 1993; Горожанин, 1995], которые скорее всего недостоверны.

## IV.2. Габбро-гранит-порфировая (ультракалиевая) ассоциация даек

Эта ультракалиевая ассоциация даек охарактеризована на примере **желтинского комплекса**, выделенного В.М. Мосейчуком [1990ф] и условно датированного поздним карбоном–пермью. Этот комплекс объединяет дайки долеритов и габбро-порфиритов с повышенной щелочностью (ранняя фаза) и ультракалиевые гранит-порфиры и микрограниты (последующая фаза). Здесь выделяется несколько разновидностей габброидов. Дайки габбро-порфиритов характеризуются крупными (4–7 мм) выделениями широкотаблитчатого плагиоклаза, содержание которого составляет 20–40 % объема пород. Дайки этого типа получили развитие в западной части Магнитогорского поднятия. Одна из этих даек протяженностью в 1 км находится северо-восточнее бывшего пос. Экспедиционный и имеет субмеридиональное простирание. Она прослежена на 750 м при мощности 20–50 м. В этой дайке хорошо проявлена зона закалки. Основная масса в дайке тонкозернистая, пилотакситовая, в интерстициях плагиоклаза расположены микролиты пироксена. Габброиды другой разновидности имеют миндалекаменную текстуру. Такие единичные дайки встречены в граносиенитах мосовского типа, а одна из них вскрыта скважиной № 90 (инт. 35–38,7 м), где она пересекает дайку кварцевых сиенит-порфиритов железнодорожного комплекса. Простирания этих даек северо-западные, падение почти вертикальное. Мощность даек от 10–30 см до 2–4 м. Третья разновидность даек представлена микродолеритами



и базальтовыми порфиритами. Они известны и в Магнитогорском поднятии. Дайки этих пород пересекают все охарактеризованные выше гранитоиды и габброиды магнитогорской серии, включая гранит-порфиры железно-дорожного комплекса. Контакты даек четкие, также с видимой зоной закалки. Простираение даек разное, но преобладают северо-восточное и северо-западное направления. Падения даек крутые ( $60-90^\circ$ ), мощность от 10 см до 2–3 м. Крупные вкрапленники плагиоклаза и миндалины здесь отсутствуют, но мелкие выделения плагиоклаза и титан-авгита типичны для долеритов этой группы. Все базиты желтинского комплекса слабо изменены. Можно отметить небольшую их карбонатизацию и незначительную серицитизацию и соссюритизацию. Плагиоклаз в основном чистый и прозрачный; пироксен также довольно слабо изменен, хотя участками амфиболизирован.

Породы второй фазы представлены дайками и одним небольшим дайкообразным телом умереннощелочных гранит-порфиров. Контакты даек четкие, с большим количеством апофиз. Мощность их варьирует от 10 см до 10–15 м, падение крутое. Одно из тел гранитоидов этого комплекса расположено в 2 км юго-западнее ст. Куйбас (скв. 1748), а другое в районе железорудного месторождения «Малый Куйбас». Самая крупная интрузивная залежь этого комплекса размером  $800 \times 60$  м расположена на г. Железнодорожной. Северо-восточная ее часть прорывает кварцевые монциты Московского массива, а юго-западная находится в южном контакте последнего и тела г. Железнодорожной, сложенного кварцевыми монцититами, кварцевыми сиенитами железнодорожного комплекса. Гранит-порфиры и микрограниты этой фазы розовые, серовато-розовые породы. Порфировые выделения представлены редкими зернами плагиоклаза и кварца. В основной массе присутствует калиевый полевой шпат.

**По химическому составу** (табл. IV.12) породы желтинского комплекса отвечают субщелочным разновидностям с нормативным нефелином. При этом долериты являются калий-натриевыми и калиевыми, а граниты ультракалиевыми с пониженным содержанием глинозема. Глиноземистость ( $Al\#$ ) долеритов характеризуется широким диапазоном вариаций (0,6–1,6), коэффициент железистости ( $Fe\#$ ) — 0,7–0,77. В породах ранней фазы отмечается высокое содержание  $TiO_2$  (до 2,5 мас. %).

Геохимические характеристики пород желтинского комплекса приведены в табл. IV.13.

Отмечается обогащенность долеритов Rb, Ba и U, а ультракалиевых гранитов — Cs, Rb, Ba, U, Pb и Sr. Те и другие породы содержат в умеренноповышенных количествах высоkozарядные компоненты (Nb, Ta, Zr, Hf). В долеритах в минимуме отмечаются Y, Sc и V, а элементы группы железа (Co, Cr, Ni) во всех разновидностях пород образуют глубокий минимум (рис. IV.3).

Спектры РЗЭ в долеритах количественно (по соотношению легких и тяжелых лантаноидов) довольно выдержаны. Отношение  $La/Yb$  в долеритах составляет 0,7, а в гранитах 5,1. Сумма РЗЭ составляет в первых 49,8 г/т, в гранитах она существенно ниже — 16,06 г/т. В гранитах выделяется положительная Eu аномалия, в долеритах она выражена очень слабо.

**Таблица IV.12**

Химические составы пород желтинского комплекса

	14-2283	14-2284	14-2285
<b>SiO<sub>2</sub></b>	71,28	52,35	51,21
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,23	2,5	1,2
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,77	12,93	17,2
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,01	5,53	1,88
<b>FeO</b>	1,15	8,31	6,24
<b>MnO</b>	0,05	0,14	0,44
<b>MgO</b>	0,39	3,76	3,57
<b>CaO</b>	1,26	6,31	5,82
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,64	4	4
<b>K<sub>2</sub>O</b>	7,96	2	4,16
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0	—	0,35
<b>ппп</b>	2,5	1,28	2,88
<b>Сумма</b>	99,24	99,11	98,95

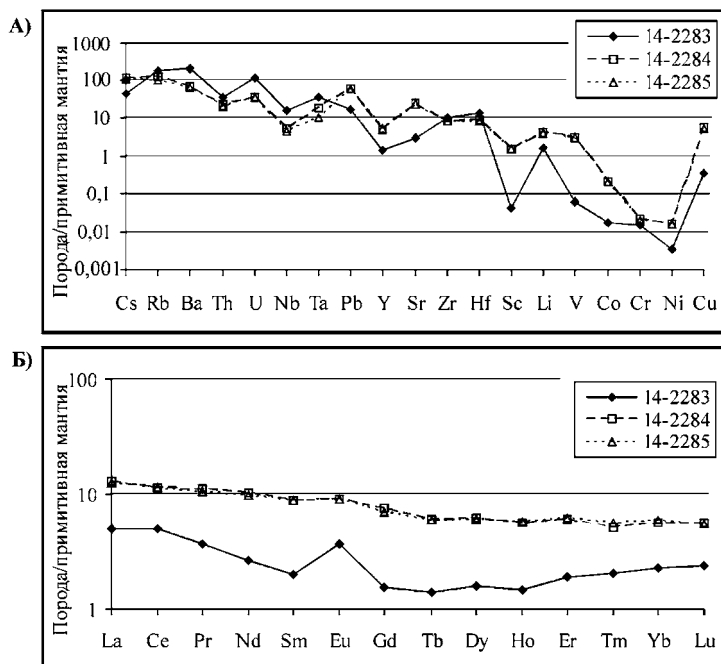
*Примечание:* 14-2283 — гранит-порфир; 14-2284, 14-2285 — долериты.

**Таблица IV.13**

Микроэлементы в породах желтинского комплекса

	14-2283	14-2284	14-2285		14-2283	14-2284	14-2285
<b>Li</b>	2,539	6,801	6,684	<b>La</b>	2,488	6,577	6,431
<b>Be</b>	1,103	0,716	0,761	<b>Ce</b>	6,664	15,220	15,376
<b>Sc</b>	0,550	19,372	18,759	<b>Pr</b>	0,736	2,221	2,156
<b>Ti</b>	640,346	4734,898	4693,644	<b>Nd</b>	2,632	10,072	9,744
<b>V</b>	4,500	229,268	225,807	<b>Sm</b>	0,643	2,863	2,871
<b>Cr</b>	38,628	54,509	53,110	<b>Eu</b>	0,451	1,123	1,125
<b>Co</b>	1,797	22,299	22,463	<b>Gd</b>	0,662	3,275	3,043
<b>Ni</b>	6,514	30,600	30,739	<b>Tb</b>	0,111	0,479	0,474
<b>Cu</b>	8,869	135,472	132,059	<b>Dy</b>	0,857	3,306	3,217
<b>Zn</b>	8,502	54,621	55,159	<b>Ho</b>	0,175	0,681	0,702
<b>Ga</b>	10,308	14,812	15,147	<b>Er</b>	0,644	2,090	2,140
<b>Ge</b>	0,687	1,147	1,183	<b>Tm</b>	0,109	0,270	0,302
<b>Rb</b>	80,247	58,863	47,109	<b>Yb</b>	0,786	1,936	2,039
<b>Sr</b>	47,947	365,422	367,542	<b>Lu</b>	0,127	0,298	0,295
<b>Y</b>	4,634	16,601	16,823	<b>Hf</b>	3,074	1,925	1,810
<b>Zr</b>	85,173	66,855	67,526	<b>Ta</b>	1,091	0,575	0,316
<b>Nb</b>	7,730	2,341	1,967	<b>Pb</b>	2,573	8,439	8,285
<b>Mo</b>	0,568	1,087	1,030	<b>Th</b>	2,163	1,338	1,301
<b>Cs</b>	0,698	1,884	1,777	<b>U</b>	1,998	0,620	0,590
<b>Ba</b>	1026,637	347,857	322,023				

*Примечание:* 14-2283 — гранит-порфир; 14-2284, 14-2285 — долериты.



**Рис. IV.3.** Спайдерграмма пород желтинского комплекса: А) редкие и рассеянные, Б) редкоземельные элементы. См. примечание к табл. IV.12.

Соотношения Nb/Y и Zr/Y в породах желтинского комплекса свидетельствуют (рис. IV.2), что долериты по этим соотношениям микроэлементов существенно отличаются от более поздних гранит-порфиров. Для первых Nb/Y=0,12–0,14, для гранит-порфиров — 1,67, Zr/Y, соответственно, 4,0 для первых и 18,5 — для вторых. Сопоставление с другими дайковыми ассоциациями Магнитогорской зоны показывает, что наиболее близким аналогом по составу микроэлементов для долеритов желтинского комплекса являются сиенито-диориты и диорит-порфиры железнодородженского комплекса. Здесь также отношения Nb/Y и Zr/Y имеют, в целом, минимальные значения (соответственно 0,22 и 5,7). Пространственно дайковые образования желтинского и железнодородженского комплексов часто сближены и в некоторых случаях первые из них рассекают вторые. Это наблюдается, например, в скв. № 90 (инт. 35,0–38,7 м), где одна из даек желтинского комплекса рассекает дайку кварцевых сиенит-порфиров железнодородженского комплекса. Возможно, это свидетельствует о том, что магматические источники для этих двух разновозрастных комплексов имели близкий состав. Гранит-порфиры желтинского комплекса по составу и соотношению высокозарядных редких элементов Nb, Zr, Y и другим очень близки к гранит-порфирам балбукского и петропавловского комплексов, для которых весьма вероятна связь с исходными, обогащенными плюмовым веществом расплавами.

### IV.3. Позднекаменноугольный гранитный магматизм

Ахуновский, Карагайский и Уйскоборский массивы представляют собой ассоциацию поздних гранитных интрузивов (батолитов), совмещенных пространственно с предшествовавшим по времени Петропавловским габбро-гранитоидным массивом. По изотопным данным время его формирования датируется возрастом 347 млн. лет (начало карбона). Этот возрастной период отвечает переходной эпохе тектогенеза, этапу смены островодужной геодинамической обстановки на окраинно-континентальную.

Формирование Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского гранитных массивов, по данным изотопных исследований, соответствует уже значительно более позднему этапу (поздний карбон). Они датируются следующим возрастным диапазоном: 304–306,8 млн. лет, в том числе (Уйский Бор — 304±4,8 млн. лет  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — 0,70404,  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  — 1,52,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  — 0,512753,  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  = 5,76, Карагайский Бор — 304±4,8 млн. лет  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — 0,70411,  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  — 1,52,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  — 0,512712,  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  — 4,38, Ахуновский — 306±1,8 млн. лет  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$  — 0,70414,  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  — 0,05,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  — 0,512633,  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  — 3,44 [Богатов, Костицын, 1999 и др.]. Надо отметить, что также есть изотопные данные по Ахуновскому гранитному плутону с возрастным датированием циркона 360 млн. лет [Bea et al., 2005]. Учитывая, что Петропавловский гранитный массив (см. раздел I.5) пространственно образует единый ареал гранитоидного магматизма с названными выше мантийно-коровыми гранитоидными батолитами [Холоднов др., 2009], правомерно объединить их в единый Ахуново-Петропавловский центр длительной магматической активности (ЦДМА), формировавшийся с  $\text{D}_3$  по  $\text{C}_3$  в условиях меняющейся геодинамики.

В данном разделе рассматриваются минеральный и химический состав Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов. Строго говоря, нет достаточно веских оснований считать Ахуновский и Карагайский массивы самостоятельными интрузивными телами и их вполне можно объединить в единый Ахуново-Карагайский плутон (батолит). Аргументация для такого объединения дана в [Холоднов и др., 2017].

В том и другом массивах наиболее распространенными породами являются гранитоиды. Это биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, нередко гнейсовидные, от средне- и крупнозернистых до мелкозернистых, часто порфириовидных, участками катаклазированных. Они содержат калиевый полевой шпат около 20 % и кварц до 30 %. В порфириовых выделениях присутствуют таблитчатый плагиоклаз, нередко зональный, калишпат решетчатый, иногда пертитизированный, кварц и крупночешуйчатый биотит. В основной массе — полевой шпат и кварц. Появляется мирмекит. Аксессуары — эпидот, сфен, апатит, рудный минерал. Биотит замещен хлоритом и мусковитом, есть игольчатый рутил. Дайки гранит-порфиров простираются на юго-запад (ЮЗ 220–260°).

Уйскоборский массив сложен среднезернистыми адамеллитами с аллотриоморфнозернистой структурой. В составе пород присутствуют зональ-

ный плагиоклаз, ортоклаз-пертит, кварц (20 %), амфибол, биотит до 10 %, из аксессуаров сравнительно крупный сфен, апатит, циркон, встречается магнетит. Жильные образования представлены прожилками аплита и многочисленными дайками гранит-порфиров. Гранит-порфиры — мелко-среднезернистые породы с мирмецитом, среди вкрапленников отмечаются кварц и биотит. В лейкократовой основной массе присутствуют полевой шпат, кварц, биотит, мусковит, рудный минерал, ортит и эпидот. Калишпат отвечает микроклину, с тонкими пертитами распада.

**Минеральный состав пород. Ахуновский массив.** Плагиоклаз в гранодиорите здесь варьирует по составу от  $An_{40}$  до  $An_{15}$ . Наиболее основной плагиоклаз образует крупные сложозональные порфировидные кристаллы. В центральной части таких кристаллов выделяются зоны с наиболее основным составом плагиоклаза ( $CaO$  8,20 %;  $Al_2O_3$  25,8–26,0;  $SiO_2$  57,8–58,10;  $Na_2O$  6,8–7,0;  $K_2O$  0,17;  $SrO$  0,10–0,13 мас. %), который чередуется с плагиоклазами промежуточного состава ( $CaO$  5,4–7,9;  $Al_2O_3$  23–25,5;  $SiO_2$  58,6–61,5;  $Na_2O$  7–8,3;  $K_2O$  0,1–0,2;  $SrO$  0,1 мас. %). В краевой части порфировидные кристаллы обрастают каймой кислого плагиоклаза ( $CaO$  4,23;  $Al_2O_3$  22,9;  $SiO_2$  63;  $Na_2O$  9,11;  $K_2O$  0,1–0,2 мас. %). При этом отмечается снижение содержаний  $SrO$  от 0,1–0,13 мас. % в центральных зонах до 0,01 мас. % в краевой кайме. В центре таких зональных кристаллов встречаются мелкие включения ильменита ( $TiO_2$  62,3;  $FeO$  34,2;  $MnO$  0,04 мас. %) и эпидота ( $SiO_2$  37,95;  $Al_2O_3$  27,0;  $FeO$  7,8;  $CaO$  23,6;  $MnO$  0,15 мас. %), по составу близкий к магматическим эпидотам в породах ГТГГ типа [Смирнов, Зинькова, 1993]. Наряду с крупным зональным плагиоклазом в парагенезисе с амфиболом и одной из разновидностей биотита встречаются крупные однородные зерна плагиоклаза ( $An_{15-20}$ ) следующего состава (масс. %):  $CaO$  3–3,8;  $SiO_2$  63,6–63,9;  $Al_2O_3$  21,5–22,3;  $Na_2O$  9,5;  $K_2O$  0,10;  $SrO$  0. Это, по видимому, одна из наиболее поздних его генераций.

По соотношению  $CaO/K_2O$  плагиоклазы Ахуновского массива заметно отличаются (рис. I.19) от бедных калием плагиоклазов (до 0,1 мас. %  $K_2O$ ) в граносиените и кварцевом диорите Петропавловского массива и от наиболее богатых калием (0,15–0,5 мас. %  $K_2O$ ) плагиоклазов Уйскоборского массива. В гранодиорите в значительном количестве присутствует и решетчатый микроклин. Его состав ( $K_2O$  15,5–15,8;  $SiO_2$  64,3–64,8;  $Al_2O_3$  18–18,1;  $Na_2O$  0,6–0,7 мас. %). Здесь же присутствуют и калий-натриевый полевой шпат с содержанием  $K_2O$  7,24,  $Na_2O$  2,52,  $CaO$  1,38 мас. %.

Амфибол в гранодиорите также образует крупные порфировидные зерна. Он имеет сравнительно устойчивый состав, соответствующий магнетиальной роговой обманке с содержанием  $Al_2O_3$  6–8,  $FeO$  14–16 и  $MgO$  13–14 мас. %. Железистость ее  $Fe\#$  0,5–0,54. Амфибол заметно обогащен  $Na_2O$  (1,1–1,6 мас. %), количество которого более высокое в темно-зеленом амфиболе при содержании  $K_2O$  0,4–0,6 мас. %. Соотношение  $FeO/Al_2O_3$  отличает амфиболы Ахуновского массива от амфиболов в других массивах этого гранитоидного ареала (рис. I.19). Согласно термобарометрам [Otten, 1984; Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991] общее давление при кристал-

лизации амфибола в гранодиорите Ахуновского массива равнялось 2–2,5 кбар при температуре кристаллизации 625 °С. Амфибол богат минеральными включениями. Это включения гидроксилфторапатита и сфена с содержанием алюминия 1,13 мас. %. Кроме этого отмечаются включения более железистого эпидота ( $\text{FeO}_i$  13,45–13,2 мас. %) в сравнении с его включениями в плагиоклазе ( $\text{FeO}_i$  7,8 мас. %). Состав этого эпидота:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  22–22,15;  $\text{SiO}_2$  37,5;  $\text{CaO}$  22,6–22,73;  $\text{MnO}$  0,27–0,42 мас. %.

Биотиты в гранодиорите обнаруживают широкий спектр составов, отличный от биотитов Петропавловского и Уйскоборского массивов (рис. 1.19) по содержаниям  $\text{FeO}_i$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ . На фоне спада содержаний  $\text{MgO}$  (от 13,5 до 12 мас. %) в биотитах гранодиорита Ахуновского массива увеличиваются содержания  $\text{FeO}$  (от 16 до 18 мас. %) и  $\text{TiO}_2$  (от 2 до 3,5 мас. %), отражая рост его железистости от 0,54 до 0,58 % в процессе кристаллизации данных пород. Содержание глинозема при этом понижается от 16 до 14,5 мас. %. В гранодиорите Ахуновского массива по составу можно выделить две генерации биотита. Ранний биотит (I) более магнезиальный, его железистость 0,54, он образует наиболее крупные выделения. Состав этой генерации:  $\text{MgO}$  13,44–13,2,  $\text{TiO}_2$  1,77–2,  $\text{K}_2\text{O}$  8,2–9,2,  $\text{FeO}$  15,7–16,1,  $\text{MnO}$  0,36–0,4, фтор 0,23–0,32, хлор 0,01 мас. %. Железистость биотита (I) близка к железистости амфибола. В этой генерации биотита присутствуют включения апатита. Биотит (II) соответствует более поздней генерации. Он обрастает в виде кайм биотит (I), но образует и самостоятельные зерна. От биотита (I) его отличает более высокое содержание  $\text{TiO}_2$  (3,1–3,2 мас. %) и  $\text{FeO}$  (17,58–17,65 мас. %), железистость возрастает до 0,58. Увеличивается содержание марганца до 0,44 мас. %, калия до 9,45–9,6 мас. %, при снижении концентраций магния до 12,14–12,25 и алюминия до 14,5–15 мас. %. Биотит (II) имеет зональное строение. В краевой зоне относительно центра растет содержание калия, фтора, алюминия, железа и кремнезема. В краевой зоне биотита (II) появляются включения гематита. Наличие двух генераций биотита свидетельствует, что он кристаллизуется в течение более длительного времени, чем амфибол. Начинает он кристаллизоваться почти одновременно с амфиболом, а завершает кристаллизацию позднее.

В гранодиорите обнаружен псевдуртил, редкий минерал для гранитоидов [Полякова, 2013; Шагалов и др., 2004; Prochazka et al., 2010]. Состав псевдуртила:  $\text{TiO}_2$  62,31;  $\text{FeO}$  34,21;  $\text{CaO}$  0,19;  $\text{V}_2\text{O}_5$  0,5 мас. %. При эндогенных процессах этот минерал образуется весьма редко. Возможно, он сформировался при высокотемпературном окислении ильменита. Очень тонкие смеси гетита и рутила, которые очень похожи на псевдуртилы, могут быть образованы и гидротермально [Grey et al., 1983].

В адамеллит-порфирах Ахуновского массива крупные порфировидные зональные выделения плагиоклаза заключены в мелкозернистый агрегат, состоящий из кварца, биотита и полевого шпата. В центре таких зональных кристаллов плагиоклаз соответствует по составу  $\text{An}_{42}$  (при содержании  $\text{K}_2\text{O}$  0,2–0,3 мас. %). В краях состав изменяется до  $\text{An}_{17}$  с понижением содержания  $\text{K}_2\text{O}$  до 0,1–0,17 мас. %. Состав плагиоклаза в центре зональных кри-

сталлов: CaO 9; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 26; SiO<sub>2</sub> 57,5; Na<sub>2</sub>O 6,6; K<sub>2</sub>O 0,2 мас. %. В краях: CaO 4,1–6,14, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 20,8–23,7, SiO<sub>2</sub> 61–66,6; Na<sub>2</sub>O 8,27–8,71, K<sub>2</sub>O 0,1 мас. %. Эти зональные кристаллы обрастают тонкими каймами калиевого полевого шпата (КПШ), их состав: K<sub>2</sub>O 16, Na<sub>2</sub>O 0,4, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17,5, SiO<sub>2</sub> 64,5 мас. %. По составу плагиоклаз в адамеллит-порфире образует общее поле с плагиоклазом в гранодиорите (рис. I.19), что свидетельствует о принадлежности интрузивных пород такого состава к единой генетической серии.

Биотит в сростании с таким зональным плагиоклазом имеет повышенное содержание TiO<sub>2</sub> 2,65 и FeO<sub>t</sub> 17,6 мас. %; его железистость 0,59, при содержании MgO 11,94, MnO 0,4, фтора 0,14, хлора 0,01 мас. %. По составу этот биотит близок ко второй генерации биотита (II) в гранодиорите (рис. I.19), подтверждая комагматизм данных пород.

Амфибол в адамеллит-порфире образует отдельные крупные ксеноморфные зерна. Его состав: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,8, FeO<sub>t</sub> 14,4 мас. %, MgO 13,5; K<sub>2</sub>O 0,46, Na<sub>2</sub>O 1,1, TiO<sub>2</sub> 0,77, F 0,23; Cl 0,01 мас. %. Железистость 0,52. По составу этот амфибол (рис. I.19) близок к амфиболу в гранодиорите, отличаясь некоторым снижением содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO<sub>t</sub>. Это, по-видимому, отражает понижение общего (до 1,3 кбар) и водного давления при кристаллизации адамеллит-порфира и снижение температуры кристаллизации до 615 °C. Расчет произведен по термобарометрам [Otten, 1984; Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991]. В амфиболе, как и в биотите, наблюдаются включения зонального апатита.

**Карагайский массив.** В гранит-порфирах этого массива, полевые шпаты и кварц образуют наиболее крупные порфировые выделения, размером до 1–3 см. Они заключены в тонкозернистый агрегат, состоящий из мелкого идиоморфного кислого плагиоклаза, кварца, ксеноморфного КПШ, редких чешуек биотита и мелких зерен гематита. Плагиоклаз в крупных идиоморфных порфировых выделениях имеет четкое зональное строение. В центре и в краевой зоне таких кристаллов — это An<sub>15</sub> и An<sub>18</sub> соответственно, при содержании K<sub>2</sub>O 0,14 мас. %. В промежуточных зонах появляется и более основной по составу плагиоклаз An<sub>27</sub> (K<sub>2</sub>O 0,17 мас. %). Одна из поздних генераций плагиоклаза имеет следующий состав: CaO 2,9–3,77, Na<sub>2</sub>O 9,57–10,4, K<sub>2</sub>O 0,1–0,5, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 21,8–22,3, SiO<sub>2</sub> 63,2–65,2 мас. %. Этот поздний плагиоклаз по составу чуть кислее (An<sub>13–16</sub>), чем плагиоклаз в краевой зоне крупных порфировых вкрапленников. Состав калиевого полевого шпата приведен в табл. IV.14.

**Таблица IV.14**

Химические составы калиевых полевых шпатов в гранит-порфирах Карагайского массива (масс. %)

	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
1	15,6–15,8	0,76–0,8	17,8–18,3	63,95–64
2	15,6	0,85	18,42	65,46
3	15,4–15,7	0,92–0,96	17,5	64,15–64,5

Биотит в гранит-аплитах Карагайского массива имеет наиболее высокое содержание MnO (2,10 мас. %). В биотитах гранит-порфиров этого массива содержание MnO 0,30 мас. %. В биотите гранит-аплитов фиксируется и наиболее высокое содержание фтора (0,84–0,9 мас. %). Содержания других компонентов здесь соответственно составляют: K<sub>2</sub>O 8,95–9; MgO 9,77–9,89, MnO 2,10; FeO 15,8–16,4; TiO<sub>2</sub> 2,15–2,27; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16–16,25; SiO<sub>2</sub> 37,4–37,6 мас. %. Гранит-аплиты такого состава являются крайним членом в генетической эволюции состава всех исследованных пород Ахуновского и Карагайского массивов. Наряду с биотитом в гранит-аплите широко развит и мусковит.

Акцессорные минералы в гранит-аплитах представлены редкой вкрапленностью высокотитанистого титаномагнетита с ильменитом в структурах распада и самостоятельными выделениями богатого марганцем ильменита. Состав титаномагнетита: TiO<sub>2</sub> 16,36, FeO 73,4–74,8, MnO 1,46, ZnO 0,06 мас. %, состав марганецсодержащего ильменита: MnO 7,33–7,62, FeO 38,74–39,17, TiO<sub>2</sub> 51,4–52,76, ZnO 0,61 мас. %. Наряду с ними в породе наблюдается и гематит, его состав: FeO 89,7; MnO 0,20, TiO<sub>2</sub> 0 мас. %.

В гранит-аплите появляются также цирконы, монацит и ксенотим. Монацит образует сравнительно крупные включения в кварце, КППШ и в межзерновом пространстве. Монацит в краях зональный, вместе с цирконом он кристаллизуется совместно со слюдистыми минералами: тонкочешуйчатым биотитом и мусковитом. Здесь же, в парагенезисе с ними, кристаллизуется крупный гематит. Крупный зональный монацит образует совместные выделения и с крупными зернами титаномагнетита. В краевых зонах такого титаномагнетита появляются и крестообразные срастания зерен ксенотима и циркона. Ксенотим образует также мелкие включения в кислом плагиоклазе и совместные выделения с зональными ильменит-титаномагнетитовыми сегрегациями, образующими включения в кварце.

Таким образом, наличие единых трендов в эволюции состава основных породообразующих минералов (рис. 1.19), что особенно характерно для биотитов, плагиоклаза, а также и для амфибола, демонстрирует комагматизм исследованных пород (гранодиорит-адамеллит-гранит-порфир, гранит-аплит) Ахуновского и Карагайского массивов и значимую роль кристаллизационной дифференциации в формировании состава интрузивных и дайковых образований Ахуново-Карагайской группы интрузий (ахуново-карагайского комплекса).

**Уйскоборский массив.** Он представлен порфировидными среднезернистыми гранитами из шарообразных глыб с крупными порфировыми выделениями зонального плагиоклаза с размером его порфировых вкрапленников до 2 см и более. Эти породы обнажены в 2 км к юго-западу от дер. Березки. Ряд других исследованных крупных скальных обнажений пород Уйскоборского массива находится в северо-западной его части (это высота с отметкой 506 м). Здесь среднезернистые и крупнозернистые порфировидные граносиениты и граниты этого массива рассекаются жилами гранит-аплитов и аплитовид-



ными мелкозернистыми гранитами. В граносиенитах и гранитах встречаются редкие округлые автолиты мелкозернистой структуры.

Порфировидный среднезернистый гранит. Здесь выделяется два минеральных парагенезиса. Ранний парагенезис: это центральная часть крупных зональных кристаллов плагиоклаза, а также ортоклаз, ранний менее железистый биотит (1), амфибол, сфен и включения апатита в этих минералах (биотите и др.). Для крупного КППШ (ортоклаза) характерны две системы пертитов: ранняя, равномерно располагающаяся по зерну и поздняя — в виде более грубых пертитов, пересекающих ранние пертитовые выделения. Поздний парагенезис: плагиоклаз в каймах, поздний КППШ (2), рудные минералы Fe и Ti: гематит и богатый марганцем ильменит, а также кварц, включения апатита в поздних минералах.

Плагиоклаз. В сравнении с массивами ахуново-карагайского комплекса наиболее ранние плагиоклазы в Уйскоборском массиве имеют в целом существенно более высокие (до 0,5 мас. %) содержания калия (рис. I.19) с ростом содержаний калия в наиболее основных (CaO 5 мас. %) по составу плагиоклазах. В поздних кислых плагиоклазах (CaO 2–3 мас. % и ниже) содержание  $K_2O$  падает до 0,15 мас. % и менее. Другой особенностью ранних более крупных по размерам плагиоклазов является наличие в них ритмичной зональности. Профильное зондовое сканирование таких зональных кристаллов в направлении центр — краевая часть показало, что в их строении можно выделить центральную часть, несколько промежуточных зон и краевую зону. Центральную часть таких кристаллов образует более основной по составу плагиоклаз (CaO 5,04–5,18,  $Al_2O_3$  23,18–23,40, FeO 0,12–0,19 %). В первой промежуточной зоне (от центральной части) количество CaO резко понижается — от 5,1 до 2,8 мас. %, снижается также содержание  $K_2O$  от 0,5 до 0,15 %,  $Al_2O_3$  от 23,2 до 21,2 % при росте  $Na_2O$  от 8,4 до 10,1 %,  $SiO_2$  до 65,2 %. Следующие три зоны имеют чередующиеся составы, из которых одна предпоследняя имеет самый кислый состав, а две другие отличаются более высоким содержанием CaO (3,5–3,7 мас. %) при содержании  $K_2O$  0,27 мас. %,  $Al_2O_3$  21,8–22,21 масс. %,  $Na_2O$  9,3 мас. %. Такое чередование зон с различным по основности составом плагиоклаза определяется, по-видимому, неравновесностью условий кристаллизации. Это характеризует особенности кристаллизации расплава в условиях гипабиссальной фации глубинности, когда кристаллизация пород могла происходить на фоне резкого спада общего и флюидного давления, возможно, в связи с разгерметизацией камер кристаллизации и удалением летучих.

На неравновесность условий кристаллизации реагирует и состав КППШ. На раннемагматическом этапе была равновесная кристаллизация богатого калием основного плагиоклаза и раннего также богатого калием КППШ-ортоклаза. Ранний КППШ имеет более высокое содержание  $K_2O$  — до 16,1 мас. % при минимальном содержании  $Na_2O$  0,38 мас. %, тогда как ламели этого минерала в более поздних структурах распада обедняются  $K_2O$  (13,86 мас. %), при росте содержаний  $Na_2O$  до 1,6 мас. % с одновременным ростом

содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 18,6 мас. % против 18,3 и  $\text{SiO}_2$  до 65,1 мас. % против 64,76. Крупный ксеноморфный пертитовый КППШ имеет в целом также повышенное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  — 15,8 мас. % при содержании  $\text{Na}_2\text{O}$  0,5–0,6 мас. %. Включения КППШ в плагиоклазе по мере падения температуры распадаются на два КППШ, отличающихся друг от друга по соотношению в них калия и натрия: на собственно калиевый полевой шпат и на К-Na полевой шпат. В целом, общая тенденция для эволюции состава КППШ в процессе кристаллизации таких пород — это рост доли натрийсодержащей фазы при спаде содержаний калия.

В одном из кристаллов раннего высокотемпературного КППШ-ортоклаза, богатого калием, встречено идеальное по морфологии ромбовидное включение сфена. Этот КППШ гомогенный, без пертитовых образований, его состав:  $\text{K}_2\text{O}$  = 15,8,  $\text{Na}_2\text{O}$  = 0,5,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  18,2,  $\text{SiO}_2$  63,8 мас. %. Сфен в этом включении имеет содержание фтора 0,36 мас. % и алюминия 1,16 мас. %. В целом сфен в Уйскоборском массиве относительно сфена в других массивах данного ареала обеднен алюминием и кальцием. Так, если в более глубинном Петропавловском массиве содержание алюминия в сфене возрастает до 2 мас. % и более, при содержании  $\text{CaO}$  29 мас. %, то в сфене Уйскоборского массива содержание алюминия снижается до 1 мас. %, а кальция до 27 мас. %. В то же время сфен Уйскоборского массива обогащен титаном, железом и фтором. Характерно, что состав сфена в массивах ареала повторяет тенденции, характерные для темноцветных породообразующих силикатов. Для последних также характерен спад в содержаниях алюминия в составах амфибола и биотита (рис. 1.19): от мезоабиссального Петропавловского массива к гипабиссальному Уйскоборскому массиву, на фоне общего роста их железистости и содержаний в них титана.

Амфибол в порфировидном среднезернистом граните Уйскоборского массива образует крупные, но плохо оформленные кристаллы с тонкими вростками (по трещинкам спайности) в них лейст биотита. В центре и в краевых частях амфибол имеет один и тот же состав. Это роговая обманка с железистостью 0,55. Она бедна глиноземом ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  4,4 мас. %), имеет относительно высокое содержание  $\text{FeO}$  (15,2 мас. %), повышенное содержание  $\text{TiO}_2$  (0,8 мас. %) при содержании  $\text{MgO}$  13,7,  $\text{K}_2\text{O}$  0,4,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,9 мас. %. Таким образом, амфиболы Уйскоборского массива по составу заметно отличаются от амфиболов в других массивах Ахуново-Петропавловского ареала (рис. 1.19), они наиболее бедны глиноземом при более высоком содержании железа и титана.

Биотиты в Уйскоборском массиве также самые железистые, они богаты титаном и бедны глиноземом (рис. 1.19). Здесь выделяются две генерации биотита. От ранней генерации к поздней растет железистость и содержание титана, тогда как содержание алюминия понижается. Ранний крупный высокотитанистый и богатый железом биотит ( $\text{TiO}_2$  3,5–4,1 мас. %) имеет железистость 0,65, более высокую, чем железистость амфибола. Он имеет зональное строение, в центре его выделений выше со-

держания калия (9,5, против 9,36 мас. % в краях) и магния (12,2 мас. %, против 11,2 в краях), с некоторым ростом в краях содержаний железа, титана.

Акцессорные минералы. Породы Уйскоборского массива богаты акцессорными минералами. Среди них, наряду с минералами Fe и Ti (гематитом, ильменитом, сфеном), обильным апатитом и зональным цирконом, впервые для массива встречены, выделены и исследованы такие редкоземельные торий- и урансодержащие минералы, как монацит, ксенотим, торит, уранинит, а также обнаружены в виде очень мелких выделений минералы меди, цинка и свинца: халькопирит, сфалерит и галенит. Ильменит выделяется высоким содержанием марганца (18–21 мас. %. Монацит образует включения в хлоритизированном биотите, в плагиоклазе и в КПШ. Он образует сростания с зональным цирконом вместе с апатитом и гематитом включения в сфене. Торит образует включения в КПШ. Уранинит образует мелкие выделения в цирконе.

**Химический состав пород.** Химические анализы рассматриваемых гранитоидов приведены в табл. IV.15. Ранее было показано [Холоднов и др., 2009, 2012], что среди интрузий Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала по петрохимическому составу выделяются две группы массивов. Малокалиевую группу образуют Ахуновский и Карагайский массивы, а к более калиевой группе, наряду с Петропавловским массивом, относится и Уйскоборский массив.

Как свидетельствуют данные таблицы IV.15 и рис. I.20, по петрохимическому составу гранитоиды Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов относятся к породам с нормальной и слабо повышенной (Уйскоборский массив, часть даек Ахуновского и Карагайского массивов) щелочностью. В составе щелочей преобладает натрий, за исключением некоторой части интрузивных пород и даек Уйскоборского массива, а также отдельных даек Ахуновского и Карагайского массивов, где калий начинает преобладать над натрием. Породы Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов высокоглиноземистые, что отличает их от менее глиноземистых пород Петропавловского массива.

На диаграммах  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})-\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$  (рис. I.21) интрузивные породы (адамеллиты и граниты) Ахуновского и Карагайского массивов ближе соответствуют гранитам S-типа, а породы Уйскоборского массива — гранитам A-типа. На диаграмме  $\text{FeO}_t/\text{MgO}-\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$  [Whalen et al, 1987], точки состава пород Ахуновского и Карагайского массивов попадают в поле нефракционированных гранитоидов M, I и S-типов, а граниты Уйскоборского массива в поле фракционированных (FG) гранитоидов и анорогенных (A) гранитов. На диаграмме  $\text{Rb}-\text{K}_2\text{O}$  [Ферштатер, 1987] точки состава всех пород Ахуново-Петропавловского ареала, как было показано выше, тяготеют к тренду гранитоидов базальтоидного происхождения. Для Ахуновского и Карагайского массивов это наряду с изотопными Sr-Nd данными указывает на исключительную роль исходно мантийного базитового субстрата в зонах анатектического гранитообразования.

Таблица IV.15

Химические составы гранитоидов Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов

SAMPLE	Ah-08-27	Ah-11-32	Ah-11-27a d	Ah-11-27 d	Ah-11-26	Ah-08-34	Ah-08-33	Ah-11-25a	Ah-11-31	Ah-11-25	Ah-11-29 d
SiO <sub>2</sub>	73,94	73,90	73,20	71,58	70,65	69,50	68,53	66,55	66,25	65,89	48,63
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,08	0,16	0,16	0,20	0,34	0,32	0,34	0,43	0,40	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	14,83	15,83	17,07	17,69	15,55	16,20	17,35	16,69	17,49	18,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,91	1,25	1,23	1,29	3,40	3,13	3,14	3,66	3,28	11,52
FeO	3,80	2,33	6,57	6,14	5,39	3,20	2,82	2,03	1,78	1,92	1,80
MnO	0,11	0	0	0	0	0,07	0,06	0	0	0	0
MgO	0,25	0,39	0,19	0,20	0,24	1,06	1,11	1,55	2,05	1,71	6,40
CaO	0,79	1,27	0,12	0,13	0,14	2,91	3,26	4,11	4,03	4,07	6,94
Na <sub>2</sub> O	5,21	4,09	4,16	4,16	4,21	4,45	4,51	4,27	4,27	4,39	3,59
K <sub>2</sub> O	4,76	4,13	4,39	4,59	4,67	2,23	1,96	1,85	2,00	1,98	2,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	9,18	6,95	8,43	8,62	8,74	3,77	3,21	2,01	2,24	2,30	-0,79
ппп	0,79	0,70	0,87	0,86	0,84	0,76	0,74	0,67	0,64	0,66	0,64

Продолжение таблицы I.15

SAMPLE	K-11-03 d	K-11-02 d	K-11-08 d	K-08-62 d	K-11-05 d	K-11-10 d	K-08-53	K-11-04 d	K-11-07 d	K-11-01	K-11-09	K-11-06 d	K-08-58	K-08-57
SiO <sub>2</sub>	76,98	75,80	75,02	73,96	73,33	73,25	72,80	72,75	71,80	71,69	71,59	71,39	70,68	69,53
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,05	0,08	0,01	0,07	0,02	0,17	0,18	0,17	0,18	0,22	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,54	14,18	14,86	13,96	15,94	16,06	15,08	16,23	16,49	15,97	16,69	16,75	15,68	16,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,53	0,30	1,17	0,53	0,45	0,71	0,31	1,15	1,50	1,16	1,37	2,11	1,93
FeO	3,52	4,43	3,34	6,51	4,38	225,60	3,37	3,86	1,95	1,44	2,36	2,48	3,06	2,88
MnO	0	0	0	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04
MgO	0,10	0,12	0,09	0,18	0,12	0,00	0,21	0,08	0,59	1,04	0,49	0,55	0,69	0,67
CaO	0,65	0,59	0,66	0,86	1,06	0,55	1,83	0,52	1,75	1,82	1,76	1,49	2,24	0,65
Na <sub>2</sub> O	4,06	4,39	4,65	5,80	4,83	4,40	6,50	4,58	4,71	4,70	5,16	5,00	5,60	6,20
K <sub>2</sub> O	4,08	4,12	4,29	4,17	3,98	4,73	2,73	5,30	2,85	2,43	2,62	2,65	2,39	3,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7,49	7,91	8,28	9,11	7,75	8,59	7,40	9,36	5,81	5,31	6,03	6,16	5,75	9,21
ппп	0,78	0,82	0,77	0,87	0,81	1,00	0,77	0,79	0,66	0,59	0,70	0,71	0,75	0,74

Продолжение таблицы I.15

SAMPLE	UB-08-71	UB-08-70	UB-7	UB-4	UB5	UB-11-38	UB-11-36	UB-2	UB-11-34	UB-11-35	UB-08-69	UB-11-37	UB-9	UB-11-33
SiO <sub>2</sub>	75,85	74,96	73,84	73,43	73,16	73,14	73,11	72,20	71,23	70,96	71,00	69,08	68,00	66,60
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,07	0,26	0,24	0,04	0,20	0,24	0,26	0,18	0,34	0,39	0,30	0,56	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	13,07	13,57	13,53	14,28	14,64	14,65	14,18	15,59	15,29	14,33	17,47	14,17	18,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	1,10	2,51	2,24	1,18	1,68	1,70	2,43	2,05	2,45	2,58	1,78	5,64	2,58

SAMPLE	UB-08-71	UB-08-70	UB-7	UB-4	UB5	UB-11-38	UB-11-36	UB-2	UB-11-34	UB-11-35	UB-08-69	UB-11-37	UB-9	UB-11-33
FeO	3,36	4,99	6,98	4,97	0,56	4,79	3,46	4,26	8,89	2,69	2,94	2,54	11,05	17,21
MnO	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
MgO	0,27	0,22	0,36	0,45	2,10	0,35	0,49	0,57	0,23	0,91	0,88	0,70	0,51	0,15
CaO	0,65	0,62	1,34	1,24	0,37	1,00	1,09	1,37	0,82	1,84	2,03	0,61	4,08	0,86
Na <sub>2</sub> O	3,90	4,70	3,99	4,52	4,31	4,16	4,17	5,02	5,76	4,32	3,80	4,37	4,42	6,98
K <sub>2</sub> O	5,21	5,24	3,47	3,67	4,15	4,22	4,14	3,58	3,75	3,37	4,23	4,37	0,89	3,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	8,46	9,32	6,12	6,95	8,09	7,38	7,22	7,23	8,69	5,85	6,00	8,13	1,23	9,65
ппп	0,77	0,83	0,87	0,83	0,36	0,83	0,78	0,81	0,90	0,73	0,75	0,72	0,92	0,95

Примечание: пробы от Ah 08-27 до Ah 11-29d — Ахуновский массив, пробы от К 11-03d до К 08-57 — Карагайский массив, пробы от UB 08-71 до UB 11-33 — Уйскоборский массив.

Петрохимические харкеровские диаграммы рис. I.22 также характеризуют наиболее важные особенности состава гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала. Две группы: интрузий малокалиевая (Ахуновский и Карагайский массивы) и более калиевая Уйскоборского массива на этих диаграммах четко обособляются. При этом в породах Ахуновского и Карагайского массивов преобладание натрия над калием выражено наиболее резко. На рис. I.22 малокалиевый тренд проявляется в росте содержания калия, натрия и кремнезема от Ахуновского массива к Карагайскому как отражение общей эволюции состава пород этих двух родственных анатектических массива. В Ахуновском массиве диапазон пород по кремнезему меняется от гранодиоритов и адамеллитов с содержанием SiO<sub>2</sub> 65 % до гранитов с содержанием SiO<sub>2</sub> 70 %, с ростом содержания калия от 1,8 до 2,2 %, натрия в диапазоне 4,25–4,4 мас. %. В Карагайском массиве содержание SiO<sub>2</sub> нарастает от 69,5 до 73 мас. % с ростом количества K<sub>2</sub>O в диапазоне 2,4–2,85 мас. %, а Na<sub>2</sub>O 4,7–6,5 мас. %. На всех диаграммах рис. I.22 наблюдается синхронный спад содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, FeO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> при росте содержания SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O от интрузивных пород Ахуновского массива к интрузивным породам Карагайского массива и далее к поздним дайкам гранит-порфиров этих массивов. Это свидетельствует о том, что Карагайский массив относительно Ахуновского дифференцирован более интенсивно. Карагайский массив отличает и более высокая общая щелочность пород, что характеризует диаграмма соотношений в них K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O. Соотношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> на рис. I.22 подтверждает высокую глиноземистость пород Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов.

Уйскоборский массив на петрохимических диаграммах рис. I.22 выделяется наиболее высокой кремнекислотностью пород. Содержание SiO<sub>2</sub> в породах здесь варьирует в диапазоне 67–76 мас. %. С ростом SiO<sub>2</sub> закономерно снижаются содержания практически всех (за исключением калия) породообразующих окислов, в том числе Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (от 16,8 мас. % до минимальных значений 13,2 мас. % в поздних гранит-порфирах), а также Na<sub>2</sub>O от 6,8 до 3,8 мас. %.

При этом содержание калия растет (от 3,3 до 5,2 мас. %) вместе с ростом кремнезема. Калий-натриевое отношение по мере дифференциации пород возрастает от 0,65 до 1,35.

К важнейшим геохимическим характеристикам гранитоидов Ахуновского и Карагайского массивов (табл. IV.16, рис. I.24 и I.25) относятся повышенные содержания Sr (500–950 г/т) и Ba (450–650 г/т). Повышенным содержанием выделяется также Li (20–50 г/т). Диаграммы Ba–SiO<sub>2</sub>, Sr–SiO<sub>2</sub>, Ba–Sr, Sr–CaO свидетельствуют, что породы Ахуновского и Карагайского массивов образуют в этих координатах свои эволюционные тренды, отличные от более раннего Петропавловского массива, которые отражают общий спад в содержаниях Sr и Ba от интрузивных пород к дайкам гранит-порфиров. Содержание Rb в интрузивных породах Ахуновского и Карагайского массивов составляет 25–55 г/т. Диаграмма Rb–SiO<sub>2</sub> для этих массивов имеет особый тренд, отличный от пород Петропавловского и Уйскоборского массивов, с ростом содержаний Rb от интрузивных пород Ахуновского массива к интрузивным породам Карагайского массива и далее к дайкам гранит-порфиров. Породы Ахуновского и Карагайского массивов бедны высокозарядными элементами: Nb, Zr, U, Th, а также Y и элементами иттриевой группы. Содержание Y при этом снижается от интрузивных пород Ахуновского и Карагайского массивов к дайкам гранит-порфиров. В Ахуновском массиве дайки мелкозернистых биотитовых гранит-порфиров, гранит-аплитов и пегматоидных гранитов в целом характеризуются снижением, относительно вмещающих их интрузивных пород, содержаний Sr до 130 г/т, Ba до 200 г/т, Y до 1 г/т, а также Nb и Yb, при увеличении содержаний Rb до 100–200 г/т, Zr до 85 г/т, с ростом содержаний Bi и Pb. Для гранитоидов Ахуновского и Карагайского массивов, как и для других интрузий данного ареала, характерны повышенные содержания W. В дайках гранит-порфиров специализация на W сохраняется.

**Таблица IV.16**

Распределение микроэлементов в гранитоидах Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов

SAMPLE	Ah-08-27	Ah-11-32	Ah-11-27a d	Ah-11-27 d	Ah-11-26	Ah-08-34	Ah-08-33	Ah-11-25a	Ah-11-31	Ah-11-25	Ah-11-29 d	K-11-03 d	K-11-02 d	K-11-08 d	K-08-62 d	K-11-05 d	K-11-10 d
Li	3,65	4,90	7,64	4,73	8,99	30,40	29,47	13,39	20,43	17,04	38,11	3,37	2,56	5,69	12,19	20,42	6,39
Be	2,32	1,41	1,67	0,97	2,05	1,51	1,35	1,05	0,99	0,95	1,15	2,08	1,80	1,23	4,12	2,51	1,63
Sc	4,30	1,27	1,13	0,65	1,08	3,60	4,45	6,12	6,53	5,66	30,37	1,15	2,14	1,13	3,02	2,00	1,20
Ti	326,4	498,3	889,0	607,9	935,2	2055,9	2137,9	2011,3	2239,0	2114,8	4413,7	274,2	219,3	239,3	448,3	509,2	172,1
V	5,81	15,68	10,54	6,60	12,35	39,80	41,55	54,53	59,68	55,80	350,87	5,39	5,16	5,34	7,23	4,88	3,91
Cr		206,59	304,73	122,33	104,55	5,06	8,23	132,21	94,28	156,74	118,95	171,61	241,76	109,60		77,08	114,51
Mn	1812,3	175,2	103,0	36,6	108,5	605,6	624,5	249,3	280,6	257,2	873,9	69,9	62,2	64,7	323,2	129,7	74,4
Co	0,40	34,91	22,32	18,40	50,75	5,51	6,22	25,10	40,41	22,97	36,90	16,80	18,45	14,04	0,56	29,02	22,56
Ni	1,22	8,51	8,29	5,00	4,75	5,16	6,31	13,61	15,32	15,04	24,33	5,59	8,23	11,10	1,49	3,80	3,71

SAMPLE	Ah-08-27	Ah-11-32	Ah-11-27a d	Ah-11-27 d	Ah-11-26	Ah-08-34	Ah-08-33	Ah-11-25a	Ah-11-31	Ah-11-25	Ah-11-29 d	K-11-03 d	K-11-02 d	K-11-08 d	K-08-62 d	K-11-05 d	K-11-10 d
Cu	9,27	11,98	108,40	23,60	9,50	15,52	16,88	14,95	15,85	16,94	313,48	6,37	5,49	9,15	9,33	6,74	5,77
Zn	11,89	17,76	39,97	49,70	52,00	36,23	35,08	46,68	51,03	44,14	99,90	12,40	17,30	10,80	11,83	39,24	13,33
Ga	19,51	14,76	19,31	12,31	20,07	20,43	20,22	16,03	16,89	15,69	18,57	17,70	20,27	19,28	24,42	19,52	18,84
Ge	84,32	29,71	119,26	72,61	120,97	74,19	67,85	58,64	66,20	42,82	78,94	31,45	56,34	45,96	42,89	65,86	56,96
Rb	218,42	72,61	105,69	63,36	94,42	51,59	42,67	31,11	40,49	26,12	76,40	90,61	108,27	85,53	81,66	77,80	94,24
Sr	17,10	134,32	29,25	14,81	38,20	806,39	907,01	529,90	635,98	498,67	464,57	91,98	60,79	73,54	242,36	335,90	33,63
Y	15,57	0,98	1,90	0,86	1,55	5,10	5,67	5,84	6,08	4,52	13,09	0,91	2,92	2,27	3,23	0,91	2,68
Zr	41,85	21,95	82,67	51,30	84,29	39,09	31,19	14,15	11,71	11,68	24,13	20,57	30,03	25,27	28,94	58,15	40,00
Nb	15,80	2,32	3,93	2,51	3,80	4,21	5,13	5,87	5,89	5,26	3,16	2,56	2,77	1,09	4,64	2,59	1,27
Mo	0,06	0,42	0,80	0,45	0,45	0,05	0,07	0,50	0,30	0,49	0,43	0,40	0,57	0,26	0,16	0,24	0,32
Ag	0,46	0,11	0,28	0,66	0,22	0,16	0,17	0,20	0,21	0,20	0,21	0,10	0,13	0,06	0,14	0,10	0,07
Cd	0,03	0,04	0,10	0,24	0,11	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,13	0,04	0,03	0,03	0,03	0,08	0,06
Sn	0,38	0,51	1,81	7,46	2,10	0,68	0,73	0,96	1,39	0,95	1,92	1,47	0,83	1,09	0,45	1,40	0,56
Sb	0,08	0,07	2,09	1,61	2,35	0,04	0,04	0,09	0,09	0,08	0,11	0,05	0,04	0,04	0,06	0,07	0,09
Te		0,01	0,04	0,02	0,06	0,01		0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Cs	2,19	1,22	2,67	1,78	3,69	1,01	0,78	1,22	1,30	1,15	4,02	2,45	2,18	1,46	2,11	4,13	2,85
Ba	30,75	229,35	378,96	207,86	740,60	476,86	449,47	578,43	625,08	607,81	473,96	99,21	60,66	31,68	137,65	573,62	18,48
La	6,08	2,33	17,97	10,02	15,56	11,91	13,39	15,75	21,60	9,70	21,66	3,46	8,99	6,80	2,52	1,24	4,97
Ce	11,09	4,46	30,76	17,93	31,32	25,78	25,86	32,79	42,52	21,37	38,57	7,41	20,62	17,32	6,08	4,21	13,00
Pr	1,57	0,40	3,62	2,01	3,37	2,65	2,94	3,58	4,55	2,49	5,31	0,85	2,59	2,21	0,69	0,42	1,73
Nd	5,84	1,38	11,87	6,59	11,34	9,35	10,47	13,28	15,72	9,54	21,45	3,21	10,10	8,60	2,56	1,70	6,96
Sm	1,45	0,24	1,69	0,96	1,72	1,65	1,78	2,34	2,62	1,77	4,47	0,64	2,41	2,15	0,51	0,46	1,93
Eu	0,15	0,11	0,40	0,20	0,43	0,49	0,51	0,76	0,78	0,60	1,28	0,20	0,20	0,21	0,16	0,19	0,14
Gd	1,40	0,27	1,64	0,90	1,70	1,05	1,20	2,59	2,98	2,07	4,88	0,56	1,96	1,64	0,38	0,45	1,60
Tb	0,25	0,03	0,11	0,06	0,11	0,14	0,16	0,24	0,25	0,19	0,51	0,04	0,17	0,16	0,06	0,05	0,16
Dy	1,74	0,16	0,43	0,23	0,44	0,82	0,98	1,30	1,33	1,04	2,85	0,22	0,77	0,67	0,41	0,23	0,73
Ho	0,36	0,03	0,07	0,04	0,07	0,15	0,17	0,25	0,24	0,19	0,56	0,04	0,11	0,10	0,08	0,04	0,11
Er	1,11	0,10	0,16	0,08	0,18	0,39	0,43	0,67	0,66	0,54	1,60	0,10	0,29	0,23	0,26	0,12	0,30
Tm	0,19	0,02	0,02	0,01	0,02	0,06	0,06	0,09	0,09	0,08	0,22	0,02	0,04	0,03	0,06	0,02	0,04
Yb	1,47	0,18	0,13	0,08	0,13	0,36	0,37	0,60	0,57	0,50	1,38	0,11	0,24	0,19	0,33	0,11	0,32
Lu	0,23	0,04	0,02	0,01	0,02	0,05	0,05	0,08	0,08	0,07	0,19	0,02	0,03	0,03	0,05	0,02	0,05
Hf	1,97	1,48	2,70	1,66	2,79	1,08	0,87	0,69	0,65	0,61	0,90	1,12	2,25	1,66	1,51	2,22	2,60
Ta	1,65	0,18	0,33	0,22	0,47	0,28	0,37	0,50	0,46	0,39	0,87	0,24	0,29	0,07	0,47	0,24	0,17
W	0,08	161,57	104,13	77,62	252,55	0,08	0,10	100,80	169,12	86,10	15,19	84,50	90,29	70,92	0,03	149,51	109,91
Tl	0,75	0,33	0,73	0,44	0,77	0,42	0,26	0,19	0,21	0,22	0,37	0,50	0,52	0,47	1,22	0,64	0,55
Pb	34,65	25,26	24,97	20,91	28,88	11,43	10,47	12,28	11,16	11,91	9,64	29,55	26,55	33,41	23,39	44,91	32,15
Bi	0,04	0,02	0,38	0,50	1,09	0,07	0,08	0,08	0,07	0,09	0,36	0,04	0,03	0,02	0,09	0,10	0,10
Th	10,34	5,44	5,45	2,82	7,00	4,28	3,97	5,53	5,19	3,32	3,37	2,45	7,96	9,48	6,35	3,79	6,88
U	4,60	1,44	2,87	1,53	4,15	1,12	1,20	0,99	0,88	0,92	0,87	0,63	1,22	1,61	0,94	2,90	2,18
Ru	3,12	0,36	0,46	0,30	0,61	0,64	0,74	1,10	1,03	0,89	2,25	0,35	0,53	0,26	0,81	0,35	0,49
Rh	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Pd	1,35	1,20	4,81	2,71	4,28	1,22	1,03	0,79	0,70	0,62	1,54	1,08	1,70	1,51	0,90	3,00	2,22

# Магнитогорская зона Южного Урала в позднем Палеозое...

SAMPLE	K-08-53	K-11-04 d	K-11-07 d	K-11-01	K-11-09	K-11-06 d	K-08-58	K-08-57	UB-08-71	UB-08-70	UB-7	UB-4	UB5	UB-11-38	UB-11-36	UB-2	UB-11-34	UB-11-35	UB-08-69	UB-11-37	UB-9	UB-11-33
Li	4,01	3,91	14,06	15,20	20,13	19,07	49,74	64,10	8,12	8,87	24,52	36,62	4,75	32,76	32,01	31,31	3,60	29,89	50,03	31,51	9,26	1,26
Be	1,34	2,00	1,17	1,42	1,36	2,74	1,99	3,93	3,11	3,53	2,50	3,23	4,04	2,78	2,48	3,46	3,76	1,83	2,88	2,01	0,79	4,61
Sc		0,91	1,93	2,48	1,54	3,85	3,76	1,00		0,67	2,32	2,54	1,63	1,99	1,60	2,35	2,16	2,63	2,01	1,83	9,50	2,48
Ti	446,3	261,3	970,7	1005,5	930,3	837,1	1605,6	1562,1	531,0	670,8	1341,6	1362,0	333,4	1047,6	1102,	1370,8	1196,1	1665,8	2649,2	1463,1	2709,9	1563,2
V	6,36	8,09	15,96	17,57	14,57	14,19	25,39	26,44	3,10	4,55	16,25	14,50	2,10	11,75	10,96	14,01	8,50	22,76	42,01	20,13	86,36	12,84
Cr		99,58	114,4	181,5	85,14	112,7	5,36	3,75			443,7	244,2	480,2	172,07	65,44	451,65	200,30	75,19	11,49	58,76	147,46	69,08
Mn	338,1	39,73	171,1	198,9	187,2	160,4	561,7	136,6	351,9	425,8	374,1	348,3	252,9	290,86	260,98	396,95	389,45	259,12	982,19	279,82	567,11	652,13
Co	0,85	25,35	21,83	14,33	29,39	33,49	3,52	2,94	0,43	0,57	4,17	3,23	46,03	14,62	28,41	42,84	30,95	32,33	5,50	26,99	64,46	23,18
Ni	1,78	3,45	4,51	7,31	11,36	5,03	3,78	9,52	0,71	1,20	33,71	23,54	34,48	7,20	3,92	33,28	5,61	7,00	10,04	4,19	20,43	3,50
Cu	8,65	8,71	10,88	9,57	7,35	5,93	12,30	9,55	6,28	4,33	14,76	20,06	8,31	8,41	6,52	10,64	5,80	7,33	14,89	9,33	11,02	7,19
Zn	8,19	5,67	41,71	41,93	40,24	41,86	33,51	38,18	7,53	9,83	45,22	42,43	18,26	32,98	30,98	48,34	35,56	35,32	31,69	60,50	41,39	62,69
Ga	17,07	21,05	17,47	17,41	17,76	19,93	21,31	23,25	14,39	15,82	14,91	16,30	14,96	14,25	13,65	15,73	17,51	13,96	16,51	20,77	12,40	21,82
Ge	30,66	23,87	43,19	48,57	52,84	56,13	45,87	114,57	68,27	88,50	109,34	140,30	124,3	115,29	106,33	137,58	199,47	104,98	122,67	151,27	59,27	194,06
Rb	33,91	102,3	35,05	54,05	22,20	38,66	50,65	91,56	209,0	226,9	83,71	102,70	154,03	110,53	78,24	96,51	49,10	55,48	83,60	106,67	18,21	39,44
Sr	717,08	57,02	474,11	483,86	560,33	370,27	943,87	1510,19	13,36	19,26	130,54	107,31	10,99	98,88	75,88	141,71	54,47	134,62	406,82	225,12	303,66	42,69
Y	2,41	0,71	1,80	2,73	1,16	2,39	6,77	4,14	3,08	3,91	8,05	10,99	11,23	12,61	5,74	12,08	17,89	5,34	12,28	3,21	12,09	14,57
Zr	15,51	9,46	32,72	27,59	44,09	33,35	21,11	79,70	43,54	54,72	68,15	88,20	79,34	74,76	76,28	85,46	127,94	79,60	67,84	105,10	23,63	119,51
Nb	1,50	2,34	1,48	2,05	1,94	8,51	2,93	3,71	8,00	13,09	6,74	9,33	10,00	11,63	9,53	7,60	11,38	7,33	12,29	5,50	2,00	9,47
Mo	0,01	0,25	0,26	0,44	0,21	0,34	0,02	0,07	0,09	0,12	1,23	1,31	1,47	0,54	0,79	1,17	1,24	0,27	0,69	0,21	0,31	0,44
Ag	0,13	0,09	0,07	0,08	0,11	0,24	0,09	0,15	0,23	0,36	0,24	0,34	0,37	0,39	0,33	0,30	0,39	0,25	0,37	0,21	0,09	0,33
Cd	0,03	0,02	0,05	0,05	0,07	0,05	0,03	0,02	0,01		0,09	0,08	0,04	0,16	0,11	0,13	0,15	0,12	0,03	0,20	0,05	0,25
Sn	0,21	0,59	0,81	1,22	0,71	1,54	0,56	0,75	0,67	1,60	2,08	2,44	1,72	3,45	3,11	2,72	4,32	2,33	1,82	2,01	0,83	3,58
Sb	0,07	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,12	0,14	0,14	0,10	0,07	0,21	0,12	0,05	0,14	0,27	0,07	0,12	0,26	0,66	0,12
Te		0,00			0,00	0,01		0,01				0,00	0,00	0,03	0,00		0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	
Cs	0,55	2,75	1,26	2,09	1,16	4,05	1,18	3,68	2,23	2,56	2,28	2,40	2,18	4,12	3,12	3,42	0,98	2,90	1,55	4,20	1,06	0,79
Ba	589,73	48,02	668,54	606,23	463,53	303,56	518,26	985,26	15,15	25,02	416,65	384,81	50,94	464,70	392,59	399,22	238,66	418,71	395,43	886,00	240,52	215,28
La	4,80	5,05	3,39	4,72	2,17	5,21	6,01	8,78	8,60	10,23	12,59	14,24	10,79	8,46	6,73	15,79	13,19	4,75	11,86	20,41	9,11	17,12
Ce	11,24	11,37	7,19	16,20	5,65	11,88	15,07	27,02	13,64	16,77	26,40	31,78	23,77	16,30	14,78	32,43	42,26	12,70	30,26	37,46	21,55	50,51
Pr	1,01	1,30	0,85	1,20	0,68	1,47	1,71	2,55	1,03	1,37	2,57	3,08	2,68	2,00	1,47	3,12	3,28	1,19	2,96	4,07	2,47	3,83
Nd	3,53	4,72	3,31	4,51	2,72	5,73	6,87	9,79	2,67	3,67	8,63	10,34	8,93	7,06	5,05	10,66	11,91	4,32	10,33	13,55	10,02	13,41
Sm	0,60	0,92	0,71	1,02	0,57	1,23	1,58	1,90	0,29	0,49	1,59	1,87	1,81	1,63	1,01	1,99	2,68	0,99	1,90	1,95	2,18	2,57
Eu	0,20	0,18	0,29	0,38	0,24	0,24	0,36	0,47	0,06	0,08	0,44	0,39	0,07	0,35	0,22	0,47	0,31	0,31	0,45	0,52	0,74	0,42
Gd	0,42	0,71	0,77	1,10	0,61	1,17	1,15	1,12	0,21	0,32	1,90	2,49	2,15	1,88	1,14	2,76	3,28	1,21	1,55	1,96	2,71	3,21
Tb	0,06	0,05	0,07	0,11	0,06	0,12	0,17	0,13	0,03	0,06	0,22	0,30	0,30	0,29	0,15	0,32	0,47	0,16	0,24	0,12	0,34	0,41
Dy	0,35	0,20	0,39	0,56	0,31	0,57	1,04	0,68	0,25	0,45	1,37	1,87	2,04	1,97	0,95	2,02	3,08	0,98	1,66	0,55	2,15	2,51
Ho	0,07	0,03	0,07	0,11	0,06	0,10	0,19	0,12	0,06	0,10	0,30	0,40	0,46	0,43	0,21	0,44	0,65	0,22	0,35	0,10	0,46	0,54
Er	0,18	0,08	0,19	0,27	0,16	0,26	0,50	0,30	0,25	0,37	0,94	1,29	1,55	1,40	0,71	1,41	2,17	0,71	1,04	0,23	1,45	1,71
Tm	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,07	0,04	0,05	0,07	0,15	0,22	0,27	0,24	0,12	0,22	0,35	0,12	0,17	0,03	0,24	0,28



SAMPLE	K-08-53	K-11-04 d	K-11-07 d	K-11-01	K-11-09	K-11-06 d	K-08-58	K-08-57	UB-08-71	UB-08-70	UB-7	UB-4	UB5	UB-11-38	UB-11-36	UB-2	UB-11-34	UB-11-35	UB-08-69	UB-11-37	UB-9	UB-11-33
Yb	0,20	0,08	0,16	0,26	0,14	0,20	0,43	0,29	0,46	0,58	1,09	1,50	2,00	1,68	0,89	1,56	2,49	0,84	1,18	0,22	1,54	1,94
Lu	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04	0,10	0,10	0,17	0,25	0,31	0,28	0,14	0,24	0,38	0,13	0,19	0,03	0,25	0,29
Hf	0,44	0,45	1,07	0,98	1,44	1,17	0,63	1,88	1,62	2,19	2,19	2,91	3,49	2,81	2,48	2,70	4,15	2,40	1,62	2,94	1,17	4,06
Ta	0,11	0,24	0,11	0,15	0,12	0,63	0,27	0,22	0,50	1,16	0,77	1,23	1,50	1,53	1,26	1,06	1,14	0,81	1,15	0,44	0,27	1,00
W	0,22	126,76	104,97	64,13	147,68	163,44	0,04	0,84	0,16	0,22	3,55	4,87	216,22	66,65	136,87	206,44	151,58	151,05	0,43	122,74	279,24	108,42
Tl	0,38	0,60	0,23	0,28	0,33	0,34	0,30	0,69	1,55	0,64	0,34	0,44	0,58	0,50	0,46	0,35	0,18	0,34	0,33	0,64	0,06	0,12
Pb	12,72	31,74	19,24	17,38	25,11	20,93	13,34	40,16	23,70	24,34	17,24	18,90	24,64	17,93	18,14	18,48	20,66	15,92	15,14	27,36	4,24	12,91
Bi	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,12	0,07	0,39	0,10	0,12	0,03	0,04	0,32	0,24	0,03	0,07	0,04	0,06	0,09	0,19	0,06	0,03
Th	1,58	3,21	1,30	1,82	1,55	2,38	1,78	6,96	19,79	27,36	8,82	11,18	23,87	13,53	5,84	9,25	11,36	5,40	13,81	8,30	4,55	9,70
U	0,63	0,74	0,42	0,55	1,22	0,70	0,73	3,64	4,60	4,13	2,90	4,59	4,25	5,02	4,46	3,79	4,00	2,40	3,85	4,24	1,54	2,58
Ru	0,31	0,32	0,70	0,42	0,26	0,83	0,70	0,51	0,96	1,73	1,85	2,73	3,50	3,21	2,15	2,62	3,63	1,65	2,34	0,65	1,81	2,94
Rh	0,01	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
Pd	0,49	0,49	1,55	1,54	2,82	1,84	0,70	2,50	1,34	1,69	4,10	5,02	4,71	3,95	4,19	4,96	7,85	4,59	2,22	5,52	1,35	7,36

SAMPLE	UB-08-71	UB-08-70	UB-7	UB-4	UB5	UB-11-38	UB-11-36	UB-2	UB-11-34	UB-11-35	UB-08-69	UB-11-37	UB-9	UB-11-33
Li	8,12	8,87	24,52	36,62	4,75	32,76	32,01	31,31	3,60	29,89	50,03	31,51	9,26	1,26
Be	3,11	3,53	2,50	3,23	4,04	2,78	2,48	3,46	3,76	1,83	2,88	2,01	0,79	4,61
Sc		0,67	2,32	2,54	1,63	1,99	1,60	2,35	2,16	2,63	2,01	1,83	9,50	2,48
Ti	531,02	670,80	1341,56	1362,01	333,44	1047,58	1102,78	1370,84	1196,05	1665,79	2649,16	1463,05	2709,97	1563,19
V	3,10	4,55	16,25	14,50	2,10	11,75	10,96	14,01	8,50	22,76	42,01	20,13	86,36	12,84
Cr			443,79	244,21	480,27	172,07	65,44	451,65	200,30	75,19	11,49	58,76	147,46	69,08
Mn	351,91	425,76	374,11	348,30	252,96	290,86	260,98	396,95	389,45	259,12	982,19	279,82	567,11	652,13
Co	0,43	0,57	4,17	3,23	46,03	14,62	28,41	42,84	30,95	32,33	5,50	26,99	64,46	23,18
Ni	0,71	1,20	33,71	23,54	34,48	7,20	3,92	33,28	5,61	7,00	10,04	4,19	20,43	3,50
Cu	6,28	4,33	14,76	20,06	8,31	8,41	6,52	10,64	5,80	7,33	14,89	9,33	11,02	7,19
Zn	7,53	9,83	45,22	42,43	18,26	32,98	30,98	48,34	35,56	35,32	31,69	60,50	41,39	62,69
Ga	14,39	15,82	14,91	16,30	14,96	14,25	13,65	15,73	17,51	13,96	16,51	20,77	12,40	21,82
Ge	68,27	88,50	109,34	140,30	124,34	115,29	106,33	137,58	199,47	104,98	122,67	151,27	59,27	194,06
Rb	209,01	226,95	83,71	102,70	154,03	110,53	78,24	96,51	49,10	55,48	83,60	106,67	18,21	39,44
Sr	13,36	19,26	130,54	107,31	10,99	98,88	75,88	141,71	54,47	134,62	406,82	225,12	303,66	42,69
Y	3,08	3,91	8,05	10,99	11,23	12,61	5,74	12,08	17,89	5,34	12,28	3,21	12,09	14,57
Zr	43,54	54,72	68,15	88,20	79,34	74,76	76,28	85,46	127,94	79,60	67,84	105,10	23,63	119,51
Nb	8,00	13,09	6,74	9,33	10,00	11,63	9,53	7,60	11,38	7,33	12,29	5,50	2,00	9,47
Mo	0,09	0,12	1,23	1,31	1,47	0,54	0,79	1,17	1,24	0,27	0,69	0,21	0,31	0,44
Ag	0,23	0,36	0,24	0,34	0,37	0,39	0,33	0,30	0,39	0,25	0,37	0,21	0,09	0,33
Cd	0,01		0,09	0,08	0,04	0,16	0,11	0,13	0,15	0,12	0,03	0,20	0,05	0,25
Sn	0,67	1,60	2,08	2,44	1,72	3,45	3,11	2,72	4,32	2,33	1,82	2,01	0,83	3,58
Sb	0,14	0,14	0,10	0,07	0,21	0,12	0,05	0,14	0,27	0,07	0,12	0,26	0,66	0,12
Te				0	0	0,03	0		0,01	0,01	0,01	0	0,01	
Cs	2,23	2,56	2,28	2,40	2,18	4,12	3,12	3,42	0,98	2,90	1,55	4,20	1,06	0,79

Ba	15,15	25,02	416,65	384,81	50,94	464,70	392,59	399,22	238,66	418,71	395,43	886,00	240,52	215,28
La	8,60	10,23	12,59	14,24	10,79	8,46	6,73	15,79	13,19	4,75	11,86	20,41	9,11	17,12
Ce	13,64	16,77	26,40	31,78	23,77	16,30	14,78	32,43	42,26	12,70	30,26	37,46	21,55	50,51
Pr	1,03	1,37	2,57	3,08	2,68	2,00	1,47	3,12	3,28	1,19	2,96	4,07	2,47	3,83
Nd	2,67	3,67	8,63	10,34	8,93	7,06	5,05	10,66	11,91	4,32	10,33	13,55	10,02	13,41
Sm	0,29	0,49	1,59	1,87	1,81	1,63	1,01	1,99	2,68	0,99	1,90	1,95	2,18	2,57
Eu	0,06	0,08	0,44	0,39	0,07	0,35	0,22	0,47	0,31	0,31	0,45	0,52	0,74	0,42
Gd	0,21	0,32	1,90	2,49	2,15	1,88	1,14	2,76	3,28	1,21	1,55	1,96	2,71	3,21
Tb	0,03	0,06	0,22	0,30	0,30	0,29	0,15	0,32	0,47	0,16	0,24	0,12	0,34	0,41
Dy	0,25	0,45	1,37	1,87	2,04	1,97	0,95	2,02	3,08	0,98	1,66	0,55	2,15	2,51
Ho	0,06	0,10	0,30	0,40	0,46	0,43	0,21	0,44	0,65	0,22	0,35	0,10	0,46	0,54
Er	0,25	0,37	0,94	1,29	1,55	1,40	0,71	1,41	2,17	0,71	1,04	0,23	1,45	1,71
Tm	0,05	0,07	0,15	0,22	0,27	0,24	0,12	0,22	0,35	0,12	0,17	0,03	0,24	0,28
Yb	0,46	0,58	1,09	1,50	2,00	1,68	0,89	1,56	2,49	0,84	1,18	0,22	1,54	1,94
Lu	0,10	0,10	0,17	0,25	0,31	0,28	0,14	0,24	0,38	0,13	0,19	0,03	0,25	0,29
Hf	1,62	2,19	2,19	2,91	3,49	2,81	2,48	2,70	4,15	2,40	1,62	2,94	1,17	4,06
Ta	0,50	1,16	0,77	1,23	1,50	1,53	1,26	1,06	1,14	0,81	1,15	0,44	0,27	1,00
W	0,16	0,22	3,55	4,87	216,22	66,65	136,87	206,44	151,58	151,05	0,43	122,74	279,24	108,42
Tl	1,55	0,64	0,34	0,44	0,58	0,50	0,46	0,35	0,18	0,34	0,33	0,64	0,06	0,12
Pb	23,70	24,34	17,24	18,90	24,64	17,93	18,14	18,48	20,66	15,92	15,14	27,36	4,24	12,91
Bi	0,10	0,12	0,03	0,04	0,32	0,24	0,03	0,07	0,04	0,06	0,09	0,19	0,06	0,03
Th	19,79	27,36	8,82	11,18	23,87	13,53	5,84	9,25	11,36	5,40	13,81	8,30	4,55	9,70
U	4,60	4,13	2,90	4,59	4,25	5,02	4,46	3,79	4,00	2,40	3,85	4,24	1,54	2,58
Ru	0,96	1,73	1,85	2,73	3,50	3,21	2,15	2,62	3,63	1,65	2,34	0,65	1,81	2,94
Rh	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
Pd	1,34	1,69	4,10	5,02	4,71	3,95	4,19	4,96	7,85	4,59	2,22	5,52	1,35	7,36

*Примечание:* пробы от Ah 08-27 до Ah 11-29d — Ахуновский массив, пробы от К 11-03d до К 08-57 — Карагайский массив, пробы от UB 08-71 до UB 11-33 Уйскоборский массив.

Как свидетельствуют геохимические данные (табл. IV.16, рис. IV.4), для наиболее дифференцированного Уйскоборского массива, по составу близкого к гранитам А-типа, характерны самые высокие в ареале содержания Nb, Ta, Y, Y-земель U, Th, Zr, а также Rb, Pb, Li. Для U и Th характерен рост содержаний: первого от 2–4 до 5 г/т в наиболее поздних гранит-порфирах, второго от 5–13 до 20–27 г/т. Соответственно, в породах, обогащенных U и Th и PЗЭ, появляются собственные редкоземельные (монацит, ксенотим), а также торий- и урансодержащие акцессорные минералы. Содержание Zr здесь максимально (70–130 г/т) в более ранних породах (граносиенитах и адамеллитах), в поздних гранит-порфирах содержание Zr снижается до 40–60 г/т. Содержание Y обнаруживает аналогичную тенденцию и понижается от 12–18 до 3–8 г/т. Возможно, подобное распределение этих микроэлементов определяется ранней кристаллизацией циркона. Nb имеет устойчивые содержания (7–12 г/т) во всем диапазоне

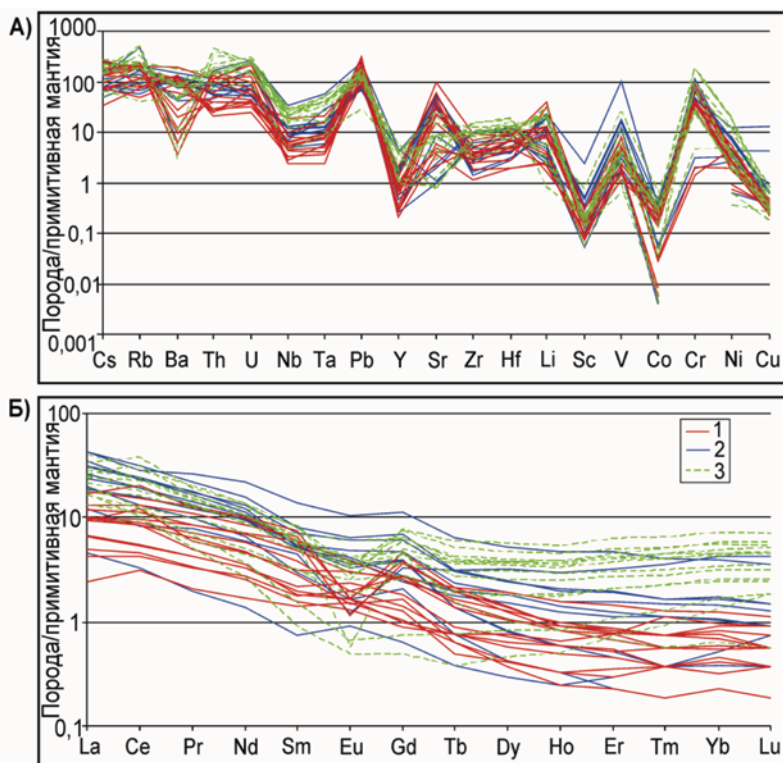
кремнекислотности пород, Та содержится в количестве 1–1,5 г/т. Rb на диаграммах с  $\text{SiO}_2$  и Sr образует собственные тренды: с ростом количества от 40–50 до 220 г/т в самых поздних дайках, при корреляции с ростом содержаний калия. Другой важной геохимической особенностью пород Уйскоборского массива являются низкие содержания Sr (100–300 г/т в ранних интрузивных породах) при минимальных содержаниях (15–20 г/т) в поздних дайках, Ba (соответственно, 200–400 г/т и 15–25 г/т). Наличие повышенных содержаний Cr (до 400 г/т и более) и Pd в гранитах этого массива может быть связано с составом мантийного базитового субстрата в зоне анатектической магнегенерации. Для пород этого массива характерна и специализация на вольфраме.

Графики нормированного содержания РЗЭ (рис. IV.4) также демонстрируют существование заметных различий в составах интрузий Ахуново-Петропавловского ареала. Так, графики РЗЭ для пород Уйскоборского массивов отражают обогащение пород тяжелыми иттриевыми лантаноидами с относительно слабым преобладанием легких редких земель (ЛРЗЭ) над тяжелыми (ТРЗЭ). La/Yb отношение 5–10. Для всех пород этого массива характерно наличие значительной отрицательной аномалии Eu — с максимальной ее величиной в поздних гранит-порфирах. В Уйскоборском массиве содержание суммы РЗЭ высокое, до 100 г/т, и устойчивое во всем диапазоне пород. Как результат этого, в породах появляются монацит, концентратор легких РЗЭ и Th.

Специфический геохимический состав пород Уйскоборского массива с самыми высокими в Ахуновско-Петропавловском ареале содержаниями U, Th, Zr, Nb, Ta, Y, Y-земель, Rb, Pb, Li, может свидетельствовать о том, что на глубине под массивом могла находиться интрузивная камера, где и происходила предшествующая формированию Уйскоборского массива дифференциация исходной магмы этой специфической интрузии.

Ахуновский и Карагайский массивы на диаграммах рис. IV.4 характеризуются более фракционированным спектром РЗЭ при существенном преобладании легких редкоземельных элементов над тяжелыми иттриевыми. Это определяет более высокие значения отношений La/Yb — 15–40 и более, с появлением в дифференцированных дайках гранит-порфиров Карагайского массива наиболее значительной отрицательной аномалии Eu. Хорошо выраженные отрицательные Eu аномалии в породах Уйскоборского массива и в дайках Карагайского массивов могут быть связаны с кумулятивной отсадкой кристаллов плагиоклаза. В ранних интрузивных породах Ахуновского массива аномалия Eu в ряде случаев имеет и положительные значения. В некоторых случаях форма кривых в распределении РЗЭ с дефицитом промежуточных лантаноидов (Ахуновский и Карагайский массивы), может свидетельствовать и об отсадке роговой обманки в промежуточных очагах [Интерпретация..., 2001].

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (рис. I.26) точки составов всех типов пород и интрузий Ахуново-Петропавловского ареала попадают в поле надсубдукционных пород. При этом они группируются в три ряда, один из которых составляют породы Ахуновского и Карагайского мас-



**Рис. IV.4.** Мультиэлементные составы гранитоидов верхнего карбона.: А) редкие и рассеянные, Б) редкоземельные элементы.

Условные обозначения: массивы — 1 — Карагайский; 2 — Ахуновский, 3 — Уйскоборский.

сиров (с низкими содержаниями Y и Yb), другой — породы Петропавловского массива (обогащенные Y и Yb) и третий — граниты Уйскоборского массива (с наиболее высокими содержаниями Ta, Nb и Rb).

Содержания петрологически информативных элементов (рис. IV.4) демонстрируют резкую отрицательную аномалию Nb, характерную для всех пород ареала, а также положительную аномалию Sr и Ba в породах Ахуновского и Карагайского массивов.

По мнению некоторых авторов данной работы, субдукции в это время уже не было, а надсубдукционный характер пород этого ареала, по-видимому, был связан с переплавлением островодужной коры. R. Ernst [2014], например, выделяет особые кремнекислые крупные плюмовые магматические провинции (LIPs), в которых граниты имеют характер переходных от известково-щелочных I-типа к гранитам А-типа (типа Уйскоборского массива). Они образуются только на континентальной коре, нередко расположены на палео- и современных континентальных границах, и являются результатом анатексиса водной легкоплавкой нижней коры под влиянием высоких температур, вызванных не-субдукционными

и неорогеническими условиями, а андерплейтингом — как следствие действия плюма.

Спайдерграммы рис. I.23 и рис. IV.4 отражают и некоторые существенные различия в составах интрузий, связанные с особенностями их петрогенезиса. Так, самый ранний в ареале Петропавловский массив и самый поздний Уйскоборский, выделяются более высокими концентрациями Nb, иттриевых лантаноидов и Y в породах, при сравнении их составов с породами Ахуновского и Карагайского массивов. Эти спайдерграммы отражают обогащение пород Уйскоборского массива Zr, Th и U, здесь резко нарастает положительная аномалия Pb, в то же время наблюдается резкий отрицательный минимум Sr и особенно Ba. Эти признаки уже более характерные для анорогенных гранитоидов А-типа.

### IV.3.1. Режим галогенов и серы Ахуновской, Карагайской и Уйскоборской гранитоидных интрузий

**Ахуновский и Карагайский массивы.** Как было установлено ранее [Холоднов и др., 2012 и др.], хлор для апатита и других гидроксилсодержащих минералов для этих массивов не характерен. Низкая хлороносность — одна из наиболее важных флюидно-геохимических характеристик мантийно-коровых окраинно-континентальных батолитов ГТПГ-типа и связанных с ними поздних продуктивных золотоносных массивов и золото-сульфидно-кварцевых месторождений [Холоднов, Бушляков, 2002; Ферштатер и др., 2010 и др.]. Содержание фтора в апатитах увеличивается от гранодиоритов Ахуновского массива (2,14–2,9 мас. %) к адамеллит- и гранит-порфирам Карагайского массива (3–3,96 мас. %). Одновременно с ростом содержаний фтора в апатитах из адамеллита и гранит-порфиров увеличивается содержание  $\text{SO}_3$  — до 0,3–0,45 мас. % (табл. IV.17, ан. 20–38, рис. 1.28).

Наиболее богатые серой и фтором апатиты в дайках имеют и самые высокие содержания SrO (до 1800 г/т),  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 1500–1700 г/т) и  $\text{SiO}_2$  (до 2000–2300 г/т) (табл. IV.17) при обратной их корреляции с содержаниями фосфора. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  снижается при этом от 43,7 в ранних, бедных серой апатитах, до 41,1 мас. % в поздних апатитах, богатых серой и другими элементами-примесями. Схема гетеровалентного изоморфизма здесь иная, чем в апатитах граносиенита Петропавловского массива. Она более сложная по составу изоморфных элементов-примесей. Здесь одновременно с замещением фосфора серой и кремнием по формуле  $\text{S}^{6+} + \text{Si}^{4+} = 2\text{P}^{5+}$ , двухвалентный  $\text{Ca}^{2+}$  замещается  $\text{Na}^+$  и  $\text{Sr}^{2+}$ . Это определяется составом и геохимической специализацией анатектического гранитоидного расплава и равновесного флюида, в которых вода, натрий и стронций содержатся в более значительных количествах, что отвечает особенностям, характеризующих условия формирования батолитов ГТПГ типа.

Богатые серой апатиты, образующие включения в амфиболе и биотите даек гранит-порфиров Карагайского массива, часто имеют зональное строе-

Таблица IV.17

Составы апатитов (масс. %) в породах Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов

№	CaO	SrO	Na2O	MnO	Al2O3	FeO	MgO	P2O5	SO3	SiO2	F	Cl	сумма
20	55,07	н.о.	н.о.	0,07	0	0,2	0,01	43,72	н.о.	0,11	2,14	0,01	101,35
21	54,75	н.о.	н.о.	0,12	0,01	0,26	0,01	43,74	н.о.	0,1	2,32	0	101,4
22	54,1	н.о.	н.о.	0,07	0	0,26	0,01	42,82	н.о.	0,21	2,46	0	99,94
23	54,53	н.о.	н.о.	0,09	0	0,29	0,01	43,33	н.о.	0,2	2,9	0,01	101,38
24	54,37	н.о.	н.о.	0,07	0,02	0,28	0,01	43,63	н.о.	0,08	2,8	0,01	101,29
25	55,17	н.о.	н.о.	0,08	0,01	0,43	0,01	43,63	н.о.	0,06	2,65	0	102,06
26	54,98	н.о.	0,05	0,06	0,01	0,03	0,01	н.о.	н.о.	0,11	3,96	0,01	100,00
27	55,42	н.о.	0,14	0,07	0	0,27	0,01	42,11	0,44	0,22	3,73	0,01	102,46
28	55,68	н.о.	0,14	0,02	0	0,05	0,01	41,06	0,45	0,23	3,6	0,01	101,24
29	55,66	н.о.	0,05	0,09	0,01	0,24	0	41,62	0,09	0,07	3,38	0,01	101,31
30	56,03	0,08	0,03	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	42,74	0,03	0,05	2,96	0	102,26
31	55,82	0,1	0,09	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	42,26	0,13	0,15	3,31	0	101,98
32	55,86	0,09	0,1	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	42,45	0,12	0,08	3,04	0,01	102,13
33	55,67	0,07	0,11	0,13	н.о.	н.о.	н.о.	42,35	0,09	0,13	3,05	0,01	101,87
34	56	0,08	0,1	0,1	н.о.	н.о.	н.о.	42,71	0,1	0,14	3,2	0	102,69
35	54,97	0,1	0,17	0,13	н.о.	н.о.	н.о.	41,67	0,31	0,2	3,9	0,01	101,87
36	55,51	0,18	0,15	0,05	н.о.	н.о.	н.о.	42,36	0,33	0,23	3,48	0,01	102,38
37	56,03	0,12	0,08	0,06	н.о.	н.о.	н.о.	42,56	0,12	0,13	3,55	0	102,77
38	55,45	0,06	0,07	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	42,15	0,09	0,22	3,38	0,01	101,58
39	56,4	0	0,13	0,14	н.о.	н.о.	н.о.	42,12	0,28	0,2	1,94	0,05	101,44
40	55,56	0,02	0	0,15	н.о.	н.о.	н.о.	42,39	0,02	0,23	2,92	0,06	101,74
41	54,88	0,03	0,02	0,29	н.о.	н.о.	н.о.	41,74	0,03	0,37	3,18	0,14	100,96
42	55,77	0	0,03	0,27	н.о.	н.о.	н.о.	42,47	0,06	0,06	2,68	0,07	101,57
43	55,66	0,02	0,07	0,12	н.о.	н.о.	н.о.	42,47	0,22	0,19	2,86	0,05	101,91
44	55,37	0,04	0	0,16	н.о.	н.о.	н.о.	42,37	0,03	0,19	2,78	0,05	101,38
45	55,18	0,02	0,01	0,14	н.о.	н.о.	н.о.	42,22	0,04	0,16	2,71	0,05	100,78
46	54,89	0,03	0,04	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	41,84	0,03	0,31	3,17	0,06	100,93
47	55,15	0,03	0,04	0,07	н.о.	н.о.	н.о.	41,94	0,05	0,23	2,76	0,09	100,73

Примечание. Номера анализов: 20–25 — **Ахуновский массив, гранит**; 20, 21 — включения апатита в амфиболе; 22–25 — включения в биотите; 26–38 — **Карагайский массив: 26–29 гранит**; 26 — включение апатита в КППШ, 27 — включение в биотите, 28, 29 — включение в амфиболе; 28 — центр, 29 — край; 30–38 — **гранит**: 30 — центр зерна апатита, 31 — край зерна, 32 — центр, 33 — край, 34–36 — отдельные зерна, 37 — центр кристалла, 38 — край; 39–47 — **Уйскоборский массив, гранит**: 39, 40, 42, 43 — включение апатита в гематите, 41 — включение в ильмените; 44, 45 — включения в амфиболе, 46 — отдельный кристалл апатита в межзерновом пространстве, 47 — включение в альбите; н.о. — элемент не обнаружен.

ние. В центре таких зональных кристаллов содержание  $\text{SO}_3$  максимально (до 0,45 мас. %) при максимальных содержаниях также натрия, кремнезема и стронция. В краевых зонах зональных кристаллов содержание сульфатной серы падает до 0,1 мас. %. Существенно снижаются содержания и других изоморфных фосфору и кальцию элементов-примесей. Снижается содержание фтора, тогда как содержание фосфора в краях кристаллов увеличивается (табл. IV.17). Наиболее поздний апатит в дайках гранит-порфиров, образующий включения в каймах КПШ, формирующихся вокруг более раннего плагиоклаза, в своем составе серу не содержит. Охарактеризованный выше дискретный характер распределения серы в самых поздних зональных кристаллах апатита указывает на изменение окислительно-восстановительного режима в процессе кристаллизации даек гранит-порфиров. Это, по-видимому, стимулирует переход первичной более высокотемпературной сульфатной серы в более восстановительные ее формы с ростом активности сероводорода с возможной более интенсивной кристаллизацией поздних сульфидных минералов. Аналогичные данные ранее были получены [Коновалова и др., 2013] при изучении состава зональных по  $\text{SO}_3$  кристаллов апатита в гранитах золотоносного Шарташского массива, в дайках гранит-порфиров и березитов Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале.

Дополнительные данные по общей оценке фтороносности пород Ахуновского и Карагайского массивов получены из анализа анионного составов амфиболов и биотитов (табл. IV.18). Такая оценка, применительно к этим массивам, важна в том отношении, что с золотоносными гранитными массивами окраинно-континентального типа, такими как Шарташский, наряду с золотым оруденением кварц-жильного типа, может быть связано и относительно более высокотемпературное шеелитовое оруденение в гумбеитах.

В амфиболе и биотите ахуново-карагайского комплекса содержание фтора сравнительно низкое, соответственно 0,1–0,23 и 0,14–0,32 мас. %. Значительно выше содержание F (0,74–0,84 мас. %) наблюдается в более железистом ( $f = 0,63$ ) биотите из поздней дайки гранит-порфира. Эти данные отражают заметное накопление фтора в самых поздних дайковых образованиях ахуново-карагайского комплекса. Последнее значение приближается к уровню фтороносности биотитов в массивах с золото-шеелитовым оруденением, но в последних (Шарташский массив), такие концентрации появляются значительно раньше, еще в породах интрузивных фаций.

В целом, эти данные по содержанию серы и галогенов в апатитах Ахуновского и Карагайского массивов существенно дополняют ранний вывод об особенностях флюидной специализации золотоносных массивов Урала [Холоднов, Бушляков, 2002; Ферштатер и др., 2010 и др.]. Они свидетельствуют о важной роли глубинной ювенильной серы в составе как магматического, так и золотоносного рудообразующего флюида. Магматогенная сера в золотоносных продуктивных массивах становится ведущим элементом-минерализатором и именно она определяет, в соответствии с экспериментальными данными [Горбачев и др., 1993], интенсивную экстрак-

Таблица IV.18

Содержание галогенов в составах темноцветных минералов в породах Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского массивов

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	сумма	f <sub>мин.</sub>
Пироксены и амфиболы														
20	47,16	0,83	6,8	0	15,53	0,66	13,2	11,38	1,25	0,56	н,о	н,о	97,37	0,54
21	47,34	0,89	7,35	0,01	14,76	0,49	13,44	11,14	1,61	0,41	0,13	0,01	97,59	0,52
22	48,19	0,88	6,8	0	14,29	0,57	14,19	11,21	1,41	0,33	0,12	0,03	98,03	0,50
23	47,26	0,81	7,2	0,58	15,27	0,67	12,68	11,03	1,11	0,45	0,07	0,01	97,13	0,55
24	48,82	0,77	5,77	0	14,39	0,56	13,55	11,71	1,08	0,46	0,23	0,01	97,46	0,52
25	49,47	0,77	4,41	0,02	15,13	1,11	13,6	11,41	0,91	0,4	0,21	0,02	97,47	0,53
26	49,89	0,8	4,3	0,05	15,38	1,06	13,75	11,44	0,89	0,39	0,21	0,01	98,15	0,53
Слюды														
5	37,28	1,77	16,15	0,03	16,11	0,38	13,44	0,03	0,05	9,08	0,28	0	94,6	0,55
6	37,54	2,07	15,42	0,02	15,82	0,36	13,34	0,02	0,07	9,13	0,32	0	94,11	0,54
7	37,45	3,2	14,57	0,01	17,58	0,4	12,25	0	0,05	9,45	0,16	0,01	95,15	0,59
8	37,54	3,08	14,98	0,03	17,65	0,44	12,14	0	0,05	9,61	0,24	0,01	95,76	0,59
9	37,12	2,65	14,43	0,12	17,61	0,4	11,94	0,02	0,08	9,72	0,14	0,01	94,43	0,60
10	36,91	2,72	15,49	0,05	18,48	0,24	10,83	0	0,08	9,79	0,74	0,01	95,34	0,63
11	36,36	2,53	15,32	0,09	18,69	0,34	11,14	0	0,09	9,7	0,84	0,03	95,13	0,63
12	36,71	3,81	13,49	0,03	19,39	0,63	11,37	0	0,09	9,38	0,2	0,03	95,14	0,63
13	36,36	3,79	13,14	0,06	19,27	0,57	11,97	0,01	0,09	9,27	0,3	0,02	94,83	0,62
14	36,15	3,95	13,2	0,03	18,66	0,58	12,06	0	0,06	9,31	0,37	0,02	94,39	0,61
15	36,45	3,69	13,39	0	19,29	0,57	12,1	0	0,09	9,35	0,3	0,04	95,28	0,61
16	36,48	4,04	13,47	0,01	19,29	0,58	11,84	0	0,1	9,3	0,23	0,03	95,37	0,62
17	36,78	3,73	13,64	0,01	18,68	0,57	12,01	0,01	0,06	9,48	0,25	0,03	95,25	0,61
18	36,48	3,79	13,33	0,03	18,84	0,55	12,27	0,01	0,06	9,51	0,35	0,03	95,25	0,61
19	35,99	4,08	12,75	0,01	19,6	0,63	11,21	0	0,05	9,36	0,38	0,03	94,09	0,64
20	36,39	3,86	13,02	0,02	18,64	0,58	12,02	0	0,08	9,4	0,39	0,02	94,42	0,61

Примечание: номера анализов пироксенов и амфиболов 1–19, см. Петропавловский массив, табл. I.25, номера анализов слюд 1–4, Петропавловский массив, там же.

Пироксены и амфиболы: 20–22 — Ахуновский массив; 23,24 — Карагайский массив; 25,26 — Уйскоборский массив.

Слюды: 5–8 — Ахуновский массив; 9 — Карагайский массив (14 гранодиорит); 11 — Карагайский массив (дайка гранит-порфир); 20 — Уйскоборский массив (66).



цию и перенос золота магматогенным рудообразующим флюидом при подчиненной в нем роли хлоридной формы переноса золота. Низкие содержания хлора в таком флюиде способствуют отсутствию в нем значительных концентраций таких широко распространенных хлорофильных рудных элементов как Fe и халькофилов — меди, цинка и др. Именно этими особенностями флюидного режима определяются и дальнейшие перспективы рассматриваемых малокалиевых массивов ахуново-карагайского комплекса на обнаружение в связи с ними дополнительной золотой и золото-вольфрамовой (с молибденом) минерализации кварц-жильного типа. Подобная специализация подтверждается уже известной связью с гранитоидами ахуново-карагайского комплекса кварцевожильной золото-шеелитовой минерализации (кварцевые жилы Воронцовская, Ахуновская и др.).

Дайки гранит-порфиров Карагайского массива, апатиты в которых содержат повышенное количество фтора (3–3,9 мас. %), могут быть специализированными и на редкометальное (Mo, TREE и др.) оруденение.

**Уйскоборский массив.** Несмотря на то, что породы этого массива обогащены калием, содержание фтора в апатитах здесь сравнительно невысокое, даже более низкое, чем в поздних дайках гранит-порфиров Карагайского массива. В среднем это 2,8 мас. % F, при вариации содержаний 1,94–3,18 мас. %. В то же время содержание хлора в апатитах заметно увеличивается (0,05–0,14 мас. %). Содержание сульфатной серы в апатитах варьирует от 0,02 до 0,28 мас. % — (табл. IV.17, рис. I.27). Содержание F в сфене составляет (0,22–0,36 мас. %), в амфиболе (0,2 мас. %), в высокотитанистом биотите (табл. IV.18) — (0,2–0,4 мас. %). Возможно, распределение фтора между апатитом и силикатами (биотитом) связано с кристаллизацией пород при повышенной температуре [Бушляков, Холоднов, 1986]. К типоморфным особенностям состава апатита в этом позднем малоглубинном массиве относится также (рис. I.28) высокое содержание  $\text{SiO}_2$  (1600–3700 г/т) и MnO (1000–2900 г/т) при низких содержаниях SrO,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SO}_3$ . Это выделяет апатиты этого массива на диаграммах рис. I.27 и I.28. Высокое содержание марганца — это типоморфная особенность и других минералов в породах данного массива. В акцессорном ильмените содержание MnO составляет 18,4 мас. %, в амфиболе (1,06–1,11 мас. %), в биотите (0,55–0,63 мас. %).

Сравнительно низкая фтороносность гранитоидов Уйскоборского массива при повышенном количестве в составе апатита хлора и сульфатной серы — это признаки, которые должны учитываться при оценке минерагенической специализации и потенциальной его рудоносности. Апатиты Уйскоборского массива попадают в основном в поля гранитоидов, специализированных на золотое и вольфрамовое оруденение. Вместе с тем, наличие в апатитах повышенного количества хлора (до 0,14 мас. %) и сульфатной серы (до 0,28 мас. %), не исключает возможности минерагенической специализации этого массива на Mo и полиметаллы.

#### IV.3.2. Золотое оруденение гранитоидов окраинно-континентального режима в Магнитогорской зоне

Составы северных ареалов, одновременно и центров ЦДМА в Магнитогорской зоне в первую очередь, Ахуново-Петропавловского, характеризует закономерные и последовательные этапы в эволюции геодинамических обстановок и связанного с ними разнообразного габброидного и гранитоидного интрузивного магматизма Магнитогорской зоны на ее постостроводужном (аккреционно-коллизийном и окраинно-континентальном) этапах развития.

Процессы окраинно-континентального гранитообразования на севере Магнитогорской зоны происходили не только в довольно длительном интервале времени (360–304 млн. лет), о чем свидетельствуют данные изотопно-геохронологических исследований, изложенных выше, но и практически на «чисто мантийном» субстрате, без видимого участия древнего корового вещества. На это указывают не только данные изотопно-геохимического изучения охарактеризованных выше магматических пород Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала, но и полное отсутствие в магматических породах Магнитогорской зоны древних допалеозойских реликтовых цирконов [Ферштатер, 2013 и др.]. Это свидетельствует о том, что в фундаменте Магнитогорской зоны отсутствуют реликтовые блоки древней континентальной коры. Поэтому здесь практически нет загрязнения магматических пород древним коровым материалом. Цирконы, в отличие от Тагильской островодужной зоны, не содержат древних ксеногенных популяций с докембрийскими возрастами [Ферштатер, 2013].

Роль субстрата в зонах анатектической магнегенерации имеет важное значение, так как, возможно, именно исходно мантийный субстрат и определял специализацию этого батолита на золотое оруденение кварц-жильного типа. Этот батолит также формируется преимущественно на мантийном субстрате, о чем свидетельствует величина первичных отношений изотопов Sr и Nd в породах ( $\epsilon\text{Nd} +4...+5$  и более), роль корового материала здесь минимальна. Длительный многоступенчатый анатексис являлся здесь главным петрогенетическим процессом, ответственным не только за состав длительно формирующихся ГТГГ плутонов, но и за их специализацию и продуктивность на золото-сульфидно-кварцевое (с шеелитом) оруденение. В ходе эволюции такого длительного (до 60 и более млн. лет) многоступенчатого корового анатексиса (в условиях высокой водонасыщенности расплавов и специфики состава флюидной фазы) происходит многократное перераспределение золота из исходного субстрата, а затем из последовательно формирующихся анатектических расплавов в слабо хлороносный флюид, обогащенный сульфатной серой [Холоднов и др., 2013].

В то же время Челябинский батолит на востоке, уже в пределах Восточно-Уральской мегазоны (по данным Т.А. Осиповой и Г.Н. Каллисто-

ва), был сформирован уже на более гетерогенном субстрате, по-видимому, с участием блоков древней докембрийской континентальной коры. Это оказало влияние на более слабую его золотоносность и, возможно, определило специализацию поздних богатых калием и фтором гранитов и лейкогранитов на редкометальное оруденение (Кременкульское месторождение).

Анализ флюидного режима наиболее раннего Петропавловского массива показал, что ранние производные мантийного расплава (габбродииориты), наиболее обогащенные таким сильным окислителем, как хлор, предполагают их специализацию на титаномагнетитовое и скарново-медно-магнетитовое оруденение. Более поздние породы этого массива (граносиениты) имеют уже иной флюидный режим, они обеднены хлором и обогащаются сульфатной серой. Такой режим флюида предполагает их специализацию на золото-шеелит-сульфидное (Au, W, Cu, Pb, Zn, Mo) оруденение с возможным аналогом в виде гранитоидов Дальнего Востока, сопровождаемых промышленным скарновым Mo-W, шеелит-сульфидным с полиметаллами месторождениями. На востоке России (в Приморском крае и в Якутии), специализированные на W мантийно-коровые батолитоподобные гранитоидные интрузии, не имеющие вулканических аналогов, образуются в обстановке трансформной континентальной окраины [Симаненко и др., 2006; Гвоздев, 2010 и др.]. С этими плутонами и сопровождающими их рудоносными штоками в Сихоте-Алиньской аккреционно-складчатой области связаны такие (одни из наиболее крупных в России) эксплуатируемые скарновые шеелит-сульфидные месторождения, как Лермонтовское, Восток-2, Агылки и др.

В то же время породы малокалиевых массивов (Ахуновского, и Карагайского) по многим геохимическим параметрам отвечают тренду эволюции состава пород Верхисетского и Шарташского массивов. Это и определяет дальнейшие перспективы рассматриваемых массивов на обнаружение в связи с ними золотой и золото-вольфрамовой (с молибденом) минерализации кварц-жильного типа. Подобная специализация подтверждается уже известной связью с гранитоидами Ахуново-Карагайского комплекса кварцевожильной золото-шеелитовой (кварцевые жилы Воронцовская, Ахуновская и др.) и полиметаллической минерализации.

Установлено, что Ахуновский и Карагайский массивы представляют собой единый по составу и условиям формирования интрузивно-дайковый комплекс. Это подтверждается наличием единых трендов в эволюции состава всех породообразующих минералов этого анатектического комплекса: плагиоклазов, биотитов, КПШ, амфибола, апатита, что демонстрирует значимую роль кристаллизационной дифференциации в формировании состава всего интрузивно-дайкового комплекса Ахуново-Карагайской группы интрузий. Эти закономерности можно использовать как петролого-минералогические индикаторы комагматизма всех типов пород ахуново-карагайского комплекса и иметь критерий связи

определенного по составу и генезису типа дайковых образований (широко развитых в ареале) с конкретным материнским интрузивом. Наличие такого критерия является важным результатом, так как с определенным комплексом даек может быть связана вполне определенная рудоносность. В частности, наличие в гранодиорит- и гранит-порфирах апатитов, обогащенных сульфатной серой и бедных хлором при повышенном содержании фтора, может свидетельствовать о возможной специализации таких даек на золото-сульфидно-кварцевое оруденение. Этот критерий ранее был разработан на примере таких продуктивных массивов как Шарташский, с которым генетически и пространственно связано крупное Березовское золоторудное месторождение. В ахуново-карагайском комплексе есть также ряд крупных кварцевых жил, несущих золотую минерализацию.

## V.

### Позднеколлизийный магматизм позднего карбона – ранней перми

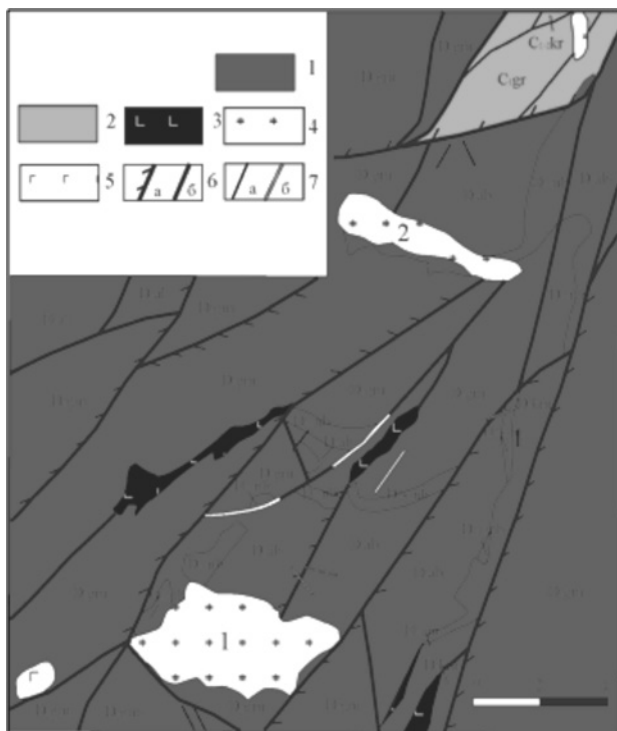
Магматические образования позднеколлизийной эпохи проявились в ранней перми только в Уйско-Новооренбургской сутурной (шовной) зоне. Представлены они умереннощелочной монцонит-сиенит-гранитной ассоциацией гумбейского комплекса и биотит-роговообманковыми гранитами Кацбахского массива (комплекса). Оба названных комплекса по изотопным показателям сформировались практически одновременно в диапазоне 294–290 млн. лет, но отвечают разным формационным типам пород.

#### V.1. Монцодиорит-гранитный гумбейский комплекс

Гумбейский комплекс проявился в виде небольших штокообразных массивов и даек, среди которых наиболее крупными являются *Новобуранный* и *Балканский массивы* (рис. V.1), вытянутые в субширотном направлении на 7 км, при общей площади выходов пород около 15 км<sup>2</sup>. Контакты массивов крутые, рвущие, с многочисленными апофизами [Замига и др., 1965ф]. Известны также выходы ряда более мелких штокообразных тел, например, в районе оз. Башкирское, в устье р. Солодянка и др. Контактные зоны Новобуранного массива ороговикованы и скарнированы.

Гумбейский комплекс двухфазный. Породы первой фазы имеют повышенную щелочность: это монцодиориты, монцониты, реже — сиениты, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты, изредка монцогаббро и шонкиниты. Последние обнажены на р. Солодянке (на юге массивов Балканский и Новобуранный) и содержат ксенолиты размером 0,5–1 см до 0,5–10 м. Породы второй фазы представлены граносиенитами и умеренно-щелочными гранитами, иногда гнейсовидными.

*Минеральный состав пород.* В минеральном составе пород первой фазы присутствуют плагиоклаз (15–50 %), пертитовый калиевый полевой шпат (10–50 %), клинопироксен (10–25 %), биотит (3–15 %), амфибол (5–20 %), кварц (0–5 %) и акцессорные — апатит, титаномagnetит, сфен, эпидот. В меланократовых монцогаббро и пикритах — оливин (1–5 %), клинопироксен (40–55 %), биотит (30–40 %), ортоклаз (3–5 %), апатит (до 3 %), титаномagnetит, пирит, сфалерит, блеклая руда, рутил, эпидот. В гранитоидах второй фазы — плагиоклаз (до 50 %), щелочной полевой шпат (ортоклаз, пертит, редко — микроклин — 20–25 %), темноцветные минералы (биотит, роговая обманка, редко — клинопироксен — 5–10 %).



**Рис. V.1.** Геологическая схема участка развития Гумбейской группы интрузий по [Мосейчук и др., 2000ф].

*Условные обозначения:* 1 — вулканогенно-осадочные образования девона, 2 — вулканогенно-осадочные образования карбона, 3 — гипербазиты, 4 — щелочные гранаты, 5 — габбро, 6 — разрывные нарушения (а — надвиги, б — разломы), 7 — дайки (а — основного состава, б — кислого состава). Цифрами обозначены массивы: 1 — Новобуранный, 2 — Балканский.

Оливин (табл. V.1) в меланократовых породах (монцогаббро и шонкинитах) отвечает гиалосидериту состава  $\text{Fo}_{57}\text{Fa}_{43}$ , т.е. высокожелезистой его разновидности, в которой не обнаружен кальций. Это отражает его кристаллизацию при высоком давлении и пониженной температуре [Kohler, Brey, 1992; Сурин, 1997].

Клинопироксен отвечает авгиту и эгирин-авгиту. Авгит состава  $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{47}\text{Fe}_{10}$  содержит 88 % авгитовой компоненты, 4,4 % жадеита и 7,6 % эгирина, а в эгирин-авгите — 77,7 % диопсида состава  $\text{Ca}_{47}\text{Mg}_{45}\text{Fe}_8$  и 22,3 % чистого эгирина [Сурин, 1997].

Полевые шпаты представлены двумя генерациями. Первая имеет состав  $\text{Or}_{61-62}\text{Ab}_{38-39}$  (ан. 5-6, табл. V.1) и вторая  $\text{Or}_{33}\text{Ab}_{67}$  (ан. 7). Вторая генерация окаймляет первую. Обращает внимание отсутствие аноритовой компоненты.

Биотит (ан. 8, табл. V.1) имеет низкую железистость ( $\text{Fe}\# 35,9$ ) и глиноземистость ( $\text{Al}\# 14,5$ ), что ниже, чем во вмещающих ксенолитах гранитоидах [Ферштатер, Бородин, 1975]. При этом биотиты из меланократовых монцо-

нитов не содержат CaO, а в биотитах из гранитов количество CaO составляет 2,1 %. Последнее отражает повышенную кальциевость «коллизийных гранитов I-типа», а в монцодолеритах весь CaO сконцентрирован в клинопироксене. Кроме того, биотит из монцодолеритов содержит очень большое количество  $\text{TiO}_2$  (6,43 %), что вдвое больше, чем в известных щелочных базальтах Монголии [Рябчиков и др., 1981].

Таблица V.1

Химические составы минералов Новобуранного массива по [Сурин, 1997]

	Ol		Cpx		Fsp			Bi	TMT	MT
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\text{SiO}_2$	35,89	35,29	53,50	54,10	64,99	66,60	67,28	39,28	0,39	0,41
$\text{TiO}_2$	–	–	0,30	–	0,58	–	–	6,43	8,88	1,07
$\text{Al}_2\text{O}_3$	–	–	1,22	–	18,09	17,76	18,45	11,43	–	–
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,06	1,34	3,25	7,71	0,60	0,41	0,26	–	53,58	63,01
FeO	35,12	34,66	5,52	3,92	–	–	0,62	15,02	34,08	32,68
MnO	1,44	1,42	–	–	–	–	–	–	0,70	0,58
MgO	27,36	27,15	15,30	12,64	–	–	–	15,02	0,44	–
CaO	–	–	19,40	18,32	–	–	–	–	–	–
$\text{Na}_2\text{O}$	–	–	1,38	3,19	4,38	4,47	7,71	–	–	–
$\text{K}_2\text{O}$	–	–	–	–	10,73	10,73	5,67	9,79	–	–
$\text{Cr}_2\text{O}_3$									0,61	0,95
$\Sigma$	99,87	99,87	99,96	99,94	99,86	99,96	99,87	97,07	99,63	99,59

Примечание: анализы выполнены на микрозонде «Camebax» во ВСЕГЕИ.

Титаномагнетит является позднемагматическим минералом с повышенной концентрацией хрома и магния, свидетельствующей о достаточно глубинных условиях его кристаллизации.

**Химические составы пород** гумбейского комплекса представлены в табл. V.2 и табл. V.3. Широкий диапазон количественных вариаций кремнезема (43,44–71 %) и глинозема (6,94–19 %) является характерной особенностью пород рассматриваемого комплекса. Общая щелочность отвечает калий-натриевому ряду ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  1–1,2) и лишь в биотит-пироксеновых пикритах — калиевому ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 0,01\text{--}0,75$ ). По общей щелочности последние, в соответствии с О.А. Богатиковым и др. [2010], отвечают щелочным пикритами, в которых отсутствуют минералы фельдшпатоидов, но нормативный нефелин отмечается всегда. Железистость (Fe#) и известковистость пород комплекса соответствуют нормативным вариациям типов пород, а магнезиальность имеет повышенные характеристики (MgO 17,87 %). Умеренно-повышенные содержания характерны также для  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

**Таблица V.2**

Химические составы пород гумбейского комплекса

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
1	43,44	1,69	6,94	3,50	5,96	0,17	17,87	12,86	0,37	3,69	1,85	1,52	99,86
2	48,53	1,36	11,66	2,55	5,87	0,12	10,99	10,21	2,50	3,48	1,17	0,76	99,20
3	48,0	0,67	10,1	5,0	5,37	0,19	12,40	11,36	3,7	1,0	0,21	2,0	100,0
4	50,0	0,94	15,1	2,0	5,02	0,17	9,60	9,94	3,2	2,6	0,5	1,4	100,47
5	53,0	1,10	16,5	1,63	5,00	0,09	7,0	5,68	4,0	3,75	0,48	1,06	99,29
6	53,0	1,16	16,5	2,20	3,59	0,13	7,8	5,68	3,7	3,5	0,43	2,94	100,33
7	53,0	0,90	16,5	2,20	3,59	0,11	7,0	7,10	4,0	2,65	0,56	3,1	100,22
8	57,00	0,77	16,90	1,53	3,28	0,11	6,00	5,68	4,00	3,75	0,33	0,70	99,98
9	59,40	0,95	19,00	2,00	2,15	0,06	4,00	4,26	4,00	3,80	0,24	0,44	100,50
10	65,0	0,47	15,6	1,20	1,80	0,06	3,60	2,86	4,05	4,00	0,21	1,18	100,03
11	65,0	0,50	16,0	1,00	1,75	0,06	4,0	3,12	4,0	3,75	0,21	0,52	99,91
12	71,0	0,33	14,0	1,0	1,43	0,02	0,80	2,27	4,05	3,75	0,04	1,18	99,87
13	71,0	0,29	12,5	1,28	1,43	0,04	1,20	2,40	4,05	4,0	0,17	1,25	99,62

*Примечания:* 1 — биотит-пироксеновый шонкинит, 2, 3 — меланократовые габбро-монзониты; 4 — габбро-монзонит; 5, 6, 7 — монзониты; 8, 9, 10,11 — сиениты; 12, 13 — граниты.

**В распределении микроэлементов** в гумбейском комплексе отмечают следующие закономерности: высокими концентрациями выделяются как литофильные, так и сидерофильные микроэлементы (Cs, Rb, Ba, U, Th, Pb, Sr, V, Cr и Ni). Высокозарядные элементы (Nb, Ta, Zr, Hf) также присутствуют в повышенных количествах, при этом Nb и Ta имеют широкий диапазон количественных вариаций.

**Таблица V.3**

Распределение микроэлементов в породах гумбейского комплекса

авт.№	1-1- 2016-I	1-1- 2016-II	1-2-2016	102/163.5	103/254	1000-3	2101	2101-5	2164-1	2167	2602	2602-1	2602/2
Li	3,815	3,585	5,700	11,715	7,214	2,059	13,576	10,122	6,202	9,540	6,630	4,060	5,951
Be	2,584	2,508	2,294	1,469	1,327	1,291	0,948	0,836	0,761	0,276	1,358	0,750	1,301
B	6,813	6,847	5,811	2,491	2,682	4,294	3,175	2,913	2,626	2,871	1,894	2,135	1,416
Sc	6,651	6,965	11,678	11,386	16,051	4,804	13,578	12,139	26,514	37,282	6,875	2,076	6,599
Ti	2716,610	2709,542	4073,933	5060,181	4695,599	1702,482	5471,388	4807,563	4066,938	3455,019	2089,760	1048,955	2143,939
V	62,256	60,046	106,496	108,016	154,329	25,208	122,384	100,024	202,244	204,649	39,812	13,697	41,156
Cr	82,349	79,161	312,149	203,326	337,277	42,815	206,811	190,135	309,694	280,050	77,807	11,694	78,468
Mn	459,041	445,482	661,157	714,509	1006,990	182,123	734,981	628,139	987,955	1286,783	327,749	141,088	342,795
Co	11,005	10,806	19,875	24,380	32,056	5,423	25,507	23,315	34,637	40,061	9,940	2,054	10,214
Ni	55,734	54,266	105,451	143,063	187,328	22,567	119,305	117,049	125,347	96,393	55,470	6,701	58,345



авт.№	1-1-2016-I	1-1-2016-II	1-2-2016	102/163.5	103/254	1000-3	2101	2101-5	2164-1	2167	2602	2602-1	2602/2
Cu	24,391	24,114	84,569	12,650	62,868	11,326	56,624	14,045	44,433	57,814	8,974	6,550	9,299
Zn	73,400	72,153	89,762	92,536	71,193	36,808	89,864	86,505	74,805	79,166	46,001	40,573	48,467
Ga	19,062	18,846	18,114	18,681	17,491	14,959	16,790	17,771	13,588	12,706	15,640	15,461	15,781
Ge	0,993	0,990	1,163	1,026	1,367	0,793	1,016	0,975	1,315	1,319	0,874	0,753	0,869
As	4,146	4,025	4,463	2,527	3,311	3,023	2,079	2,393	2,093	2,048	1,846	1,189	1,881
Rb	114,011	111,007	87,201	70,951	32,138	66,809	59,997	62,716	22,049	23,245	69,634	63,018	68,468
Sr	1253,333	1250,409	1260,385	1690,066	2184,046	1032,483	1094,784	2133,138	466,042	297,133	992,732	345,073	988,358
Y	12,113	12,011	19,583	15,511	31,125	10,336	15,805	15,883	20,824	13,146	12,145	5,438	11,960
Zr	56,723	58,186	31,161	86,328	91,129	79,716	38,651	31,529	57,132	26,889	68,515	108,961	64,502
Nb	14,559	14,711	18,834	18,070	17,020	14,970	12,495	13,110	12,216	2,431	12,638	4,004	12,655
Cs	2,546	2,500	2,178	2,455	0,794	0,993	2,538	2,268	1,549	0,730	1,290	2,757	1,352
Ba	1340,668	1318,903	1288,000	1558,769	639,503	1325,762	1117,686	1609,177	332,260	427,447	959,706	584,672	1003,202
La	45,861	44,738	50,988	49,473	46,821	29,544	37,520	40,781	28,676	8,239	37,055	5,550	31,128
Ce	89,617	86,213	112,067	100,403	107,138	56,396	75,462	87,677	61,181	17,658	73,097	10,948	63,171
Pr	10,022	9,787	13,084	11,694	13,873	6,661	9,236	10,732	7,913	2,250	7,825	1,355	7,319
Nd	32,400	31,505	43,349	38,785	51,355	21,902	32,964	38,082	29,600	8,930	25,345	4,807	24,229
Sm	5,168	5,051	7,022	6,272	9,508	3,444	5,564	6,455	5,584	2,048	4,001	1,057	3,983
Eu	1,355	1,336	1,950	1,784	2,463	1,044	1,638	1,956	1,507	0,689	1,103	0,316	1,125
Gd	3,056	3,078	4,516	4,016	6,930	2,252	4,043	4,477	4,450	2,229	2,789	0,953	2,959
Tb	0,404	0,407	0,607	0,513	0,954	0,308	0,527	0,568	0,646	0,351	0,378	0,154	0,390
Dy	1,946	1,908	3,003	2,476	4,775	1,558	2,597	2,696	3,391	1,999	1,889	0,837	1,911
Ho	0,355	0,347	0,579	0,469	0,949	0,319	0,511	0,516	0,693	0,433	0,380	0,184	0,384
Er	0,823	0,818	1,378	1,085	2,297	0,771	1,174	1,170	1,664	1,083	0,936	0,472	0,939
Tm	0,122	0,120	0,211	0,158	0,354	0,124	0,173	0,172	0,256	0,166	0,144	0,078	0,150
Yb	0,696	0,672	1,199	0,904	2,038	0,738	0,985	0,961	1,529	1,033	0,881	0,506	0,881
Lu	0,106	0,107	0,176	0,132	0,313	0,116	0,144	0,144	0,236	0,170	0,134	0,085	0,136
Hf	1,791	1,792	1,362	2,236	2,698	2,880	1,463	1,265	2,442	1,098	2,561	3,516	2,502
Ta	0,982	0,992	1,352	0,775	0,575	1,435	0,601	0,550	0,629	0,139	0,980	0,334	0,986
W	2,012	2,767	6,669	0,699	0,821	1,306	0,863	0,605	1,409	0,799	1,289	2,463	1,101
Pb	24,517	24,193	26,643	15,815	4,604	19,386	22,607	11,062	7,554	3,794	21,110	11,760	19,704
Th	17,875	17,477	18,699	7,061	4,128	22,081	6,460	5,370	3,544	1,744	17,206	5,185	15,025
U	4,360	4,416	3,892	2,297	1,791	4,614	2,471	2,196	1,530	0,680	2,049	3,462	1,982

*Примечание:* граниты — 1000-3, 2601-1; граносиениты — 2002, 2602-2; кварцевые сиениты — 1-1-2016-I, 1-1-2016-II, 1-2-2016; сиениты — 102/163.5, 2101, 2101-5; монцодиорит меланократовый — 103/254; габбро-монциты меланократовые — 2167, 2154-1.

На спайдерграммах рис. V.2 литофильные элементы (Cs, Rb, Ba, Th,U), включая Sr, Pb и V образуют резко выраженные максимумы и для большинства из них характерны широкие количественные вариации. Высокозаряд-

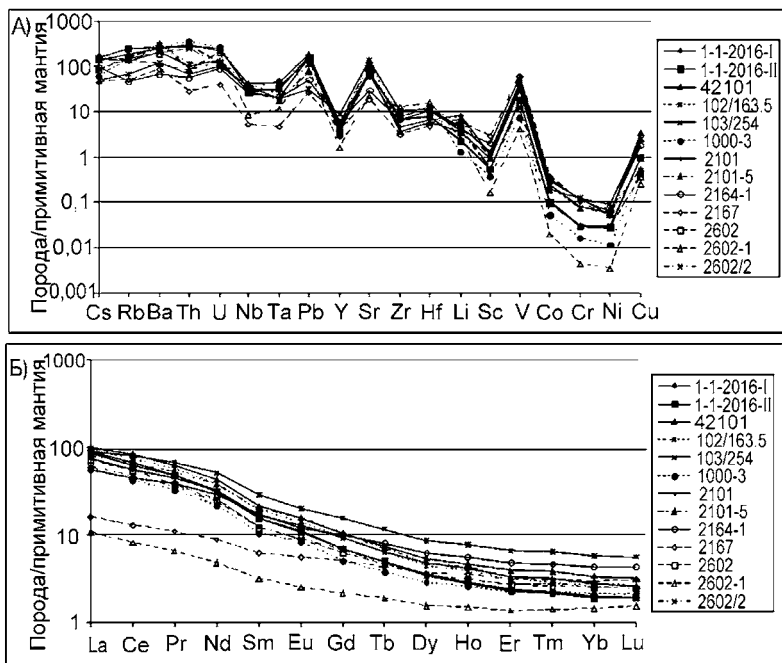


Рис. V.2. Спайдерграммы распределения микроэлементов в породах гумбейского комплекса: А) редкие и рассеянные; Б) редкоземельные элементы.

ные Nb и Ta имеют умеренноповышенные показатели и значительный разброс содержаний, а Zr и Hf более стабильны. Y, Sc, Co, Cr и Ni находятся в минимуме.

Содержания РЗЭ в породах комплекса повышены и фракционированы с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. При этом РЗЭ в биотит-пироксеновых шонкинитах менее фракционированы, чем в остальных петрографических типах пород этого комплекса. Eu аномалия в породах не выражена.

Возраст гумбейского комплекса датирован по циркону U-Pb методом лазерной абляции в университете Гренада (Испания) —  $294 \pm 8$  млн. лет [Ферштатер и др., 2007],  $\lambda$ -свинцовым методом по циркону в  $290 \pm 25$  млн. лет [Овчинников и др., 1969], калий-аргоновым методом — 283 млн. лет [Замига, 1965ф].

Гумбейский комплекс рудоносен и сопровождается гнездовыми и жильковыми кварц-шеелитовыми штокверками с молибденитом и халькопиритом. Окружающие их скарны представлены гранат-волластонитовыми, эпидот-гранатовыми и эпидот-амфиболовыми типами, в которых присутствуют зерна шеелита [Бакшеев и др., 1998; Грабежев, 1981].

Ксенолиты шонкинитов в этом комплексе по своей природе, по видимому, отвечают автолитам [Ферштатер, 1987] или магматическому минглингу [Литвиновский и др., 1995; Cook et al., 1984], т.е. продуктам

кристаллизации гомогенного высокомагнезильного щелочного расплава, сформировавшегося в глубокофокусном локальном очаге. Протолитом, по-видимому, были гранатовые перидотиты, которые в условиях низкой степени плавления [Kay, Gast, 1973], генерировали расплав специфичных щелочных пикритов. Начало кристаллизации расплава происходило с фракционирования флогопита. При перемещении расплава к поверхности, сопровождавшегося уменьшением давления, происходило выделение оливина, уменьшая тем самым количество магния в расплаве и создавая условия кристаллизации пироксена в относительно низкомагнезильном расплаве. Высокое общее и водное давление должны были подавлять выделение оливина и расширять поле кристаллизации пироксена. Как следствие этого, происходила задержка в кристаллизации плагиоклаза, особенно в условиях снижения температуры расплава [Шинкарев, Иванников, 1993]. В результате произошла массовая кристаллизация высококальциевого клинопироксена. Увеличение щелочности, главным образом, калия, а также фугитивности кислорода и железистости расплава, определили кристаллизацию высокотитанистого биотита, который замещался затем флогопитом.

Состав первичной пикрит-шонкинитовой магмы отвечал, по-видимому, внутриплитному плюмовому источнику. Это подтверждают и геохимические данные на рис. IV.2, точки состава пород (монцогаббро и шонкинитов) гумбейского комплекса (Nb/Y 0,54–0,58, Zr/Y 2,7–2,95) попадают в область составов, характерных для более ранних рифтогенно-плюмовых ассоциаций самой Магнитогорской зоны, так и в область состава пород среднерифейского плюма, результатом внедрения которого в докембрийскую литосферу западного склона Ю. Урала (в Башкирском мегантиклинории) была образована крупная изверженная (LIP,s) провинция [Холоднов и др., 2017]. Часть пород гумбейского комплекса характеризуется повышенными значениями Th/Yb отношения, более высокими, чем ВКК. Это свидетельствует о вовлечении литосферы в магмагенерацию.

### **V.1.1. Флюидный режим и оруденение гумбейского комплекса**

С гумбейским субщелочным комплексом связаны месторождения Балканской группы и Новобуланное. Вольфрамоносные кварцевые жилы на этих месторождениях прорывают как интрузивные, так и окаймляющие их вулкано-терригенные толщи гумбейского комплекса, частично амфиболизированные и биотитизированные, с линзами гранат-эпидотовых скарнов. Гумбейский комплекс по геохимическим показателям близок к степнинскому комплексу [Ферштатер, 2013]. В табл. V.4 приведены содержания галогенов, которые отражают флюидный режим формирования пород гумбейского и степнинского комплексов. Из этих данных видно, что гумбейский комплекс в целом менее фтористый, чем степнинский: в апатите монцодио-

ритов первого содержание фтора составляет только 2 %, а в степнинском 3,3 %, но в гумбейском комплексе в таких породах выше содержание хлора (0,62 %, против 0,08–0,11 % в степнинском). Бедны фтором также амфиболы и биотиты гумбейского комплекса 0,25–0,58 %. В тех же минералах степнинского комплекса, например, в биотитах, содержание фтора существенно выше — в граносиенитах 1,5 %, в гранитах оно возрастает до 2 %, а в лейкогранитах до 2,6–2,7 %, в амфиболе граносиенитов 0,56 %. Следовательно, режим флюидов в этих комплексах был разным: в степнинском комплексе флюид был более богат фтором, что и определяет их различную редкометальную специализацию [Грабежев, 1981]. Умеренно фтороносный гумбейский комплекс на первоначальном этапе его становления был более хлорофильным. Возможно, такое соотношение галогенов в его составе и определяет специализацию гумбейского комплекса на вольфрамовое и золотое оруденение.

**Таблица V.4**

Содержание галогенов в минералах гумбейского и степнинского комплексов

Гумбейский комплекс Новобураный массив			Степнинский комплекс		
апатит			апатит		
	F	Cl		F	Cl
Диорит	2	0,62	Монцодиорит	3,32	0,08
Гранодиорит	2,9	–	Сиенитодиорит	3,3	0,11
-//-	3,62	0,02	Граносиенит	4,023,81	–0,02
Гранит	3,47	–	Гранит	3,263,473,55	–0,10,13
			Лейкогранит	3,093,744,23	0,080,010,03
Биотит			Биотит		
Гранит	0,25	0,03	Граносиенит	1,5	0,06
			Гранит биотитовый-//-	2,10,91	—
			Лейкогранит	2,581,52,7	—
Амфибол			Амфибол		
	F	Cl		F	Cl
Гранодиорит	0,58	–	Граносиенит	0,56	0,06

В пределах Новобуранного рудного поля выделяются несколько участков, обогащенных шеелитом, иногда молибденитом и халькопиритом,

которые являлись объектами выборочной эксплуатации. На центральном участке месторождения в граносиенитах развита густая сеть обильно минерализованных трещин. Прожилки кварца (1–10 см) содержат шеелит в количестве до 20–30 % с заметным количеством молибденита. В 0,5 км к востоку от центрального участка в эпидот-гранатовых скарнах вскрыт штокверк кварц-сульфидно-шеелитового оруденения, в которых, кроме шеелита, присутствуют пирит, халькопирит, молибденит. В разработанных рудоносных зонах–жилах содержание  $WO_3$  составляло 0,2–0,5 %, а в пределах штокверка 0,08–0,16 %. В гипергенных образованиях содержание  $WO_3$  достигает 0,74 % при минимуме 0,03–0,06 %. Вольфрам входит в состав и гипергенных минералов — тунгстита и ферритунгстита.

С гумбейским комплексом также связано золотое оруденение. При этом с собственно гумбеитами отмечаются лишь минералогические находки. Значительные количества золота, вплоть до промышленных, характерны для промежуточных между гумбеитами и березитами метасоматитов, которые связаны между собой общностью продуцирующего флюида [Сазонов, Коротеев, 2009].

Таким образом, в гумбейском рудном поле с метасоматическими гумбеитами связано комплексное W и Mo оруденение, с березитами — Au, с промежуточными между ними метасоматитами — Au и Mo оруденение. Перспективы оруденения связаны здесь со штокверковыми залежами с невысоким содержанием вольфрама, среди которых возможны и мелкие жилы богатых руд. Средние содержания, в заслуживающих внимания и промышленной оценки залежах, составляют 0,15–0,20 %, при бортовом содержании около 0,05 %  $WO_3$  [Мосейчук и др., 2000ф].

## **V.2. Магматизм гранитных батолитов ранней перми**

Кацбахский раннепермский гранит-лейкогранитовый комплекс (рис. V.3) слагает одноименный массив, вытянутый в северо-западном направлении на 20 км. Ему соответствует крупная отрицательная аномалия силы тяжести такой же клиновидной формы и знакопеременное значение аномалии магнитного поля. Падение западного контакта на запад под углами 40–45 °, а на более низких горизонтах массива — на восток под углом 50°. Восточный контакт в верхней части также падает круто на запад, а на глубине (в первые километры) — полого на восток и юго-восток, по-видимому, соединяясь с подобными образованиями Джабык-Суундукского блока. Контакты массива неровные инъекционные, с многочисленными заливообразными апофизами. Гранитоиды массива прорывают разновозрастные (от ордовика до раннего карбона) образования Уйско-Новооренбургской шовной зоны.



**Рис. V.3.** Геологическая схема участка развития Кацбахского массива, по [Мосейчук и др., 2000ф].

*Условные обозначения:* 1 — нерасчлененные тектонизированные вулканогенно-осадочные образования верхнего ордовика; 2 — киембаевская свита. Базальты, редко андезибазальты афировые и порфировые плагиогранитовые; 3 — карагайская толща. Туфы, реже лавы базальтов, изредка андезибазальтов порфировых пироксен-плагиоклазовых; 4 — гумбейская свита. Базальты и андезибазальты порфировые, пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые, лавобрекчии, кластолавы, лавокластиты, туфы, ксенотуфы, туффиты, тефроиды; 5 — новобуранная толща. Туфоконгломераты, туфогравелисты. Туфопесчаники, туфоалевролиты; 6 — Аблязовская толща. Базальты, реже андезибазальты, в резко подчиненном объеме трахибазальты, трахиандезибазальты порфировые, пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые; 8 — Новоивановская толща. Трахибазальты, шошониты и трахиандезибазальты, реже базальты и андезибазальты порфировые, плагиоклазовые, реже пироксен-плагиоклазовые; 10 — березовская свита Трахибазальты, трахиандезибазальты, андезибазальты, трахиандезиты, риодациты, риолиты, реже базальты, андезиты, трахириодациты; 11 — полоцкая толща. Метатрахибазальты, метатрахириолиты, метатрахириодациты; 12 — караганская свита. Углеродсодержащие метатуфопесчаники, метатуфоалевролиты. Метатуффиты; 13 — каменная толща; 14 — бриентский комплекс дунит-гарцбургитовый. Серпентиниты антигоритовые, реже хризолит-антигоритовые апогарцбургитовые, реже аподунитовые; 15 — Караганские субвулканические образования трахибазальтов; 16 — верхнеуральский комплекс габбродиорит-монцонит-сиенитовый. Третья фаза: сие-

ниты, кварцевые сиениты; 17 — верхнеуральский комплекс. Вторая фаза: кварцевые монцитониты, кварцевые монцодиориты; 18 — верхнеуральский комплекс. Первая фаза: монцогаббро, монцитониты, кварцевые монцодиориты; 19 — кварцевые монцитониты, кварцевые сиениты; 20 — умереннощелочные граниты; 21 — умереннощелочные двуполевошпатовые граниты; 22 — наурзумская свита. Гидрослюдисто-каолиновые глины светло-серые с пятнами красных, содержащих крупные железистые бобовины; 23 — а) разломы, б) надвиги; 24 — дайки а) гранодиорит-порфиров, б) диорит-порфиров.

Выделяются две фазы становления пород кацбахского комплекса. К первой относятся граносиениты, реже кварцевые сиениты и гранодиориты краевой части массива. Они имеют крупнозернистые порфировидные структуры, часто с ориентированными плоскостными структурами течения. Вторая фаза представлена умеренно-щелочными биотитовыми гранитами. Граносиениты, гранодиориты, кварцевые сиениты первой фазы образуют непрерывный ряд пород, состоящих из таблитчатых кристаллов полевого шпата (5–15 %, иногда до 50–80 %) и крупно-среднезернистой основной массы. Порфировые выделения представлены решетчатым микроклином с включениями реликтов плагиоклаза ( $An_{26}$ ) с реакционным замещением последнего. Основная масса этих пород состоит из зерен таблитчатого или неправильного по форме плагиоклаза (20–40 %) в виде двух генераций (ранней — серицитизированной и поздней — неизменной, с тонкими полисинтетическими двойниками), неправильных по форме зерен кварца (15–20 %), решетчатого микроклина и микроклин-пертита (10–50 %), иногда присутствуют мирмекитовые вроски кварца, чешуйки биотита (5–30 %) и зерна роговой обманки (не более 3–5 %). Для гранодиоритов характерен существенно роговообманково-плагиоклазовый состав. Граносиениты и кварцевые сиениты — это существенно биотит-микроклиновые породы. При высоком содержании кварца породы становятся близкими к гранитоидам второй фазы. Умереннощелочные биотитовые граниты второй фазы имеют относительно постоянный состав, часто они также порфировидные. В Кацбахском массиве довольно широко развиты пегматиты, структуры которых меняются от тонкозернистых до гигантозернистых с типичной пегматитовой микроструктурой. Акцессории в породах комплекса: сфен, магнетит, гранат, ильменит, рутил, анатаз, встречаются торит и пирит, колумбит, ксенотим, золото, флюорит, турмалин, гранат, кианит. Вблизи кварцевых жил в породах появляются шеелит, вольфрамит, флюорит, в интенсивно мусковитизированных разностях — монацит.

Самыми молодыми образованиями, которые прорываются гранитоидами кацбахского комплекса, являются вулканы и вулканогенно-осадочные породы полощкой толщи ( $C_{1pl}$ ). Данные изотопного датирования —  $290 \pm 4$  млн. лет отвечают ранней перми [Мосейчук, 2000ф].

*Химический состав пород.* По химическому составу (табл. V.5) породы кацбахского комплекса отвечают субщелочным калий-натриевым гранитоидам с содержанием  $SiO_2$  68–75 % и 3,6–5,5 %  $K_2O$ . Они пересыщены глиноземом, коэффициент алкальности — 0,5–0,69.

**Таблица V.5**

Химические составы гранитоидов Кацбахского массива

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Σ
7716	75,74	0,09	13,73	0,32	0,5	0,01	0,19	1,27	4,64	3,92	0,02	0,26	100,69
7725	75,97	0,13	12,68	0,26	0,57	0,02	0,59	0,7	4,01	4,12	0,02	0,34	100,31
K1056 74	73,28	0,15	14,9	0,81	0,69	0,02	0,52	0,56	4,75	4,64	0,21	1,88	101,29
K1824	72,44	0,38	13,82	1,59	1,31	0,06	0,87	1,93	3,75	3,16	0,16	0,56	100,21
9187	71,52	0,43	14,94	1,11	1,02	0,04	1,0	1,38	3,64	4,41	0,14	0,07	100,53
11609	69,68	0,15	15,87	0,04	0,5	0,02	0,28	2,67	5,47	5,5	0,009	0,32	100,86
8473	68,64	0,44	13,84	1,19	1,34	0,04	1,85	2,08	4,16	3,6	0,14	0,38	98,81

Примечание: 7716-9187, K1056 74, K1824 — граниты, 11609 — граносиенит, 8473 — гра-  
нодиорит.

В табл. V.6 представлен микроэлементный состав гранитоидов Кацбах-  
ского массива.

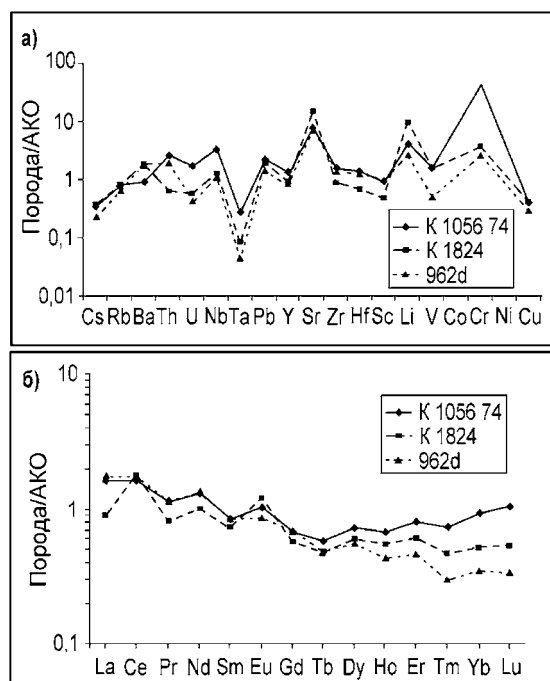
**Таблица V.6**

Микроэлементный состав гранитоидов Кацбахского массива

	K1056 74	K1824	962d		K1056 74	K1824	962d
<b>Li</b>	53,94	128,64	35,81	<b>Sn</b>	3,69	2,24	0,01
<b>Rb</b>	234,1	249,88	202,19	<b>Tl</b>	1,47	1,94	1,14
<b>Cs</b>	9,01	9,78	5,90	<b>Pb</b>	41,50	34,56	26,29
<b>Be</b>	4,77	4,16	2,59	<b>U</b>	8,80	2,84	2,16
<b>Sr</b>	188,44	359,23	182,69	<b>Th</b>	39,21	9,28	28,84
<b>Ba</b>	346,53	718,06	695,33	<b>La</b>	33,35	18,39	36,85
<b>Sc</b>	6,37	3,39	7,08	<b>Ce</b>	64,30	71,77	67,86
<b>V</b>	32,79	32,12	10,32	<b>Pr</b>	6,62	4,65	6,57
<b>Cr</b>	154,38	13,14	9,47	<b>Nd</b>	21,65	16,52	22,29
<b>Co</b>	2,75	4,06	1,33	<b>Sm</b>	3,51	2,98	3,51
<b>Ni</b>	7,44	11,04	0,01	<b>Eu</b>	0,64	0,76	0,54
<b>Cu</b>	10,46	10,55	7,42	<b>Gd</b>	2,72	2,28	2,77
<b>Zn</b>	60,80	60,95	39,98	<b>Tb</b>	0,42	0,35	0,35
<b>Ga</b>	17,08	16,49	25,60	<b>Dy</b>	2,46	2,02	1,86
<b>Y</b>	17,44	12,03	10,69	<b>Ho</b>	0,51	0,40	0,32
<b>Nb</b>	35,82	13,47	12,18	<b>Er</b>	1,52	1,13	0,87
<b>Ta</b>	3,18	0,96	0,48	<b>Tm</b>	0,27	0,17	0,11
<b>Zr</b>	141,38	78,38	125,47	<b>Yb</b>	2,02	1,11	0,75
<b>Hf</b>	5,02	2,45	4,60	<b>Lu</b>	0,35	0,18	0,11
<b>Mo</b>	0,77	0,67	2,59				

Примечание: K1056 74, K1824 — граниты Кацбахского массива, 962d — граниты Джа-  
быкского массива.





**Рис. V.4.** Спайдерграмма гранитоидов Кацбахского и Джабыкского массивов: а) редкие и рассеянные, б) редкоземельные элементы.

*Примечание:* K105674, K1824 — граниты Кацбахского массива, 962d — граниты Джабыкского массива.

По сравнению с кислыми расплавами АКО в гранитоидах Кацбахского массива (рис. V.4) отмечается дефицит Cs, Sc. Напротив Ba, Pb, Nb, Sr, Li, Cr, V присутствуют в повышенных количествах. Разброс содержаний отмечается для Th, U, Cr, Ta. В минимуме показатели Ta и Cu.

По геохимическим параметрам гранитоиды Кацбахского массива в целом близки к породам Джабыкского гранитного батолита, который имеет и близкий возраст формирования 290–276 млн. лет. В отличие от Кацбахского массива этот батолит локализован восточнее — в центральной части Кочкарского антиклинория. Особенно близкими в породах того и другого массивов являются содержания таких высокочarged элементов как Nb, Y, Zr, а также и таких крупноионных литофилов как Sr и Li. В то же время относительно Джабыкского массива породы Кацбахского массива заметно обогащены сидерофильными элементами: V, Cr. Сумма РЗЭ в гранитоидах кацбахского комплекса составляет 102–140 г/т. Степень фракционирования РЗЭ в том и другом массивах близка, La/Yb отношение варьирует в диапазоне 18–50.

Таким образом, продукты гранитоидного магматизма пермского возраста в Магнитогорской зоне получили заметное распространение только в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны. Наиболее широкое рас-

пространение они получили далее на восток — в границах Восточно-Уральской зоны. Здесь одновременно с гранитоидами джабык-санарского комплекса формируются и массивы монцogaббро-гранитной формации с выделением степнинского, увильдинского и других комплексов.

Предполагается, что раннепермский магматизм был спровоцирован столкновением ВЕК и Казахстанского континента, сопровождавшимся шарьированием пластин шовных зон на запад и восток, с быстрым наращиванием мощности земной коры Восточно-Уральской зоны. Формировались присдвиговые зоны растяжения [Тевелев и др., 2006] и зоны скольжения вдоль границы микроконтинентов. Следствием этому явилось падение давления, миграция флюидов, прогрев новообразованной коры, способствовавший выплавлению коровых гранитоидов [Жариков, 1966]. Наглядно проявились взаимоотношения анатектических гранитоидов джабык-санарского и степнинского комплексов, образующих совместный крупный Джабыкский батолит со сложными генетическими соотношениями и перекрытием возрастов этих комплексов. Монцogaббро-гранитные интрузии степнинского типа образуют дугообразные цепочки и пересекают все современные структурно-тектонические зоны Ю. Урала, что позволяет предполагать их глубинную мантийную плюмовую природу [Пучков и др., 1986; Пучков, 1996].

Для разных фаз наиболее сложного и детально изученного Джабыкского батолита Rb-Sr изохронами по минералам и валовым составам пород [Тевелев и др., 2006] определен возраст в интервале  $289 \pm 4,4$ – $276,6 \pm 2,6$  млн. лет. Время формирования главной его фазы датировано значением  $276,6 \pm 2,6$  млн. лет. Монцogaббро и граносиениты Мочагинского и Восточно-Ольховского плутонов степнинского комплекса в границах Джабыкского батолита датированы возрастными значениями  $281 \pm 2,8$ – $276 \pm 23$  [Осипова и др., 2008], а сам Степнинский массив датирован значением  $281,6 \pm 6$ – $290,3 \pm 7$  [Bea et al., 2005].

В средней перми на территории Восточно-Уральской зоны продолжается магматическая деятельность, но не столь масштабно, как в ранней перми. Этот этап представлен лейкократовыми гранитами с высокой калиевоcтью, они датированы возрастом  $265 \pm 1,4$ ,  $264 \pm 1,4$ ,  $260 \pm 3$  млн. лет [Тевелев и др., 2006; Каллистов, 2011]. В целом орогенное развитие Южного Урала в конце перми также завершается трансформными событиями. Затем, уже в триасе, начинается принципиально иная геодинамическая обстановка, проявившаяся при магматической деятельности, отвечающей платформенному режиму [Иванов, 1998].

## VI.

### **Основные закономерности в эволюции магматизма, флюидного режима, рудоносности и геодинамики (модель магматизма и оруденения) Магнитогорской зоны Южного Урала в позднем палеозое (поздний девон, карбон, ранняя пермь)**

Обобщение всех изложенных выше петрологических, минералогических и геохимических данных показало, что для подобных окраинно-континентальных структур древних подвижных поясов, которые были сформированы в результате аккреции зрелых островных палеодуг к окраинам континентов, может быть предложена своя специализированная модель внутриплитного (плюм-зависимого) и корового магматизма. Применительно к Магнитогорской зоне (особенно в ее восточной части) в составе такой АКО (верхний девон–карбон–ранняя пермь) эта модель включает в себя практически субсинхронное развитие во времени процессов мантийно-корового и корового анатектического гранитоидного магматизма и чередующихся с ними во времени процессов внутриплитного рифтогенного магматизма. Неоднократное проявление процессов рифтогенного плюм-зависимого магматизма здесь во времени было связано с предшествующей сдвиго-раздвиговой трансформной тектоникой и грабенообразованием (рифтогенезом), обусловленными усиливающимся во времени скольжением литосферных плит.

*Самый ранний этап плюм-зависимого магматизма* в Магнитогорской зоне был проявлен преимущественно в Уйско-Новооренбургской шовной зоне, отделяющей Магнитогорскую островодужную зону от более сложной по структуре Восточно-Уральской аккреционно-коллизийной зоны. Здесь, в эпоху завершения островодужного магматизма, отвечающего фран-фаменскому времени, формируются задуговые вулкано-интрузивные образования, преимущественно ультраосновного (пикритоидного) состава сара-тюбинской толщи, близкие по геохимическим признакам к плюмовым ассоциациям.

Геохимические данные при этом свидетельствуют, что от островодужных вулканитов верхнего франа и низов фамена, представленных бугодакской свитой, последовательно через порфириты аблязовской свиты с интрузивами погорельского комплекса и следующей шошонитовой серии, через габбро-диориты и монцодиориты Верхнеуральского массива к высокомагнезиальным пикритоидам сара-тюбинской толщи, происходит направленный рост в породах содержаний Nb и других высокочarged элементов.

Этот тренд наиболее наглядно проявляется на диаграммах соотношений высоkozарядных ( $Nb/Y$  и  $Zr/Y$ ) (рис. I.17) элементов, характеризующих соотношение в магматических породах плюм-зависимого и субдукционного компонентов. Наличие подобной геохимической эволюции позднеостроводужных комплексов свидетельствует о формировании их в процессе смешения разных по источникам магм, в результате этого смешения в магмы субдукционного генезиса последовательно, с нарастанием во времени, добавлялся плюмовый компонент. Это и определяло рост в породах  $Nb/Y$  отношений. Время воздействия этого фран-фаменского плюма на островодужный субдукционный магматизм Магнитогорской зоны можно датировать интервалом 375–360 млн. лет.

*Следующий этап рифтогенно-плюмового магматизма в Магнитогорской зоне* датируется диапазоном 360–315 млн. лет (ранний–средний карбон). В этот период магматизм проявился на обширной территории с миграцией его в западном направлении, к границам с ВЕК и частично надвинулся на нее, с образованием Западно-Магнитогорской подзоны (ЗМП). Этот этап магматизма, как считают многие исследователи, был связан с отрывом субдуцирующей океанической плиты образованием «slab window» и подъемом горячих астеносферных диапиров (плюмов) к основанию новообразованной (аккрезированной) окраинно-континентальной литосферы.

Важной особенностью ЗМП является развитие в самом конце девона и раннем карбоне многочисленных синклинальных структур — мульд, имеющих субмеридиональное простирание. Эти структуры контролируют размещение в бортах мульд в виде силлов, лополитов и других согласных с вмещающими осадками конформных базитовых тел, выделенных как утыкташский, басаевский, файзуллинский и наурузовский комплексы.

Все комплексы габброидов конформной серии характеризуются высокой железистостью, повышенным содержанием титана и фосфора, а также умеренными показателями щелочности при преобладании  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Им также характерны повышенные концентрации высоkozарядных компонентов ( $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Y$ ), а также основных КИЛЭ, особенно  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Th$ ,  $U$ . РЗЭ в породах фракционированы относительно слабо, что отражают значения  $La/Yb$  отношения, варьирующие в диапазоне 2–5 и только в файзуллинском комплексе это отношение возрастает до 10.

На состав пород конформных комплексов заметное влияние оказывают процессы смешения различных по составу и источникам исходных магм (внутриплитных толеитовых и надсубдукционных известково-щелочных). Так, габброиды *утыкташского комплекса* по соотношению  $FeO/MgO-SiO_2$  отвечают типичной толеитовой серии со значительным накоплением железа и титана, отражающим феннеровский тип эволюции расплава. Этими особенностями обеспечивается обилие  $Fe-Ti$  рудных минералов (титаномagnetита и ильменита), которые составляют до 10 % объема пород. Габброиды в таких сериях, при повышенном потенциале кислорода, перспективны на магматогенное титаномagnetитовое и ильменитовое оруденения. Это и наблюдается в действительности. С конформным телом утыкташского ком-

плекса, кроме того, связано формирование скарново-магнетитовых руд небольшого по масштабам Канакайского месторождения. **Файзуллинский комплекс** также характеризуется в основном толеитовым трендом эволюции габброидов. Он более существенно обогащен КИЛЭ, тогда как содержание ВЗЭ здесь понижено. Состав РЗЭ наиболее фракционирован:  $\text{La/Yb} = 10$  против 2,3–2,9 в утлыкташском. **Басаевский комплекс** характеризуется относительно повышенной магнезиальностью, что отличает его от пород утлыкташского толеитового комплекса. Более кислые разновидности пород в этом комплексе отвечают уже известково-щелочным породам, образуя вместе с тем единый тренд эволюции с габброидами. Вполне вероятно, что интрузивы басаевского комплекса формировались в процессе смешения внутриплитных толеитовых и надсубдукционных известково-щелочных магм. На участие различных магматических источников в его формировании указывают одновременное повышение концентрации как КИЛЭ (Rb, Sr, Ba, Th, U), так и ВЗЭ (Nb, Ta, Y, Zr, Hf), и V.

Вероятно, что в условиях перехода от субдукционного к внутриплитному рифтогенному режиму развития в формировании конформных комплексов происходило интенсивное корово-мантийное взаимодействие, когда внутриплитные (плюмовые) магмы контаминировались островодужным материалом.

Показательными для различных по составу конформных комплексов ЗМП являются различия в концентрациях сидерофильных металлов: Ni, Co, V и Cr. По содержаниям и соотношениям сидерофильных элементов все конформные комплексы можно условно разделить на две группы. Среди них **басаевский и кизильский комплексы** в пределах Худолазовской мульды имеют более высокие содержания Ni и, соответственно, повышенное Ni/Co (1,5–2) отношение, а также повышенное количество Cr при пониженном содержании V. В то же время, для пород утлыкташского и файзуллинского комплексов характерно низкое Ni/Co отношение (0,5–0,6) несмотря на то, что породы файзуллинского комплекса выделяются высоким содержанием оксида Mg.

Изучение флюидного режима интрузивных пород басаевского комплекса показало, что для апатитов этого комплекса наряду с повышенным количеством хлора (до 0,60 мас. %), характерно и повышенное количество сульфатной серы [Холоднов и др., 2015]. В апатитах габбродолеритов ее содержание наиболее высокое, с максимумом серы (до 0,3–0,45 мас. %) и фтора (до 2 мас. % и более) в верхней части басаевской габбродолеритовой интрузии при некотором спаде содержаний хлора. В апатитах более поздних габбродиоритов содержание хлора остается устойчиво повышенным (до 0,6 мас. %), тогда как содержание серы сильно понижается (< 0,05 мас. %). Для пород утлыкташского и файзуллинского комплексов наличие серы в составе апатитов не установлено, в то же время апатиты здесь более обогащены хлором. Так, апатиты в габбро и диоритах файзуллинского комплекса выделяются более высоким содержанием хлора (до 0,6–1,1 мас. %). Во всех пробах этого комплекса содержание хлора обратно пропорционально содер-

жениям фтора, характеризуя тренд кристаллизационной дифференциации: с ростом фтора количество хлора в апатитах понижается.

Таким образом, конформные комплексы Западно-Магнитогорской зоны заметно различаются между собой по соотношению хлора, фтора и серы в составе апатитов. Установлено, что по режиму галогенов и серы более магнезиальный басаевский комплекс не является близким аналогом утлыкташского толеитового комплекса, как это предполагалось ранее. В апатитах габбродолеритов басаевского комплекса установлено повышенное количество сульфатной серы, чего нет в апатитах утлыкташского комплекса. Эта особенность свидетельствует о различном режиме флюидов при формировании данных комплексов. В кизильском дайковом комплексе, который следует во времени за басаевским (его дайки пересекают конформные тела басаевского комплекса), появляются собственные магматические, содержащие Ni, Cu, As и Co сульфидные минералы.

Роль мантийно-корового взаимодействия при формировании конформных комплексов ЗМП наглядно характеризует соотношение в породах Nb/Yb–Th/Yb (рис. II.19), отражая разную степень контаминации мантийных расплавов этих комплексов. Наиболее контаминированным островодужным веществом, на что указывает высокое значение Th/Yb отношения, является фэйзуллинский комплекс. Состав пород этого комплекса, по соотношениям Nb/Yb и Th/Yb, наиболее близок к континентальной коре. Басаевский комплекс является менее контаминированным, а утлыкташский по этим соотношениям практически не контаминирован коровым и островодужным материалом. Он отвечает уже тренду мантийной последовательности, приближаясь по значениям Nb/Yb–Th/Yb отношений к обогащенным базальтам E-MORB типа. Подобный тип Nb/Yb–Th/Yb отношений является характерным для габброидов [Холоднов и др., 2016 и др.], потенциально продуктивных на магматогенное титаномагнетит-ильменитовое оруденение.

Несколько иные результаты по составу магматических источников следуют из анализа Nb/Y и Zr/Y соотношений в породах. Наурузовский комплекс имеет наиболее низкое Nb/Y отношение — 0,1, при Zr/Y=3,2, что отвечает породам надсубдукционной природы без активной плюмовой добавки. Утлыкташский комплекс отличается уже ростом Nb/Y отношения до 0,15, при Zr/Y=4,5–4,9. Это по уровню значений соответствует наличию в составе и некоторой доли плюмового вещества. Басаевский комплекс характеризует дальнейший рост Nb/Y отношения до 0,20 и более при Zr/Y=4–6. Это уже отвечает уровню значений плюм-зависимых рифтогенных базальтов греховского комплекса в Магнитогорско-Богдановском грабене. В Фэйзуллинском комплексе Nb/Y отношение по единичным анализам возрастает до 0,32 при Zr/Y=6,4, это соответствует уровню значений рифтогенных базальтов березовской свиты данного грабена.

В последующий этап в ЗМП формируются небольшие дискордантные залежи дифференцированных габброидов **худолазовского комплекса**. Они по составу отвечают высокомагнезиальным, с повышенным количеством кальция и натрия, толеитовым долеритам и роговообманковым перидоти-

там (ширисгеймитам), а также в разной степени дифференцированным и контаминированным базитам известково-щелочного состава. Эти дискордантные интрузивы контролируются многочисленными разрывными нарушениями, свидетельствуя о синхронности внедрения расплавов с тектоническими движениями. Формирование худолазовского комплекса связано с активизацией процессов рифтогенеза в области сочленения МОД и краевой области ВЕК. Время формирования комплекса, которое оценено изотопными методами, отвечает диапазону 328–324 млн. лет [Салихов и др., 2012], т.е. соответствует серпуховскому и башкирскому векам. Выявляется специализация определенных типов интрузий этого комплекса на сульфидное медно-никелевое оруденение, которое в основном концентрируется в донных частях интрузивных тел.

Петрографическое и минералогическое разнообразие пород худолазовского комплекса демонстрирует сложность процессов эволюции и дифференциации первоначального мантийного расплава. По соотношению в породах  $\text{FeO/MgO-SiO}_2$  ультраосновные породы и габброиды ближе отвечают позиции толеитовых комплексов, чем известково-щелочных. Индикаторными геохимическими признаками никеленосных высокомагнезиальных ультрабазитов этого комплекса (ширисгеймитов и др.) являются высокие содержания Cr и Ni при сравнительно невысоком содержании титана (0,7–1 мас. %). Ni/Co отношение в рудоносных ультрабазитах и базитах худолазовского комплекса является наиболее высоким (до 10), в нерудоносных базитах оно снижается до 1–3,5, а в предшествующих конформных комплексах это отношение существенно ниже, чем в утлыкташском (0,3–0,6) и файзуллинском (0,47–7). На фоне спада от ранних фаз худолазовского комплекса к поздним содержания сидерофильных и халькофильных элементов, в гомодромной серии пород происходит существенный рост содержания несовместимых высокочargedных (Y, Zr, Hf, Ta, Nb, TR) и крупноионных (Ba, Sr, Rb, Th) элементов. Максимум их концентраций наблюдается в поздних тонкозернистых долеритах и низкомагнезиальных пегматоидах основного состава. Это указывает на накопление этих элементов совместно с титаном и фосфором в процессе дифференциации магм. Состав РЗЭ в породах фракционирован слабо, La/Yb отношение 4–10.

Исследования флюидного режима ЗМП показали, что для пород **худолазовского комплекса**, специализированного на Cu-Ni оруденение, характерны апатиты (в ширисгеймите и оливиновом габбро) с наиболее высокими содержаниями сульфатной серы (до 0,65 мас. %) и хлора (до 1,50 мас. %). Такой характер соотношения галогенов и серы в апатитах может рассматриваться в качестве одного из эффективных индикаторных петрологических признаков специализации позднепалеозойских габбродолеритов Западно-Магнитогорской зоны Ю. Урала на Cu-Ni оруденение. Дополнительным критерием такой специализации будет наличие в породах собственных сульфидных минералов богатых Cu, Ni, Co. Металлогеническая специализация пород худолазовского комплекса на медно-никелевое оруденение подтверждается и геохимическими особенностями пород: высокие содержания

Ni (990–1060 г/т), Cr (940–1340 г/т), Co (97–99 г/т) в богатых оливином магнезиальных породах, локализованных в нижних придонных частях грубо-расслоенных пикродолеритовых интрузий.

Проявление более сложного по составу и интенсивности процессов дифференциации магматизма худолазовского комплекса вслед за формированием конформных интрузий базитов в синклиналих структурах ЗМП, отражает новый этап тектонических процессов. Как было показано выше, размещение массивов худолазовского комплекса контролируется сложной системой разнонаправленных разломов. Связь с разрывной тектоникой определяет морфологию и пространственную позицию интрузий. В целом, геолого-структурные данные указывают на связь интрузий худолазовского комплекса с областью локального растяжения сдвига-раздвиговой природы [Салихов и др., 2012] проявившегося на рубеже визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона.

Установлены и другие геохимические особенности пород худолазовского комплекса, характеризующие геодинамическую обстановку, природу магматических источников, а также роль процессов дифференциации и мантийно-корового взаимодействия. По соотношениям содержаний  $K_2O$  и  $TiO_2$  в габброидах худолазовский комплекс сопоставим с траппоидным магматизмом. Он близок, например, к рудоносным интрузивным комплексам (плюмовой природы) Норильского района. Фигуративные точки состава пород худолазовского комплекса на дискриминантных диаграммах попадают в поля как базальтов вулканических дуг, так и внутриплитных толеитов, соответствуя, например, с одной стороны породам траппоидного Микчангдинского массива, а с другой стороны — аргимбайскому и максутскому комплексам Чарской аккреционно-коллизийной зоны [Хромых и др., 2013]. Это демонстрирует сложность состава и природы магматических источников худолазовского комплекса. На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb [Pearce, 2008] фигуративные точки пород худолазовского комплекса образуют линейный тренд с пропорциональным ростом отношений Nb/Yb и Th/Yb от ранних основных и ультраосновных фаз к поздним породам среднего и кислого составов (рис. П.32). В начальной части этого тренда располагается и рой точек Микчангдинского массива, здесь же концентрируются и точки состава пород более раннего басаевского комплекса. Тренд пород Чарской аккреционно-коллизийной зоны также близок тренду худолазовского комплекса, но отвечает уже более обогащенным базальтам в диапазоне их значений от E-MORB до OIB типов. По-видимому, аргимбайский и максутский комплексы Чарской аккреционно-коллизийной зоны были менее контаминированы коровым материалом, что и определяет пониженные для них Th/Yb отношения. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y, отражающей природу и состав различных мантийных источников, точки составов пород худолазовского комплекса вновь попадают в поле вулканических дуг, частично располагаясь также и в зоне плюмовых источников. Басаевский комплекс в Худолазовской мульде имеет практически сопоставимые с худолазовским комплексом геохимические характеристики. Точки пород Микчангдинского массива на



этой диаграмме также близки составам пород худолазовского комплекса. Породы аргимбайского и максутского комплексов характеризуются уже повышенными  $Zr/Y$  и  $Nb/Y$  отношениями (рис. II.34). Они располагаются вдоль границы полей вулканических дуг и обогащенных мантийных резервуаров типа ЕМ-II и ЕМ-I. Изотопный состав свинца в цирконе худолазовского комплекса также характеризует связь этого комплекса с обогащенным мантийным источником, тип которого близок к ЕМ- II. На диаграмме  $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$  фигуративная точка худолазовского комплекса попадает в поле составов плюмовых базальтов острова Вознесения, формировавшегося над горячей точкой в Южной Атлантике [Harris, 1983].

Таким образом, можно сделать общий вывод, что геохимический состав пород худолазовского дифференцированного комплекса отражает как гетерогенность исходных мантийных магматических источников, так и важную роль мантийно-корового (плюм-литосферного) взаимодействия. Гетерогенность магматических источников охарактеризована и на примерах близости геохимических параметров худолазовского комплекса, с одной стороны к вулcano-интрузивной трапповой формации Норильского района, а с другой, — к комплексам Чарской аккреционно-коллизийной зоны.

Завершает магматизм западной части Магнитогорской зоны дайковая серия пород *улугуртауского комплекса*. Система дайковых роев позднего карбона этого комплекса образует единую лампрофир-долеритовую дайковую ассоциацию [Салихов, Бердников, 1985]. Этот этап магматизма связан с усиливающимся влиянием сдвигово-раздвиговых коллизийных процессов, который следует за проявлением субплатформенного магматизма в период становления интрузий худолазовского комплекса. В этот период образуются дуплексы локального растяжения и трансформные сдвиговые деформации на фоне общего аккреционно-коллизийного сжатия. Изохронный Sm-Nd возраст этого комплекса  $321 \pm 15$  млн. лет [Рахимов и др., 2014]. С улугуртауским комплексом малых интрузий и даек ассоциированы месторождения и рудопроявления золото-кварцевого типа. Они контролируются контактовыми зонами даек, в их числе золотое месторождение Тукан. Роль коллизийных сдвигов в региональном структурном контроле месторождений золота на этом этапе исследована в работах [Серавкин и др., 2001; Знаменский и др., 2012 и др.].

По минеральному составу в улугуртауском комплексе выделяются роговообманковые долериты, долеритовые порфириды, габбродолериты, габбродиориты, лампрофиры (спессартиты и малхиты). На спектрах нормированного распределения микроэлементов относительно примитивной мантии в целом для пород этого комплекса отмечается равномерный характер распределения как крупноионных литофильных Cs, Rb, Ba, Sr, так и высокозарядных Th, U, Nb-Ta и Zr-Hf элементов при повышенном их общем содержании. Повышенные концентрации характерны также для Cr и Ni, отражая общую геохимическую специализацию магматических пород Худолазовской мульды на эти элементы.

На дискриминационных диаграммах точки состава пород дайковых серий улугуртауского комплекса отвечают в целом как внутритипитным, так

и надсубдукционным известково-щелочным образованиям. Появление магматических комплексов с аналогичным смешанным характером магматических источников обычно сопряжено с окончанием процессов субдукции. Модель подобного типа магматизма объясняется [Перепелов и др., 2006] вхождением недеплетированного астеносферного вещества в область метасоматизированной мантии N-MORB-типа. Такие явления характеризуют и магматизм на границах скольжения литосферных плит [Ханчук, Мартынов, 2011]. Ряд диаграмм, таких как Ce/Y–La/Nb (рис. П.40) и др., отражает наличие смешения мантийного вещества с коровым. На диаграмме Nb–U (рис. П.41а) точки проб дайковой серии улугуртауского комплекса выстраиваются вдоль верхней части тренда комплементарности «океаническая кора–мантия континентальных плюмов — континентальная кора». На диаграмме Ce–Pb (рис. П.41б) точки этой дайковой серии также располагаются между составами континентальных плюмов и континентальной коры с Ce/Pb отношением 10 и менее. Таким образом, общий геохимический состав пород завершающей дайковой серии в Худолазовской мульде демонстрирует заметную роль мантийно-корового (плюм-литосферного) взаимодействия. Изотопный состав стронция и неодима в пробе улугуртауского комплекса [Рахимов и др., 2014] также характеризует состав первичного источника, связанного с истощенной мантией ( $\epsilon\text{Nd}=+8$ ). В то же время, несколько повышенное  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношение отражает и заметную роль мантийно-корового взаимодействия с преимущественным, как и в случае с худолазовским комплексом, взаимодействием мантийно-плюмовых магм с островодужным субстратом коры Магнитогорской зоны. Расплав улугуртауского комплекса, по данным, соответствует источнику PREMA, т.е. умеренно деплетированной мантии, полученной при смешении компонентов [Гусев, Коробейников, 2009]. Одновременно величина изотопных отношений Sr и Nd в одной из даек улугуртауского комплекса соответствует и полю базальтоидов Гавайских островов, являющихся производными плюма. Таким образом, эти данные характеризуют как гетерогенность исходных мантийных магматических источников, так и важную роль мантийно-корового взаимодействия при формировании золотоносных базитовых даек улугуртауского комплекса.

Для флюидного режима габбродолеритов улугуртауского золотоносного комплекса характерна относительно повышенная активность хлора и сульфатной окисленной серы. Апатиты габбродолеритов улугуртауского комплекса характеризуются умеренно повышенными содержаниями хлора (0,3–0,5 мас. %) на фоне относительно невысоких содержаний сульфатной серы (до 0,1 мас. %). Такой состав апатита свидетельствует о заметной специфичности флюидного режима, характеризующего золотоносный улугуртауский комплекс. Для габбродолеритов улугуртауского комплекса характерно также появление поздних сегрегаций кальцита с обильными включениями в них апатита и ильменита. Наличие апатит-кальцитовых с ильменитом сегрегаций, возможно, отражает проявление гетерогенизации (жидкостной несмесимости) водно-солевой карбонатно-хлоридно-сульфатной флюидной системы. Одновременно с концентрированными карбонат-

но-сульфатным и хлоридным растворами в процессе гетерогенизации такого флюида здесь могла формироваться и сосуществующая с ними золотоносная газообразная фаза. Эксперименты свидетельствуют [Боровиков и др., 2015], что при снижении давления и гетерогенизации флюида происходит интенсивное фракционирование рудных металлов между водно-солевыми и газовой фазами, с радикальным перераспределением Au в пользу газообразной фазы. Такие газообразные флюиды, богатые золотом, и могли принимать участие в формировании золоторудной минерализации в альбандах даек габбродолеритов золотоносного улугуртауского комплекса.

**Плюм-зависимый магматизм раннего карбона (350–315 млн. лет)** проявился особенно ярко и объемно в границах ЦМП и ВМП. Здесь в раннетурнейское время в связи с заложением наиболее крупного по размерам субмеридионального **Магнитогорско-Богдановского грабена** начали формироваться субщелочные высокотитанистые калий-натриевые базальты двух типов: греховского и березовского комплексов. Греховский комплекс представлен лавовыми потоками базальтов трещинного излияния, а березовский комплекс — разнообразными фациями вулканитов центрального типа. Первый из них отвечает субщелочным базальтам, второй — промежуточному типу между субщелочными и известково-щелочными базальтами. Их сопровождали значительные по масштабам проявления кислых вулканитов, которые в основном сконцентрированы в центральной и восточной частях грабена и отвечают субщелочной трахидацит-риолитовой ассоциации.

Важной особенностью базальтов Магнитогорско-Богдановского грабена является их высокая титанистость: в базальтах трещинного типа (греховской комплекс) содержание  $TiO_2$  варьирует от 2 % до 3 %, в базальтах извержений центрального типа содержание титана понижается (от 2 до 1 %). Базальты трещинного излияния в целом более низкоглиноземистые ( $Al\# = 0,76–0,96$ ), содержание оксида алюминия в них 14–16 %. При этом минимальные количества глинозема свойственны низам разреза раздвиговых зон. Содержания, превышающие 17 %, отмечаются в трахиандезибазальтах верхних горизонтов разреза тех же раздвиговых зон. Сравнительный анализ распределения содержаний микроэлементов в базальтах березовского и греховского комплексов с базальтами различных геодинамических обстановок [Наумов и др., 2010] выявил их преимущественную общность с породами «внутриконтинентальных горячих точек». Согласно дискриминационным диаграммам, базальты Магнитогорско-Богдановского грабена по соотношению микрокомпонентов ближе соответствуют продуктам внутриплитной геодинамической обстановки. При этом, как свидетельствуют подобные диаграммы, нельзя отрицать влияния на состав базальтоидов грабена процессов ассимиляции вмещающих островодужных образований. Это отражается высокими содержаниями в базальтах крупноионных литофильных микроэлементов, таких как Ba, Sr, Th, Rb, а также наличием заметно повышенных аномалий Nb и Ta на дискриминантных диаграммах.

Изучение соотношений Nb/Y–Zr/Y (рис. III.46б) в базальтах Магнитогорско-Богдановского грабена показало, что наблюдается рост отношений

этих высокочarged элементов от базальтов трещинного типа (греховской комплекс) к базальтам извержений центрального типа (березовский комплекс), при наличии для них общего эволюционного тренда. В базальтах греховского комплекса величины  $Nb/Y$  и  $Zr/Y$  отношений соответственно составляют 0,18–0,28 и 5,1–6,1, а в базальтах березовского комплекса — 0,28–0,46 и 6,1–7,4. Эти данные подтверждают исходно единый источник расплавов для базальтов того и другого типов, при возможно большей доле плюмового вещества в составе базальтов березовского типа, либо о влиянии на состав базальтов этого типа (центральные извержения) процессов фракционирования в промежуточных магматических камерах, с накоплением в остаточных более щелочных расплавах несовместимых редких элементов. Установлено, что базальты греховского и березовского комплексов, как и внутримитные сара-тюбинские пикритиды, по величине соотношений  $Nb/Y-Zr/Y$  в породах попадают в поле среднерифейских пород (базальты, габброиды) Башкирского мегантиклинория западного склона Ю. Урала, образующих здесь крупную изверженную плюмовую провинцию [Холоднов и др., 2017].

Согласно петрохимической классификации **кислые вулканиды** Магнитогорско-Богдановского грабена отвечают в основном трахириодацитам и трахириолитам. В небольшом объеме присутствуют щелочные риодациты (пантеллериты), а также трахириолиты, дациты, риолиты и низкщелочные риолиты. Составы кислых вулканидов пространственно контролируются разными частями грабена. В северной части грабена развиты породы с низкими содержаниями щелочей, в средней и южной частях — субщелочные и щелочные разновидности. Подавляющее большинство кислых вулканидов отвечают калий-натриевой серии. Среди риодацитов, трахириодацитов и риолитов широко развиты разновидности и с повышенной калиевоcтью. Все кислые вулканиды грабена характеризуются относительно повышенной глиноземистостью. Общий состав микрокомпонентов в кислых вулканогенных породах грабена, в целом, близок спектру этих элементов в базальтах. В том и другом случаях наиболее высокими концентрациями выделяются крупноионные литофильные элементы: Rb, Ba, Th, U. В кислых вулканидах содержания этих элементов относительно базальтов возрастают при относительно незначительных вариациях. На спайдерграммах сохраняется умеренный минимум Nb и Ta также при росте количества самих этих элементов в кислых породах. Нарастает по интенсивности Zr-Hf максимум. Спектры распределения редкоземельных элементов в кислых вулканогенных породах грабена близки спектрам PЗЭ в базальтах. В риолитах раздвиговых зон преобладают более высокие концентрации PЗЭ (в сумме 92–150 г/т), а в областях проявления вулканидов центрального типа — пониженные (42–114 г/т). La/Yb отношения варьируют в диапазоне 3,4–6,7. Спектры распределения PЗЭ осложнены отрицательными аномалиями Eu, которые комплементарны положительным аномалиям в некоторой части базальтов грабена. Сравнительный анализ геохимических характеристик кислых вулканидов Магнитогорско-Богдановского грабена с кислыми расплавами АКО выявил обе-

дненность первых Cs, Rb, Th, U, при аналогичных содержаниях для многих других микрокомпонентов, за исключением для Ta, Li, Sc, Cr, Cu, образующих разновеликие минимумы. Наблюдается обогащенность кислых вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена Ba, Sr, Zr, Hf.

Формирование интрузивных образований Магнитогорско-Богдановского грабена, выделяемых в **Магнитогорскую интрузивную серию**, связано с последующей стадией нижнекаменноугольного магматизма, отражая новую тектоно-магматическую активизацию региона. Внутреннее строение массивов Магнитогорской серии дифференцированное часто многофазное. Большинство интрузивных тел Магнитогорской серии принадлежат габбро-гранитной ассоциации. Общей закономерностью строения массивов этой ассоциации является уменьшение количества гранитоидов с глубиной. Объем габброидов при этом нарастает, также возрастает доля пород среднего состава. В контактовых зонах небольших тел габброидов и гранитоидов отмечается обилие интрузивных брекчий — обломков различных размеров габброидов с цементирующей массой гранитоидов. Подобно базальтам, габброидным интрузиям Магнитогорско-Богдановского грабена свойственны два различных геохимических типа пород, представленных **куйбасовским и богдановским** комплексами.

Габброиды **богдановского типа** отвечают умеренно-щелочным базитам натриевого и калий-натриевого типов щелочности. По коэффициенту глиноземистости они соответствуют породам умеренного ряда ( $Al\# = 0,72-1$ ). Для габброидов этого типа характерны высокие содержания  $TiO_2$  (до 2 масс. % и более) и  $P_2O_5$  (0,25–0,4 масс. % и более). В этих габброидах, как и в базальтах березовского комплекса, заметно повышены концентрации литофильных компонентов (Rb, Ba, Th, U). Повышенные содержания имеют и высокозарядные элементы (Nb, Ta), которые вместе с тем, образуют на спайдерграммах заметный минимум. Zr и Hf также присутствуют в повышенном количестве. Спектры распределения РЗЭ в габброидах богдановского комплекса фракционированы практически также, как и в базальтах березовского комплекса, при относительно слабом преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb составляет 3,3–5, при суммарном количестве РЗЭ до 90 г/т. Европиевая аномалия проявлена очень слабо. Согласно геохимическим данным габброиды богдановского комплекса отвечают базитам внутриплитного типа.

**Куйбасовский тип габброидов** характеризуется наибольшим разнообразием в составе пород. Особенно широко распространены здесь мезократовые габбро с габбровой и офитовой структурой. Значительный объем приходится и на кумулятивные образования. Габбро, обогащенное титаномагнетитом, является крайним членом таких кумулятивных пород. К ним отнесены оливиновые габбро с высокими содержаниями титаномагнетитовых руд (месторождение Малый Куйбас). По химическому составу габброиды куйбасовского типа также являются умереннощелочными породами, отвечая калий-натриевому и натриевому типам щелочности. Глиноземистость

в них отвечает высоким значениям, количество оксида Ti умеренно повышенное. Спектры распределения редких элементов в породах в целом близки спайдерграммам габброидов богдановского типа. Здесь также высокими концентрациями характеризуются Rb, Ba, U и Th, повышенные содержания имеют и высокозарядные элементы (Nb, Ta) с умеренным минимумом на спайдерграммах. Суммарное содержание РЗЭ в габброидах куйбасовского типа составляет 83–146 г/т. Оно несколько выше, чем в габброидах богдановского типа. Фракционирование РЗЭ также чуть выше, чем в габброидах богдановского комплекса, при относительно незначительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb — 5,4–6,5. Eu аномалия не выявляется. Составы пород куйбасовского комплекса по содержанию многих микрокомпонентов, как и габброиды богдановского комплекса, близки к внутриплитным базальтам.

Кроме этого было установлено, что габброиды богдановского и куйбасовского типов при близости Nb/Y отношений (0,18–0,33) к базальтам березовского и греховского комплексов отличаются от них более низкими значениями Zr/Y отношения: в габброидах куйбасовского комплекса это отношение несколько выше (2,5–4,2), в богдановском комплексе оно ниже (1,8–2,9). В то же время на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb отношений (рис. III.46б) габброиды богдановского и куйбасовского типов вместе с базальтами березовского и греховского комплексов образуют общий линейный тренд, свидетельствующий о комагматизме вулканитов и интрузивных пород, одновременно уверенно попадая в область магматических пород с преобладающим плюм-зависимым источником.

**Гранитоиды** Магнитогорской габбро-гранитной серии характеризуются многочисленными комплексами (типами), варьирующими по составу: от натриевых гранитов (плагиогранитов) и тоналитов (узянский тип) до калий-натриевых гранитоидов нормальной щелочности (алексеевский тип) и далее к субщелочным калий-натриевым гранитам, граносиенитам, сиенитам — московского, разборненского, борковского типов и к завершающим гранитный магматизм щелочным гранитам и граносиенитам чекинского типа. Соответственно, в породах выделенных типов нарастает суммарное содержание щелочей ( $K_2O + Na_2O$ ): от 6–7 мас. % в узянском и алексеевском типах, до 8 мас. % в московском, борковском и разборненском типах и далее до 9 мас. % и более — в чекинском типе. Гранитоиды Магнитогорской серии по многим геохимическим признакам близки как к предшествующим им во времени габброидам куйбасовского и богдановского типов, так и к бимодальным вулканитам (базальтам и риолитам) Магнитогорско-Богдановского грабена. Выделенные типы гранитоидов и между собой близки по общему спектру микрокомпонентов. Они в целом характеризуются высокими содержаниями как крупноионных редких элементов — Cs, Rb, Ba, Th и U, так и высокозарядных Zr и Hf, Nb и Ta, Y и иттриевых РЗЭ. Вместе с тем для гранитоидов выделенных типов наблюдается закономерный существенный рост в содержаниях Th и U, Zr и Hf, Nb и Ta, Y и иттриевых РЗЭ при снижении в содержаниях Sr от менее щелочных типов гранитоидов к более щелочным. По

содержанию микроэлементов щелочные гранитоиды чекинского типа характеризуются наиболее высокими в магнитогорской серии концентрациями как крупноионных литофильных (Rb, Ba, Th, U), так и особенно высокозарядных (Nb, Ta, Zr, Hf, Y) элементов. По-видимому, с учетом геохимических и других особенностей, наряду со среднерифейской рифтогенно-плюмовой ассоциацией гранитов и вулканитов Башкирского мегантиклинория [Пучков, 2018; Холоднов и др., 2017], гранитоиды Магнитогорской интрузивной серии, как и кислые вулканиты Магнитогорско-Богдановского грабена, могут быть отнесены к одной из наиболее вероятных на Урале плюм-зависимых гранит-риолитовых ассоциаций пород [Ernst, 2014].

Таким образом, в раннем–среднем карбоне в ЦМП, преимущественно в Магнитогорско-Богдановском грабене, образовалась специфическая бимодальная вулcano-интрузивная ассоциация пород, для которой характерны смешанные геохимические характеристики внутриплитных (плюмовых) и надсубдукционных известково-щелочных образований. К продуктам этой ассоциации относится и рудоносная Магнитогорская габбро-гранитная серия, которая образовалась вслед за бимодальным вулканизмом в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена [Салихов и др., 2014]. Специфической особенностью этого комплекса, наряду с наличием в породах значительных концентраций высокозарядных Nb, Ta, Zr, Y, Yb и особенно сидерофильных элементов — Ti, Fe, P и др., являются высокие концентрации хлора в расплавах и флюидах (см. данные по апатитам). Эти высокие концентрации Cl в условиях окислительного режима магнетитовой феррофации [Ферштатер, 1987] определяют массовую экстракцию Fe хлороносным рудообразующим флюидом из богатых железом магм такого типа [Холоднов, Бушляков, 2002 и др.] с формированием крупных месторождений скарново-магнетитовых и титаномагнетитовых руд.

Завершают интрузивный габбро-гранитный магматизм этого грабена и в целом магматизм ЦМП и ВМП дайки и малые интрузивы долеритов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диорит-порфиров с изотопными датировками некоторых из них 320–310 млн. лет [Салихов и др., 2014]. Эти дайки и малые интрузии сопровождаются уже золотокварцевым оруденением. Изучение петрохимических и геохимических особенностей этих поздних дайковых образований (риолит-порфировая, долерит-лампрофировая ассоциации и др.) показало, что независимо от их возрастной последовательности и состава, часть из них несет в себе явные плюмовые характеристики. К этой группе в первую очередь относятся дайки риолит-порфировой ассоциации в составе родникового, спасского и петропавловского комплексов, а также, возможно, дайки и малые интрузивные тела сиенит-диорит-порфирового балбукского комплекса.

Вместе с тем установлено, что риолит-порфировая ассоциация даек неоднородна по составу. Часть пород (родниковый комплекс, часть пород петропавловского комплекса) характеризуется более высокими концентрациями высокозарядных (Nb, Y, Yb, Zr, Th, U) элементов, тогда как другая часть (спасский комплекс и частично петропавловский дайковый комплекс) от-

личается уже повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов — Ba, Cs, Sr и более глубоким минимумом Nb и Ta на спайдерграммах. По конфигурации спайдерграмм первая группа близка кислым вулканитам Магнитогорско-Богдановского грабена, а также субщелочным гранитам Магнитогорской серии (разборненский, мосовский типы и др.). По отношениям Nb/Y и Zr/Y дайки родникового и петропавловского комплексов, как и дайки более позднего по времени появления сиенит-диорит-порфирового балбукского комплекса, в целом, ближе отвечают дифференцированным гранитным породам, имеющим генетическую связь с мантийным плюм-зависимым магматическим источником.

**Балбукский сиенит-диорит-гранит-порфировый комплекс** распространен преимущественно на севере Магнитогорской зоны в виде штокообразных тел, лакколитов и даек среди слоистых и вулканогенных образований, а также серпентинитов докаменноугольного и каменноугольного времени формирования. Размещение интрузий и даек балбукского комплекса и связанного с ним золотого оруденения здесь контролируют зоны локального растяжения, на фоне общего регионального сжатия. Формирование балбукского комплекса [Знаменский, 2009 и др.] связано с этапом коллизионного скольжения блоков новообразованной коры в режиме левосторонней транспрессии. Становление интрузий и даек балбукского комплекса происходило после прекращения активного субширотного стресса в период релаксации, характеризовавшейся сохранением горизонтальной составляющей взбросо-сдвиговых смещений по тектоническим зонам. Условия преобладающего латерального растяжения позволяли активное внедрение из глубинных очагов на субвулканический уровень плюм-зависимых сиенит-диоритовых расплавов, обогащенных не только высокзарядными элементами (Nb и др.), но также серой и особенно хлором, их вскипание, с формированием золотоносных гидротерм. Здесь в апатитах ранних диорит-порфиритов содержания Cl достигали 1,8–2,6 мас. %, а в более кремнекислых породах (сиенит-диорит-порфирах и сиенит-порфирах) содержания хлора в апатитах дискретно понижались с нарастанием количества фтора. Общее распределение Cl и F в апатитах свидетельствует, что это была единая генетическая серия пород, которая образовалась в процессе кристаллизационной дифференциации единого диорит-сиенитового расплава. Кроме того, наличие высоких содержаний хлора в исходном расплаве, по-видимому, подтверждает его связь с мантийно-плюмовым источником. Относительно хлора и фтора сульфатная сера в апатитах этого комплекса имеет свой особый тренд распределения. В апатитах раннего диорит-порфирита ее содержание минимально. В апатитах сиенит-диорит-порфиров содержание ее возрастает до 0,12 мас. %. В более поздних сиенит-порфирах содержание серы вновь понижается до 0,03–0,08 мас. %. Такая закономерность может означать, по-видимому, следующее: возможно, ее распределение отражает режим кислорода, более окислительный в расплавах сиенит-диорит-порфиров, что и определяет более высокое содержание SO<sub>3</sub> в апатитах таких пород. Во-вторых, появление серы в породах балбукского комплекса может



быть связано с флюидно-магматическим взаимодействием мантийно-плюмового расплава с вмещающими сульфидоносными островодужными породами.

Геохимической особенностью дайковых пород относительно более ранней долерит-лампрофировой ассоциации (железнодороженский комплекс и др.), являются умеренно повышенные содержания крупноионных литофильных элементов: Cs, Ba, Sr, Rb и др. Высокозарядные элементы (Nb, Ta, Zr, Hf) имеют здесь сравнительно невысокие содержания. Nb/Y и Zr/Y отношения в дайках здесь ближе отвечают расплавам с интенсивным мантийно-коровым взаимодействием, доля плюмового компонента была при этом относительно невелика. В дайках железнодороженского комплекса отношения Nb/Y и Zr/Y имеют, например, минимальные значения (соответственно 0,22 и 5,7).

Таким образом, сравнительный анализ состава пород всех последовательно формирующихся ассоциаций даек Магнитогорской зоны в среднем и в начале позднего карбона свидетельствует, что независимо от их относительного возраста и позиции они сформировались преимущественно во внутримантийном геодинамическом режиме. Плюмовый диапир, контролировавший магмагенерацию даек базальтового, субщелочного и гранитного составов, проявился на разных гипсометрических уровнях мантийно-корового разреза.

Ранне- и среднекаменноугольный этап рифтогенно-плюмового магматизма, датируемый возрастом 350–315 млн. лет, наряду с Магнитогорской зоной, имел широкое развитие и в более восточных зонах Южного Урала. Наиболее интенсивный плюм-зависимый бимодальный магматизм ранне-среднего карбона (с толеитовым типом дифференциации базальтоидных магм) наблюдается в Иргизском, Тюменско-Кустанайском (Валерьяновская вулканогенная зона) и Восточно-Уральском рифтогенных прогибах, в Александровской грабен-синклинали и др. структурах. В Иргизской и особенно в Валерьяновской рифтогенных зонах с интенсивно хлороносным бимодальным базальт-трахириолитовым магматизмом такого типа [Холоднов, Бушляков, 2002] связано становление одних из наиболее крупных в мире скарново-магнетитовых месторождений.

**Следующий этап рифтогенно-плюмового магматизма в Магнитогорской зоне** датируется поздним карбоном–ранней пермью с изотопным возрастом магматизма 308–294 млн. лет. Начинается этот *позднекаменноугольный этап* рифтогенно-плюмового магматизма с формирования *калымбаевского комплекса* лампроитов и лампрофиров, датируемых изотопным возрастом 308–305 млн. лет и *желтинского комплекса* ультракалиевых габбро-порфиринов и мелкозернистых гранитов, условно датируемых C<sub>3</sub>.

Лампроиты *калымбаевского комплекса* в Магнитогорской зоне в карьере железорудного месторождения Малый Куйбас пересекают рудоносную нижнекаменноугольную Магнитогорскую серию. Дайки этого комплекса имеют распространение и в сопредельном Александринском рудном районе и в Верхнеуральском монцодиорит-сиенитовом массиве. Наряду с Магни-

тогорской зоной тела этого комплекса рассекают девонские карбонатные породы в Шеинском карьере вблизи г. Челябинска, к западу от г. Троицка (пос. Скалистый) они секут каменноугольные адамеллиты Нижне-Санарского массива. Все породы этого комплекса, располагаясь в разных структурных зонах Ю. Урала, характеризуются близким возрастом, а также близким минеральным и химическим составом [Прибавкин, 2017].

Лампрофиры калымбаевского комплекса по соотношению суммы щелочей и количеству кремнезема отвечают субщелочным породам, а лампроиты занимают пограничную область между субщелочными и щелочными породами. Щелочность лампроитов калиевая, а лампрофиров — натриевая и калий-натриевая. Лампрофиры имеют более высокую глиноземистость, чем лампроиты, хотя те и другие низкоглиноземистые. Лампроитам свойственна также высокая магнезиальность и повышенное содержание фосфора. Количество титана в породах относительно невысокое. Общая железистость пород умеренная. Это является отличительной чертой лампроитовой серии. В породах калымбаевского комплекса наблюдаются также высокие содержания редких щелочей (Li, Rb, Cs), крупноионных литофилов (Ba, Sr, U, Th) и повышенные количества редкоземельных и высокозарядных (Ta, Nb, Hf, Zr, Y) и низкие содержания сидерофильных (Cr, Ni, Co, V, Sc) элементов. Состав РЗЭ в породах этого комплекса дифференцирован с существенным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. При этом La/Yb отношения для лампроитоидов и лампрофиров близки и соответственно составляют 18–33 и 13–57. В алмазоносных платформенных лампроитах, как известно, La/Yb отношение значительно выше (63–147).

По соотношениям скандия, ниобия и иттрия, калымбаевский комплекс заметно отличается от типичных внутриплитных образований, включая и алмазоносные лампроиты Австралии, сравнительно более низкими содержаниями этих элементов. По этим показателям они близки к магматитам коллизионной области Юго-Востока Испании [Сурин, 1999]. По данным [Прибавкин и др., 2007], породы калымбаевского комплекса ближе соответствуют характеристикам шошонитов активных континентальных окраин и орогенным лампроитам складчатых областей, чем анорогенным лампроитам платформ.

Вместе с тем на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. IV.26), характеризующей количество в магматических породах плюм-зависимой составляющей, как было показано выше, породы калымбаевского комплекса близки к породам Башкирского среднерифейского плюма, результатом внедрения которого в докембрийскую литосферу западного склона Ю. Урала была крупная изверженная провинция [Холоднов и др., 2017]. Наиболее высокая доля плюмового вещества (Nb/Y=0,73) в калымбаевском комплексе (рис. IV.26) характерна для лампроитов ультраосновного состава (<44 % SiO<sub>2</sub>). Затем она последовательно снижается к лампроитам (Nb/Y=0,46) основного состава (44–52 % SiO<sub>2</sub>) и среднего состава (>52 % SiO<sub>2</sub>, Nb/Y=0,39), возможно, отражая рост доли корового компонента. Лампрофиры близки к лампроитам по диапазону значений (Nb/Y=0,41–1,16), отличаясь от них несколько более низкими значениями Zr/Y отношения (соответственно, 8,2–4 против 10,6–12,7).

Изотопный состав лампроитов Малого Куйбаса характеризуется величиной  $\epsilon\text{Nd}=+2,8$  и  $\epsilon\text{Sr}=24,5$  ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70594$ ) [Попов и др., 2003]. Близкие значения  $\epsilon\text{Nd}$  (+0,7...+3,9) получены и для других лампроитов калымбаевского комплекса. Эти изотопные данные свидетельствуют о формировании пород из источника, имеющего характеристики, сопоставимые с ДМ резервуаром, обогащенным компонентами рециклированной океанической коры (ЕМ-II), а также веществом нижней континентальной коры или субконтинентальной литосферной мантии (ЕМ-I). По этим признакам лампроиты калымбаевского комплекса подобны мафическим разностям плато Колорадо или чуйского комплекса Горного Алтая [Прибавкин и др., 2007].

На возможную связь лампроитов с процессами коровой контаминации указывает состав флюида, в котором присутствовали высокие концентрации сульфатной серы. Апатит в них образует включения во вкрапленниках флогопита и широко развит в санидиновом и апостекловатом базисе. Его состав соответствует F-апатиту (с содержанием фтора 3,3–4 %), в котором фосфор изоморфно замещается сульфатной серой и кремнием, а кальций — стронцием. Содержание серы составляет в апатитах 0,87–1,25 мас. %  $\text{SO}_3$  при отсутствии хлора. Такие составы характерны для апатитов окраинно-континентальных мантийно-коровых и коровых магматических серий [Холоднов и др., 2002]. Кроме того, обогащенность апатита сульфатной серой, при отсутствии капель или микровключений магматических сульфидов, указывают на высокую окисленность лампроитовых расплавов, так как переход серы в окисленное состояние осуществляется при летучести кислорода в магме выше значения буфера  $\text{NNO}+1$  [Clemente et al, 2004]. Таким образом, флюидные и геохимические данные свидетельствуют, что лампроиты Урала характеризуются метками не только внутриплитных (рифтогенно-плюмовых) образований, но и метками окраинно-континентальной обстановки.

**Ультракалиевая габбро-гранит-порфировая ассоциация даек** на примере *желтинского комплекса* условно датируется поздним карбоном и ранней пермью. Этот комплекс объединяет дайки долеритов и габбро-порфиритов с повышенной щелочностью (ранняя фаза) и ультракалиевые гранит-порфиры и микрограниты (последующая фаза). Дайки этого комплекса рассекают все охарактеризованные выше типы гранитоидов и габброидов Магнитогорской серии, включая сиенит-порфириты и гранит-порфиры железнодорожного комплекса. Простираение даек разное, но преобладают северо-восточное и северо-западное направления. Самая крупная интрузивная залежь этого комплекса размером 800×60 м расположена на г. Железнодорожная. Северо-восточная ее часть прорывает кварцевые монзониты Московского массива. Одно из тел гранитоидов этого комплекса расположено в 2 км юго-западнее ст. Куйбас, а другое в районе железорудного месторождения «Малый Куйбас». По химическому составу породы желтинского комплекса отвечают субщелочным разновидностям. При этом долериты являются калий-натриевыми и калиевыми, а граниты ультракалиевыми с пониженным содержанием глинозема. В породах ранней фазы отмечается

высокое содержание  $\text{TiO}_2$  (до 2,5 мас. %). Отмечается обогащенность всех пород КИЛЭ (Cs, Rb, Sr), а ультракалиевых гранитов также и Ba, U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf. Отношение La/Yb в долеритах составляет 0,7, в гранитах — 5,1. Распределение микроэлементов в породах отражает их связь с гетерогенными магматическими источниками. Так, по соотношениям Nb/Y и Zr/Y долериты желтинского комплекса существенно отличаются от более поздних гранит-порфиров этого комплекса. Для первых Nb/Y=0,12–0,14, для гранит-порфиров 1,67, Zr/Y, соответственно, в первых 4,0 и во вторых 18,5. Наиболее близким аналогом по составу микроэлементов для долеритов желтинского комплекса являются сиенито-диориты и диорит-порфириты железнодзержинского комплекса. Здесь также отношения Nb/Y и Zr/Y имеют относительно низкие значения (соответственно 0,22 и 5,7). Они свидетельствуют о том, что состав магматического источника, как и в случае железнодзержинского комплекса, отвечал расплавам, образованным в результате интенсивного мантийно-корового взаимодействия, доля плюмового компонента была при этом относительно невелика. Пространственно дайковые образования желтинского и железнодзержинского комплексов сближены и в некоторых случаях первые из них пересекают вторые. Возможно, это свидетельствует о том, что магматические источники для этих двух разновозрастных комплексов имели близкий состав. В то же время гранит-порфиры желтинского комплекса по составу и соотношению высокочargedных редких элементов (Nb, Zr, Y и др.) близки к гранит-порфирам балбукского и петропавловского комплексов, для которых весьма вероятна связь с исходными, обогащенными плюмовым веществом, расплавами.

В заключительный тектоно-магматический этап рифтогенно-плюмового магматизма в ВМП формировался **монцодиорит-гранитный гумбейский комплекс**. Гумбейский комплекс проявился в виде небольших штокообразных массивов и даек, среди которых наиболее крупными являются Новобуранский и Балканский массивы, вытянутые в субширотном направлении. Гумбейский комплекс двухфазный. Породы первой фазы имеют повышенную щелочность: это монцодиориты, монцониты, реже сиениты, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты, изредка монцогаббро и шонкиниты. Породы второй фазы представлены граносиенитами и умеренно-щелочными гранитами. Возраст гумбейского комплекса — 294–290 млн. лет — определен по циркону U-Pb методом. Гумбейский комплекс рудоносен, наряду с золоторудной минерализацией, он сопровождается гнездовыми и жильковыми кварц-сеелитовыми штокверками с молибденитом и халькопиритом.

Широкий диапазон количественных вариаций кремнезема (43–71 %) и глинозема (6,9–19 %) является характерной особенностью пород рассматриваемого комплекса. Общая щелочность отвечает калий-натриевому типу и лишь в биотит-пироксеновых пикритах — калиевому. По общей щелочности последние отвечают щелочным пикритами, в которых отсутствуют минералы фельдшпатоидов, но нормативный нефелин отмечается всегда. Магнезиальность пород имеет повышенные характеристики ( $\text{MgO}$  17,87 %). Умеренноповышенные содержания характерны также для  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . В распределении микроэлементов в гумбейском комплексе отмечаются сле-

дующие закономерности. Высокими концентрациями выделяются как литофильные, так и сидерофильные микроэлементы (Cs, Rb, Ba, U, Th, Pb, Sr, V, Cr и Ni). Высокозарядные элементы (Nb, Ta, Zr, Hf) также присутствуют в повышенных количествах, при этом Nb и Ta имеют широкий диапазон количественных вариаций. Согласно этим данным, состав первичной пикрит-шонкинитовой магмы отвечал, по-видимому, внутриплитному плюм-зависимому источнику. Это подтверждают Nb/Y 0,54–0,58 и Zr/Y 2,7–2,95 (рис. IV.2) соотношения. Точки состава пород (монцогаббро и шонкинитов) гумбейского комплекса попадают в область составов, характерных для других более ранних рифтогенно-плюмовых ассоциаций Магнитогорской зоны.

Для флюидного режима гумбейского комплекса также характерна повышенная начальная активность хлора, в апатитах монцодиоритов содержание хлора составляет 0,62 %. Содержание фтора в минералах сравнительно невысокое: в апатитах монцодиоритов 2,0 %. Бедны фтором также амфиболы и биотиты 0,25–0,58 %. Возможно, такое соотношение галогенов в его составе и определяет специализацию гумбейского комплекса на вольфрамовое и золотое оруденение.

На завершающем позднеколлизиионном этапе формирования Уральского подвижного пояса в последующее пермское время наблюдается практически синхронное проявление в составе Главного гранитного пояса Урала первично мантийных (габбро-монцонит-гранитных) и существенно коровых анатектических гранитных интрузий джабыкско-санарского и мурзинско-адуйского типов. Монцогаббро-гранитные интрузии степнинского типа на Южном Урале образуют дугообразные цепочки и пересекают все его современные структурно-тектонические зоны. Они датированы возрастом 286–280 млн. лет. На основании особенностей состава и геологической позиции интрузий степнинского комплекса было высказано предположение о плюмовом характере магматизма и этого комплекса [Пучков и др., 1986; Пучков, 2018]. Завершается плюмовый магматизм на Урале на границе перми и триаса излиянием трапповых базальтов и кислых вулканитов в грабенах триасового возраста (250 млн. лет) [Иванов, 1974].

**Окраинно-континентальный мантийно-коровый и коровый батолитовый гранитоидный магматизм Магнитогорской зоны в позднем девоне и карбоне.** Относительно рифтогенно-плюмовых комплексов, сосредоточенных в основном в центральных и западных частях Магнитогорской зоны, массивы окраинно-континентальных гранитоидов корового и мантийно-корового генезиса формируются в краевых частях этой зоны на ее севере и северо-востоке. В наиболее северной ее части, в зоне сочленения Магнитогорской зоны с рифтогенным краем ВЕК, включая и шовную зону ГУР, они образуют крупный Сыростано-Тургорякский гранитоидный ареал, детально охарактеризованный во многих работах, в том числе и в монографии [Ферштатер, 2013]. Южнее в составе ВМП они, как составная часть, также образуют крупный Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал, представляющего собой один из окраинно-континентальных центров длительной магматической активности (ЦДМА) на севере Магнитогорской

зоны [Холоднов и др., 2009, 2013, 2017]. Другим таким центром является Верхнеуральско-Кассельский гранитоидный ареал, в котором корово-анатектические гранитоиды представлены Заматохинским массивом. Появление крупных окраинно-континентальных мантийно-коровых и коровых гранитоидных батолитов в позднем девоне и карбоне в ВМП, возможно, было связано с особенностями ее строения и развития. Восточно-Магнитогорская зона отличается большей сиаличностью ее основания, представляя собой часть геоантиклинального поднятия, что хорошо согласуется с результатами сейсмических исследований [Эвгеосинклинальные..., 1984].

Начальный этап окраинно-континентального корового и мантийно-корового гранитоидного магматизма в северной части Магнитогорской зоны изотопными методами датируется возрастным диапазоном 360–347 млн. лет. В последующий этап формируются Ахуновский и Карагайский массивы, они датируются изотопным возрастом 307–304 млн. лет. Эти возрастные данные согласуются с представлениями [Ферштатер и др., 2007, 2008 и др.] о том, что, начиная с фамена на Среднем и Южном Урале, начинается масштабный орогенный гранитоидный магматизм. Он в Восточно-Уральской зоне представлен рядом крупных окраинно-континентальных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных батолитов (Верхисетским, Челябинским, Пластовским и др.), выделяемых в ГТГГ формационный тип. Для этого типа окраинно-континентального гранитоидного магматизма разработана модель мантийно-корового взаимодействия, результатом которого является масштабная коровая магнегенерация (с рядом последовательных этапов анатексиса), продуцирующая функционирование центров длительной магматической активности продолжительностью до 70–80 млн. лет и более [Ферштатер, 2013 и др.]. Завершающую часть подобного корово-анатектического гранитообразования в северном Ахуново-Петропавловском ареале и представляют собой гранитоиды Ахуновского и Карагайского массивов.

Особенностью центров ЦДМА на севере Магнитогорской зоны является наличие в их составе сравнительно крупных и сложных по составу многофазных интрузий (Петропавловский и др. массивы), характеризующих один из ранних этапов (347–342 млн. лет) дифференцированного, возможно, плюм-зависимого габбро-гранитоидного магматизма. Эти массивы характеризуются максимально высокой хлороносностью пород [Холоднов и др., 2009, 2013 и др.]. Плюм-зависимый гранитоидный магматизм проявляется и на завершающем этапе (304 млн. лет) формирования этих ареалов. В Ахуново-Петропавловском ареале на этом этапе формируется наиболее богатый калием Уйскоборский массив, близкий к гранитам А-типа. Такое сочетание в пределах компактных по структуре ареалов продуктов корово-анатектического и мантийного плюм-зависимого гранитоидного магматизма, наглядно характеризует наличие определенных закономерностей в эволюции магматизма ВМП и всей Магнитогорской зоны на постостроводужном (окраинно-континентальном) этапе ее развития, отражая одновременно сложность геодинамической обстановки этого периода и в краевой северной и восточной частях Магнитогорской зоны [Знаменский, 2009 и др.].

Для геодинамической обстановки на севере Магнитогорской зоны в этот период были характерны различные по интенсивности сдвиго-раздвиговые деформации, которые сначала происходили в раннем карбоне, а затем и в позднем. В центральной части Магнитогорской зоны в раннем карбоне они завершились формированием крупной Магнитогорско-Богдановской грабеновой структуры. С этими этапами, по-видимому, трансформных, сдвиго-раздвиговых деформаций, здесь возможно и было связано становление специфических по составу и генезису Петропавловской и Кассельской габбро-гранитных интрузий, которые во времени прерывают (разрывают) на ряд этапов формирование полихронных корово-анатектических батолитов: Ахуново-Карагайского, Сыростанско-Тургорянского, Заматохинского и др. Возможно, что образование таких анатектических батолитов могло явиться результатом водного анатексиса пород нижней коры под влиянием высоких температур, вызванных андерплейтингом, возможно, и как следствие действия плюма [Ernst, 2014].

Дифференцированные габбро-гранитоидные массивы в северной части Магнитогорской зоны, как это установлено на примере **Петропавловского массива**, представляют собой сложные по составу, по-видимому, гетерогенные образования по источникам магм и флюидов. На дискриминационных диаграммах составы пород Петропавловского массива попадают в поле надсубдукционных образований, в то же время образуя на этих диаграммах свой обособленный рой составов, обогащенный Y и Yb, отличный от собственно анатектических коровых серий Ахуновского и Карагайского массивов. По составу породы Петропавловского массива отвечают типичным калий-натриевым известково-щелочным сериям с умеренно-повышенной их калиево-известковистостью. Высокозарядные элементы (Nb, Hf, Zr, U, Th) присутствуют в этом массиве в сравнительно пониженных количествах, относительно невысоким является и содержание  $TiO_2$  (до 1 мас. %). Вместе с тем часть пород Петропавловского массива имеет заметно пониженную глиноземистость. Графики нормированного распределения РЗЭ демонстрируют обогащение пород тяжелыми иттриевыми лантаноидами при относительно слабом преобладании легких редких земель над тяжелыми, что ближе соответствует уже параметрам внутриплитного рифтогенного магматизма. По данным, характеризующим соотношения Nb/Y и Zr/Y в породах, габбро-диориты и граносиениты Петропавловского массива попадают в область магматических серий с возможным плюмовым источником. Величина Nb/Y отношения в породах такого состава составляет 0,2–0,5.

Данные по режиму галогенов и серы в минералах Петропавловского массива также свидетельствуют о том, что формирование габбро-диоритов ранней фазы в этом массиве происходило при высокой активности хлора. Распределение хлора между апатитом и амфиболом в породах такого состава ближе соответствовало распределению Cl в минералах более позднего рифтогенного магнитогорского комплекса, чем островодужным сериям и окраинно-континентальным анатектическим гранитоидам ахуновского типа. В то же время при образовании более поздних граносиенитов этого массива

флюид был беден хлором и обогащался фтором и сульфатной серой, что фиксируется в составе апатитов. Такая эволюция не характерна для подобных по составу рифтогенных габбро-гранитных серий магнитогорского типа. Наиболее близким аналогом подобного флюидного режима могут быть мантийно-коровые батолиты ГТГГ-типа, для состава минералов которых хлор также не характерен, а сульфатная сера присутствует здесь даже в более значительных количествах (Шарташский массив и др.). По-видимому, на этапе формирования граносиенитов Петропавловского массива источник флюидов был более тесно связан с зоной окраинно-континентальной субдукции, чем с плюмом, что и определяло рост доли сульфатной серы в его составе.

**Ахуново-Карагайский комплекс.** Ахуновский и Карагайский массивы представляют собой тесную ассоциацию корово-анатектических гранитных интрузивов, совмещенных пространственно с предшествовавшим им по времени Петропавловским габбро-гранитоидным массивом и завершающим магматизм Уйскоборским массивом.

Массивы этого комплекса характеризуются следующими возрастными и изотопно-геохимическими данными: Карагайский массив —  $304 \pm 4,8$  млн. лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70411$ ,  $\epsilon\text{Sr}(\text{T}) = 1,52$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512712$ ,  $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = +4,38$ , Ахуновский массив  $306 \pm 1,8$  млн. лет  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,70414$ ,  $\epsilon\text{Sr}(\text{T}) = 0,05$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512633$ ,  $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = +3,44$  [Богатов, Костицын, 1999 и др.]. Эти изотопно-геохимические данные отражают исключительную роль исходно мантийного деплетированного субстрата в зонах анатектического гранитообразования.

Наличие единых трендов в эволюции состава пород и минералов отражает комагматизм пород (биотит-амфиболовых гранодиоритов — адамеллитов — гранит-порфиоров и гранит-аплитов) Ахуновского и Карагайского массивов, а также значимую роль кристаллизационной дифференциации в формировании состава интрузивных и дайковых образований этого единого ахуново-карагайского интрузивного комплекса. По петрохимическому составу гранитоиды ахуново-карагайского комплекса относятся к породам с нормальной и слабо повышенной (часть даек Ахуновского и Карагайского массивов) щелочностью. В составе щелочей преобладает натрий, породы этих массивов высокоглиноземистые. На диаграммах  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) - \text{SiO}_2$  интрузивные породы (адамеллиты и граниты) Ахуновского и Карагайского массивов ближе соответствуют гранитам S-типа.

К наиболее важным геохимическим характеристикам гранитоидов ахуново-карагайского комплекса относятся повышенные содержания Sr, Ba и Li. Породы этого комплекса бедны высокозарядными элементами: Nb, Zr, U, Th, а также Y и редкоземельными элементами иттриевой группы. Состав РЗЭ здесь имеет относительно фракционированный спектр с высокими значениями La/Yb отношений до 15–40 и более, с появлением в дифференцированных дайках гранит-порфиоров Карагайского массива наиболее значительной отрицательной аномалии Eu. Для гранитоидов ахуново-карагайского комплекса характерны повышенные содержания W. На дискриминацион-



ных диаграммах Дж. Пирса точки состава пород этого комплекса попадают исключительно в поле надсубдукционных образований. Наиболее близким петрохимическим и геохимическим аналогом гранитоидов ахуново-карагайского комплекса являются породы гранитного состава в Сыростанском окраинно-континентальном гранитоидном массиве. Последние здесь завершают тренд эволюции [Ферштатер, 2013] от более ранних мигматизированных габброидов и габбро-диоритов до гранитов.

В одной из ранее опубликованных работ [Холоднов и др., 2012] была оценена роль режима элементов-минерализаторов (галогенов и серы) в процессах гранитоидного магматизма и рудогенеза на этапах резкой смены геодинамических обстановок в позднем девоне и карбоне Магнитогорской палеоостроводужной зоны. Здесь проявляется четкая направленная смена во времени существенно хлоридного типа габбро-диорит-гранитоидного магматизма (Петропавловский массив) на водно-сульфатный (с низкой активностью во флюидах хлора) анатектический малокалиевый гранитоидный магматизм ахуново-карагайского комплекса, а последнего на менее водный, но более богатый калием гранитоидный магматизм Уйскоборского массива. Было показано, что породы малокалиевых массивов (Ахуновского, и Карагайского) по ряду основных геохимических параметрам, наряду с гранитами Сыростанского массива, близки также породам золотоносного Шарташского массива. Это определяет общие перспективы рассматриваемых массивов ахуново-карагайского комплекса на возможное дополнительное обнаружение в связи с ними золотой и золото-шеелитовой (с молибденом) минерализации кварц-жильного типа.

**Уйскоборский массив** калиевых порфировидных граносиенитов, адаметеллитов и гранит-порфиров датируется возрастом  $304 \pm 4,8$  млн. лет [Попов и др., 2002]. Его изотопные характеристики  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,70404$ ,  $\varepsilon\text{Sr}(\text{T}) = 1,52$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512753$ ,  $\varepsilon\text{Nd}(\text{T}) + 5,76$  [Богатов, Костицын, 1999 и др.]. Этот богатый калием массив завершает формирование на севере Магнитогорской зоны Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала, который одновременно представляет собой центр длительной магматической активности (ЦДМА), формировавшийся с  $D_3$  по  $C_3$ . Отметим некоторые минералогические особенности этого массива. В сравнении с массивами предшествующего во времени ахуново-карагайского гранитного комплекса, наиболее ранние плагиоклазы в Уйскоборском массиве имеют существенно более высокие (до 0,5 мас. %) содержания калия, амфиболы в Уйскоборском массиве бедны глиноземом при высоком содержании железа и титана. Биотиты здесь также самые железистые, они богаты титаном и бедны глиноземом. Породы Уйскоборского массива богаты акцессорными минералами. Среди них наряду с ильменитом, гематитом, сфеном, обильным апатитом и зональным цирконом в значительном количестве появляются такие редкоземельные торий- и урансодержащие минералы, как монацит, ксенотим, торит, уранинит, в виде мелких выделений наблюдаются халькопирит, сфалерит и галенит. Ильменит характеризуется высоким содержанием марганца (до 18–21,0 мас. %). Монацит образует сростания с зональным цирко-

ном, а вместе с апатитом и гематитом — включения в сфене. Торит образует включения в КППШ. Уранинит образует мелкие выделения в цирконе.

Уйскоборский массив на петрохимических диаграммах выделяется высокой кремнекислотностью пород, содержание  $\text{SiO}_2$  67–76 мас. %. С ростом  $\text{SiO}_2$  закономерно снижаются содержания всех (за исключением калия) породообразующих окислов, в том числе  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 16,8 мас. % до минимальных значений 13,2 мас. % в поздних гранит-порфирах), а также  $\text{Na}_2\text{O}$  от 6,8 до 3,8 мас. %. При этом содержание калия растет (от 3,3 до 5,2 мас. %). На диаграммах  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})-\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}-\text{SiO}_2$  интрузивные породы Уйскоборского массива ближе всего соответствуют гранитам А-типа.

Как свидетельствуют геохимические данные для Уйскоборского массива характерны самые высокие в ареале содержания Nb, Ta, Y, Y-земель, U, Th, Zr, а также Rb, Pb, Li. Для U и Th характерен рост содержаний: первого от 2–4 до 5 г/т в наиболее поздних гранит-порфирах, второго от 5–13 до 20–27 г/т. Соответственно в породах, обогащенных U и Th и РЗЭ, появляются собственные редкоземельные (монацит, ксенотим), а также торий- и урансодержащие акцессорные минералы. Содержание Zr (70–130 г/т) здесь максимально в более ранних породах (граносиенитах и адамеллитах), в поздних гранит-порфирах содержание Zr снижается до 40–60 г/т. Содержание Y обнаруживает аналогичную тенденцию и понижается от 12–18 до 3–8 г/т. Nb имеет устойчивые содержания (7–12 г/т) во всем диапазоне кремнекислотности пород. Тантал содержится в количестве 1–1,5 г/т. Rb на диаграммах образует собственный тренд: с ростом количества от 40–50 до 220 г/т в самых поздних дайках при корреляции с ростом содержаний калия. Другой важной геохимической особенностью пород Уйскоборского массива являются низкие содержания Sr (100–300 г/т в ранних интрузивных породах) при минимальных содержаниях (15–20 г/т) в поздних дайках и Ba (соответственно, 200–400 г/т и 15–25 г/т). Наличие повышенных содержаний Cr (до 400 г/т и более) и Pd в гранитах этого массива может быть связано с составом мантийного субстрата в зоне магмагенерации.

Графики нормированного содержания РЗЭ демонстрируют существование заметных различий в составах интрузий Ахуново-Петропавловского ареала. Так, графики РЗЭ для пород Уйскоборского массива отражают обогащение его пород тяжелыми иттриевыми лантаноидами с относительно слабым преобладанием легких редких земель над тяжелыми. La/Yb отношение 5–10. Для всех пород этого массива характерно наличие значительной отрицательной аномалии Eu с максимальной ее величиной в поздних гранит-порфирах. В Уйскоборском массиве содержание суммы РЗЭ высокое — до 100 г/т, и устойчивое во всем диапазоне пород. Как результат этого в породах появляется монацит, концентратор легких РЗЭ и Th. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки состава пород Уйскоборского массива, относительно других массивов Ахуново-Петропавловского ареала, выделяются наиболее высокими содержаниями Rb, Ta и Nb. R. Ernst [2014] выделяет особые кремнекислые крупные плюмовые магматические провинции

(LIPs), в которых граниты имеют характер переходных от известково-щелочных гранитов I-типа к гранитам А-типа. Они образуются только на континентальной коре, нередко расположены на палео- и современных континентальных границах и являются результатом анатексиса водной легкоплавкой нижней коры под влиянием высоких температур, вызванных не-субдукционными и неорогеническими условиями, а также андерплейтингом — как следствие воздействия плюма. Возможно Уйскоборский массив в какой-то мере отвечает подобным условиям своего формирования.

Изучение флюидного режима Уйскоборского массива показало, что несмотря на обогащенность пород этого массива калием, содержание фтора в апатитах и других минералах здесь сравнительно невысокое. В среднем это 2,8 мас. % F при вариации содержаний 1,94–3,18 мас. %. Содержание хлора в апатитах также относительно невысокое (0,05–0,14 мас. %). Содержание сульфатной серы в апатитах варьирует от 0,02 до 0,28 мас. %. Содержание F в сфене 0,22–0,36 мас. %, в амфиболе 0,2 мас. %, в высокотитанистом биотите 0,2–0,4 мас. %. К типоморфным особенностям состава апатита в этом позднем малоглубинном массиве относится также высокое содержание  $\text{SiO}_2$  (1600–3700 г/т) и  $\text{MnO}$  (1000–2900 г/т) при низких содержаниях  $\text{SrO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Высокое содержание марганца — типоморфная особенность и других минералов в породах данного массива. На прогнозных диаграммах [Холоднов, Бушляков, 2002] апатиты Уйскоборского массива попадают в основном в поля гранитоидов, специализированных на золотое и вольфрамовое оруденение. Вместе с тем наличие в апатитах повышенного количества хлора (до 0,14 мас. %) и сульфатной серы (до 0,28 мас. %), что может быть признаком смешения мантийных плюм-зависимых и окраинно-континентальных коровых магм, не исключает возможности специализации гранитоидов этого массива на Мо и полиметаллы.

Таким образом, состав северных ареалов, одновременно и центров ЦДМА в Магнитогорской зоне, в первую очередь, Ахуново-Петропавловского, характеризует закономерные этапы в эволюции геодинамических обстановок и связанного с ними разнообразного габброидного и гранитоидного интрузивного магматизма Магнитогорской зоны на ее постостроводужном (аккреционно-коллизийном и окраинно-континентальном) этапах развития. В связи с изложенными выше данными возникает ряд дополнительных вопросов по анализу факторов и причин, которыми определяется столь концентрированный в пространстве (в виде довольно компактных ареалов) и в то же время длительно (до 60 млн. лет) и синхронно проявляющийся, с перерывами во времени, корово-анатектический гранитоидный магматизм. Ответ на некоторые из таких вопросов может быть получен при дальнейшем более детальном изучении не только полихронных окраинно-континентальных батолитов ГТГГ типа, но и специфических центров ЦДМА, таких, как постостроводужный Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал на севере Магнитогорской зоны. В результате этого можно будет ожидать дальнейшую геодинамическую типизацию центров ЦДМА Урала с определением их роли при формировании новообразованной континен-

тальной коры Уральского эпокееанического герцинского орогена [Холоднов и др., 2016], с определением природы и состава магматических источников, состава, природы и роли флюидов в процессах мантийного и корового гранитообразования, их влияния на минерагению и потенциальную рудоносность интрузий, формирующих центры ЦДМА. Не исключено, что специфика развития ЦДМА определяется среди прочих факторов «подготовленностью» земной коры такого рода районов к повторному анатексису.

В целом, изучение магматизма ВМП в позднем девоне и карбоне показало, что в этом интервале времени здесь происходит как субсинхронное, так и чередующееся во времени образование различных по составу и генезису магматических серий: производных внутриплитных мантийно-плюмовых магм, корово-анатектических серий (габбро-диорит)-гранодиорит-гранитного состава, а также массивов гранитоидов промежуточного состава, которым во времени предшествовал зрелый островодужный магматизм позднего фаме-на-раннего карбона. Начинается окраинно-континентальный магматизм в этой структурно-формационной зоне с формирования гранитоидных батолитов ГТГГ типа, образование которых происходило при неоднократном проявлении процессов корового (низы коры) анатексиса, с участием внедренного в нижнюю часть коры существенно деплетированного мантийного материала [Холоднов и др., 2009 и др.]. Ранее для каменноугольно-пермского магматизма Южного Урала [Салихов и др., 2016] был выделен ряд тектоно-магматических этапов: первый этап 368–357 млн. лет, второй этап 350–330 млн. лет, третий этап 328–324 млн. лет, четвертый этап 321–304 млн. лет, для которых наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с промежуточными геохимическими характеристиками характерны и значительные объемы корово-анатектических гранитоидов ГТГГ типа. В последующий пятый тектоно-магматический этап (294–260 млн. лет) пермский синколлизийный и постколлизийный гранитоидный магматизм концентрируется в основном в границах Восточно-Уральской зоны. Он происходит в условиях жесткой коллизии (гиперколлизии) литосферных плит (Восточно-Европейской и Казахстанской), завершившей формирование Уральского герцинского орогена. Это событие сопровождалось интенсивным шарьированием пластин из шовных зон на запад и восток Восточно-Уральской зоны с быстрым наращиванием мощности земной коры. Интенсивно формировались в этот период локальные присдвиговые зоны растяжения [Тевелев и др., 2006], зоны скольжения вдоль границ Восточно-Уральской зоны. При этом происходило быстрое падение давления, интенсивная миграция флюидов, прогрев и метаморфизм новообразованной континентальной коры, что могло способствовать выплавлению палингенных коровых гранитоидов [Знаменский, 2009 и др.] в верхней части коры (Джабыкский, Санарский, Борисовский массивы и др.). Практически одновременно формировались мантийно-коровые монцодиорит-гранитные комплексы степнинского типа, трансформные по отношению к аккреционно-коллизийным структурам Урала. Предполагает-

ся, что последние имеют глубинную мантийную (плюмовую) природу [Пучков и др., 1986, Пучков, 2018 и др.]. На этом пермском этапе дискретно нарастала активность фтора в составе флюидов, в связи с чем усиливалась специализация пермских гранитоидных комплексов на редкометальное ору-денение (Be, Li, Ta, Nb, Mo, W и др.), особенно в тех зонах Урала, которые содержали в своем фундаменте блоки древней допалеозойской (рифейской) континентальной коры.

Для пермского тектоно-магматического этапа было также характерным интенсивное взаимодействие палингенно-коровых и мантийных производных. Одним из наиболее ярких примеров такого взаимодействия является полигенный Джабыкский батолит, в составе которого субсинхронно формируются гранитоиды разной формационной принадлежности. В связи с этим здесь наблюдаются сложные взаимоотношения палингенно-коровых гранитоидов джабыкско-санарского комплекса со степнинским, ольховским и другими гранитоидными комплексами Южного Урала, с образованием их совместных крупных ареалов и существенным перекрытием возрастных диапазонов формирования.

**Пермский гранитоидный магматизм в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны.** Продукты гранитоидного магматизма пермского возраста в Магнитогорской зоне получили заметное распространение только в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны. Раннепермский *Кацбахский гранит-лейкогранитовый массив* прорывает здесь разновозрастные (от ордовика до раннего карбона) образования этой шовной зоны. Самыми молодыми образованиями, которые прорываются гранитоидами этого массива, являются вулканогенно-осадочные породы полоцкой толщи ( $C_{1pl}$ ). Данные изотопного датирования пород этого массива ( $290 \pm 4$  млн. лет) отвечают ранней перми. Кацбахскому массиву на глубине соответствует крупная отрицательная аномалия силы тяжести. В его составе выделяются две фазы формирования. К первой фазе относятся граносиениты, кварцевые сиениты и гранодиориты краевой части массива. Они имеют крупнозернистые порфировидные структуры. Вторая фаза представлена умереннощелочными биотитовыми гранитами. По химическому составу породы кацбахского комплекса отвечают субщелочным калий-натриевым гранитоидам с содержанием  $SiO_2$  68–75 % и  $K_2O$  3,6–5,5 %, они пересыщены глиноземом. По геохимическим параметрам гранитоиды Кацбахского массива, в первую очередь, биотитовые граниты второй фазы, близки к породам джабыкского гранитного комплекса, который имеет и близкий возраст формирования (290–276 млн. лет), но в отличие от Кацбахского массива этот комплекс локализован значительно восточнее его — в центральной части Кочкарского антиклинория Восточно-Уральской зоны, в ядрах купольных структур. Особенно близкими в породах того и другого массивов являются содержания таких высоkozарядных элементов как Nb, Y, Zr, а также и таких крупноионных литофилов, как Sr и Ba. В то же время относительно джабыкского комплекса породы Кацбахского массива заметно обогащены сидерофильными и халькофильными элементами: V, Cr, Co, Ni, Cu,

Zn, Sn. Сумма РЗЭ в гранитоидах кацбахского комплекса 102–140 г/т. Степень фракционирования РЗЭ в том и другом массивах также близка, La/Yb отношение варьирует в диапазоне 18–50.

Как было показано ранее в [Холоднов и др., 2016], где приведены данные сравнительного анализа эволюции гранитоидного магматизма при формировании континентальной коры Среднего и Южного Урала и Горного Алтая, процесс формирования зрелой континентальной коры на Урале не был синхронным в его разновозрастных и разнотипных зонах и террейнах, что отличает Урал от Горного Алтая. На Урале зрелая кора континентального типа была сформирована только в пределах Восточно-Уральской зоны (в пределах Главного гранитного пояса Урала) в возрастном диапазоне 290–260 млн. лет. Степень зрелости континентальной коры на Урале характеризуют нулевые и отрицательные значения  $\epsilon Nd$  в ее пермских магматических производных, независимо от их генезиса. При этом на Южном Урале в пределах Восточно-Уральской зоны образование зрелой континентальной коры происходило, по-видимому, с активным участием сиалического материала древних (рифейских и др.) микроконтинентальных блоков в ее фундаменте. Этим было обусловлено и формирование в пределах Восточно-Уральской зоны — Главного гранитного пояса Урала.

В Магнитогорской зоне так же, как и в Тагильской, процесс формирования зрелой коры континентального типа не был завершен полностью. Это связано, как было показано выше (Магнитогорская зона), с интенсивным проявлением деструктивных рифтогенно-плюмовых процессов, с внедрением в формирующуюся новообразованную кору переходного типа сильно деплетированного мантийного материала ( $\epsilon Nd$  до +5 и более). Соотношение изотопов Nd и Sr в породах окраинно-континентальных корово-анатектических гранитоидных батолитов Магнитогорской зоны (Ахуново-Карагайского, Заматохинского, Сыростанского) также свидетельствует, что все они формировались, в основном, за счет такого, внедренного в низы коры сильно деплетированного мантийного материала ( $\epsilon Nd +2 \dots +6$ ).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе дана типизация и систематизация магматических комплексов Магнитогорской зоны Южного Урала, их флюидного режима и рудоносности, образующихся (поздний девон–карбон–пермь) последовательно в процессе причленения Магнитогорской палеодуги и более восточного гетерогенного аккреционного ансамбля Восточно-Уральской зоны к краю Восточно-Европейской платформы, с формированием в карбоне сначала активной, а затем, по-видимому, и трансформной позднегерцинской континентальной окраины ВЕК, с одновременным формированием Южно-Уральского аккреционно-коллизийного складчатого пояса. В связи с этим наступает качественно новый этап в эволюции магматизма, флюидного режима и рудогенеза на постостроводужном этапе формирования Магнитогорской зоны. Субдукция в результате тектонических событий этого этапа затормозилась, зона субдукции заклинилась, произошел разрыв слэба с подъемом горячих астеносферных диапиров (плюмов) в область мантийного клина и нижней коры. *Самый ранний этап внутриплитного плюм-зависимого магматизма* в Магнитогорской зоне был проявлен в эпоху завершения фран-фаменского островодужного магматизма, когда формировались задуговые вулкано-интрузивные образования, преимущественно ультраосновного (пикритоидного) состава сара-тюбинской толщи, близкие по геохимическим признакам к плюмовым ассоциациям. *Следующий этап рифтогенно-плюмового магматизма* в Магнитогорской зоне датируется диапазоном 350–315 млн. лет. В этот период магматизм проявился здесь на обширной территории, особенно интенсивно в ЦМП, с миграцией его в западном направлении, к границам с ВЕК, с образованием ЗМП.

На западе Магнитогорской зоны, частично надвинутой на ВЕК, в связи усилением трансформных сдвиго-раздвиговых дислокаций, происходит образование субмеридиональной цепочки синклинальных структур — мульд. На раннем этапе в бортах таких мульд формировались конформные вмещающим толщам залежи габброидов. В Худолазовской мульде вслед за басаевским и кизильским дайковыми комплексами формируется многофазный худолазовский комплекс. Он представлен интрузивами умереннотитанистых роговообманковых перидотитов (шрисгеймитов) — ранняя фаза, а затем габбродолеритами, габбродиоритами и габбро-пегматитами — поздняя фаза. Время формирования худолазовского комплекса (U-Pb бадделейт и циркон) — 328–324 млн. лет. Худолазовский комплекс контролирует небольшие по размерам месторождения и рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд (Бакр-Тау и др.), связанных с отдельными грубобассовыми интрузивными телами. Вслед за этим в Худолазовской мульде формируются дайки габбродолеритов, долеритов и спессартитов улугуртауского комплекса. Контактными зонами даек этого комплекса контролируются рудопроявления золото-кварцевого типа, в их числе месторож-

дение Тукан. Изохронный Sm-Nd возраст улугуртауского комплекса  $321 \pm 15$  млн. лет.

В раннем карбоне в ЦМП образовалась бимодальная вулcano-плутоническая ассоциация, для которой характерны геохимические характеристики внутриплитных образований. К продуктам этой ассоциации относится магнитогорский рудоносный габбро-гранитный интрузивный комплекс, который образовался вслед за бимодальным вулканизмом в пределах крупного Магнитогорско-Богдановского трансформного грабена. Специфической особенностью этого комплекса, наряду с наличием в породах значительных концентраций Ti, Fe, P, Nb, Ta, Zr, Y, Yb и др. информативных элементов, являются высокие концентрации хлора в расплавах и флюидах. Высокие концентрации Cl в расплавах и флюидах определяют, в условиях окислительного режима магнетитовой феррофации, характерной для Магнитогорской серии, массовую экстракцию Fe хлороносным рудообразующим флюидом из богатых железом магм такого типа с формированием крупных скарново-магнетитовых (Магнитогорское), титаномagnetитовых (Малый Куйбас) месторождений. Выделен эволюционный ряд массивов: Карабулакский — Богдановский — Куйбасовский — Магнитогорский, который отражает прогрессивный этап в развитии трансформного «рифтогенеза» с формированием в условиях максимального раскрытия Магнитогорско-Богдановского грабена (центральная его часть) наиболее крупного Магнитогорского рудно-магматического центра. Завершают рифтогенный габбро-гранитный магматизм Магнитогорской серии ассоциация даек и малых интрузий основного, субщелочного и кислого составов, которые на севере региона контролируют золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

*Следующий этап рифтогенно-плюмового магматизма в Магнитогорской зоне* датируется поздним карбоном — ранней пермью с изотопным возрастом магматизма 308–294 млн. лет. Начинается этот позднекаменноугольный этап рифтогенно-плюмового магматизма с формирования *калымбаевского комплекса* лампроитов и лампрофиров, датируемых изотопным возрастом 308–305 млн. лет и *желтинского комплекса* ультракалиевых габбро-порфиритов и мелкозернистых гранитов, условно датируемых  $C_3$ – $P_1$ . В заключительный тектоно-магматический этап рифтогенно-плюмового магматизма в ВМП формировался и *монцодиорит-гранитный гумбейский комплекс*. Возраст гумбейского комплекса по циркону U-Pb методом определен в 294–290 млн. лет. Гумбейский комплекс рудоносен, наряду с золоторудной минерализацией он сопровождается гнездовыми и прожилковыми кварц-шеелитовыми штокверками с молибденитом и халькопиритом.

Эти плюм-диапиры в Магнитогорской зоне вызывали не только магматизм внутриплитного типа в зонах наиболее сильных сдвига-раздвиговых и трансформно-рифтогенных деструкций, но и прогрев, метаморфизм и анатексис вышележащих пород мантийного клина и нижней коры. Это определяло неоднократное чередование во времени, а иногда и субсинхронное образование различных по составу и генезису магматических серий: производных внутриплитных мантийно-плюмовых магм, корово-анатекти-



ческих серий (габбро)-диорит-гранодиорит-гранитного состава (гранитоидных батолитов), близких по составу и генезису сериям ГТГГ-типа, а также массивов гранитоидов промежуточного состава. Относительно рифтогенно-плюмовых комплексов, сосредоточенных в основном в центральных и западных частях Магнитогорской зоны, гранитоидные батолиты окраинно-континентального типа (корового и мантийно-корового генезиса) формируются в краевых частях ВМП на ее севере и северо-востоке. В северной ее части они образуют крупный Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал, представляющий собой один из окраинно-континентальных ЦДМА. Начальный этап окраинно-континентального корового и мантийно-корового гранитоидного магматизма в северной части Магнитогорской зоны изотопными методами датируется возрастным диапазоном 360–347 млн. лет. В последующий этап формируются Ахуновский и Карагайкий массивы, которые датируются изотопным возрастом 307–304 млн. лет. Особенностью центров ЦДМА на севере Магнитогорской зоны является наличие в их составе сравнительно крупных и сложных по составу многофазных интрузий (Петропавловский массив), характеризующих один из ранних этапов (347–342 млн. лет) дифференцированного, возможно, плюм-зависимого габбро-гранитоидного магматизма. Плюм-зависимый гранитоидный магматизм проявляется и на завершающем этапе (304 млн. лет) формирования этих ареалов. В Ахуново-Петропавловском ареале на этом этапе формируется наиболее богатый калием Уйскоборский массив, близкий к гранитам А-типа. Такое сочетание в пределах компактных по структуре ареалов продуктов корово-анатектического и мантийного плюм-зависимого гранитоидного магматизма, наглядно характеризует наличие определенных закономерностей в эволюции магматизма ВМП и всей Магнитогорской зоны на постстороводужном этапе ее развития.

В заключительный этап формирования Южно-Уральского аккреционно-коллизийного складчатого пояса, проявившийся в гиперколлизийную эпоху (294–260 млн. лет), магматизм концентрируется в основном в границах Восточно-Уральского поднятия (Главный гранитный пояс Урала) и Уйско-Новооренбургской сутурной зоне (Кацбахский массив). В условиях жесткой коллизии (гиперколлизии), завершившей формирование всего Уральского коллизийного орогена, участвуют две литосферные плиты (ВЕК и Казахстанского континента). Именно с этим пермским этапом связано формирование наиболее зрелой континентальной коры Уральского орогена. В это время формируются гранитоидные плутоны и комплексы существенно гранитных (джабыкский и мурзинский типы), монцодиорит-гранитных (степнинский и гумбейский типы) и гранит-лейкогранитных (адуйский, малышевский, кременкульский типы и др.). На этом пермском этапе дискретно нарастала активность фтора, в связи с чем усиливалась специализация поздних гранитоидных комплексов на редкометальное оруденение (Be, Li, Ta, Nb, Mo, W и др.), особенно в тех зонах Урала, которые содержали в своем фундаменте блоки древней допалеозойской континентальной коры.

В целом пример Магнитогорской зоны в карбоне Урала показывает, что магматизм древних континентальных окраин в составе подвижных поясов Земли характеризуется значительным разнообразием. Для всех серий, несмотря на разнообразие в составах и генезисе, как свидетельствуют изотопно-геохимические данные, характерна связь с аномальными мантийными источниками, воздействующими на формирующуюся литосферу. Трансформно-рифтогенные габбро-гранитные серии (Магнитогорская и др.) имеют на этом этапе максимально высокие значения  $\epsilon Nd$  (+5 и более), а мантийно-коровые и коровые гранитоиды ГТГГ типа также характеризуются высокими значениями  $\epsilon Nd$  (до +4, +5) в сравнении с предшествующими островодужными комплексами с  $\epsilon Nd$  (+2, +3). Такие аномальные характеристики, по-видимому, и свидетельствуют о масштабных инъекциях сильно деплетированных мантийных магм астеносферных диапиров и плюмов в зоны интенсивной коллизионной деструкции с их возможным участием (как субстрат) и в процессах окраинно-континентального анатексиса, с формированием крупных гранитоидных коровых батолитов.

Для таких сложных по генезису (трансформных) континентальных окраин характерно также разнообразие и в составе оруденения: здесь формируются скарново-магнетитовые, титаномagnetитовые, сульфидные медно-никелевые, золоторудные, кварц-шеелитовые и др. месторождения, среди которых появляются месторождения и мирового уровня (скарново-магнетитовые).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонина И.С., Прибавкин С.В. Магматический ангидрит и апатит в эпидотсо-державших порфирах среднего Урала // Литосфера, 2013, №4. С. 62-72.
2. Артюшкова О.В. Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны, Южного Урала. Уфа: Дизайн Пресс, 2014. 152 с.
3. Бакшеев И. А., Прокофьев В. Ю., Устинов В. И. Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным // Уральская летняя минералогическая школа—1998. Екатеринбург: УГТГА, 1998. С. 41–49.
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
5. Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П., Леснов Ф.П. и др. Петрология постгартцбургитовых интрузивов кемперсай — хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 161 с.
6. Барнс Х., Чаманский Г. Растворимость и перенос рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970. 286 с.
7. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
8. Богатилов О.А., Махоткин И.Д., Кононова В.А. Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1985. №1. С. 3–10.
9. Богатов В.И., Костицин Ю.А. Rb-Sr изотопный возраст и геохимия гранитоидов на севере Магнитогорского прогиба, Южный Урал // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, 1999. № 2. С. 34–41.
10. Богдасаров Э.Л., Ланда Э.А., Марковский Б.А. Химический состав и условия кристаллизации хромшпинелидов вулканических ультрамафитов и других пород мафит-ультрамафитового ряда // ЗВМО, 1979. Вып. 5. С. 524–535.
11. Боровиков А.А., Бульбак Т.А., Борисенко А.С., Разозин А.Л., Палесский С.В. Поведение рудных элементов в окисленных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных гетерофазных флюидах Cu–Mo(Au)–порфировых месторождений (по экспериментальным данным) // Геология и геофизика, 2015. Т. 56. С. 557–570.
12. Бочарникова Т. Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Состав, строение, флюидный режим дифференцированной порфировой интрузии Магнитогорского железорудного месторождения (Южный Урал) // Литосфера, 2016. № 4. С 54–78.
13. Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Свердловск: Наука, 1993. 80 с.
14. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субшелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
15. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 192 с.
16. Валяшко В.М. Гидротермальные равновесия, явления расслаивания и гетерогенизации сверхкритических флюидов // Современные проблемы общей и неорганической химии: сборник трудов 2-ой межд конф, Москва, 19–21 мая 2009. Изд-во ИОНХ РАН, 2009. С. 491–500.

17. *Валяшко В.М., Урусова М.А.* Гетерогенизация сверхкритических флюидов и невариантные критические равновесия в тройных смесях с одним летучим (на примере водно-солевых систем) // Сверхкритические флюиды: теория и практика, 2010ю № 2. С. 28–44.
18. *Варлаков А.С.* Дунит-верлит клинопироксеновый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 179 с.
19. *Гаррис М.А.* Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар, по данным калий-аргонового метода // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: тр. Первого Уральского петрограф. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 83–97.
20. *Гвоздев В.И.* Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России / Владивосток: Дальнаука, 2010. 338с.
21. Геологическая карта Урала масштаба 1:200 000 / Ред. И.Д. Соболев, 1967.
22. Геологическая карта Урала масштаба 1:500 000, лист N-40, 41 / Ред. И.Д. Соболев, 1979.
23. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 184 с.
24. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Южно-Уральская, лист N-41-XIX / Тевелев А.В., Кошелева И. А., Буштейн Е. Ф., 2001.
25. *Говорова А.В.* Ультраосновные автомагматические брекчии Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. 44 с.
26. *Горожанин В.М. Рубидий* — стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореферат дисс. Кандидата геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.
27. *Горбачев Н.С., Бругманн Г.Е., Налдретт А.Д., Ходоревская Л.И., Азиф М.* Распределение Au между флюидом, базальтом и сульфидом в магматических и постмагматических условиях (по экспериментальным данным) // Доклады РАН, 1993. № 3. Т. 333. С. 356–359.
28. *Грабежов А.И.* Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М: Наука, 1981. 291 с.
29. *Грабежов А.И., Белгородский Е.А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты меднопорфировых месторождений. Свердловск: Наука. Урал. отделение. 1992. 199 с.
30. *Грабежов А.И., Воронина Л.К.* Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 159. 2012. С. 68–70.
31. *Грабежов А.И., Смирнов В.Н., Воронина Л.К., Гмыра, В.Г.* Галогены в апатитах рудно-магматических медно-порфировых систем Среднего Урала // Ежегодник-2010. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158. 2011. С. 95–99.
32. *Григорьев Н.А.* Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург. Издание: Уральское отделение РАН, 2009. 383 с.
33. *Гусев А.И., Коробейников А.Ф.* Мантийно-коровое взаимодействие в генерации различных типов оруденения: геофизический и петрологический аспекты // Известия Томского политехнического университета. Томск, 2009. Т. 315, № 1: Научи о Земле. С. 18–25.
34. *Дельбов Ф., Лебедев Е.Б., Калинин С.Д.* Поведение иона хлора и катионный обмен в системе магматический расплав флюид // Геохимия, 1986. №11. С. 1550–1558.

35. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
36. Дир У.А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. I. Ортопироксены и кольцевые силикаты. Т. II. Цепочные силикаты. М.: Мир, 1965. 372 с. и 407 с.
37. Добрецов Н.А., Кочкин Ю.А., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 455 с.
38. Дунаев В.А. О возрасте Кара-Булакского гранитоидного массива и возможностях рубидий-стронциевого метода // Второе Уральское петрограф. совещ.: тез. докл. Т. IV. Свердловск: УФАН СССР, 1966. С. 54–55.
39. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Критерии генетической связи железоруднения с магматизмом // Докл. АН СССР, 1984. Т. 274, № 5. С. 1160–1164.
40. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестник Московского ун-та, сер. 4, Геология, 1966. № 4. С. 3–12.
41. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968. С. 220–302
42. Жариков В.А., Горбачев Н.С., Ишбулатов Р.А. Флюидно-магматическая дифференциация основных магм // Геология и геофизика, 1986. №7. С.35–40
43. Железорудные формации Среднего и Южного Урала / Под ред. А.Л. Яншина. М: Наука, 1989. Т. 1. 240 с.
44. Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Избранные труды. Т. III. Изд-во АН СССР, 1961. 750 с.
45. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: «Гилем», 2009. 348 с.
46. Знаменский С.Е., Пучков В.Н., Косарев А.М., Светлакова А.Н. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 154–164.
47. Знаменский С.Е., Светлакова А.Н., член-корреспондент РАН В.Н. Пучков. Особенности структуры Джетыгаринско-Троицкой зоны Южного Урала по данным профиля УРСЕЙС-95. Докл. РАН, 2012. Т. 447, № 3. С. 314–317.
48. Золотов К.К. Альпинотипные гипербазиты Урала и их взаимоотношения с другими ультраосновными породами // Типы магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 33–38.
49. Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
50. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строения Урала. Дисс. д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
51. Иванов К.С. Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого — Беньофа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 75–78.
52. Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А. К геологии Уральских гор Южного Урала // Ежегодник-1995. ГГИ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 40–45.
53. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // ДАН, 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.

54. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: Минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
55. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие. М: ИнтерметИнжиниринг, 2001. 288 с.
56. *Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971, 268 с.
57. *Каллистов Г.М.* Петрология гранитоидов Челябинского массива. Автореф. Дис...канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. 23 с.
58. *Кеппежинская П.К., Кравченко-Бережная П.П., Гулько Н.И.* Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужной шошонитовой серии // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.
59. *Кеппежинская П.К.* Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 174 с.
60. *Ковалев Ф.И.* Геологическое строение Баймакского района и генетические особенности его медноколчеданных месторождений// Изв. Всесоюз. геол. фонда СССР, вып. 1. 1946.
61. *Коваленко В.И., Наумов В. Б., Гирнис А.В. и др.* Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и заключенных стекол базальтов. Петрология, 2007. Т. 15. № 4. С. 361–396.
62. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
63. *Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А.* Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения // Литосфера, 2013. № 6. С. 65–72.
64. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1982. 104 с.
65. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
66. *Коржинский М.А.* Анионный состав апатита в распределении железа между пироксеном и гранитом как показатели кислотно-основных свойств гидротермального флюида: (Экспериментальные данные): Автореф. дис...канд. геол.-мин. наук. Черноголовка, 1981. 17 с.
67. *Коротеев В.А., Ферштатер Г.Б.* Магматизм Урала и его тектоническая интерпретация // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм. М.: Наука, 1989. С. 2013–219.
68. Корреляция вулканогенных комплексов Магнитогорской мегазоны. *Маслов В. А., Яркова А. В., Артюшкова О. В., Мосейчук В.В. и др.* // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. IV Уральск. петр. совещ. Екатеринбург, 1997. Ч. 2. С. 31–33.
69. *Косарев А.М.* Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинария. Екатеринбург, 1997. 85 с.
70. *Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Коллеганов В.А.* Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса // Ежегодник — 1992, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 35–39.
71. *Криволуцкая Н.А., Михайлов В.Н., Снисар С.Г., Гонгальский Б.И.* Внутреннее строение и состав Микчангдинского ультрабазит-базитового массива в Но-

- рильском рудном районе (Сибирская трапповая провинция) // Вестник КРА-УНЦ Науки о Земле. №2. Вып. № 14, 2009. С. 29–48.
72. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 1986. 236 с.
73. *Кутюлин В.А.* Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 1969. 143 с.
74. *Лазько Е.Е.* Кимберлиты. Типоморфизм породообразующих минералов Ультрабазитов // Магматические основные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С. 196–217.
75. *Лазько Е.Е., Удовкина Н.Г., Шарков Е.В.* Высокобарические ультрамафиты в земной коре // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1989. С. 364–379.
76. Лампроиты. *Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Д. и др.* М.: Наука, 1991. 302 с.
77. *Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н., Калманович М.А.* Многократное смещение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Уха-Хиловский массив, Забайкалье // Петрология, 1995. Т. 3. № 2. С. 133–157.
78. *Лозовая Л.С., Гаррис М.А., Гревцова А.П.* Герцинский цикл магматизма и метаморфизма на Урале // Вопросы изотопной геологии Урала и востока Русской платформы. Уфа, 1972. С. 98–114.
79. *Лукьянова Л.И., Маречев А.М., Мащак И.М. и др.* Первые находки лампроитового магматизма на Южном Урале // Докл. РАН, 1992. Т. 324. № 6. С. 1260–1264.
80. *Мальшионок Ю. В.* Титанистость магнезиальных слюд как распознавательный критерий щелочных пород ультраосновных серий // Геология и геофизика, 1993. № 4. С. 82–91.
81. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
82. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
83. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алия: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология, 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
84. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Д.И. и др.* Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканов Курильской островной дуги // Петрология, 2010. Т. 18. № 5. С. 512–535.
85. *Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.* Франские отложения Магнитогорского мегасинклинария. Препринт. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1999. 82 с.
86. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратификация и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
87. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 179 с.
88. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Фамен-турнейская базальт-пикритовая (саратюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенез. Уфа, 1998. 118 с.
89. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Яркова А.В., Кашина Л.В.* Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 24 с.

90. *Наумов В.Б., Шапенко В.В.* Концентрация железа в высокотемпературных хлоридных растворах по данным изучения флюидных включений // *Геохимия*, 1980. № 2. С. 231–238.
91. *Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. и др.* Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучений расплавных включений в минералах и закалочных стеклах пород // *Геохимия*, 2010. С. 1266–1288.
92. *Нестеренко Г.В., Арискин А.А.* Глубины кристаллизации базальтовой магмы // *Геохимия*, 1993. № 1. С. 77–87.
93. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*: тр. Первого Уральского петрограф. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 57–82.
94. *Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*: тр. 2-го Уральского петрограф. совещ. Т. 1. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 173–204.
95. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Рапопорт М.С. и др.* Мийасс, 1994. 250 с.
96. *Осипова Т.А., Тевелев Ал.В., Попов В.С., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd и Rb-Sr возраст габброидных пород в Джабыкском батолите (Южный Урал). Докл. АН, 2008. Т.418. № 5. С. 670–675.
97. *Павлов А. Л., Ревердатто В. В.* О генезисе магномagnetита. // *Геология и геофизика*, 1965. № 12. С. 73–79.
98. *Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г.* Петрохимические типы и геотектоническая позиция перидотитов офиолитовых ассоциаций / *Петрология гипербазитов и базитов*. Новосибирск: Наука, 1990. С. 52–70.
99. *Пейве А.А., Сколотнев С.Г.* Основные закономерности вариаций состава, геохимии и изотопии вулканитов линейных тектоно-магматических поднятий Бразильской котловины // *Геохимия*, 2014. № 2. С. 124–144.
100. *Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Колосков А.В., Иванов А.В., Флеров Г.Б., Балугев Э.Ю., Философова Т.М.* Происхождение щелочно-базальтовых магм с конвергенцией «внутриплитных» и «островодужных» геохимических признаков (вулкан Большой Паялпан, Срединный хребет Камчатки) // *Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии*. Улан-Удэ, 2006. Т. 3. С. 578–583.
101. *Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М.* Базаниты г. Хухч — первые минералого-геохимические данные по К-Na (внутриплитному) щелочному магматизму Западной Камчатки // *Доклады Академии Наук*, 2006. Т. 408. № 6. С. 795–799.
102. *Плюснин К.П., Плюснина А.А.* Геологическая карта СССР масштабов 1:200 000. Серия Южноуральская. Лист N — 40 — XXX. Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 104 с.
103. *Полтавец Ю.А.* Скарново-магнетитовое оруденение Урала и связь его с вулканно-плутоническим магматизмом: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / ИГ УрО АН СССР. Свердловск, 1991. 50 с.
104. *Полякова Е.В.* Ассоциация ильменита, пиррофанита и псевдорутила в гранитах Северного массива (Чукотка) // *Записки Горного института*, 2013. Т. 200. С. 258–262.



105. Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З. Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Петрология, 2002. Т. 10. № 4. С. 389–410.
106. Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия кора-мантия Записки ВМО СХХХII, 2003. № 3. С. 16–38.
107. Порошин Е.Е. Гранаты нижнекаменноугольных вулканитов Магнитогорского синклиория Урала и ассимиляция вещества коры. ДАН СССР, 1988. Т. 300. № 4. С. 914–918.
108. Прибавкин С.В. Лампроиты Южного Урала: проблемы номенклатуры, возраста, геодинамической интерпретации // Литосфера, 2017. №1. С. 53–67.
109. Прибавкин С.В. Минералого-геохимическое сравнение лампроитоподобных пород Шарташского массива и лампроитов Куйбасовского комплекса на Урале // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала/Тез. Докл. VI Урал. петрографического совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. Ч. 2. С. 225–226.
110. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // ДАН, 2007. т. 412. № 5. С.1–3.
111. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроитового магматизма Урала // III Российская конференция по изотопной гео- хронологии. — Москва: ГЕОС, 2006. С. 123–125.
112. Пуртов В.К., Ятлук Г.М. Экспериментальные исследования процессов мобилизации петрогенных компонентов в гидротермальных системах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 61 с.
113. Пуртов В.К., Ятлук Г.Н. Геохимия петрогенных элементов в скарнообразующих растворах. М.: Наука, 1987. 107 с.
114. Пучков В.Н. Геодинамический контроль метаморфизма на Урале // Геотектоника, 1996. № 2. С. 16–33.
115. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.
116. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
117. Пучков В.Н. Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм //Литосфера. 2018. Т.18. № 5. С.692–706.
118. Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала / Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С.85–95.
119. Рахимов И.Р., Салихов Д.Н. Коллизионный магматизм Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник Академии наук Республики Башкортостан, 2014. № 1. С. 12–20.
120. Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В. Башкирский Sr-Nd возраст завершающей стадии коллизионного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Доклады Академии наук, 2014. Т. 457. № 4. С. 445–450.
121. Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонowego интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Дисс. кандидата геол.-мин. наук. УФА — 2017. 183 с.
122. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.

123. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1989. С. 107–110.
124. Ронкин Ю.Л., Журавлев Д.З., Чащухина В.А. Sm-Nd изохронное датирование Московского массива Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны // Ежегодник-1989. Свердловск. ИГиГ УрО АН СССР, 1990. 67–69 с.
125. Рыженко Б.Н. Термодинамика равновесий гидротермальных систем. М.: Наука. 1981. 200 с.
126. Рябов В.В. Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т.1. Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во «Нонпарель», 2000. 408 с.
127. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975, 232 с.
128. Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П., Владыкин Н.В. Мантийные титаносодержащие слюды: состав, структура, условия образования, возможная роль в генезисе калиевых магм // Геохимия, 1981. № 6. С. 873–888.
129. Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований <https://elibrary.ru/item.asp?id=13857302> // Петрология, 2010. Т. 18. № 3. С. 297–327.
130. Савельева Г.Н., Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
131. Сазонов В.Н., Коротеев В.А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.
132. Салихов Д.Н. Утлыкташский габброидный комплекс интрузивных и жильных пород // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 13. Уфа: БФАН СССР, 1971. С. 108–119.
133. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Эрнст Р., Седрелунд У., Камо С., Рахимов И.Р., Холоднов В.В. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера, 2012. № 6. С. 66–72.
134. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1985. 94 с.
135. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона — нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 142 с.
136. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Сайдыганиев С.С. Химизм и природа гранитоидов Магнитогорского рудного поля // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1991. С. 3–18.
137. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н., Холоднов В.В. Андреичев В.Л., Баянова Т.Б. О возрасте щелочных гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной серии // Литосфера, Екатеринбург, 2013. № 5. С. 165–171.
138. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулкан-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. Екатеринбург, 2014. № 5. С. 33–55.
139. Салихов Д.Н., Пишечный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.
140. Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале // Геологический сборник № 10. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. С. 176–199.

141. Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. Магматизм и оруденение (карбон-пермь) в эволюции аккреционно-коллизийного складчатого пояса Южного Урала // Литосфера. Екатеринбург, 2016. № 5. С. 35–57.
142. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: УрО РАН, 1992. 138 с.
143. Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклинория (геология, петрохимия, геохимия). Препринт. Уфа. ИГ БАН СССР, 1987. 33 с.
144. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
145. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. // Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
146. Симаненко В.П., Сахно В.Г., Голозубов В.В., Стрижкова А.А. Хунгари-Татибинский плутонический пояс (ранний мел) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 327–332.
147. Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В. Условия петрогенеза бонинитов из офиолитов Джидинской зоны. Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, № 6. 2004. С. 651–662.
148. Смирнов В.Н., Зинькова Е.А. Магматический эпидот в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // ДАН, 1993. Т. 329, № 3. С. 332–334.
149. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Труды ГГИ УФАИ СССР. Свердловск, 1967. 205 с.
150. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.
151. Сотников В.И., Берзина А.П., Болд Д. Закономерности размещения медно-молибденового оруденения Монголии // Эндогенные рудные формации Монголии. Тр. Совместной советско-монгольской геол. экспед. Вып. 38. М.: Наука, 1984. С. 89–101.
152. Старков В.Д., Знаменский Н.Д., Пуртов В.К., Анфилов В.Н. О формационной принадлежности гранитоидов магнитогорского комплекса // Ежегодник-1974. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1975. С. 29–32.
153. Струве Н.В. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба. Информ сб. ВСЕГЕИ, 1959. № 16..
154. Сурин Т.Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс, 1997. 309 с.
155. Сурин Т.Н. Триасовые лампроитовиды и лампрофиры (Калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия, петрогенез. Уфа, 1999. 127 с.
156. Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л. и др. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Приуралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247. (Тр. ГИН РАН; Вып. 561).
157. Тевелев А.В., Кошелева И. А., Попов В.С. и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. Тр. лаборатории геологии складчатых поясов (вып. 4). М., 2006. 293 с.
158. Трошин Ю.П. Гребеницкова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и метасоматические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 73–83.

159. Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука СО, 1980. 328 с.
160. Ферштатер Г.Б. Геохимические тренды габбро и гранитов Урала, отражающие историю геологического развития подвижного пояса // Геохимия, 2015. № 12. С. 1094–1109.
161. Ферштатер Г.Б. Магматизм эпохи закрытия Уральского палеоокеана и формирования подвижного пояса: состав, особенности эволюции, источники // Петрология, 2013. Т. 21, № 2. С. 202–224.
162. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
163. Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: Изд-во ИГ УФАН, 1966. 123 с.
164. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
165. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 263 с.
166. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородин Н.С., Зинькова Е.А., Монтеро П., Шагалов Е.С. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала: вклад в понимание роли субдукции в гранитообразовании // Геология и геофизика, 2002. Т. 43, № 1. С. 42–56.
167. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Беа Ф., Монтеро П. Модель мантийно-корового взаимодействия и сопряженного магматизма в надсубдукционном орогене (Палеозой Урала) / Литосфера, 2018. Том 18, №2, с.177–207.
168. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Солошенко Н. Г., Стрелецкая М. В. Новые данные о природе субстрата южноуральских пзднепалеозойских гранитов // Литосфера, 2015. № 3. С. 5–16.
169. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм. Метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 89–120.
170. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С. Магматические комплексы Урала, контролирующее золотое оруденение // Рудогенез. Мат-лы междунар. конф. Сборник научных статей. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 320–322.
171. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В. и др. Интрузивный магматизм разных стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация // Геология Урала и сопредельных территорий / Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварицкого УрО РАН: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 98–124.
172. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: Возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений . 2010. Т. 52, №1. С. 65–84.
173. Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала. / Отв. ред. А.М. Дымкин. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 264 с.
174. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
175. Фурина М.А. Строение и условия формирования массивов триасовых щелочных гранитоидов Малоучалинского комплекса (Восточно-Магнитогорская

- зона, Южный Урал). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 2010. С. 181.
176. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геология, процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
177. Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. Москва: Наука, 1967. 182 с.
178. Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Элементы-минерализаторы (галогены и сера) в гранитоидном магматизме и рудогенезе, их эволюция на этапах смены геодинамических режимов: Магнитогорская зона в позднем девоне и карбоне.// Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. XV Чтения А.Н.Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2012. С. 269–272
179. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 392 с.
180. Холоднов В.В., Крук Н.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С. Гранитоидный магматизм и рудоносность Урала и Горного Алтая как отражение особенностей формирования и эволюции континентальной коры // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. С. 198–200
181. Холоднов В.В., Петров Г.А., Коновалова Е.В. Скарново-магнетитовые месторождения Урала: возрастная и геодинамическая типизация, флюидный режим, магматические источники// Процессы рудообразования и прикладная геохимия. М.: ИМГРЭ, 2013. С.94–109.
182. Холоднов В.В., Салихов Д. Н., Рахимов И. Р., Шагалов Е. С., Коновалова Е. В. Галогены и сера в апатитах как признак специализации позднепалеозойских аккреционно-коллизийных габбро-долеритов Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала на Cu-Ni и Au оруденение // Ежегодник-2014, Тр. ИГТ УрО РАН, вып. 162, 2015. С. 214–221.
183. Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение // Минералогия. №3, 2015. С. 45–61
184. Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалова Е.В., Шагалов Е.С. Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные) // Минералогия, №1, 2016. С. 54–65.
185. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // Литосфера, 2017. № 2. С. 5–27.
186. Холоднов В.В., Шагалов В.С., Бородин Н.С. Петрогенезис, геохимическая и металлогеническая специализация гранитоидных интрузий на севере Магнитогорской мегазоны // Петрогенезис и рудообразование: материалы XIV чтений памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. С. 122–125.
187. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. Габброидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения. Екатеринбург, 2009. № 5. С. 124–142.

188. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo и др.) // Вестник Уральского отделения РМО. (№ 6). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 3–29.
189. Холоднов В.В., Шагалов В.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. Состав и условия формирования Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Часть I. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород и руд // Литосфера. Екатеринбург, 2015. № 6. С. 69–82.
190. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А., Коновалова Е.В. Минералогические и геохимические признаки связи интрузивных и дайковых образований Ахунского и Карагайского гранитных массивов (Южный Урал) // Ежегодник-2016 / Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Вып. 164. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С.183–190.
191. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Замятин Д.А., Салихов Д. Н. Флюидные элементы-минерализаторы (галогены и сера) в эволюции состава и потенциальной рудоносности крупного Ахуново-Петропавловского ареала орогенного гранитоидного магматизма на севере Магнитогорской мегазоны // Ежегодник-2012 / Труды Института геологии и геохимии им. ак. А.Н.Заварицкого УрО РАН. Вып. 160. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 167–175.
192. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности таримского плюма // Геология и геофизика, 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.
193. Чайко Г.И. О самых ранних проявлениях вулканизма в карбоне Магнитогорского синклинория // Тезисы докладов к первому симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс: УрНЦ АН СССР, 1971. С. 58–59.
194. Шагалов Е.С., Ерохин Ю.В., Вахрушева Н.В., Сустанов С.Г., Норкина Ю.С. Титан-ниобиевая минерализация пегматитовой жилы Южная (Адуйский участок, Средний Урал) // Уральская минералогическая школа — 2003 (мат-лы) Екатеринбург: УГГГА, 2004. С. 80–84.
195. Шарыгин В.В. Физико-химические особенности кристаллизации лампроитов по данным изучения включений в минералах: Диссертация кандидата геол.-мин. наук. Новосибирск ИМП СО РАН, 1997. 48 с.
196. Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1993. 271 с.
197. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Еремина М.В., Клевцов Е.Ж., Латыш И.К. Состав титаномagnetитов в базитах и ультрабазитах Урала. Тр. Института геологии УФАИ СССР, вып. 78, 1965. 99 с.
198. Штейнберг Д. С., Фоминых В.Г. О генезисе титаномagnetитов // Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала, Свердловск, 1974. С. 27–42.
199. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. Феритатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. М. Наука, 1984. 264 с.
200. Язева Р.Г. Геохимические критерии для формационного анализа Уральской эвгеосинклинали. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
201. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург, 1998. 203 с.
202. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks Oxford // edited by Roger W. Le Maitre, P. Bateman. Boston: Blackwell, 1989.

203. *Anderson D.L.* The depth of mantle reservoirs // *Magmatic Processes: Physicochemical Principles* / Ed. B.O.Mysen. The Geochemical Society, Special Publ., 1987 № 1. P. 3–11.
204. *Baker L., Rutherford M.J.* Crystallisation of anhydrite-bearing magmas // *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1996. V. 87. P. 243–250.
205. *Barrat J.-A., Fourcade S., Jahn B.-M., Cheminee J.-L., Capdevila R.* Isotope (Sr, Nd, Pb, O) and trace-element geochemistry of volcanics from the Erta-Ale Range (Ethiopia) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1998. V.80. C. 85–100.
206. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F.* Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia // *Lithos*, 2005. Vol. 81. P. 209–233.
207. *Camberfort I., Dilles J.H., Kent A.J.R.* Anhydrite-bearing andesite and dacite as a source for sulfur in magmatic-hydrothermal mineral deposits // *Geol. Soc. America*. 2008. V. 36, № 9. P. 719–722.
208. *Carroll M.R., Rutherford M.J.* The stability of igneous anhydrite: Experimental results and implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas // *J. Petrol.* 1987. V. 28. P. 781–801.
209. *Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. V. 8. P. 173–174.
210. *Clemente B., Scailet B., Pichavant M.* The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts. *Journal of Petrology*, 2004. V. 45. № 11. P. 2171–2196.
211. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504.
212. *Cook D. B., Fujita K., McMullen C. A.* Seismotectonics of northern Yakutia and the Laptev Sea (northeast USSR) // *Eos, Trans. Am., Geophys. Union*. 1984. V 65. P. 1016.
213. *Daoud M. A., Maury R. C., Barrat J.-A., Taylor R. N., Le Gall B., Guillou H., Cotten J., Rolet J.* A LREE-depleted component in the Afar plume: further evidence from quaternary Djibouti basalts // *Lithos*. 2010. V.114. C. 327–336.
214. *Dilles J. H.* Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: evidence for evolution of porphyry copper ore fluids // *Economic Geology*, V. 82, No 7, 1987. 1750 p.
215. *Duffield W. A., Bullen T. D., Clynne M. A., Fournier R. O., Janik C. J., Lanphere M. A., Lowenstern J. B., Smith J. G., Woldegiorgis L., Kahsai G., Weldemariam K., Tesfai T.* Geothermal potential of the alid volcanic center, Danakil depression, Eritrea // *U. S. Geol. Surv. open file rept.* 1997. № 97–291. C.1–62.
216. *Ernst R.* Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, London. 2014. 653 p.
217. *Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
218. *Grey I.E., Li C., Watts J.A.* Hydrothermal synthesis of goethite-rutile intergrowth structures and their relationship to pseudorutile // *Am. Miner.* 1983. V.68. P.981–988.
219. *Hammarstrom J.W., Zen E.-an.* Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Amer. mineralogy*. 1986. V. 71. № 11–12. P. 1297–1313.
220. *Harris C.* The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension-Island. *J. Petrol.*, 1983. V. 24, 424–470.
221. *Hofmann A. W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997. V. 385. P. 219–229.
222. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian J. Earth Sci.*, 1971. No. 8. P. 523–548.

223. *Kay R.W., Gast P.W.* The rare-earth content and origin of alkali-rich basalts // *J. Geol.*, 1973. V. 81. № 6. P. 653–683.
224. *Kohler T. L., Brey G.P.* Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2. to 60 kb with application // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1992. V. 54. P. 2375–2388.
225. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram. *Journal of Petrology.* 1986. V. 27. P. 745–750.
226. *Lindsley D. H.* Pyroxene thermometry // *Amer. Mineralog.* 1983. № 5/6. P. 477–493.
227. *Liu Y., Comodi P.* Some aspects of the crystal-chemistry of apatites // *Min. Mag.* 1993. V. 57. P. 709–719.
228. *Lowenstern J.B., Charlier Bruce L.A., Clyne M.A., Wooden J.L.* Extreme U-Th disequilibrium in rift-related basalts, rhyolites and granophyric granite and the timescale of rhyolite generation, intrusion and crystallization at Alid volcanic center, Eritrea // *J. Petrol.* 2006/ V.47. C. 2105–2122.
229. *Luhr J.F.* Primary Igneous Anhydrite: Progress since its Recognition in the 1982 El Chichon Trachyandesite // *J. Volcanol. Geothermal Research.* 2008. V. 175, № 4. P. 394–407.
230. *Lyubetskaya T., Korenaga J.* Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance // *Journal of geophysical research*, 2007. V. 112. P. 1–21.
231. *Maniar P.D., Piccoli P.M.,* Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
232. *Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. P. 207–218.
233. *Mithell R. H., Bergman S.C.* Petrology of lamproites. N.Y. Plenum Publ. Co. 1991. 447 p.
234. *Mithell R. H.,* Kimberlites: their mineralogy, geochemistry and petrology. № 4. Plenum press, 1986. 436 p.
235. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. № 2. P. 321–355.
236. *Mullen, E.D.* MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, V. 62. P. 53–62.
237. *Newton R.C., Manning C.E.* Solubility of Anhydrite, CaSO<sub>4</sub>, in NaCl–H<sub>2</sub>O solutions at high pressures and temperatures: applications to fluid-rock interaction // *J. Petrol.* 2005. V. 46, № 4. P. 701–716.
238. *O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rock on feldspar ratios // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, V. 525, 1965. P. 79–84.
239. *Otten M.T.* The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V 86. P.189–99.
240. *Parat F., Dungan M.A., Streck J.* Anhydrite, pyrrhotite, and sulfur-rich apatite: tracing the sulfur evolution of an Oligocene andesite (Eagle Mountain, CO, USA) // *Lithos.* 2002. V. 64. P. 63–75.
241. *Parat F., Holtz F.* Sulfur partitioning between apatite and melt and effect of sulfur on apatite solubility at oxidizing conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 147. P. 201–212.
242. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, V. 100. P. 14–48.



- 
243. *Pearce J. A., Cann J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973, N 19. P. 290–300.
244. *Pearce J.A., Harris N.W. & Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology.* 1984. V 25. P. 956–983.
245. *Peng G., Luhr J.F., McGee J.J.* Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite // *Amer. Min.* 1997. V. 82. P. 210–224.
246. *Prestvik T., Scherer E. E., Mezger K., Danyushevskiy L. V.* Geochemical characteristics and Sr-Nd-Hf isotope compositions of mantle xenoliths and host basalts from Assab, Eritrea: implications for the composition and thermal structure of the lithosphere beneath the Afar depression // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V.159. C. 731–751.
247. *Prochazka V., Uher P., Matejka D.* Zn-rich ilmenite and pseudorutile: subsolidus products in peraluminous granites of the Melechov Massif, Moldanubian Batholith, Czech Republic // *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen.* 2010. P. 249–263.
248. *Rock N.M.S.* Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences.* 1984. V. 74 № 4. P. 193–227.
249. *Rooney T. O., Mohr P. A., Dosso L., Hall C. M.* Geochemical evidence of mantle reservoir evolution during progressive rifting along the western Afar margin // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. V.102. C. 65–88.
250. *Rouse R.C., Dunn P.J.* A contribution to the crystal chemistry of ellestadite and the silicate sulfate apatites // *Amer. Min.* 1982. V. 67. P. 90–96.
251. *Schmidt M.W.* Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 C, 3.5–13.0 kbar. *Terra abstracts.* 1991. V. 3. № 1. P. 30.
252. *Stearns, M.A., and Bartley, J.M.* (2014) Multistage emplacement of the McDoogle pluton, an early phase of the John Muir intrusive suite, Sierra Nevada, California, by magmatic crack-seal growth // *Geological Society of America Bulletin*, v.126, p.1569–1579
253. *Sun S., McDonough W. F.* // Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London*, 1989. V. 42. P. 313–345.
254. *Völker F., Altherr R., Jochum K. P., McCulloch M. T.*; Quaternary volcanic activity of the southern Red sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction // *Tectonophysics.* 1997. № 278. C.15–29.
255. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1987. V. 95. P. 407–419.
256. *Wilson M.* Igneous petrogenesis Dordrecht: Springer, 1989. 480 p.

# СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>3</b>
-----------------------	----------

<b>I. Магматизм эпохи ранней коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной континентальной окраины .....</b>	<b>7</b>
---	----------

1.1. Верхнефранский вулканизм порфиритовой формации фронтальной зоны Магнитогорской островной дуги .....	10
---	----

1.2. Вулкано-интрузивные образования верхнего девона внутренней зоны Магнитогорской островной дуги. ....	14
---	----

1.3. Монцонит-шошонит-трахиандезит-латитовый 3 субщелочной вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорской островной дуги. ....	22
--	----

<i>1.3.1. Флюидный режим (галогены и сера) Си-Мо-порфирового Верхнеуральского месторождения .....</i>	<i>34</i>
---	-----------

<i>1.3.2. Некоторые обобщающие данные, характеризующие особенности режима галогенов и серы в надсубдукционных диорит-гранодиоритовых интрузиях Урала, сопровождаемых сингенетичной магматизму золото-медно-порфировой и медно-молибден- порфировой рудной минерализацией .....</i>	<i>37</i>
--	-----------

1.4. Пикритоидный магматизм Магнитогорской островной дуги в верхнем девоне — раннем турне .....	41
--	----

1.5. Эволюция базальтового расплава в процессе смешения остроудужной и внутриплитной магм .....	54
--	----

1.6. Окраинно-континентальный гранитоидный магматизм франа, фамена и раннего турне в границах Магнитогорской зоны (северные гранитоидные ареалы) .....	56
--	----

<i>1.6.1. Флюидный режим гранитоидного Петропавловского массива .....</i>	<i>74</i>
---	-----------

<i>1.6.2. К вопросу об условиях образования Петропавловского массива .....</i>	<i>78</i>
--	-----------

<b>II. Западно-Магнитогорская подзона (ЗМП) в конце девона и в раннем карбоне.</b>	80
II.1. Серия конформных комплексов и сопутствующих даек	81
II.1. Габбронорит-диоритовая серия	82
II.1.1. Файзуллинский комплекс	83
II.1.2. Наурузовский комплекс	88
II.2. Габбро-диорит-гранитная серия	93
II.2.1. Басаевский комплекс	94
II.2.2. Утлыкташский комплекс	100
II.2.3. Кизильский комплекс	107
II.2.4. К вопросу о петрогенезисе конформных габброидных залежей аккреционной зоны Южного Урала	112
II.2.5. Флюидный режим и рудный потенциал конформных габброидных и гранитоидных комплексов ЗМП	116
II.3. Худолазовский никеленосный комплекс	123
II.3.2. Флюидный режим и рудный потенциал худолазовского комплекса	142
II.3.3. К вопросу о природе магматического источника худолазовского комплекса	146
II.4. Улугуртауский дайковый комплекс. Состав, условия формирования, флюидный режим, минерагения	152
II.4.1. Флюидный режим и рудный потенциал габбро-долеритов улугуртауского золотоносного комплекса	158
II.4.2. Геодинамическая обстановка и природа магматического источника улугуртауского дайкового комплекса	160

<b>III. Центральнo-Магнитогорская подзона в раннем карбоне</b> .....	163
III.1. Магнитогорско-Богдановский грабен .....	164
<i>III.1.1. Палеогеографическая обстановка в начальной стадии формирования Магнитогорско-Богдановского грабена</i> .....	166
<i>III.1.2. Палеовулканическая карта Магнитогорско-Богдановского грабена</i> .....	171
III.2. Вулканогенные образования основного состава .....	174
<i>III.2.1. Петрохимическая и геохимическая характеристика базальтоидов грабена</i> .....	177
III.2.2. Продукты кислого вулканизма .....	184
III.3. Интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена .....	192
<i>III.3.1. Габброиды магнитогорской серии</i> .....	196
<i>III.3.2. Гранитоиды магнитогорской интрузивной серии</i> .....	206
<i>III.3.3. Данные возрастного изотопного датирования пород Магнитогорской габбро-гранитной серии</i> .....	238
<i>III.3.4. Флюидный режим формирования ( галогены) габбро-гранитных интрузий и железорудных месторождений Магнитогорского рудного поля</i> .....	240
<i>III.3.4.1. Роль галогенов при формировании вкрапленных и сплошных титаномагнетитовых руд на месторождении Малый Куйбас</i> .....	241
<i>III.3.4.2. Галогены в апатитах интрузивных пород диорит-гранитного состава, метасоматитов и скарново-магнетитовых руд месторождения Малый Куйбас</i> .....	244
<i>III.3.4.3. Поведение галогенов при формировании интрузивной габбро-гранитной серии Магнитогорского массива, наиболее продуктивного на скарново-магнетитовое оруденение</i> .....	246
<i>III.3.4.4. Галогены в апатитах скарново-магнетитовых руд Магнитогорского месторождения, как отражение роли галогенов в рудогенезе</i> .....	250
<i>III.3.4.5. Распределение галогенов в апатитах как критерий потенциальной рудоносности на скарново-магнетитовое оруденение габбро-гранитоидных массивов в структуре Магнитогорско-Богдановского грабена</i> .....	252

III.4. Дайки и малые интрузивные тела второго этапа формирования Магнитогорской зоны.....	256
III.4.1. Долерит-лампрофировая ассоциация даек .....	257
III.4.2. Риолит-порфировая ассоциация даек.....	262
III.4.3. Сиенит-диорит-гранит-порфировая ассоциация даек.....	267
III.4.4.Режим галогенов и серы при формировании балбукского сиенит-диорит-гранит-порфирового комплекса.....	274
III.5.Внутриплитный магматизм вулкано-интрузивно-дайковой магнитогорской серии раннего и среднего карбона .....	276
<b>IV. Позднекаменноугольный магматизм в границах ВМП .....</b>	<b>282</b>
IV.1. Калымбаевский лампроит-лампрофировый комплекс .....	282
IV.2. Габбро-гранит-порфировая (ультракалиевая) ассоциация даек.....	296
IV.3. Позднекаменноугольный гранитный магматизм.....	300
IV.3.1. Режим галогенов и серы Ахуновской, Карагайской и Уйскоборской гранитоидных интрузий .....	317
IV.3.2. Золотое оруденение гранитоидов окраинно-континентального режима в Магнитогорской зоне .....	322
<b>V. Позднеколлизийный магматизм позднего карбона – ранней перми ....</b>	<b>325</b>
V.1. Монцодиорит-гранитный гумбейский комплекс .....	325
V.1.1. Флюидный режим и оруденение гумбейского комплекса.....	331
V.2. Магматизм гранитных батолитов ранней перми .....	333
<b>VI. Основные закономерности в эволюции магматизма, флюидного режима, рудоносности и геодинамики (модель магматизма и оруденения) Магнитогорской зоны Южного Урала в позднем палеозое (поздний девон, карбон, ранняя пермь) .....</b>	<b>339</b>
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>367</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	<b>371</b>



**САЛИХОВ  
ДЕЛИР  
НУРЗАДАЕВИЧ**

(род. в 1938 г.)

Доктор геол.-мин. наук (с 1997 г.), главный научный сотрудник Лаборатории магматизма и метаморфизма Института геологии УФИЦ РАН. Автор 227 научных работ, в том числе 19 монографий. Окончил Таджикский государственный университет (1960 г.). Научные интересы: магматизм, геодинамика и полезные ископаемые Южного Урала.



**ХОЛОДНОВ  
ВЛАДИМИР  
ВАСИЛЬЕВИЧ**

(род. в 1943 г.)

Доктор геол.-мин. наук (с 1993 г.), главный научный сотрудник, и.о. зав. Лабораторией петрологии магматических формаций Института геологии и геохимии УрО РАН. Автор 300 научных работ, в том числе 5 монографий. Окончил Свердловский горный институт (1966 г.). Научные интересы: петрология и минералогия интрузивного магматизма Урала, геохимия галогенов и серы в процессах петрогенезиса и рудообразования, геология скарново-магнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых месторождений. Заслуженный деятель науки РФ.



**ПУЧКОВ  
ВИКТОР  
НИКОЛАЕВИЧ**

(род. в 1938 г.)

Член-корреспондент РАН (с 2000 г.), доктор геол.-мин. наук (с 1979 г.), научный руководитель Института геологии УФИЦ РАН. Автор 800 научных работ, в том числе 50 монографий. Окончил Московский государственный университет (1960 г.). Научные интересы: геотектоника (тектоника Урала, плюм-тектоника), металлогения Урала, стратиграфия палеозоя Урала и Тянь-Шаня на основе изучения конодонтов, стратиграфия рифея Урала на основе датировки вулканогенных комплексов современными методами. Лауреат Премии им. академика А.Д. Архангельского, награжден медалью им. члена-корреспондента С.Н. Иванова.



**РАХИМОВ  
ИЛЬДАР  
РАШИТОВИЧ**

(род. в 1990 г.)

Кандидат геол.-мин. наук (с 2017 г.), научный сотрудник Лаборатории магматизма и метаморфизма Института геологии УФИЦ РАН. Автор 50 научных работ. Окончил Башкирский государственный университет (2012 г.). Научные интересы: петрология интрузивного магматизма Урала; минералогия PGE, Ni, Cu, Cr; литология верхнепермских и неогеновых отложений Предуралья.

*Научное издание*

Салихов Делир Нурзадаевич, Холоднов Владимир Васильевич,  
Пучков Виктор Николаевич, Рахимов Ильдар Рашитович

**Магнитогорская зона  
Южного Урала  
в позднем Палеозое:  
магматизм, флюидный режим,  
металлогения, геодинамика**

Подписано в печать 19. 12. 2019  
Формат 70х100/16  
Гарнитура Times  
Печ. л. 24,5. Уч.-изд. л. 21,50  
Тираж 300 экз.

Издатель — Российская академия наук

Верстка – Ларичева М.М.  
Отпечатано ООО «Тип-Топ»

Издается по решению Научно-издательского совета  
Российской академии наук (НИСО РАН)  
и распространяется бесплатно

«Работа рекомендована к изданию Учёным советом ИГ УФИЦ РАН,  
протокол №5 от 21.12.2018».