

ДОВЫРЕНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС: ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И СУЛЬФИДНО-НИКЕЛЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

© 2009 г. А. А. Арискин*, Э. Г. Конников**, Л. В. Данюшевский***, Е. В. Кислов****, Г. С. Николаев*, Д. А. Орсоев****, Г. С. Бармина*, К. А. Бычков****

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991 Москва, ул. Косыгина 19,
E-mail: ariskin@rambler.ru

**Институт экспериментальной минералогии РАН
142432 Черноголовка, Московская обл., Институтская ул., 4

***Центр исследований рудных месторождений (CODES),
Тасманийский университет, Хобарт, Австралия

****Геологический институт СО РАН,
670047 Улан-Удэ, Сахьяновой б,

Поступила в редакцию 30.09.2008 г.

Представлен обзор результатов петролого-геохимических исследований Йоко-Довыренского массива, подчеркивающий связи между параметрами исходной магмы, моделями образования нижней приконтактовой зоны и природой сульфидно-никелевой минерализации, включая оценки перспектив рудоносности. Обоснован вывод, что довыренская магма привнесла в камеру значительное количество интра-теллурического оливина состава Fo_{85-87} , при этом состав исходного расплава отвечал габброноритам или умеренно магнезиальным базитам с содержанием не более 10 мас. % MgO. Вероятная температура исходной магмы составляла ~1200–1250°C: растворимость серы при этих параметрах не превышала 0.10–0.12 мас. % ($P = 1$ кбар, буфер WM). Сравнение этой оценки со средним содержанием S в плагиоперидотитах подошвы (0.12 ± 0.06 мас. %) указывает на насыщение исходной магмы сульфидной фазой. Впервые сформулирована проблема состава контаминированных дунитов, распространенных в разрезе расслоенной серии и сложенных более магнезиальным оливином Fo_{87-92} . Повышение магнезиальности *Ol* рассматривается как следствие подплавления и компактизации первичных кумулатов в результате процессов инфильтрации обогащенного летучими интеркумулусного расплава. В качестве главного источника летучих компонентов рассматривается материал карбонатных ксенолитов, термическое разложение которых приводило к повышению давления углекислоты и переходу кальцит-магнезитовых компонентов в расплав. Это доказывается: (1) наличием апокарбонатных магнезиальных скарнов, (2) высокими содержаниями CaO в оливинах из контаминированных дунитов, (3) появлением *Ol*-пироксенитов и верлитов в верхней части дунитовой зоны, (4) корреляциями состава *Ol* и *Chr* в контаминированных и неконтаминированных дунитах, (5) широкими вариациями изотопного состава кислорода в *Ol* и *Pl* из пород расслоенной серии, (6) экспериментальными данными о растворении карбонатов в щелочно-базальтовых расплавах и (7) аналогиями изотопно-геохимических характеристик с породами ультрамафитового комплекса Джинчуань. Рассмотрены петрологические следствия интерпретации довыренской камеры как закрытой или проточной (на начальном этапе) магматической системы. Предложена петролого-геологическая модель формирования Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса и связанного сульфидно-никелевого оруденения. Даны оценки потенциальных запасов Cu-Ni сульфидных руд в плагиоперидотитах с учетом нескрытой части массива.

ВВЕДЕНИЕ

Помимо широко известных сульфидных Cu-Ni-PGE-металльных месторождений Норильского региона, в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы располагается ряд перспективных объектов того же металлогенического типа, открытых в начале 60-х годов прошлого столетия, но недостаточно изученных. Они представлены расслоенными интрузивами и комплексами мафит-ультрамафитового состава, в число которых входят Кингашский массив (Западный Саян), Довырен-

ский плутон, Чайский и Нюрундуканский массивы (Северное Прибайкалье), Чинейский интрузив (север Забайкалья), Лучанский массив (Становой хребет) и ряд менее крупных тел. Эти рудоносные и потенциально рудоносные интрузивы привлекают пристальное внимание геологических организаций и горнорудных компаний с учетом задач, связанных с развитием минерально-сырьевой базы сульфидных руд цветных и благородных металлов в Восточной Сибири. В последние годы активизировались работы по опробованию и геолого-геохимическому кар-

тированию интрузивных базитов и гипербазитов, начинается новый цикл геолого-разведочных работ, проводится оценка и переоценка запасов руд и металлов. В этих обстоятельствах возрастают требования к эффективности использования имеющегося геологического потенциала, внедрению современных технологий, разработке новых научно-обоснованных критериев поиска и оценки запасов сульфидно-никелевых руд. Для решения поставленных задач недостаточно результатов только геологического картирования с привлечением традиционных геохимических и геофизических методов. Важное значение приобретает анализ и квалифицированное использование генетической информации о природе сульфидообразования в базальтовых магмах, включая данные о термодинамических условиях выделения сульфидных фаз, динамике их переноса магматическими расплавами, перераспределения (сегрегации) и условий концентрирования в процессах магматической эволюции.

Современные петрологические модели сульфидно-никелевого рудообразования базируются на результатах изучения комагматичных интрузивных комплексов и вулканических свит, характеризующих главные типы петротектонических провинций Земли [1, 2]. Обобщение этих материалов привело к выводу, что большинство Cu-Ni месторождений представляет продукт основного магматизма в условиях рифтогенеза на окраинах континентальных кратонов. Это подтверждает изучение классических объектов, представленных рудоносными интрузивами п-ва Лабрадор (Voisey's Bay), анортозит-троктолитовыми массивами Дулутского комплекса в Миннесоте, комагматичными свитами Печенги и магнезиальными базальтами Джинчуаня (Северный Китай). Важное значение приобрели работы по изучению вулкано-плутонической формации северо-запада Сибирской платформы. Результаты исследований рудоносных и нерудоносных интрузивов Талнахского узла в сочетании с данными по геохимии базальтов одновозрастных свит позволили сформулировать принципы базовой геолого-геохимической модели формирования сульфидных Cu-Ni месторождений [1–5]. Несмотря на некоторые различия, эти петрологические схемы предполагают формирование рудоносных систем в условиях наложения нескольких факторов, включая: (1) наличие исходных магм с содержанием не менее ~100 ppm Ni, (2) сульфидно-силикатную несмесимость (обычно вследствие контаминации коровым материалом), (3) возможность миграции контаминированных и гибридных базальтовых магм в верхнекоровые уровни без существенной потери сульфидной фазы и (4) определенный механизм отложения сульфидов в проводнике или магматической камере [6–9]. При образовании конкретных месторождений относительно роль этих процессов, масштабы концентри-

рования сульфидов и соответствующих “сигналов” в геохимии комагматичных вулканитов должны быть различны. Это ставит вопрос о необходимости систематизации данных об особенностях строения интрузивных комплексов и геохимической специфике рифтогенных вулканических ассоциаций, характеризующих различные геолого-тектонические режимы формирования сульфидных месторождений в разное время геологической истории. При этом возрастает роль не только аналитических исследований и геохимических обобщений, но также новых петрологических методов, основанных на изучении микровключений в минералах [10, 11] и использовании современных численных моделей кристаллизационной дифференциации базитовых магм [12, 13].

Комплексное использование петролого-геохимических методов применительно к проблемам образования сульфидно-никелевой минерализации и выработке новых поисковых критериев для Cu-Ni-PGE руд в настоящее время невозможно одновременно для множества интрузивных и эффузивных базитов. Здесь крайне важен выбор эталонных вулкано-плутонических формаций, включающих генетически родственные расслоенные массивы, гипабиссальные тела и вулканиты, которые характеризуются разнообразными проявлениями сульфидов первично магматического и/или флюидно-магматического происхождения. Выбор эталона для исследований подразумевает ясность геологических соотношений в пределах конкретной формации, наличие доступных и хорошо обнаженных разрезов (керн), хорошую сохранность пород и минералов, наличие разнообразных типов сульфидной минерализации. Для решения подобных задач в России одной из наиболее перспективных (после Норильского района) является Северо-Байкальская металлогенетическая провинция. Здесь расположено крупнейшее Холоднинское месторождение полиметаллических руд [14, 15] и Байкальское медно-никелевое месторождение, включающее массивные Cu-Ni сульфидные руды в основании Йоко-Довыренского расслоенного плутона [16]. Этот расслоенный дунит-троктолит-габброноритовый массив в настоящее время является одним из наиболее детально изученных интрузивов России и вместе с сопутствующими телами гипабиссальных плагиоклазовых лерцолитов и габброноритов входит в состав верхнерифейского довыренского интрузивного комплекса [17–25]. Породы этого комплекса рассматриваются как комагматичные близким по возрасту вулканитам Сыннырского рифта, составляя, по-видимому, генетически общую последовательность вулканитов и мафит-ультрамафитовых пород единого верхнерифейского Сыннырско-Довыренского вулкано-плутонического комплекса (рис. 1). При этом есть основания полагать, что сам Довыренский плутон формировался в условиях

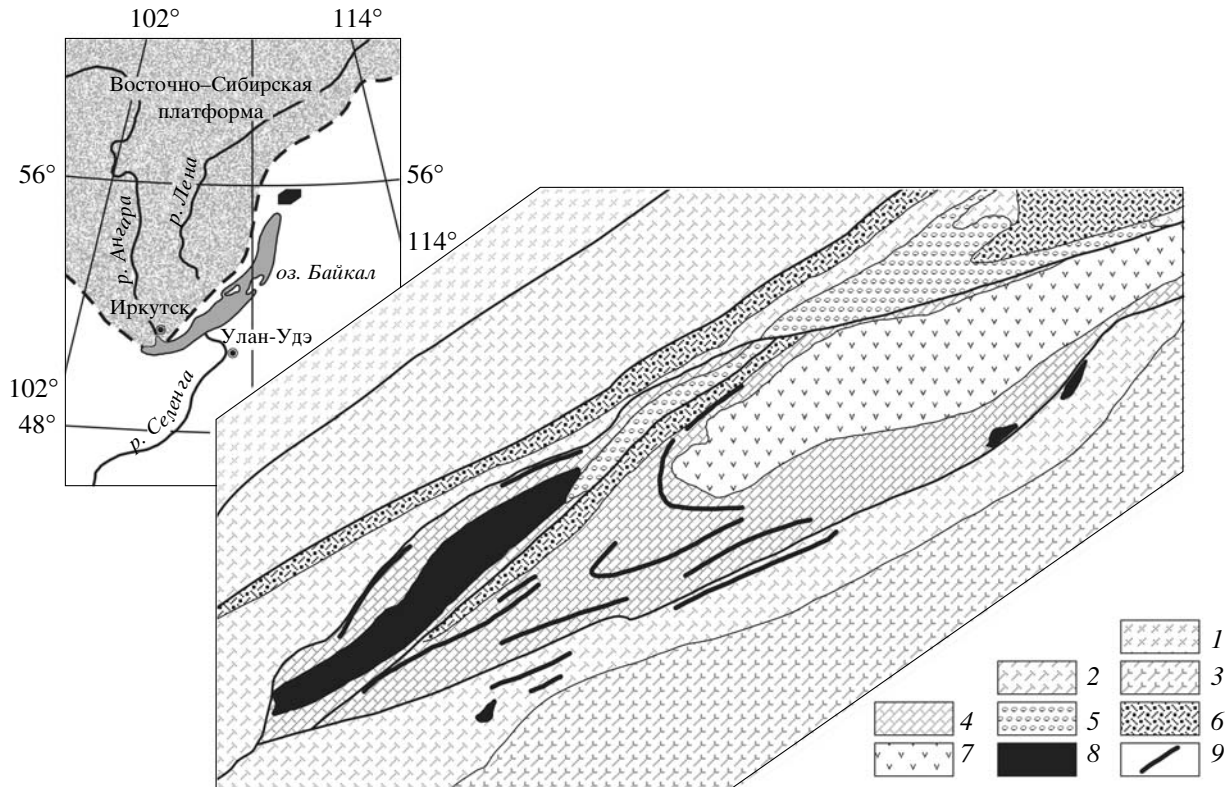


Рис. 1. Схема геологического строения Сыннырско-Довыренской вулcano-плутонической формации, по данным [21, 34]. Условные обозначения: 1 – Чуйский (Кутимский) кристаллический выступ (AR-PR₁?); 2 – терригенные отложения Олоkitского прогиба; 3 – островодужные метавулканиты (R₂?); 4–7 – отложения Сыннырского рифта (R₃-V): 4 – карбонатно-кварцито-сланцевые осадки; 5 – вендские конгломераты; 6 – базальт-андезит-риодитовая толща (иняптукская свита); 7 – андезиты сыннырской свиты; 8–9 – Довыренский интрузивный комплекс: 8 – Йоко-Довыренский плутон и гипербазитовые силлы; 9 – силлы габроноритов и габродиабазов. На врезке: положение вулcano-плутонического комплекса в структуре складчатого обрамления (белый фон) Сибирской платформы.

мощной магматической камеры, входящей в состав крупномасштабной мантийно-коровой магмоподводящей системы [20, 26]. Таким образом, по ряду признаков данная вулcano-плутоническая формация представляет едва ли не идеальный объект для детальных геохимических и петрологических исследований магматического сульфидообразования, протекавшего в условиях эволюции Сыннырской магматической системы на южной окраине Сибирского кратона в позднем протерозое.

Несмотря на детальное картирование и многолетние исследования вещественного состава пород Довыренского интрузива, петрологическая интерпретация особенностей его строения не является однозначной. Дебатируются оценки температуры и состава исходной довыренской магмы, предлагаются различные механизмы ее дифференциации [22, 27–29]. Предметом обсуждения являются степень закрытости магматической камеры, значение процессов раннекоревой контаминации исходной магмы на докамерной стадии [30, 31] и роль ассимиляции вмещающих пород при становлении интрузива [32, 33]. Практически не проработан во-

прос о природе, причинах и масштабах сегрегации сульфидов в породах основания Довыренского интрузива, включая силлы плагиоклазовых лерцоцитов и габроноритов. Не столь очевидна ситуация с комагматичностью сыннырских вулканитов (иняптукская и сыннырская свиты). Вывод об их возможном генетическом родстве с породами довыренского комплекса основан, главным образом, на геологических данных (рис. 1). Небольшая монография [17] и несколько валовых анализов вулканитов с ограниченным набором геохимических характеристик [21] фактически исчерпывают совокупность имеющихся к настоящему времени данных.

В этой статье мы проводим обобщение информации и ставим задачи для нового этапа изучения Йоко-Довыренского массива с использованием современных петролого-геохимических методов. Результаты этих исследований могут иметь важное значение для развития генетических моделей формирования различных типов сульфидно-никелевой минерализации, связанной с образованием мафит-ультрамафитовых интрузивов при эволюции крупномасштабных магмоподводящих систем.

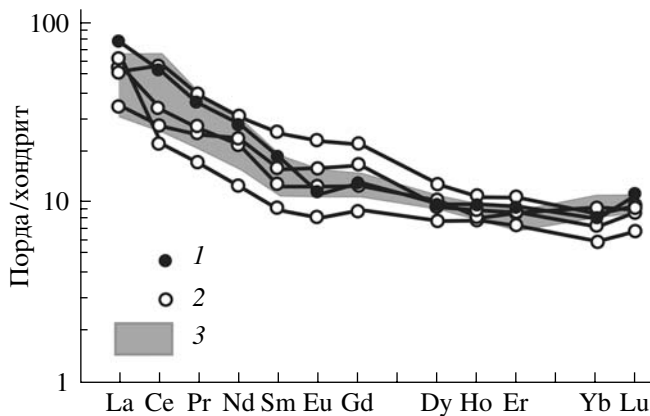


Рис. 2. Распределение Р.З.Э. в породах сыннырской свиты и расслоенного Йоко-Довыренского массива [21].

1 – габбро-диабазовый силл в итыкитских алевролитах, подстилающих сыннырские вулканы на г. Солдат; 2 – андезит-базальты и андезиты сыннырской свиты; 3 – гранофировые габбронориты верхней части разреза Йоко-Довыренского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОВЫРЕНСКОГО КОМПЛЕКСА

Йоко-Довыренский массив, сопутствующие гипабиссальные тела и вулканические породы Сыннырского рифта (рис. 1), рассматриваются как единая вулкано-плутоническая формация, которая сформировалась в позднем рифее в ЮЗ части Олоkitско-Бодайбинского прогиба [20, 34]. Геодинамические реконструкции связывают формирование этого прогиба с эволюцией окраинного Байкало-Патомского палеобассейна, существовавшего в протерозое между Сибирским кратоном и Байкало-Муйской энсиматической островной дугой. Континентальный цоколь палеобассейна выходит на поверхность в Чуйском и Чарском поднятиях. В течение раннего протерозоя и рифея здесь формировались многокилометровые толщи карбонатно-терригенных пород, испытывавшие зональный метаморфизм в зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Коллизионные процессы, которые произошли на границе Сибирского кратона в позднем рифее, сопровождались крупномасштабными субгоризонтальными перемещениями террейнов по северо-восточному направлению (в современных координатах) и формированием Сыннырской рифтогенной структуры протяженностью около 150 км при ширине до 12–15 км.

Отложения Сыннырской рифтогенной впадины подстилаются песчано-сланцево-карбонатными осадками *довыренской серии* [17], которая состоит из *тыйской* (метабазаальты, черные сланцы, карбонаты, мощность 1200 м), *олоkitской* (сланцы, песчаники, гравелиты), *ондококой* (доломиты, кварцевые песчаники, алевриты) и *авкитской* (мраморы, гранатсланцевые сланцы, кварциты, до 2500 м) свит. Последние две являются вероятными аналога-

ми, метаморфизованными в разной степени. В доломитах ондококой свиты известны Pb-Ba рудопроявления Ондоко и Рыбачье. К амфиболит-сланцевым сланцам авкитской свиты приурочено Холоднинское колчеданно-Pb-Zn месторождение. Разрез Сыннырского рифта начинается терригенно-карбонатными отложениями *итыкитской* (до 950 м) и *асектамурской* (1700 м) свит. Их перекрывают эффузивные образования иняптукской и сыннырской свит, слагающая горный массив Иняптук к северо-востоку от Довыренского плутона. Возраст эффузивов – 700 ± 20 млн. лет [35]. Иняптукская свита представлена шаровыми лавами пикрито-базальтов, базальтов и андезитобазальтов, а также субвулканическими телами трахидацитов и риолитов, обнажающимися в верховьях р. Тый (ключ Моренный). В трахидацитах встречаются включения кристаллических пород докембрийского фундамента Сибирской платформы. Это может свидетельствовать об участии корового материала в образовании (гибридизации) кислых вулканитов Сыннырского рифта [26, 31]. Андезиты и андезитобазальты сыннырской свиты слагают водораздельную часть Сыннырского хребта и г. Иняптук.

Данные по возрастным и генетическим соотношениям вулканических пород Сыннырского рифта и довыренских интрузий пока отрывочны. Впервые вывод об их генетическом родстве был сделан на основании сопоставления петрохимических материалов [17]. Позже было показано соответствие некоторых геохимических характеристик закалочных габброноритов, гранофировых диабазов кровли Довыренского массива и базальтов сыннырской свиты [20, 21]. Эта точка зрения также нашла подтверждение в спектрах распределения РЗЭ (рис. 2) и геохронологических оценках времени формирования интрузивных и эффузивных пород Сыннырской структуры, которые попадают в интервал 740 ± 55 (Rb-Sr)– 673 ± 22 (Sm-Nd) млн. лет [30, 33].

СТРОЕНИЕ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ПЛУТОНА

В настоящее время этот массив изучен детальнее других интрузивных образований Довыренского комплекса (рис. 3). В рельефе плутон выражен гольцами Йоко и Довырен, разделенными долиной р. Ондоко, а в плане представляет линзовидное тело, размером $\sim 26 \times 3$ км². По геофизическим данным оно прослеживается на глубину до 4–5 км, что позволяет оценить объем пород массива ~ 350 км³. Массив залегает субгоризонтально с породами рамы по простиранию и падению, которое близко вертикальному вследствие постинтрузивных складчатых деформаций (рис. 3). При этом, несмотря на позднекембрийский возраст, массив не испытывал метаморфических воздействий после образования. По результатам детального картирования установлено, что контур его подошвы под острым углом пересе-

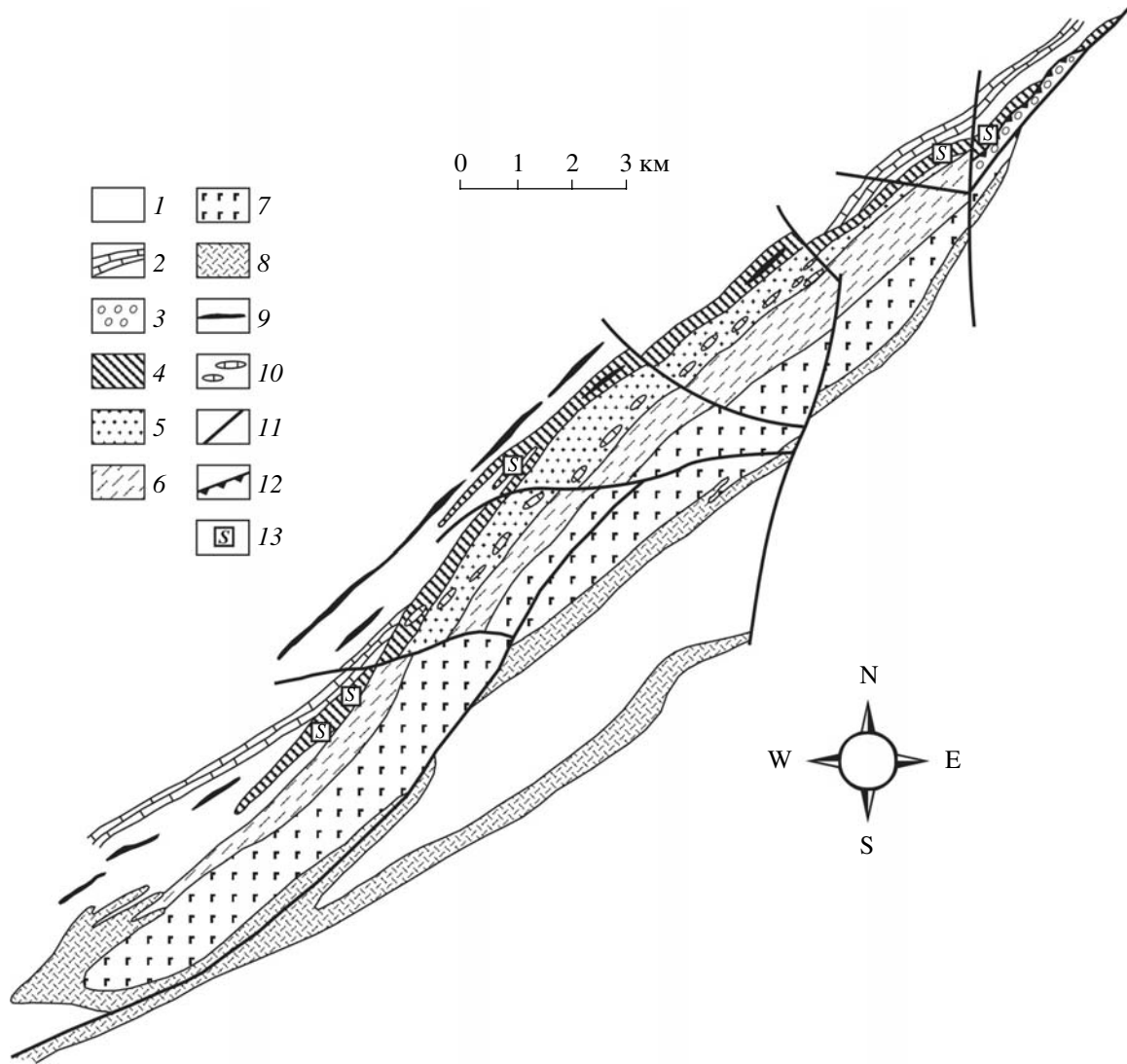


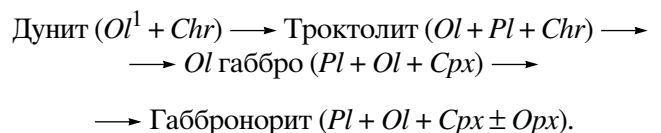
Рис. 3. Схема геологического строения Йоко-Довыренского расслоенного массива

1–2 – вмещающие позднепротерозойские породы: 1 – терригенные, 2 – карбонатные; 3 – конгломераты венда; 4–9 – Довыренский расслоенный pluton: 4 – приподошвенный горизонт плагиоклазовых перидотитов, 5 – дунитовая зона А, 6 – чередование меланотроктолитов и плагиоклазовых дунитов зоны В, 7 – оливковые габбро и габбронориты зон С и D, 8 – безоливиновые габбронориты зоны Е, 9 – того же состава (комагматичные?) силлы и дайки, 10 – ксенолиты апокарбонатных магнезиальных скарнов в дунитах; 11 – разломы, 12 – несогласное залегание; 13 – участки рудной минерализации.

кает слоистую структуру рамы. Это хорошо прослеживается на северо-западном контакте, где породы плутона прерывают залегающий вблизи его подошвы карбонатный горизонт, доинтрузивное положение которого можно проследить по ксенолитам магнезиальных скарнов внутри массива [16, 36].

Строение плутона по простиранию изменчиво: его центр (г. Довырен) включает мощную толщу ультрамафитов, а в юго-западном окончании (г. Йоко) преобладают основные породы. Фазовая расслоенность хорошо изучена по центральной ультрамафит-мафитовой части интрузива, где в основании разреза выделяются породы нижней

приконтактной зоны (включая горизонт плагиоклазовых лерцолитов) и четыре зоны, отвечающие последовательной смене минералов кумулуса в расслоенной серии:



¹ Здесь и далее используются общепринятые сокращения названия минералов: *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз, *Cpx* – клинопироксен, *Opx* – ортопироксен, *Chr* – хромит, *Phg* – флогопит, *Sulf* – сульфид.

Это генеральная последовательность, а реально в разрезах расслоенной серии наблюдается переслаивание и ритмичное чередование различных типов пород, нередко с возвратами к более “примитивным” ассоциациям [25]. Принципиальное значение имеет выделение нижней приконтактной [37] или реверсивной [38] зоны, расположенной между главной расслоенной серией и породами нижнего эндоконтакта.

Генетическое значение Нижней Приконтактной Зоны (НПЗ). Для последующего изложения необходимо внести определенность в это понятие, которое в петрологической литературе допускает неоднозначное толкование и нередко применяется для обозначения любых пород, залегающих в основании видимой части расслоенных массивов. Используемая нами трактовка НПЗ отвечает критериям, сформулированным [39, 40] и основанным на сопоставлении результатов численного моделирования внутрикамерной дифференциации базальтовых магм с наблюдаемым строением дифференцированных силлов [37] и расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, напр. [29]. Эти критерии включают пространственное положение, петрохимические признаки, геохимические характеристики и особенности минерального состава. Все они согласованы в рамках конвекционно-кумуляционной модели дифференциации интрузивных магм [37].

Само название подчеркивает, что полный разрез НПЗ начинается с (закаленных) пород нижнего эндоконтакта интрузива. Отсутствие таковых среди доступных обнажений не означает отсутствия нижней приконтактной зоны, но указывает на усеченный характер видимой части НПЗ (в качестве примера можно привести реконструкции для Скергардского интрузива [41]). Петрохимические критерии НПЗ включают наличие “обратного” тренда дифференциации, выраженного в сопряженных вариациях содержания петрогенных оксидов, которые как будто противостоят ожидаемым трендам дифференциации магмы. Для большинства мафит-ультрамафитовых интрузивов эти вариации проявлены в виде последовательного (снизу вверх) обогащения пород MgO и FeO при комлементарном обеднении SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO и щелочами, напр. [42]. Эти ковариации сопровождаются закономерным изменением содержания микроэлементов – обогащение снизу вверх Ni, Co и Cr при обеднении несовместимыми элементами. Верхняя граница нижней приконтактной зоны обычно примыкает к зоне максимальных содержаний MgO и Ni в разрезе – “crossover” по определению [38]. Результаты работ по ЭВМ-моделированию внутрикамерной дифференциации показали, что разнообразие перечисленных выше характеристик с неизбежностью возникает в модельных телах при условии осаждения кристаллической фазы на продвигающуюся вверх поверхность затвердевания [37]. При этом максимум содержаний MgO, FeO и Ni в породах сов-

падает с максимальным содержанием кумулюсного оливина в разрезе. Чем выше скорость оседания *Ol* и ниже скорость затвердевания, тем раньше достигается высокая плотность кумулуса и меньше мощность НПЗ. Таким образом, распределение совместимых и несовместимых элементов в пределах нижних приконтактных зон является своего рода хронометром скорости охлаждения. При быстром остывании относительно маломощных тел эти распределения характеризуются незначительными вариациями, происходит расширение НПЗ за счет того, что верхняя граница смещается вверх и достигает отметок, отвечающих 30–40% от общей мощности интрузива, см. результаты моделирования строения Кузьмовского сила долеритов [37].

В случае крупных расслоенных массивов изменения химического состава приконтактных пород носят более контрастный характер и обычно коррелируют со сменой кумулюсной ассоциации и вариациями состава минералов. Менее магнезиальные (предположительно “более низкотемпературные”) габброиды или габбронориты приурочены к непосредственному контакту; по направлению вглубь интрузива они сменяются более магнезиальными (“высокотемпературными”) парагенезисами – вплоть до появления троктолитов (*Ol + Pl*) или дунитов (*Ol + Chr*). Определение “высокотемпературные” взято в скобки не случайно. Дело в том, что изменения минерального состава и состава минералов в пределах НПЗ отражают конечный результат посткумуляционной докристисталлизации и переуравновешивания исходных кумулюсных фаз. Это происходит на фоне систематического понижения доли захваченного в интеркумуляусе расплава и именно по этой причине содержания несовместимых компонентов в пределах НПЗ убывают снизу вверх, см. обзор в [22]. Таким образом, в наблюдаемых составах минералов оказывается “записана память” не столько о первичных температурах², сколько пористости исходных кумулюсов, степени их переуравновешивания и температуре “последнего объемного равновесия” в закрытой системе кристаллы – остаточный расплав [43–45]. Для небольших тел, например дифференцированных траппов, отчетливо проявлены петрохимические и химические признаки НПЗ, но из-за быстрого остывания посткумуляусные преобразования не приводят к изменению первичных парагенезисов и в меньшей мере сказываются на переуравновешивании исходных минералов.

Приведенные критерии выделения нижних приконтактных зон как типоморфного признака осаждения кристаллов на нижнем фронте затвердевания практически совпадают с характеристиками

² Реконструкция исходной температуры в момент осаждения и формирования кристаллического осадка возможна по методу геохимической термометрии с использованием численных моделей кристаллизации базальтовых магм [12].

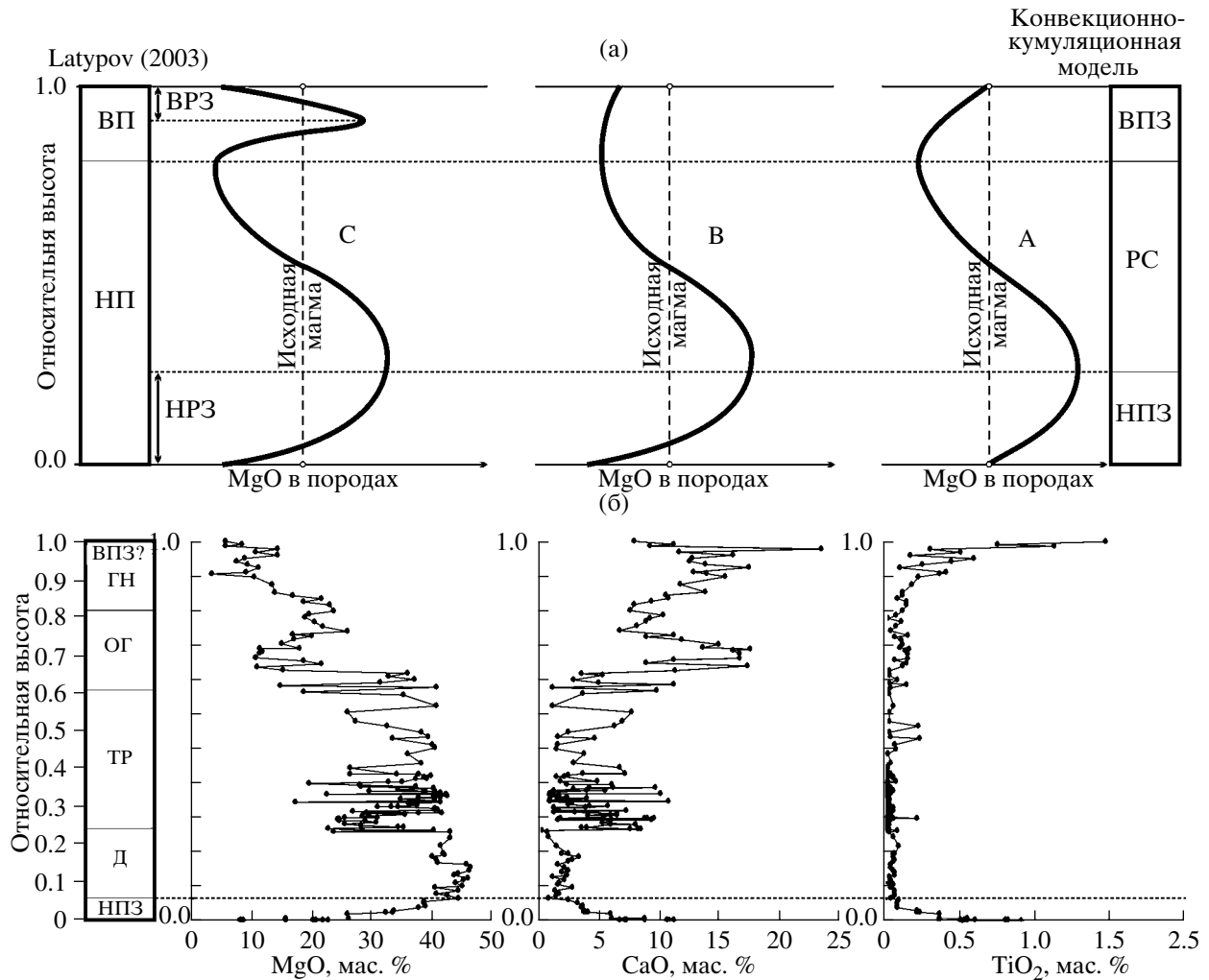


Рис. 4. Формы возможного распределения MgO в породах по разрезам дифференцированных силлов и мафит-ультрамафитовых интрузивов (вверху) и вариации состава пород Йоко-Довыренского расслоенного массива (внизу)
 а – реконструкции Латыпова [38]: А – при соответствии состава закаленных пород средневзвешенному составу интрузива; В, С – при несоответствии; ВП – верхняя последовательность (где ВРЗ – верхняя реверсивная зона), НП – нижняя последовательность (где НРЗ – нижняя реверсивная зона); б – распределение MgO, CaO и TiO₂ в разрезе Йоко-Довыренского массива по данным [25, 29]: ВПЗ и НПЗ – верхняя и нижняя приконтактные зоны, РС – расслоенная серия, Д – дуниты, ТР – троктолиты, ОГ – оливиновое габбро, ГН – габбронориты.

нижних реверсивных зон (“lower marginal reversals”) по определению Р. Латыпова [38]. Хотя этот автор пытается объяснить их возникновение и строение при помощи (физически трудно реализуемых) диффузионных механизмов, мы считаем возможным использовать предложенный им термин “нижней реверсии” как синоним НПЗ в контексте конвекционно-кумуляционной модели дифференциации. На рис. 4а показано три варианта строения таких реверсивных зон в реальных природных объектах. Как можно видеть, они являются закономерным компонентом так называемых S-образных профилей распределения главных и примесных элементов в разрезах интрузивов [46–48]. Классический профиль показан на правом графике рис. 4а и демонстрирует случай, когда зона закалки отвечает или близка средневзвешенному составу интрузивного тела

(исходной магне). Этот сценарий строения НПЗ обычно реализуется для относительно маломощных силлов и интрузивов, исходные магне которых содержали незначительное количество интрателлурических вкрапленников [22, 37].

На центральном и левом графиках рис. 4а показаны варианты, когда закалочный контакт интрузива представлен менее магнезальной (относительно средневзвешенного состава) породой, например габбро или габброноритом. Подобная ситуация указывает на значительное количество интрателлурического материала в исходной магне и его сепарацию на стадии внедрения. При доминировании оливина среди взвешенных в магне кристаллических фаз (расплав + оливин) естественным результатом такой сепарации является образование обогащенных и

обедненных исходным расплавом пород. В этом случае “низкотемпературные” габброиды контакта оказываются близки составу жидкой части исходной магмы, хотя и не отражают ее валового состава, отклоняясь от средневзвешенного состава интрузивного тела. По-видимому, этот сценарий реализуется в строении НПЗ Довыренского плутона (рис. 4б).

На показанном сводном разрезе центральной части массива (мощностью около 3 км) отчетливо проявлены разнонаправленные вариации содержания MgO и TiO_2 в зоне нижнего эндоконтакта. Непосредственный контакт с вмещающими породами представлен здесь пикритобазальтами или офитовыми габбро, содержащими около 10 мас. % MgO и 1 мас. % TiO_2 . Вверх от контакта эти породы на расстоянии нескольких метров сменяются оливиновыми габброноритами и плагиоклазовыми лерцолитами, содержащими монотонно возрастающее количество кумулузного оливина на фоне обеднения TiO_2 и CaO . Выше по разрезу эти породы переходят в плагиодуниты с небольшим количеством интеркумулузного Pl . Верхнюю границу НПЗ в разрезе Довыренского плутона Ярошевский и др. [25] проводят по появлению наиболее плотных оливин-хромитовых кумулатов (дунитов), отвечающих содержанию MgO в разрезе не менее 40 мас. % и примерно совпадающих с первым минимумом CaO (рис. 4б). Содержание титана в этих породах по сравнению с закаленными породами эндоконтакта снижается примерно в 10 раз. Наши наблюдения подтверждают, что подобное строение эндоконтактной зоны повторяется вблизи замыкания на северо-восточной конечности массива, хотя относительная мощность зоны плагиоклазовых лерцолитов здесь существенно выше. Это позволяет предполагать повышенную скорость остывания и возможно более существенные масштабы контаминации вмещающими породами в краевых частях интрузива.

Проблема геологической позиции плагиоперидотитов. При геологическом картировании строения массива плагиоклазовые лерцолиты легко диагностируются по распространенности (проявленных на выветрелой поверхности) крупных ойкокристаллов ортопироксена. Это отличает данные породы от близких по химическому составу плагиодунитов. В полевых условиях также хорошо фиксируется обогащенность плагиоперидотитов гидросиликатами (биотит и/или флогопит) и повышенные содержания сульфидов, вплоть до образования сидеронитовых структур. По результатам картирования мощность “горизонта” плагиоклазовых лерцолитов в основании разреза оценивается от 160 до 270 м (в среднем ~200 м [21]). Это близко к оценке мощности НПЗ около 150 м по данным [29]. Минеральный состав плагиоклазовых лерцолитов отвечает ассоциации трех главных кумулузных фаз – $Ol + Pl + Crx$, в интерстициях которых развиты Opx , биотит, иногда паргаситового типа амфибол.

Контрастные отличия плагиоперидотитов по минеральному составу от пород расслоенной серии (рис. 5) и субпластовая форма распространенности по простиранию (рис. 3) позволили предположить, что плагиоклазовые лерцолиты приподошвенной зоны массива можно рассматривать как результат отдельного импульса ультраосновного слабо дифференцированного расплава [49]. Эта точка зрения находит косвенное подтверждение в геологических данных, указывающих на присутствие плагиоперидотитовых силлов среди терригенных пород, подстилающих Довыренский плутон, и небольших интрузивных тел в ЮВ крыле Сыннырского рифта. Подобная трактовка предполагает, что вариации в соотношениях кумулузных минералов плагиоперидотитов основания массива и переходы к оливиновым габбро и габброноритам (в зонах закалки к пикритобазальтам и пикрит-долеритам) характеризуют не нижнюю приконтактную зону массива, а эндоконтакты самостоятельных интрузий магм плагиоперидотитового состава. В работе [49] высказано предположение, что плагиоперидотиты и породы основной серии Йоко-Довыренского массива могут представлять результат: (1) последовательного, с небольшим отрывом во времени, внедрения двух порций близкой по составу перидотитовой магмы; (2) изменения эндоконтактной части Довыренского плутона в результате взаимодействия пород подошвы с захороненным в интеркумулусе расплавом; (3) избирательной ассимиляции H_2O и щелочей из залегающих ниже терригенных осадков. Ассимиляцией воды в эндоконтактных зонах объясняется преимущественное развитие процессов серпентинизации вблизи подошвы интрузива.

Эта точка зрения не находит поддержки среди всех авторов представленной работы, тем более что предложенный механизм метасоматического преобразования пород в равной мере можно применить как к самостоятельным интрузиям, так и породам эндоконтакта массива. Тем не менее, мы считаем необходимым отметить такую альтернативу НПЗ. Решению проблемы должны способствовать более детальные исследования распределения главных и примесных элементов в непрерывных разрезах основания Довыренского плутона. Как будет показано ниже, вопрос о природе плагиоклазовых лерцолитов принципиально важен для оценки температуры и состава магматического расплава в момент внедрения довыренской магмы.

Строение расслоенной серии. На рис. 5 приведена обобщенная схема строения Йоко-Довыренского интрузива, построенная сотрудниками ГИН СО РАН по результатам изучения разрезов в центральных частях массива. По соотношению относительных объемов главных зон расслоенной серии (А, В, С, D) этот разрез не сильно отличается от схемы, предложенной в работах [24, 25]. Принципиальные расхождения касаются геологического положения пород прикровельной зоны. Ярошев-

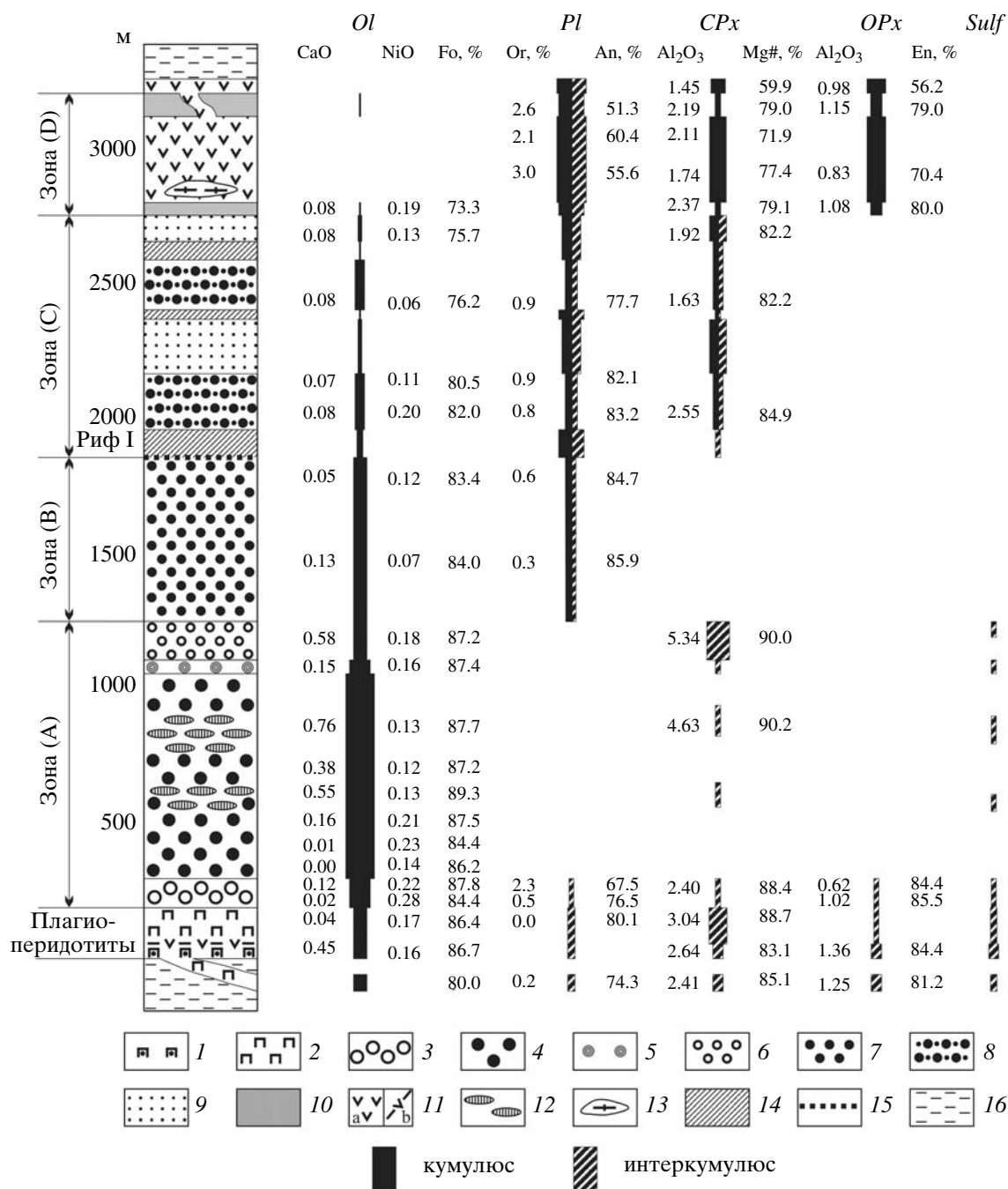


Рис. 5. Схема строения разреза Йоко-Довыренского массива по результатам изучения мафит-ультрамафитовых разрезов в центральной наиболее мощной части интрузива

1-2 – НПЗ: 1 – закалочные пикритобазальты и офитовые габбро, 2 – Phg- и Pl-содержащие лерцолиты; 3-6 – зона А: 3 – плагиодуниты, 4 – мономинеральные дуниты, 5 – верлиты, 6 – диоксидсодержащие дуниты; 7 – зона В: чередование троктолитов и плагиодунитов; 8, 9 – зона С: 8 – оливковые габбро, 9 – лейкократовые габбронориты; 10, 11 – зона D: 10 – оливковые нориты, 11 – пижонитовые гранофировые габбро-нориты верхнего контакта (а) и их дайки (б) в НПЗ; 12 – ксенолиты магнезиальных скарнов; 13 – ксенолиты гранофиров в зоне D; 14, 15 – горизонты анортозитов и габбро-пегматитов с “малосульфидной” ЭПГ минерализацией; 16 – вмещающие породы.

ский с коллегами рассматривают преобладающие здесь безоливиновые (гранофировые) габбронориты и кварцевые габбро в качестве конечного члена расслоенной серии (зона Е). Альтернативная интер-

претация предполагает, что расслоенную серию Довыренского интрузива завершают оливковые габбро и габбронориты, а вышележащие породы прикровельной зоны формировались при автоном-

ном внедрении гранофировых диабазов [20]. Как и в случае с породами основания, эту дилемму можно решить путем дополнительных исследований, направленных на установление систематических пространственных вариаций (или их отсутствия) в составах пород и минералов прикровельной части массива. На текущий момент следует признать, что представленные в работах [25, 29] петрохимические данные и вариации составов пород по разрезам не противоречат рассмотрению гранофировых габброноритов и кварцевых габбро как остаточных систем, образованных при внутрикамерной дифференциации довыренской магмы. Это не исключает возможности, что на заключительных стадиях затвердевания Довыренского массива могли происходить автоинтрузии подобных остаточных магм, как в теле самого интрузива так и в перекрывающие породы. Ниже приводится краткое описание расчлененной серии плутона.

Зона А: разрез дунитов имеет мощность ≤ 980 м и включает оливиновые мезо- и адкумуляты. *Ol* (80–97 об. %) представлен субидиоморфными выделениями, интерстиции между которыми заполнены хромшпинелидом и плагиоклазом. Количество *Pl* в дунитах увеличивается по направлению к плагиоперидотитам. В направлении контакта понижается также магнезиальность оливина: среднее содержание *Fo* в *Ol* в дунитах составляет 87.4 мол. %, в плагиодунитах – 86.7%, плагиоклазовых лерцолитах основания разреза – 85.3 [21, 22]. Этот тренд не согласуется с “нормальной” направленностью изменения составов в процессе кристаллизации и может являться “меткой” перехода к нижней приконтактной зоне, см. также обсуждение строения краевой группы Бураковского интрузива [42]. В центральной части разреза дунитов распространены составы с содержанием 89–90% *Fo* в оливине. Максимальная магнезиальность (Fo_{92-98}) отмечается в верхних горизонтах вблизи контактов с ксенолитами магнезиальных скарнов. Подобные породы с повышенным содержанием MgO и CaO (до 0.9 мас. %) в оливине часто имеют адкумулятивный облик и относятся к контаминированным дунитам [23]. К участкам, где располагаются ксенолиты апокарбонатных магнезиальных скарнов, приурочено распространение высококальциевого клинопироксена, который в интеркумулясе занимает место плагиоклаза. Появление интеркумулясного *Srx* связано здесь с ассимиляцией CaO из карбонатов. Количество диоксида нередко достигает 50 об. %, а дуниты переходят в верлиты с пойкилитовой структурой. Иногда клинопироксен образует пятна и неправильной формы жилы в дунитах, вследствие чего последние приобретают такситовую текстуру. Содержание Al_2O_3 в клинопироксене достигает 6.6 мас. % [50].

Зона В: троктолиты (~700 м), сменяющие дуниты (рис. 5), представлены чередованием меланотроктолитов (30–50 об. % *Pl*) и плагиоклазовых дунитов (5–20 об. % *Pl*). Формирование этих типов по-

род отвечает условиям насыщения остаточного расплава *Ol* и *Pl*, как кумулюсных фаз. Породы имеют аллотриоморфную структуру, для которой характерен равный идиоморфизм породообразующих минералов. Количество интерстициального пироксена редко превышает 2–3 об. %, однако в верхней части зоны встречаются горизонты, обогащенные авгитом (пойкилитовые верлиты), а также линзы оливиновых габбро, сходные по составу с породами следующей зоны.

Зона С: включает преимущественно оливиновые габбро и имеет мощность ~350–400 м. От пород нижележащего разреза отличается резким сокращением количества оливина и появлением кумулюсного авгита. При этом преобладающим в кумулусе минералом становится плагиоклаз. Его лейстовидные кристаллы нередко включены в зерна *Ol* и *Srx*. Структура пород габбровая до габбро-офитовой. Характерной чертой оливиновых габбро является наличие в нижней части многочисленных жил габбро-пегматитов такситовой текстуры с обособлениями анортозитов, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов, обогащенных благородными металлами (ЭПГ + Au).

Зона D: здесь доминируют габбронориты (≥ 600 м). Началу толщи отвечает появление отдельных горизонтов оливиновых норитов и оливиновых габброноритов. Эти породы находятся в сложном переслаивании. Для оливиновых габброноритов характерно присутствие крупных (3–5 см) ойокристаллов ортопироксена. Структура пород зоны габбровая, минералы кумулуса – округлые зерна *Ol*, короткотаблитчатые кристаллы *Pl*, призматические зерна *Srx* и ортопироксен.

Зона E [24]: Прикровельные кварцевые габбро и гранофировые габбронориты (250–350 м) являются безоливиновыми породами. В них нет хромшпинели, характерной для всего нижележащего разреза, а в качестве аксессуаров присутствуют ильменит, титаномагнетит и апатит. В структуре пород преобладают таблитчатые зерна зонального лабрадор-андезина, гиперстена и авгита; интерстиции заполняют бурый амфибол, биотит и гранофир. По химическому и фазовому составу эта зона аналогична силлам и дайкам, секущим плагиоперидотиты подошвы. Известно также, что гранофировые габбронориты подошвы и кровли смыкаются на юго-западном выклинивании массива (см. рис. 3). Это явилось основанием для исключения безоливиновых пород из разреза расчлененной серии Йоко-Довыренского массива [20].

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВА

Петрологические аспекты образования Довыренского интрузива можно разделить на проблемы: (1) внедрения исходной довыренской магмы и обра-

зования нижней приконтактной зоны и (2) формирования внутреннего строения (расслоенности) массива, включая вопрос о природе высокомагнезиальных дунитов (см. ниже) и (3) оценки масштабов и роли ассимиляции вмещающих пород.

Условия кристаллизации исходной магмы. По геологическим данным глубина становления Довыренского интрузива оценивается в 1.5 км [18], что соответствует общему давлению $P \sim 0.5$ кбар. Это согласуется с определением давления по составу апокарбонатных магнезиальных скарнов [36, 51]. Более проблематичны оценки летучести кислорода. На основе известных данных о степени окисленности природных магм и с учетом отсутствия магнетита среди минералов кумулуса в расслоенной серии массива Арискин и др. [22] допускали относительно восстановительные условия, близкие буферу вюстит-магнетит (WM). Этой оценке близки результаты Пушкарева с коллегами [23], показывающие, что оливин-хромитовые равновесия в зоне неконтаминированных дунитов Довыренского интрузива отвечают значениям $\lg f_{O_2}$ примерно на единицу ниже буфера QFM. Судя по отсутствию гидроксилсодержащих минералов в расслоенной серии массива и наличию антипертитовых вростков калишпата в плагиоклазе габброидов, довыренская магма была недосыщена H_2O [21]. Тогда с учетом представленной выше оценки давления содержание воды в исходном магматическом расплаве не превышало ~ 0.5 мас. %.

Состав довыренской магмы. Для закрытой магматической камеры валовый состав исходной магмы (как смеси кристаллов и расплава в момент внедрения) должен соответствовать средневзвешенному составу массива. Решение этой задачи предполагает оценку средних составов и относительных объемов пород в различных разрезах, включая краевые зоны Довыренского плутона. Несмотря на многолетние исследования, эта задача не решена. Имеется достаточно полная информация о разнообразии [20, 21, 24] и средних составах главных петрохимических типов пород расслоенной серии [25], однако вопрос об их относительных объемах остается открытым. Существующие оценки состава Йоко-Довыренского интрузива основаны на результатах изучения нескольких разрезов в наиболее мощной центральной части массива, где мощность дунитов достигает 700–980 м. При этом участки замыкания массива в северо-восточном и юго-западном окончании, где практически отсутствуют уплотненные адкумуляционные дуниты, изучены недостаточно. Как отмечено выше, нет ясности и в отношении вариаций относительной мощности нижней приконтактной зоны по простиранию. Отдельную проблему представляет отсутствие верхней приконтактной зоны, которая в расслоенных массивах обычно представлена Верхней краевой группой, составы пород которой зеркально отражают измене-

ния минерального состава и химизма пород расслоенной серии [52]. В табл. 1 приводятся две оценки предполагаемого состава (“исходной магмы”) Довыренского плутона, основанные на детальном изучении разрезов [28, 29]. В четвертой колонке это средневзвешенный состав сводного разреза центральной части массива мощностью около 3 км [29]³, в шестой – “интегральный” состав массива, рассчитанный Лавренчуком [28].

Другой потенциальный источник информации о составе довыренской магмы – плагиоперидотитовые силлы мощностью до 200 м, которые прослеживаются ниже основания массива. Они сосредоточены в зоне экзоконтактовых и терригенных пород общей мощностью около 300 м (рис. 3). Геологические соотношения предполагают, что эти автономные тела относятся к общей с Довыренским плутоном магмоподводящей системе и могут представлять материал, соответствующий и близкий материнской магме, из которой формировался главный массив [20]. Силлы неоднородны по строению: полевые наблюдения показывают, что они дифференцированы на габбронориты ($\sim 10\%$ MgO) и ультрамафиты ($\sim 30\%$ MgO) [21]. Причем последние представлены плагиоклазовыми лерцолитами, аналогичными плагиоперидотитам основания массива. Допуская пропорции этих компонентов 1 : 3, имеем исходную магму с содержанием около 24 мас. % MgO. Для более точной оценки необходимо детальное опробование разрезов этих тел. Еще одна возможность оценки состава довыренской магмы связана с поиском и изучением закаленных пород, в минимальной степени испытавших разделение взвешенных фаз и расплава и потому отвечающих исходной расплавно-кристаллической смеси. Такие породы были обнаружены в основании массива и описаны в литературе как закаленные офитовые габбро или пикритодолериты [18, 21, 53]. Общей особенностью этих пород являются высокие содержания MgO (19–25 мас. %) и обогащенность вкрапленниками оливина. В качестве примера во второй колонке табл. 1 приведен средний состав закаленных пород по данным [53], характеризующийся максимальным содержанием MgO и модального оливина (в среднем 42 об. %). Этот состав был использован нами при термометрических реконструкциях исходного магматического расплава Довыренского интрузива [22].

Состав и температура магматического расплава. Применение геотермометров *Ol*-расплав [12] к оценкам состава исходной магмы Йоко-Довыренского массива (табл. 1) показывает, что в случае пе-

³ По данным Е.В. Коптева-Дворникова (личное сообщение) этот разрез составлен из приконтактной зоны, опробованной в районе р. Центральный, и основного разреза № 4, взятого примерно в 7 км к СВ в районе р. Белый на СЗ склоне г. Довырен и со смещением по простиранию в верхней части разреза на противоположном склоне.

Таблица 1. Химические и фазовые характеристики “исходных магм” Йоко-Довыренского расслоенного интрузива по результатам ЭВМ-моделирования при помощи программы КОМАГМАТ

Оксид	[22]			[29]		[28]	
	Средний состав исходного расплава	Расчет для среднего состава закаленных пород ($P = 0.5$ кбар, $T = 1185^\circ\text{C}$)		Расчет для среднего состава массива ($P = 1$ кбар, $T = 1340^\circ\text{C}$)		Расчет для “интегрального” состава массива ($P = 0.5$ кбар, $T = 1402^\circ\text{C}$)	
		“Исходная магма”	Расплав	“Исходная магма”	Расплав	“Исходная магма”	Расплав
SiO ₂	54.13	47.71	55.00	43.92	45.95	46.12	47.44
TiO ₂	0.78	0.36	0.74	0.11	0.18	0.31	0.39
Al ₂ O ₃	15.24	9.11	15.52	9.72	15.93	9.88	12.46
FeO	8.19	10.37	7.58	10.53	10.88	10.50	10.98
MnO	0.15	0.15	0.14	0.17	–	–	–
MgO	7.51	24.75	7.33	27.88	14.49	24.07	17.24
CaO	11.33	6.03	10.80	6.99	11.46	7.81	9.85
Na ₂ O	1.65	0.94	1.72	0.59	0.97	0.71	0.90
K ₂ O	0.88	0.54	1.08	0.07	0.11	0.53	0.67
P ₂ O ₅	0.14	0.04	0.08	0.02	–	0.06	0.08
Фазовый состав исходной магмы, мас. %							
Расплав	–	48.9	–	~60	–	76	–
Ol	$Fo_{84.6 \pm 1.0}$	46.5	$Fo_{85.3}$	~40	$Fo_{89.7}$	24	$Fo_{91.2}$
Pl	$An_{80.5 \pm 4.5}$	4.6	$An_{79.8}$	–	–	–	–
F	–	51.1	–	~40	–	24	–

Примечания. Составы приведены к 100 мас. %. Исходный расплав в первой колонке отвечает среднему из 10 составов модельных жидкостей при 1185°C [22]; состав закаленных пород (“исходная магма”) по данным [53]; расчет “интегрального” состава массива по методике [28]; F – количество кристаллов в системе (степень закристаллизованности исходной магмы).

регретности эта магма должна была содержать оливин $\sim Fo_{94}$. Это заметно отличается от данных по содержанию Fo в Ol из основания разреза (рис. 5) и указывает на внедрение в камеру суспензии твердых фаз и расплава. Данный вывод подтверждает изучение закаленных контактовых пород массива, где содержание модалового оливина может достигать 40–50%.

Первую попытку разделить проблемы оценки состава довыренской магмы и исходного магматического расплава предприняли авторы [54]. В этой работе состав закалочной породы из эндоконтакта комагматического массиву плагиоперидотитового силла (MgO = 24.4%) был использован в массбалансовых расчетах, основанных на вычитании 30% вкрапленников оливина. В результате получен прогноз содержания MgO в магматической жидкости – 15.7 мас. %. Этот пикритобазальтовый состав, однако, не был проконтролирован расчетами с использованием $K_d(\text{Fe-Mg})$ Ol–расплав на предмет реалистичности модельного состава оливина. Более последовательный подход был использован в работе [33]. Эти авторы обратили внимание, что состав распространенных в дунитах оливинов с содержанием ~ 87 мол. % Fo (рис. 5) совпадает с составом оливинового включе-

ния в хромите из нижней части горизонта дунитов [55]. Этот состав был принят за средний равновесный состав вкрапленников оливина, что позволило оценить магнезиальность исходного расплава при помощи $K_d(\text{Fe-Mg}) = 0.30$. Полученное значение $\text{mg}\# = 0.675$ затем было использовано при графических реконструкциях для нескольких составов дунитов, плагиоперидотитов и эндоконтактовых габброноритов. Сопоставление линий оливинового контроля в координатах MgO-FeO позволило оценить содержания этих оксидов в расплаве, которые согласуются с принятым составом оливина (Fo_{87}) и установленным петрохимическим трендом – 7.75 мас. % MgO и 6.65 мас. % FeO. Эти содержания отвечали не пикритобазальтовому, а габброноритовому расплаву.

При помощи программы КОМАГМАТ были проведены расчеты, моделирующие равновесную кристаллизацию закалочных пород эндоконтакта, плагиоперидотитов подошвы и средневзвешенного состава интрузива при $P = 0.5$ кбар и условиях буфера WM [22]. С учетом точности плагиоклазовых геотермометров полученные результаты указывали на субкотектическую ($Ol \pm Pl$) природу довыренской магмы, температура которой в момент внедрения составляла $1180\text{--}1190^\circ\text{C}$, а равновесный

оливин имел состав $\sim Fo_{85}$. Химические характеристики этих модельных расплавов приведены в первой и третьей колонках табл. 1. Можно отметить, что они практически совпадают с оценкой [33] для MgO, но указывают на более высокое содержание FeO ~ 10.5 мас. %. При этом подтверждается главный вывод о габброноритовой природе исходного магматического расплава. Косвенное свидетельство в пользу этого вывода – широкое распространение даек габброноритового состава в периферическом окружении массива.

Моделирование с использованием конвекционно-кумуляционной модели. Недавно были представлены результаты численного моделирования строения сводного разреза Довыренского массива [29] с использованием интрузивной версии модели КОМАГМАТ [12]. Эта работа представляет попытку описания петрохимических особенностей нижней приконтактной зоны и расслоенной серии массива при помощи конвекционно-кумуляционной модели внутрикамерной дифференциации [37, 56]. Объектом моделирования являлось распределение петрогенных элементов по разрезу, которое в рамках конвекционно-кумуляционной модели интерпретируется как результат изменения набора и пропорций кумулюсных фаз, а также состава и количества захваченного или интеркумуляусного расплава. При этом состав любой породы в вертикальном разрезе задается уравнением баланса масс:

$$C_{\text{пор}}^i = f_l C_l^i + \sum_{j=1}^m f_j^{\text{кум}} C_j^i, \quad (1)$$

где $C_{\text{пор}}^i$, C_l^i и C_j^i – содержания i -го компонента в породе, интеркумуляусном расплаве и кумулюсных фазах ($1 \leq j \leq m$), f_l и $f_j^{\text{кум}}$ – доля расплава и кристаллов в кумулусе. В этой модели допускается, что состав интеркумуляусного расплава отвечает составу фракционирующей жидкости в основном объеме остаточной самопроизвольно перемешивающейся (конвектирующей) системы. Составы кумулюсных фаз меняются в соответствии с порядком кристаллизации исходной магмы и в каждый момент времени (отвечающий определенной высоте положения породообразующей системы в разрезе) находятся в термодинамическом равновесии с остаточным (интеркумуляусным) расплавом. Пропорции кумулуса и интеркумуляуса являются функцией скорости охлаждения и эффективной седиментации фаз и зависят от ряда подгоночных термофизических параметров модели [37].

Работа по воспроизведению петрохимической структуры объекта при помощи этой модели является примером прямого моделирования, при котором исследуется “ответ” системы на принятые начальные условия и подгоночные параметры. Результаты расчетов сопоставляются с природными

данными, затем в прогноз вносятся поправки, а вычисления повторяются до тех пор, пока не будет достигнуто (если возможно) соответствие наблюдаемых и модельных характеристик. При этом каждый изгиб петрохимических трендов или скачок содержания главных и примесных элементов находит объяснение как результат эволюции фазового состава модельных кумулюсов, включая долю интеркумуляусной жидкости. Используя этот подход для принятого состава исходной магмы, авторам [29] удалось подобрать начальные условия внедрения и набор термофизических параметров, которые позволили в деталях воспроизвести петрохимические особенности строения довыренского разреза (рис. 6). Эти данные указывают на значительно более высокую температуру (1340°C) и высокомагнезиальный состав исходного расплава, который отвечает равновесию с оливином Fo_{89-90} (табл. 1).

Учет компакции кумулюсов. Несмотря на численное воспроизведение главных особенностей распределения петрогенных элементов по разрезу (рис. 6) Болиховская с коллегами [29] оставили без ответа несколько вопросов, касающихся возможности конвективного перемешивания сильно закристаллизованных суспензий и одновременного формирования плотного кумулуса, отвечающего дунитам. Дело в том, что физической причиной зарождения конвекционных потоков, стекающих с кровли интрузива, является инверсия плотности в верхнем пограничном слое и формирование суспензии более плотной, чем остаточная магма, занимающая основной объем камеры [37, 56]. Результаты, представленные с использованием конвекционно-кумуляционной модели, предполагают, что остаточные расплавы в камере постоянно содержали не менее 40–50% кристаллов, см. рис. 5 в [29]. При этом надо допускать возможность зарождения в пограничном слое еще более плотной суспензии с содержанием 60–70% кристаллов (фактически плотного кумулуса), которая могла бы погружаться в остаточной магме, обеспечивая “свободную конвекцию” в трехкилометровой “каше” кристаллов и расплава. С физической точки зрения трудно также допустить возможность непосредственного формирования оливинового “осадка” с содержанием 90–95% кристаллов, которые обеспечивают в модели формирование дунитов с содержанием 35–40 мас. % MgO (рис. 6).

Эти соображения явились основанием для гипотезы, что, по крайней мере, на ранних этапах затвердевания Йоко-Довыренского массива в магматической камере доминировали процессы оседания интрателлурического оливина, усадки (компакции) формирующегося кумулуса и миграции межпоровой жидкости, отвечающей исходному расплаву [22]. При этом нижняя часть камеры оказалась исключенной из крупномасштабной конвекции по механизму нисходящих и восходящих суспензионных потоков. Эти идеи получили развитие в *конвекционно-компакционной модели дифференциации* [28].

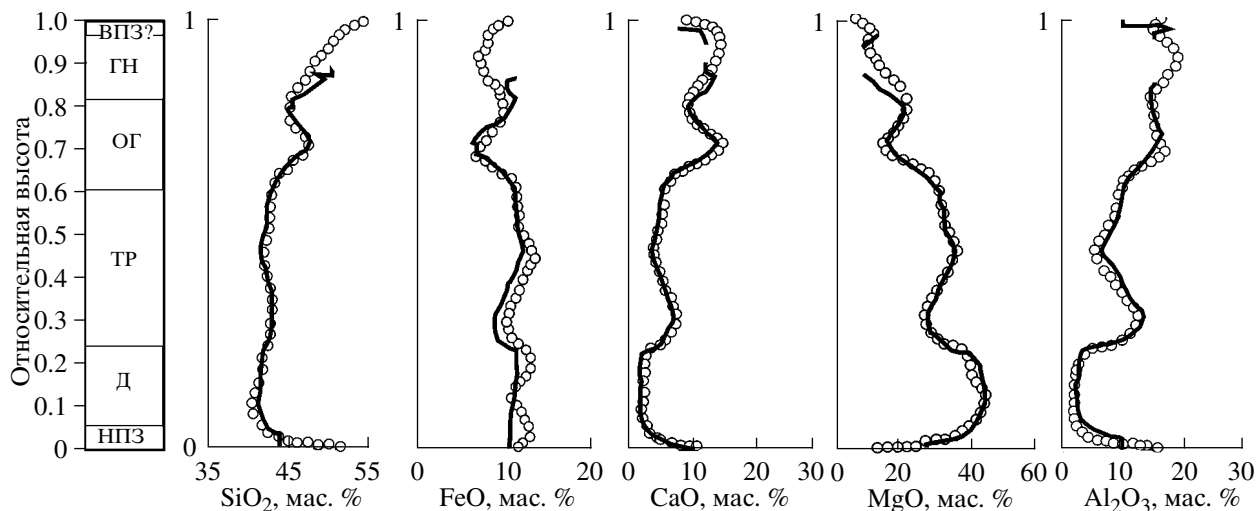


Рис. 6. Наблюдаемые (точки) и модельные (линии) распределения главных элементов по сводному разрезу Довыренского массива [29]

Моделирование проводилось на основе конвекционно-кумуляционной модели дифференциации интрузивных магм [37]. Параметры исходной магмы даны в табл. 1. “Наблюдаемые” составы представляют результат обработки реальных составов пород из сводного разреза по методу “скользящего окна”.

Данный автор внес ряд дополнений в интрузивный блок программы КОМАГМАТ [12] и на этой основе разработал двухслойную модель, где в верхней части камеры реализуется режим свободно конвектирующей магмы, а в нижней учитываются явления теплопереноса, связанного с усадкой кумулуса и сопряженным отжимом интеркумуляционного расплава. Поиск оптимальных параметров конвекционно-кумуляционной модели применительно к Довыренскому интрузиву проводился для исходной магмы близкой среднему составу закаленных пород, постулируя ~20% интрателлурических вкрапленников O_l (табл. 1). Температура внедрения магмы оценена около 1400°C, а жидкая часть исходной суспензии имеет коматиитовый состав (17–18 мас. % MgO), равновесный с оливином $\sim Fo_{91}$. В результате этих расчетов Лавренчук [28] воспроизвел основные тенденции распределения главных элементов в нижней приконтактной зоне и расслоенной серии Йоко-Довыренского массива (рис. 7). При этом модельные дуниты, содержащие до 95% кумулюсного O_l , интерпретировались как продукт усадки кумулуса и адкумуляционного дорастания оливиновых зерен.

Таким образом, результаты работ по прямому и обратному моделированию физико-химических параметров довыренской магмы определили диапазон возможных температур и составов для магматического расплава в момент внедрения. Эти оценки варьируют от высокомагнезиальных коматиитового (17.2% MgO) и пикритоидного состава (14.5% MgO), равновесных при 1400–1340°C с оливином Fo_{91-89} [28, 29], до умеренно магнезиального габбро-норитового расплава (~7.5% MgO), равновесного при ~1185°C с Fo_{85} [22]. При этом все три группы ис-

следователей пришли к выводу о высокой степени раскристаллизации исходной магмы, содержащей от 20% до 50% вкрапленников оливина. Столь широкий разброс возможных параметров довыренской магмы ставит задачу их более точной оценки, прежде всего конкретизации температуры и состава магматического расплава, которые определяют не только детали строения массива, но также сульфидность исходной системы и потенциал для формирования сульфидного Cu-Ni оруденения.

Значение линий оливинового контроля. Независимо от принятой температуры и состава исходной магмы (табл. 1), образование плагиоперидотитов и плагиодунитов в нижней приконтактной зоне Довыренского массива находит объяснение за счет вариаций количества кумулюсного оливина и интеркумуляционной жидкости (рис. 4, 6, 7). Это позволяет оценить реалистичность модельных построений и расчетов при помощи дополнительных критериев, основанных на балансе масс для систем, насыщенных оливином. Действительно, в случае, когда кумулюсная фаза представлена только одним оливином постоянного состава, уравнение (1) можно привести к виду:

$$C_{\text{пор}}^i = f_l(C_l^i - C_{O_l}^i) + C_{O_l}^i, \quad (2)$$

где $C_{O_l}^i$ – содержание i -го компонента в интрателлурическом (кумуляционном) O_l . Тогда для любой пары химических элементов справедливо:

$$C_{\text{пор}}^1 = aC_{\text{пор}}^2 + C_{O_l}^1 - aC_{O_l}^2, \quad (3)$$

где

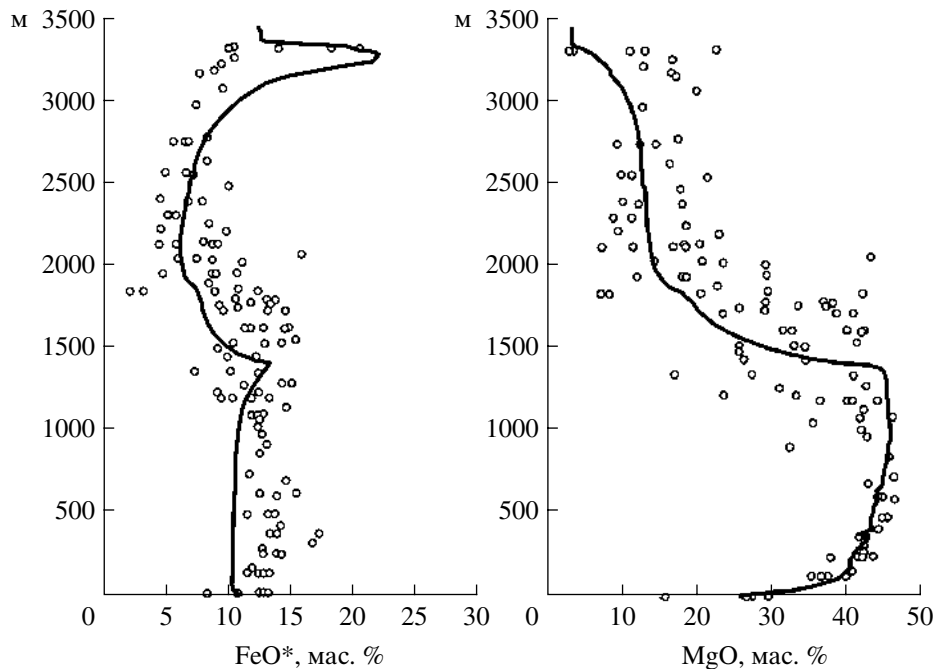


Рис. 7. Наблюдаемые (точки) и модельные (линии) распределения FeO и MgO по разрезу Йоко-Довыренского массива [28]

Результаты расчетов на основе конвекционно-компакционной модели внутрикамерной дифференциации. Параметры исходной магмы даны в табл. 1. Наблюдаемые составы представляют реальные составы пород по данным [21, 27].

$$a = (C_l^1 - C_{ol}^1)/(C_l^2 - C_{ol}^2) = \text{const.} \quad (4)$$

В соответствии с (3, 4) составы оливиновых кумулатов на вариационных диаграммах должны “укладываться” в линейные тренды (конноды), связывающие состав интеркумулусной жидкости и исходного оливина в момент формирования кумулуса. Подобные соотношения известны в петрологии как *линии оливинового контроля* [57]. При гипотетическом 100% уплотнении кристаллического осадка эти тренды “приходят” в состав исходного (интрателлурического) оливина. Таким образом, в валовых составах природных плагиоперидотитов и плагиодунитов должна быть записана информация о составе первичного кумулусного оливина, которую можно извлечь при помощи линий оливинового контроля, напр. [42, 58]. Отметим, что искомая информация “закодирована” именно в валовых составах пород, а не в измеряемых на микрозонде составах оливина, поскольку последние могут представлять результат посткумулусного переуравновешивания [43–45]. При кристаллизации кумулуса как закрытой системы или его уплотнении с отделением части интеркумулусной жидкости конечный состав оливина будет всегда более железистый, чем на стадии непосредственной аккумуляции кристаллов. При этом общий состав смеси кристаллов и расплава может смещаться вдоль единственной конноды, отвечающей среднему составу исходного оливина, привнесенного магмой в камеру.

На рис. 8 показаны тренды оливинового контроля в зависимости от содержания MgO, которые построены для плагиоперидотитов, плагиодунитов и неконтаминированных дунитов Йоко-Довыренского массива (нижние 200 м интрузивного разреза) и нескольких пород из комагматических силлов [21, 50]. На этих графиках приведены также конноды, соединяющие составы исходного расплава и оливина для трех представленных в табл. 1 характеристик довыренской магмы [22, 28, 29]. Эти линии интересны тем, что дают однозначное представление о составах ортокумулатов и адкумулатов НПЗ, которые могли формироваться из подобных смесей кристаллов оливина и расплава. Очевидно, что в случае реалистичных оценок параметров исходной магмы модельные конноды должны совпадать с трендами составов реальных пород нижней приконтактовой зоны. Как можно видеть, в координатах Al₂O₃–MgO и CaO–MgO природные тренды попадают в интервал между модельными коннодами, при этом в составе [29] определенно переоценено содержание глинозема. На графике SiO₂–MgO отличия модельных трендов более контрастны. В случае наиболее низкотемпературной смеси габброноритового расплава и оливина *Fo*₈₅ [22] наблюдаемый и модельный тренд оказываются близки и практически параллельны. Тогда как конноды по данным Лавренчука [28] и Болиховской с коллегами [29] пересекают линию эволюции природных составов в направлении более кремнеземистых “пород”. Наи-

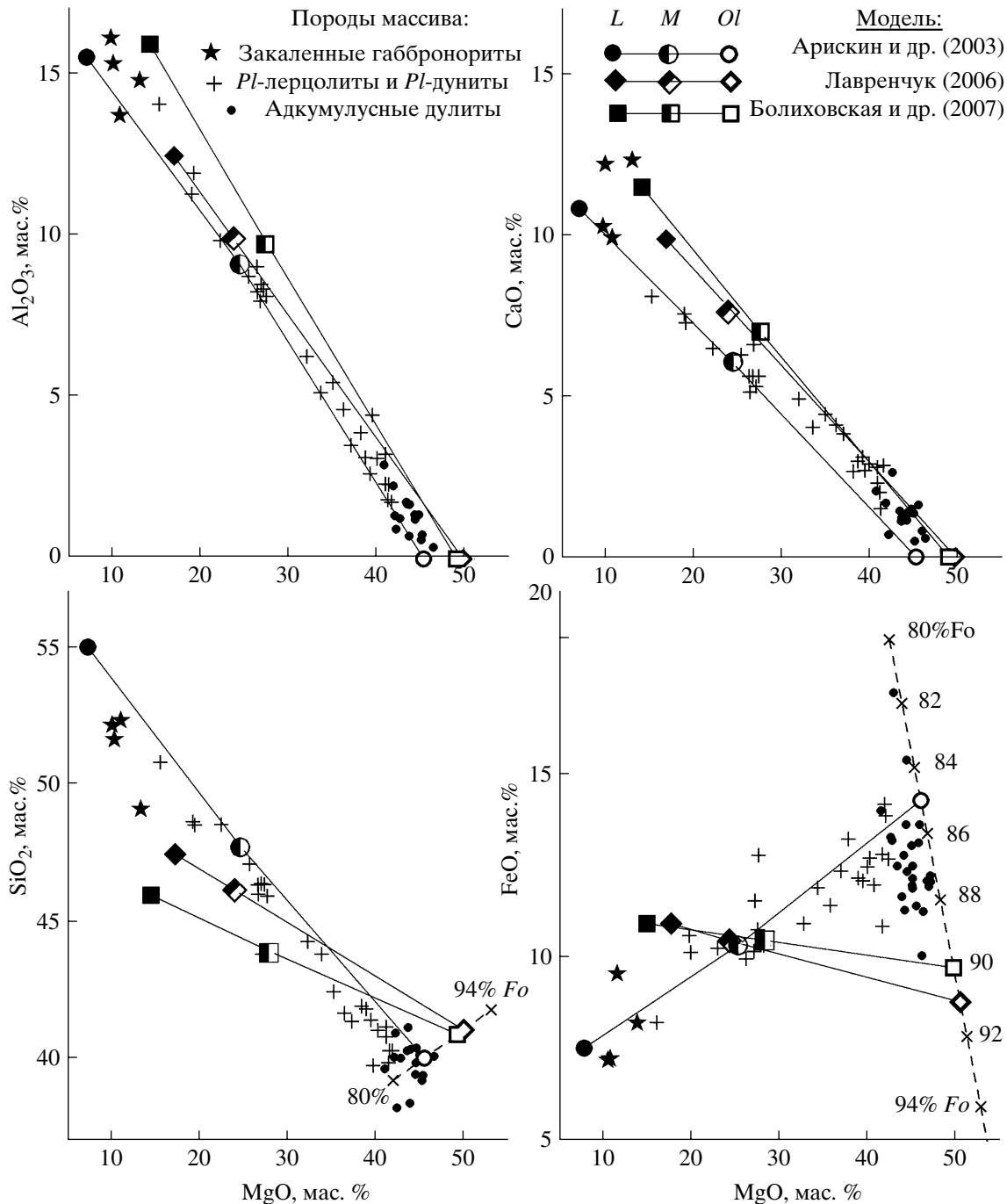


Рис. 8. Тренды составов пород НПЗ и дунитов Йоко-Довыренского массива в сравнении с линиями оливнинового контроля, основанными на оценках температурно-композиционных характеристик исходной довыренской магмы. Составы пород из основания Йоко-Довыренского массива (нижние 200 м): плагиоперидотиты, плагиодуниты и дуниты по данным [21, 50]; закаленные габронориты по данным [21, 33]. Конноды для составов исходных магм построены по данным табл. 1: *L* – исходный расплав; *M* – магма; *Ol* – состав равновесного оливина.

более принципиальные различия выявляются при анализе трендов FeO–MgO (рис. 8). Природный тренд – от закаленных габроноритов до плагиодунитов – отсекает на линии стехиометричного оливина диапазон $\sim Fo_{84-86}$. Этой оценке и этому тренду отвечает коннода на основании данных [22]. Конно-

ды, построенные по результатам [28, 29], “уводят” петрохимические характеристики модельных пород в область составов, обедненных FeO по сравнению с природными данными. Эта обедненность сильнее проявлена для состава [28] (табл. 1), достигая 2–3 мас. % FeO в диапазоне содержаний 30–40%

MgO. Эти соотношения позволяют “другими глазами” взглянуть на распределения оксидов, показанные на рис. 6 и 7. В обоих случаях в составах модельных пород систематически недооценено содержание FeO. Данные рис. 8 показывают, что такое несоответствие является прямым следствием переоценки температуры и магнезиальности исходного магматического расплава. Очевидно, что породы, отвечающие плагиоферидотитам и *Pl*-дунинам НПЗ, не могли представлять результат аккумуляции оливина в высокомагнезиальных расплавах с содержанием > 10 мас. % MgO.

Этот вывод имеет не только генетическое, но и методическое значение. Рассмотренный выше пример сопоставления природных и модельных трендов подчеркивает опасность, которую таит метод визуального сопоставления наблюдаемых и расчетных распределений оксидов при поиске оптимальных параметров конвекционно-кумуляционной [29] или конвекционно-компакционной [28] моделей. Для пересыщенных оливином систем результаты подобных расчетов необходимо контролировать анализом линий оливинового контроля, добиваясь (если возможно) соответствия составов модельных контактовых пород соответствующим коннодам исходный расплав – исходный оливин. Хорошее соответствие модельного тренда [22] природным характеристикам не означает, что в довыренскую камеру поступал габброноритовый расплав с оливином именно Fo_{85} при 1185°C . В настоящее время мы рассматриваем эту оценку как нижний предел возможной температуры исходной магмы. Анализ данных рис. 8 показывает, что природным трендам могут также удовлетворять расплавы, равновесные с оливином Fo_{86-87} . Конкретизация оценки первичного оливина возможна на основе более тщательного опробования нижней приконтактной зоны массива с отбором максимально свежих плагиоферидотитов и плагиодунитов. При этом важна согласованность аналитических данных для составов пород, полученных желательнее в одной лаборатории.

Проблема высокомагнезиального оливина в дунитах. На диаграмме FeO–MgO отчетливо проявлен тренд составов довыренских дунитов, который примерно параллелен линии стехиометрии оливина и образует крестообразное пересечение с линией оливинового контроля для исходной магмы (рис. 8). При этом наблюдаются широкие вариации состава оливина в дунитах – примерно от 82 до 90 мол. % Fo . Подобные соотношения не укладываются в тривиальные схемы кристаллизационной дифференциации. Очевидно, что этот “дунитовый тренд” нельзя объяснить как результат вариаций пропорций кумулус – интеркумуляс. Если принять, что в момент внедрения довыренская магма содержала оливин Fo_{85-87} , то необходимо предложить механизмы внутрикамерного образования дунитов с более железистыми ($< 85\%$ Fo) и более магнезиальными ($> 87\%$ Fo) составами. В первом случае можно принять, что в

нижней части довыренской камеры происходило переуравновешивание исходного *Ol* с захваченным расплавом, сопряженное с отжимом остаточной и относительно низкотемпературной жидкости. Возможность подобной перекристаллизации оливина в процессе посткумулясного остывания мафит-ультрамафитовых магм сомнений не вызывает. Сложнее ситуация с образованием более магнезиального оливина, который не может быть продуктом кристаллизации исходного расплава и перераспределения вкраплеников. В рамках концепции закрытой магматической камеры рассмотрим несколько альтернатив.

1) Можно предположить, что магматический материал, участвующий в заполнении столь крупного резервуара, был неоднороден по температуре и составу. Результаты моделирования динамики заполнения воронковидных камер показывают, что периферические (приконтактные) зоны интрузива представляют продукт кристаллизации относительно низкотемпературной магмы из пограничного слоя магмовода [59]. При этом напорное течение более горячей и примитивной магмы из центральной части магмовода ответственно за заполнение основного объема интрузивной камеры.

2) Повышение потенциала кислорода в кристаллизующейся системе как результат внутрикамерной ассимиляции карбонатов [50]. Данные Пушкарева с коллегами [23] показывают, что различия $\lg f_{\text{O}_2}$ при образовании неконтаминированных и контаминированных дунитов зоны А (рис. 5) составляли около двух порядков, причем неконтаминированные оливины кристаллизовались в более восстановительных условиях. Ассимиляция карбонатов привела к понижению отношения Fe^{2+}/Mg в расплаве, что вызывало увеличение магнезиальности равновесного оливина. О масштабах влияния этих изменений на состав *Ol* позволяют судить результаты расчетов с использованием ЭВМ-модели КОМАГМАТ: для исходной магмы ([53], табл. 1) в случае котектического (*Ol* + *Pl*) расплава при переходе от условий буфера QFM-1 к QFM+1 имеем возрастание от 85.7 до 86.4 мол. % Fo . Очевидно, что это эффект не является определяющим в формировании тренда составов довыренских дунитов (рис. 8).

3) Повышение магнезиальности оливина возможно при частичном плавлении первичного *Ol*-кумуляса с усадкой кристаллической фазы и отжимом новообразованного расплава. Результаты расчетов равновесного плавления для того же исходного состава [53] показывают, что независимо от редокс-условий для увеличения магнезиальности котектического *Ol* на 2 мол. % Fo необходимо расплавить (растворить в жидкости) 8–9 мас. % этого минерала. При этом фигуративная точка состава расплава “уходит” с *Ol-Pl* котектики и попадает в область пересыщения оливином при содержании 9.5 мас. %

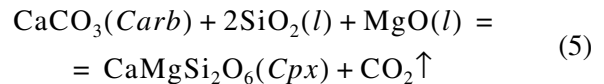
MgO в жидкости. Реализация этого эффекта возможна при выполнении двух условий.

В случае сухой системы фактором подплавления кумулатов может являться экстремум температуры, который возникает вблизи нижнего фронта затвердевания и связан с захоронением в смеси кристаллов и расплава температурного распределения, отвечающего последовательности кристаллизации магмы, см. рис. 48 в работе [60]. Применительно к крупным интрузивам этот механизм был впервые предложен М.Я. Френкелем (личное сообщение, 1977) и учитывался при разработке конвекционно-компактной модели дифференциации, которая действительно продемонстрировала образование зон частичного плавления на границах с *Ol-Pl* и *Ol-Pl-Aug* кумулатами [28]. Дополнительным (возможно определяющим) фактором плавления и последующей перекристаллизации первичных оливиновых кумулатов могло являться накопление летучих в остаточном расплаве и повышение давления CO₂, как результат сопряженной кристаллизации магмы и ассимиляции карбонатно-терригенного материала.

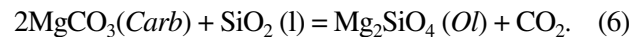
Эффекты ассимиляции карбонатов. Признаками разложения карбонатов и перехода кальция в магматический расплав является наличие в Довырене апокарбонатных магнезиальных скарнов [16, 36], высокие содержания CaO в высокомагнезиальных оливинах из горизонтов контаминированных дунитов [23, 50] и появление оливиновых пироксенитов или верлитов в верхней части зоны А [20, 21].

Йоко-Довыренский массив залегает среди черносланцевой толщ, включающей 140 м горизонт доломитов, который подходит к нижнему контакту плутона и прослеживается в виде “подвешенных” в дунитах магнезиальных скарнов (рис. 3). Результаты геологических и экспериментальных исследований показали, что шпинель-бруситовые скарны мелких апокарбонатных ксенолитов могли образоваться за счет термического разложения доломита с образованием ассоциации периклаз + кальцит + CO₂ [50, 51]. Продукты декарбонатизации смешивались с интеркумулусным расплавом, формируя диопсидовые и фассаитовые жилы в дунитах. Выделяющиеся в этом процессе CO₂-флюиды могли способствовать снижению температуры плавления *Ol*-кумулатов, повышая магнезиальность остаточного расплава и сосуществующего оливина. Из экспериментальных данных известно, что даже при небольших содержаниях воды порядка 0.1 мас. % температура равновесия *Ol* с расплавом понижается на несколько десятков градусов [61, 62]. Менее изучены эффекты CO₂, хлора и других летучих компонентов. Тем не менее влияние (водно)углекислого флюида и растворения CaO на расширение поля клинопироксена и повышения магнезиальности ферритических фаз в довыренской магме заслуживают внимания. Это подтверждают результаты экспериментальных исследований растворения карбонатов

в щелочно-базальтовых магмах [63]. По данным этих авторов при температурах 1150–1050°C в расплаве растворялось от 3 до 12 мас. % карбонатов на фоне значительной эмиссии CO₂ из системы. При этом отмечалось возрастание магнезиальности сосуществующего *CPx* и *Ol*, которое обусловлено растворением кальцитового



и магнезитового компонентов доломитов:



Если допустить, что довыренская магма содержала ~30% кристаллов оливина или 70% расплава, то при полном растворении 140 м слоя карбонатов в центральной части массива (мощность ~3 км) получаем максимальные масштабы внутрикамерной ассимиляции $100 \times 140 / (0.7 \times 3000) = 6.7\%$. В этих условиях можно ожидать появление горизонта *Ol-CPx* пород (высокомагнезиальных верлитов) порядка 200 м.

Очевидным эффектом растворения карбонатов в довыренской магме является повышение содержания кальция в оливине [50]. На рис. 9а показаны вариации состава оливина из контаминированных и неконтаминированных дунитов по данным [64]. Этот график демонстрирует отчетливый тренд обогащения кальцием и возрастания магнезиальности *Ol*, причем в оливинах состава Fo_{88-90} содержание CaO достигает 1 мас. %. Важным результатом проведенного анализа является установление сопряженных вариаций состава сосуществующей шпинели в ультрамафитах и линзах хромититов (рис. 9б). Рост магнезиальности и известковости *Ol* сопровождается снижением содержания Cr₂O₃ и увеличением глиноземистости шпинели. По-видимому, этот эффект можно рассматривать в качестве еще одного важного показателя степени контаминированности исходной магмы карбонатным материалом. В контексте проблемы оценки параметров исходной довыренской магмы (табл. 1) отметим узкий диапазон составов оливина из неконтаминированных дунитов, отвечающий Fo_{85-87} (рис. 9а). Это указывает, что рассмотренный на диаграмме FeO–MgO “дунитовый тренд” по существу представляет вариации составов контаминированных дунитов.

К признакам ассимиляции карбонатов, по-видимому, можно отнести “утяжеленный” по кислороду изотопный состав оливина $+8.1 \leq \delta^{18}\text{O} \leq 9.2\%$ [21, 65]. Для интеркумулусного плагиоклаза дунитов и кумулусного *Pl* габброноритов были получены значения $+8.6 \leq \delta^{18}\text{O} \leq 9.4\%$. В то же время результаты изучения *Ol*, *CPx* и флогопита из эндоконтактных пород Йоко-Довыренского массива позволили установить более устойчивые характеристики $+5.9 \leq \delta^{18}\text{O} \leq 6.4\%$ близкие мантийным [32, 66]. Эти значения попадают в интервал изотопных составов,

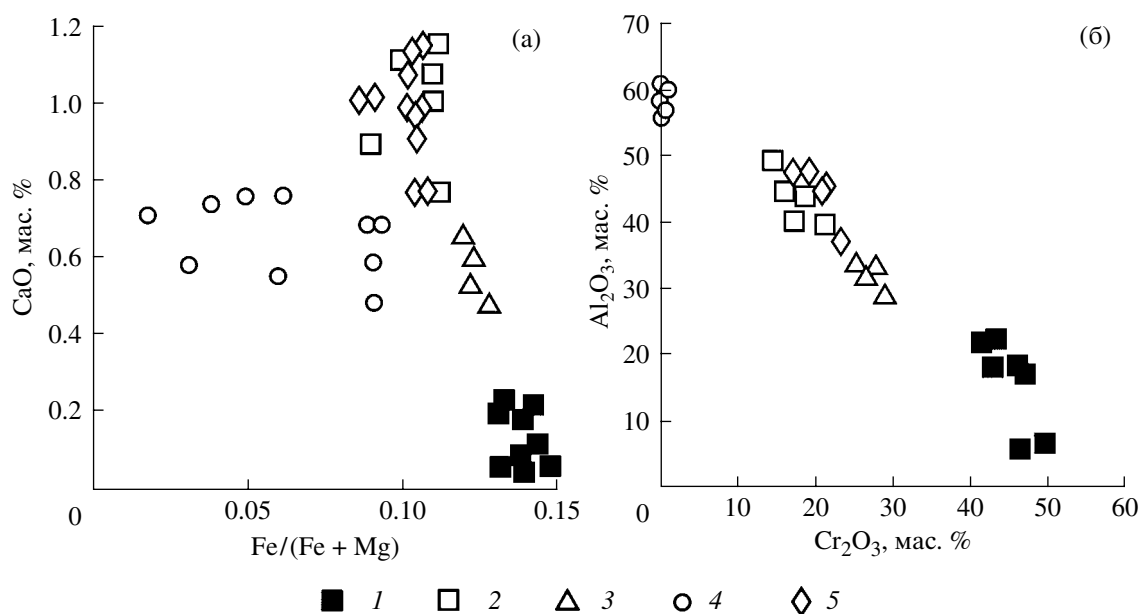


Рис. 9. Вариации состава оливинов (а) и хромшпинелидов (б) в ультрамафитах и магнезиальных скарнах Йоко-Довыренского массива [64]

Составы пород: 1 – неконтаминированные дуниты, 2 – контаминированные дуниты, 3 – реакционные верлиты, 4 – магнезиальные скарны, 5 – хромититы.

установленных для континентальных мафитов и ультрамафитов, многие из которых (в отличие от типичных MORB, в среднем $\delta^{18}\text{O} = 5.7\text{‰}$) демонстрируют утяжеление кислорода до значений $\delta^{18}\text{O} = 6\text{--}8\text{‰}$ и выше. О возможности утяжеления изотопного состава кислорода при ассимиляции мафитовыми магмами карбонатов свидетельствуют результаты исследований интрузивного комплекса Джинчуань в северном Китае [67]. По данным этих авторов наблюдается отчетливая корреляция между отношениями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\delta^{18}\text{O}$ в ультрамафитах внутренних частей массива ($\delta^{18}\text{O} \sim 5\text{--}6\text{‰}$), плагиоперидотитах и плагиодунитах эндоконтакта ($\delta^{18}\text{O} \sim 10\text{--}11$) и мраморов на контакте интрузива ($\delta^{18}\text{O} \sim 16\text{--}19\text{‰}$). Разница с Довыреном в том, что изотопный обмен был ограничен здесь эндоконтактной зоной.

Особый интерес представляет влияние ассимиляции карбонатов на условия насыщения расплавов серой и возможность выделения сульфидов в зонах декарбонатизации [68]. Непосредственное свидетельство этих процессов – появление ореола сульфидной вкрапленности вокруг апокарбонатных скарнов Йоко-Довыренского массива, напр. [21, 69]. Можно допустить, что освобождающаяся при декарбонатизации углекислота влияла на редокс-равновесия магмы вблизи ксенолитов. Это приводило к окислению части двухвалентного железа до Fe^{3+} и понижению содержания FeO в расплаве. При этом следует ожидать понижения растворимости серы и выделения сульфидной фазы из расплава, напр. [70, 71]. Этот механизм обсуждался применительно к условиям

формирования вкрапленных руд месторождения Джинчуань [67].

Таким образом, исследования взаимодействия довыренской магмы с карбонатными ксенолитами могут пролить свет не только на механизм внедрения довыренской магмы, но также детали формирования расслоенности массива, которые не вписываются в схему простого кристаллизационного фракционирования [24, 25] и процессы внутрикамерного сульфидообразования.

Значение ассимиляции терригенных пород. Вмещающие pluton алевролиты итыкитской свиты были подвергнуты интенсивному контактовому метаморфизму. Ореол термического воздействия на нижнем экзоконтакте колеблется в пределах 100–200 м в ЮВ окончании массива и достигает 400 м в СЗ крыле [16, 20]. В результате образовалась последовательность роговиков преимущественно амфибол-роговиковой фации, которая сменяется пироксеновыми роговиками вблизи непосредственного контакта массива. В этом же направлении уменьшается содержание SiO_2 в роговиках – примерно от 67 до 60 мас. % [21]. В плагиоперидотитах массива и сопутствующих силлах широко распространены минералы, не характерных для нижней части расслоенной серии – флогопит и бронзит (крупные ойкокристаллы *Orx* служат надежным картировочным признаком, отличающим *Pl*-лерцолиты от плагиодунитов). Это рассматривается как свидетельство активного взаимодействия исходной магмы и алевролитов. Наблюдающиеся вариации содержания SiO_2 и K_2O в плагиоперидоти-

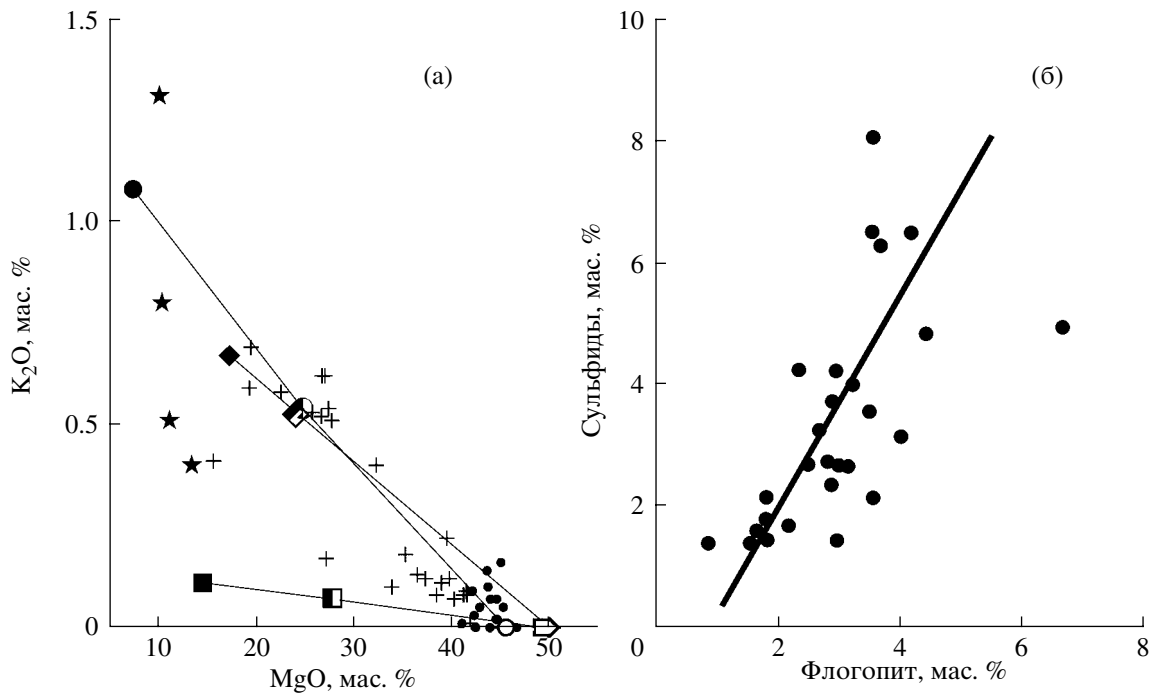


Рис. 10. Тренды содержаний K_2O и MgO в породах НПЗ (а) и корреляции содержаний флогопита и сульфидов в плагиоперидотитах (б) по данным [72]

Условные обозначения см. рис. 8.

тах (рис. 6, 8, 10) подчеркивают миграцию этих компонентов из терригенных осадков в частично закристаллизованные породы основания интрузива [21]. Однако этот вывод вступает в противоречие с плагиоперидотитовой природой довыренской магмы, предполагающей соответствие или близость средневзвешенного состава интрузива среднему составу *Pl*-лерцолитов (см. выше). Решение дилеммы предложено в рамках гипотезы об избирательной (селективной) миграции воды и щелочей из вмещающих осадков без существенной “валовой ассимиляции” [21]. С учетом представленных выше петрологических данных эти соображения нуждаются в корректировке.

Широкая распространенность флогопита (\pm паргасит) в плагиоклазовых лерцолитах позволяет предполагать возможность поступления воды в нижнюю часть Довыренской камеры, которая должна была выделяться в процессе метаморфического преобразования вмещающих алевролитов в роговики [20, 21]. При этом отмечалась корреляция содержаний флогопита и сульфидов в породах НПЗ и придонных плагиоперидотитовых силлов (рис. 10б). Подобные соотношения могут указывать на взаимосвязь процессов выделения и сегрегации сульфидов с масштабами гидротасоматического преобразования *Pl*-перидотитов или частично закристаллизованной исходной магмы в придонной части камеры. Это один из ключевых вопросов, касающихся относительной роли докамерного и внут-

рикамерного сульфидно-никелевого рудообразования при эволюции довыренской магмы и формировании Йоко-Довыренского массива.

Вопрос о докамерной контаминации исходной магмы Йоко-Довыренского интрузива обсуждается с ранних этапов изотопно-геохимических исследований, когда были установлены аномальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах массива – в среднем 0.712 [30, 33]. Определенные сигналы нижнекоревой контаминации были установлены в результате изучения *Sr-Nd* систематики и изотопного состава свинца [33]. По этим данным отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах меняется в пределах 0.7101–0.7135 (для изохроны 673 млн. лет) при вариациях $-16.3 \leq \epsilon_{Nd} \leq -14.1$. Это намного ниже параметров обедненной мантии. Отношения $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.477–15.501) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (37.17–37.59) оказались близки предполагаемому составу архейско-позднепротерозойской верхней континентальной коры. По мнению Амелина с коллегами [33] эти соотношения можно рассматривать не только как свидетельство контаминации исходных мантийных магм коровым материалом. Авторы указывают на возможность существования в позднем протерозое под Сибирским кратоном обогащенной мантии, в формировании которой принимал участие материал древней субдуцированной океанической литосферы.

Недавно были получены первые результаты изучения минерального и химического состава кристаллических и расплавных включений в кумулюсном

оливин и плагиоклазе из ультрамафитов Йоко-Довыренского массива [31]. Обилие гаплогранитных стекловатых включений и полифазовых минеральных включений можно объяснить широким развитием процессов реакционного взаимодействия исходных магм с коровым материалом и смешения продуктов гибридизации на разных уровнях в магматической системе (включая низы континентальной коры), как результат внедрения новых порций родоначальных расплавов из глубины [73]. Эти соотношения вписываются в концепцию, согласно которой примитивные магмы, поступающие из мантии, недосыщены сульфидами, но в результате коровой контаминации снижают растворимость серы, вызывая и поддерживая силикатно-сульфидную несмешимость [1, 74]. Подобные процессы могли играть определяющую роль в насыщении исходной довыренской магмы сульфидной фазой, которая впоследствии явилась источником вкрапленных и массивных руд Байкальского месторождения [26]. Ранее насыщение Довыренской магмы сульфидом согласуется с наблюдениями сульфидных включений в примитивном оливине из плагиоперидотитов и дунитов [21]. Вместе с тем, рекристаллизация расплавных включений с образованием *Орх*-амфиболовых агрегатов и кислых остаточных стекол внутри включений может являться также результатом переуравновешивания первичных включений с оливином хозяином при охлаждении после захвата [75].

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ

Йоко-Довыренский массив и малые тела плагиоклазовых перидотитов в ЮВ крыле Сыннырской рифтогенной структуры вмещают месторождения и рудопроявления магматических сульфидных Cu-Ni руд и несут признаки благороднометалльной минерализации.

Сульфидные медно-никелевые руды были открыты в Довыренском интрузиве М.М. Тетяевым в 1914 г. во время маршрутных исследований Прибайкалья. Геолого-разведочные работы по оценке промышленной значимости этих рудопроявлений проводились в начале 60-х годов прошлого столетия Бурятским ГУ Мингео СССР, по результатам которых Байкальское месторождение было отнесено к разряду забалансовых по запасам (150000 т) и низкому качеству руд. Поиски, выполнявшиеся в районе, привели к открытию в ЮВ крыле Сыннырской структуры Холоднинского колчеданно-медно-цинкового месторождения и Авкитского сульфидного Cu-Ni проявления в рудном поле этого месторождения.

На Байкальском месторождении и на Авкитском рудопроявлении сульфидная минерализация связана с телами плагиоклазовых перидотитов. В Йоко-Довыренском массиве ими сложена приподошвенная зона и примыкающие к ней под острым углом силлы

плагиоклазовых лерцолитов. Эти силлы могут представлять фрагменты магмаподводящих каналов, питавших интрузивную камеру снизу. Сульфидные руды промышленного типа выявлены на северо-восточном окончании массива в плагиоперидотитах подошвы. Здесь в районе ручья Школьный (уч. Озерный) по скважинам и на поверхности прослежена жила массивных и брекчевидных сульфидных руд протяженностью 650 м при мощности около 1 м [21]. Эти руды содержат до 2.1 мас. % Ni, 0.64% Cu, 0.14% CoO, 0.2 г/т Pt, 0.68 Pd, 0.02 Rh, 0.14 Au, 10.7 Ag. Массивные руды окружены ореолом сульфидной вкрапленности и приурочены к разрывным нарушениям, часто секущим плагиоперидотиты. Тела вкрапленных руд также характерны для средней и юго-западной частей приподошвенной зоны и прослеживаются по простиранию на 200–1400 м при ширине выхода на поверхность от 2 до 25 метров. Эти руды беднее – 0.5 мас. % Ni, 0.28% Cu, 0.03% CoO, 0.26 г/т Pt, 0.9 Pd, 0.01 Rh, 0.06 Au, 16.3 Ag.

Массивные руды на 40–95% сложены гексагональным пирротином с примесью троилита, пентландитом (7–25%) и халькопиритом (0.1–6%). Второстепенные минералы – кубанит, ильменит, магнетит, пирит, редкие – маккинавит, титаномагнетит, сфалерит, молибденит. Вкрапленные руды отличаются от массивных и брекчевидных руд присутствием магнетита в качестве главного минерала, хромшпинели и сфалерита среди второстепенных и борнита среди редких минералов [21, 76].

Благороднометалльная минерализация “мало-сульфидного” типа была обнаружена в начале 90-х годов в средней части Довыренского массива вблизи границы троктолитов и ритмически расслоенной серии оливиновых габбро [77, 78]. Она приурочена к горизонту такситовых габбро, включающих жилы габбро-пегматитов, а также шпиро- и линзообразные обособления анортозитов. Мощность анортозитовых тел – от нескольких см до 5 м, протяженность редко превышает 40 м. Они ориентированы согласно расслоенности и слагают серию кулис внутри такситового горизонта мощностью около 300 м, который прослежен маршрутными пересечениями на 19 км, а по взаимоотношениям с рельефом местности около 1 км в глубину [79]. Тела анортозитов содержат убогую (около 5%) сульфидную вкрапленность, представленную пирротином, пентландитом, кубанитом, халькопиритом, хизлевудитом, годлевскитом, талнахитом и борнитом, с которой ассоциирует благороднометалльная минерализация. Суммарное содержание ЭПГ, установленное в анортозитах такситового горизонта, достигает примерно 10 г/т, в т.ч. Pt 1.33, Pd 4.91, Rh 0.06, Os 0.008, Ir 0.13, Ru 0.009, Au 3.24 г/т [80]. Практически для всех проб наблюдается преобладание Pt над Pd. Минералы благородных металлов, найденные в анортозитах платиноносного горизонта, представлены главным образом интерметаллидами – тетраферро-

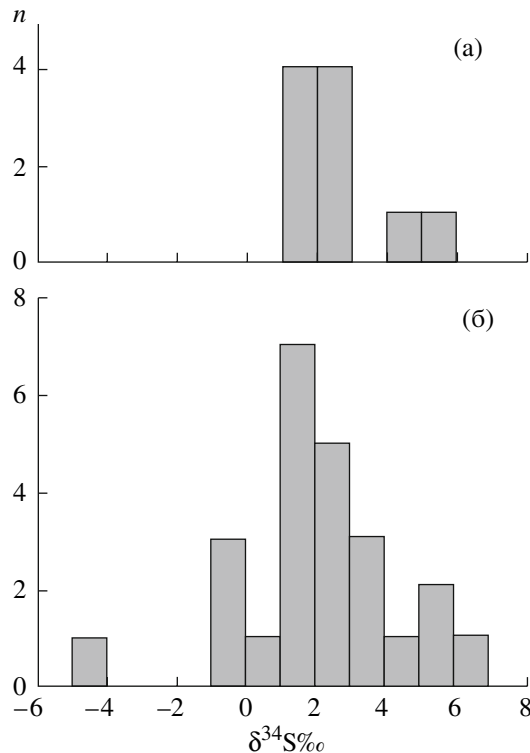


Рис. 11. Изотопный состав серы в Cu-Ni сульфидных рудах (а) и малосульфидных платиноносных горизонтах (б) Йоко-Довыренского массива, по данным [82]

платиной, туламинитом, рустенбургитом, мончейтом и звягинцевитом [76, 81]. Это свидетельствует о низкой летучести сульфидной серы (f_{S_2}) в момент образования этого типа минерализации.

В настоящее время имеется несколько определенных изотопного состава серы в сульфидных рудах и более представительный массив данных для малосульфидных горизонтов Йоко-Довыренского массива (рис. 11). Эти данные показывают, что средние изотопные характеристики массивных Cu-Ni руд и сульфидов платиноносного горизонта близки, указывая на ювенильный источник серы обоих типов рудной минерализации массива. Более широкие вариации $\delta^{34}\text{S}$ в породах ЭПГ горизонта (рис. 11) могут найти объяснение как результат миграции флюидов, выносящих SO_2 на заключительных стадиях затвердевания остаточного расплава [82]. Однако подобные выводы нуждаются в подкреплении результатами систематических исследований изотопного состава серы в сульфидах вкрест вертикального разреза и по простиранию интрузива. Можно также отметить необходимость изучения сульфидных фаз из ореола габбродиабазовых даек и предположительного комагматических сыннырских вулканитов.

Перспективы рудоносности Довырена. Оценка продуктивности мафит-ультрамафитовых интрузивов на сульфидное оруденение базируется на ис-

пользовании совокупности эмпирических и теоретических критериев. Первые установлены в процессе многолетней практики геолого-разведочных и эксплуатационных работ на месторождениях и включают: (1) принадлежность магматического комплекса к продуктивной на Cu-Ni-сульфидное оруденение металлогенической эпохе и металлогенической провинции; (2) благоприятную геодинамическую обстановку и (3) соответствующий формационный тип расслоенных массивов.

Хорошо известно, что в истории эволюции Земли существовали временные периоды, когда процессы образования того или иного полезного ископаемого протекали весьма продуктивно. Для сульфидного медно-никелевого рудообразования наиболее благоприятными являются докембрийское и мезозойское время. В докембрийское время сформировались подавляющая масса известных месторождений мирового класса в течение трех металлогенических эпох: архейской, ранне- и позднепротерозойской [83]. В архейскую эпоху образовались магматические месторождения, связанные главным образом с коматиитовым вулканизмом (например, Камбалда в Австралии), в раннепротерозойскую – с расслоенными мафит-ультрамафитовыми массивами, производными бонинитоподобных магм (интрузивы Печенга-Варзугского и Ветренного пояса в России). К позднепротерозойской эпохе принадлежит рассматриваемый Сыннырско-Довыренский комплекс, а также ряд широко известных крупных месторождений США и Канады (Дулут, Маскок, Войсис Бэй) и Северного Китая (Джинчуань). По новым данным [84] месторождение Джинчуань наиболее близко по времени формирования к довыренскому интрузивному комплексу (825 и 740 млн. лет, соответственно).

Недавние палинспастические реконструкции китайских геологов [85] показывают, что Северо-Китайская и Сибирская платформы в позднем рифее (800–750 млн. лет назад) соседствовали друг с другом на восточной окраине палеоконтинента Родинии и находились в зоне влияния субэкваториального суперплюма. Влиянием этого суперплюма, видимо, объясняют распад Родинии в рифее и проявление ультрамафитового магматизма в крайних частях обеих платформ. Эта геодинамическая обстановка, предполагающая рифтогенез и сопутствующий основной магматизм, благоприятна для проявления значительного по масштабам сульфидного оруденения [1, 2]. Приуроченность Йоко-Довыренского массива и Авкитского интрузива к крыльям Сыннырской рифтогенной структуры и сходство петрогеохимических особенностей диабазовых силлов в Довыренском плутоне с сыннырскими вулканитами (рис. 2) могут указывать на генетическую связь этих интрузивных тел с формированием позднерифейского рифта в окраинной части Восточно-Сибирского кратона.

Таблица 2. Сравнение геологических характеристик и петролого-геохимических параметров Байкальского месторождения и месторождения Джинчуань

Характеристики месторождений	Байкальское (Йоко-Довыренский массив)	Джинчуань
<i>Геолого-тектоническая позиция</i>		
Геологическое положение	Рифт континентальной окраины	
Возраст	PR ₂ (R ₃ , ~740 млн. лет)	PR ₂ (R ₃ , 825 млн. лет)
Формационный тип (первичная форма)	Дунит-троктолит-габбро-норитовый расслоенный массив (субпластовое тело)	Ультрамафитовые массивы (возможно силл)
Признаки ассимиляции карбонатов	Апокарбонатные магнезиальные скарны	Апокарбонатные магнезиальные скарны
<i>Петрологические параметры</i>		
Преобладающие породы массивов	Pl-перидотиты, дуниты, троктолиты и габбро-нориты	Лерцолиты (70–80%), дуниты и Ol-пироксениты – все Ol-Chr кумулаты
Условия внедрения исходной магмы	P = 0.5–1 кбар, ~WM буфер, T = 1200–1250°C	P = 2–3 кбар, температура затвердевания 900–1050°C
MgO в расплаве (мас. %)	7.5–10 %	~12%
Fe в оливине (мол. %)	85–87	85.5
<i>Изотопно-геохимические особенности</i>		
La/Lu (в интрузиве)	4.5–9.3	4–10
δ ¹⁸ O	5.9–6.4	5–6
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.712 (среднее)	0.7091–0.7169
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.511464–0.511744	0.511772–0.511942
ε _{Nd}	от –16.3 до –14.1	от –8.9 до –12.0
<i>Металлогенические характеристики и сульфиды</i>		
Ni/Cu (вкрапленные руды)	1.8	1.5–1.7
Сумма ЭПГ + Au	≤1.5 ppm	≤1.8 ppm
δ ³⁴ S в рудах	от + 1.1 до + 5.6	от –2 до +5
Включения сульфидов	В оливине и хромите	В оливине и хромите

Примечания. Данные по месторождению Джинчуань из работ [1, 58, 67, 84, 88–90] и обзора [91].

Петрологические и металлогенические аналоги Байкальского месторождения и Джинчуань. Формирование месторождения Джинчуань, расположенного в северной части Центрального Китая, также связывают с позднерифейским рифтингом [84, 86], который привел к открытию океанического бассейна (Палеоазиатского океана по [87]) при распаде палеоконтинента Родиния. Близость времени образования и геотектонической позиции никеленосных комплексов Довырена и Джинчуаня подчеркивается их петролого-геохимическим и металлогеническим сходством (табл. 2). В ней сведены главные характеристики этих месторождений, которые (несмотря на многократные различия запасов сульфидно-никелевого сырья) оказываются близки или перекрываются по большинству показателей. При сравнении геолого-тектонических характеристик следует учесть, что недавно была пересмотрена общеизвестная схема геологической позиции Джинчуаня, согласно которой главные интрузивы этого комплекса представляли субвертикальные тела мафит-ультрамафитового состава с

признаками горизонтальной расслоенности в восточном блоке [58, 86]. Авторы работ [67, 88] привели геологические аргументы, свидетельствующие, что в первичном залегании интрузивы комплекса Джинчуань (подобно Довырену) представляли единое субпластовое тело, которое позднее испытало вращательные тектонические деформации и метаморфизм в зеленосланцевой фации.

Важной петрологической особенностью исходных магм Довырена и Джинчуаня является их гетерогенный характер, обогащенность вкрапленниками оливина. Подобно данным, полученным в [22] для Довыренского плутона, авторы работы [58] указывают, что в случае джинчуановской магмы этот интрателлурический *Ol* также содержал ~85 мол. % *Fe*, хотя кристаллизовался из более магнезиального расплава с содержанием около 12 мас. % MgO (табл. 2). В пользу базитового, а не пикрит-коматиитового состава исходного расплава в обоих интрузивных комплексах свидетельствуют пониженные отношения никеля к меди во вкрапленных сульфидных рудах – Ni/Cu = 1.8 для Довырена [21] и

1.5–1.76 для Джинчуаня [86]. Подобные значения являются типоморфным признаком выделения сульфидов из жидкости базальтового или габброноритового состава [1]. На это указывает также средневзвешенное отношение $Ni/Cu = 0.92$, рассчитанное по представительному разрезу Йоко-Довыренского массива, включающему 113 составов пород [92].

К отмеченным аналогиям можно добавить подобие изотопно-геохимических сигналов в породах Довырена и Джинчуаня (см. изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ϵ_{Nd} в табл. 2), указывающих на эффекты нижнекоровой контаминации [26, 31, 67] и/или аномально обогащенную рифейскую мантию, являющуюся источником исходных магм [33, 84]. Возможность ассимиляции гранитоидного материала в нижней коре позволяет допускать относительно раннее докамерное насыщение серой в дифференциатах исходных расплавов. Это подтверждает присутствие сульфидных включений в примитивном оливине и хромите. При этом для обоих интрузивных комплексов остается открытым вопрос о масштабах ассимиляции карбонатов в процессе заполнения магматических камер и влияния этих процессов на растворимость серы в расплавах, возможность дополнительного внутрикамерного выделения сульфидных фаз [50, 67].

Геолого-петрологические данные о довыренском интрузивном комплексе, металлогенические и геохимические аналогии с породами Джинчуаня как одного из крупнейших сульфидно-никелевых месторождений позволяют сделать положительный прогноз перспектив Довырена в отношении Cu-Ni-благороднометального оруденения промышленного типа. Анализ имеющихся геолого-геофизических данных показывает, что Довыренская рудная зона и сам массив изучены недостаточно [93]. Открытая в 60-х годах зона медно-никелевого оруденения протяженностью около 20 км исследована фрагментарно – на нескольких рудопроявлениях с поверхности и на глубину 200–750 м по редкой сети скважин. Данные метода глубинного заряда и гравиметрии в сочетании с результатами ВЭЗ-ВП позволяют прогнозировать наличие в глубинных ультрамафитах Йоко-Довыренского массива богатых сульфидных руд [93]. Прирост запасов можно ожидать за счет доизучения флангов и глубоких горизонтов Байкальского месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный в работе обзор петролого-геохимических исследований Йоко-Довыренского массива подчеркивает важную связь генетической интерпретации его строения и металлогенических аспектов, связанных с анализом природы сульфидно-никелевой минерализации и оценки перспектив рудоносности.

Ключевой вопрос – оценки температуры и состава исходного расплава, валового и фазового состава родительской магмы. Результаты, полученные с использованием ЭВМ-модели КОМАГМАТ при решении обратной [22] и прямой [28, 29] задачи моделирования интрузивных объектов, показывают, что довыренская магма поступила в камеру со значительным количеством интрателлурического *Ol* (20–50%), содержание *Fo* в котором составляло 85–91 мол. %. (табл. 1). Эти характеристики предполагают широкие вариации температуры (1185–1400°C) и содержания MgO в исходном расплаве (~7.5%–17 мас. %). Подобный разброс приводит к значительной неопределенности оценок сульфидонасыщенности довыренской магмы. Результаты экспериментальных исследований показывают, что температура, состав и степень восстановленности магматических расплавов, определяют растворимость серы и условия появления и/или растворения сульфидной фазы (70, 71, 94–100). Если принять литостатическое давление в довыренской камере около 1 кбар и редокс-условия, отвечающие буферу вюстит-магнетит (WM), то в случае габброноритового расплава при температуре около 1200°C [22] имеем растворимость *S* ~0.10–0.11 мас. %; пикрит-коматиитовые расплавы при 1350–1400°C [28, 29] могут содержать 0.19–0.25 мас. % серы⁴. Это не позволяет получить однозначный ответ о степени недосыщения или пересыщения довыренской магмы сульфидом.

Среднее содержание серы в плагиоперидотитах массива составляет 0.12 ± 0.06 мас. % [21]. Если принять минимальную оценку 0.06 мас. % *S* (полагая минимальное количество сульфидов в этих породах) и допустить ~40% интрателлурических вкрапленников *Ol* в плагиоперидотитовой магме, получаем оценку содержания серы в жидкости 0.10 мас. %. Сопоставление полученных выше оценок растворимости и этой “реальной” концентрации серы в расплаве приводит к принципиально различным выводам: в случае относительно низкотемпературного габброноритового расплава есть основания допускать сульфидонасыщенность исходного магматического материала, для пикрито-коматиитовых систем – значительное недосыщение. Отсюда следуют различия генетических схем и масштабов сульфидообразования в камере. Первый случай подразумевает доминирование сегрегации первично магматических сульфидов (возможно с добавлением некоторого количества “внутрикамерной” сульфидной фазы), второй указывает на механизм *in-situ* формирования и аккумуляции сульфидов, исключительно в результате ассимиляции исходной магмой вмещающих пород. Решение этой дилеммы возможно на основе комплексного подхода, сочетающего результаты прецезионных геохимических исследований пород, минералов и включений и ме-

⁴ Расчеты по модели растворимости серы [101].

тодов моделирования фазовых равновесий кристаллизующихся магм с учетом выделения сульфидной фазы [12, 101].

Конкретизацию параметров исходной магмы можно провести на основе выделения и интерпретации “аномальных” петрохимических трендов в пределах нижней приконтактной [37] или реверсивной [38] зоны плутона (рис. 4). Модели, учитывающие эффекты аккумуляции кристаллов на нижнем фронте затвердевания (рис. 6) и компакссии кумулуса (рис. 7), указывают на неизбежность формирования подобных трендов увеличения содержания кумулусного оливина и MgO в породах снизу вверх от нижнего эндоконтакта. Эти тренды отвечают линиям смешения интрателлурического *Ol* и исходной магматической жидкости, поэтому накладывают жесткие ограничения на составы исходного оливина и расплава как краевых компонентов (рис. 8). Графические реконструкции при помощи линий оливинового контроля в сочетании с данными о составах минералов из неконтаминированных дунитов (рис. 9) показывают, что исходная магма Йоко-Довыренского плутона поступила в камеру с оливином, содержание *Fo* в котором не превышало 87 мол. %. Эти оценки позволяют сузить диапазон возможных температур исходной магмы до 1200–1250°C, а степени ее раскристаллизации в момент внедрения до 35–50% – информация, необходимая для расчета эффективной вязкости и плотности исходной суспензии. Точное знание реологических свойств магматической системы необходимо для построения моделей сепарации и концентрирования сульфидных глобул в магмоводе и магматической камере [102, 103].

Закрывающаяся камера или проточная система? Оценки температуры и состава исходного расплава по методу геохимической термометрии приконтактных пород безотносительны к механизму внедрения, последовательности заполнения магмой камеры и ее последующей дифференциации [12]. Оценки фазового состава исходной магмы, включая пропорцию вкрапленников оливина, основаны на данных о распределении петрогенных элементов по разрезам и средневзвешенном составе интрузивов [13]. Этот второй подход подразумевает одноактность процесса внедрения магмы и закрытость камеры, которая выражается в отсутствии дополнительных инъекций и магмовыводящих каналов. Допущение о постоянстве валового состава внедрившегося материала лежит в основе противоречия, с которым мы столкнулись при проведении термодинамических расчетов применительно к Йоко-Довыренскому массиву [22]. Данные термометрии примитивных пород указывали на габброноритовый состав исходного расплава, тогда как расчеты для высокомагнезиального среднего состава массива при температурах $\leq 1200^\circ\text{C}$ приводили к высокому содержанию интрателлурической фазы (75–80%) и крайне низкому количеству комплементарной магматической жид-

кости (20–25%). Это противоречие можно разрешить при рассмотрении магматической камеры как открытой проточной системы, через которую на начальном этапе прошло значительно большее количество базитовой магмы, чем можно допустить на основании объема габброидов, габброноритов и норитов в верхней части Йоко-Довыренского массива. В этом случае формирование толщи дунитов можно связать с историей остывания оливиновых кумулов, представляющих продукт отсадки избыточного субконтектического оливина ($Ol \pm Pl$) из магм, протекавших через камеру и отвечавших по составу оливиновому габбронориту. Подобный взгляд позволяет трактовать довыренскую камеру как промежуточную магмовыводящую систему, из которой ушла значительная часть исходных расплавов и (возможно) их дифференциатов. Косвенным свидетельством в пользу реалистичности этой концепции является широкая распространенность габброноритовых силлов и даек в окружении Довыренского массива и резкое преобладание андезитобазальтов и андезитов в составе (предположительно комагматических) сыннырских вулканитов. Представление довыренской камеры как временного магмовода позволяет найти объяснение незначительным вариациям состава породообразующих минералов в неконтаминированных породах нижней половины разреза на фоне контрастной модальной расслоенности массива (рис. 5). Для “воспроизведения” этих особенностей при помощи конвекционно-кумуляционной модели Болиховской с коллегами пришлось допустить свободную конвекцию и переуравновешивание минералов в сильно закристаллизованных суспензиях [29]. При этом в модельных телах фактически реализовался механизм не фракционной, а близкой к равновесной кристаллизации для остаточных систем с большим количеством взвешенных кристаллов *Ol*. Модель промежуточной магматической камеры выглядит предпочтительнее с физической точки зрения, поскольку не требует длительного существования гидродинамически неустойчивых взвесей. Подобная трактовка предполагает, что “закрытие” довыренской камеры произошло после прокачки значительного объема габброноритовой магмы и отсадки в камеру определенного количества оливина. Процессы дифференциации по конвекционно-кумуляционному механизму с формированием отчетливой скрытой расслоенности скорее затронули верхнюю половину магматического резервуара. Эта альтернатива формированию Йоко-Довыренского массива как изначально “слепого” интрузивного тела заслуживает детального петрологического анализа.

Другая важная проблема Довырена – появление в разрезе значительного объема дунитов, сложенных высокомагнезиальным *Ol* с содержанием 87–92 мол. % *Fo*, т.е. выше, чем в исходной плагио-перидотитовой магме [22, 33, 55]. Авторы настоящего обзора приходят к выводу, что это является

следствием подплавления и компактизации первичных *Ol*-кумулятов в результате процессов инфильтрации обогащенного летучими интеркумуляусного расплава. Главным источником летучих компонентов, по-видимому, являлся материал карбонатных ксенолитов, термическое разложение которых приводило к повышению давления углекислоты и переходу кальцит-магнезитовых компонентов в расплав. Это доказывается: (1) наличием апокарбонатных магнезиальных скарнов [16, 36], (2) высокими содержаниями СаО в оливинах из контаминированных дунитов [23, 50], (3) появлением *Ol*-пироксенитов и верлитов в верхней части дунитовой зоны [20, 21], (4) корреляциями состава *Ol* и *Chr* в контаминированных и неконтаминированных дунитах [64], (5) широкими вариациями изотопного состава кислорода в *Ol* и *Pl* из пород расчлененной серии [32, 65, 66], (6) экспериментальными данными о растворении карбонатов в щелочно-базальтовых расплавах [63] и (7) аналогиями изотопно-геохимических характеристик с породами ультрамафитового комплекса Джинчуань [67].

Аномально высокие отношения изотопов Sr и Nd и изотопный состав свинца в породах Йоко-Довыренского массива [30, 33, 35] могут свидетельствовать о гибридной природе довыренской магмы, представляющей продукт взаимодействия первичных мантийных расплавов с гранулитовым слоем в основании нижней коры. Косвенным указанием на проявление этих процессов является обилие кислых расплавных и полифазовых кристаллических включений в оливинах дунитовой зоны [31]. Эта гипотеза выглядит привлекательно в свете концепции “фельзитизации” [1, 74], как главной причины насыщения довыренской магмы сульфидной фазой. Вместе с тем, в качестве альтернативы остается гипотеза плавления аномально обогащенной мантии, существовавшей под Сибирским кратоном в позднем протерозое [33].

Геолого-петрологическая модель формирования Сыннырско-Довыренского комплекса. Мы полагаем, что представленные выше результаты являются основой для построения генетической схемы, связывающей формирование вулканических пород Сыннырского рифта, довыренского интрузивного комплекса и Байкальского Cu-Ni-PGE месторождения (рис. 1). Эта схема предполагает формирование пикрит-коматиитовых первичных расплавов в верхней (вероятно обогащенной) мантии и их контаминацию в основании континентальной коры с образованием суспензии менее магнезиального сульфидонасыщенного расплава и кристаллов *Ol* ($\sim Fo_{87-88}$). Дифференциация по мере подъема и реакционные взаимодействия с вмещающими породами в пределах второго структурного этажа отложений Сыннырской впадины привели к формированию силлов плагиоклазовых лерцолитов (*Ol*:расплав $\sim 1 : 1$) и даек комагматичных диабазов (*Ol* \ll расплава), кристаллизовавшихся из смеси габброноритового расплава и оливина ($\sim Fo_{85-87}$) при температурах

1200–1250°C. При этом Йоко-Довыренский плутон можно рассматривать как продукт кристаллизации плагиоперидотитовой магмы (*Ol* + габброноритовый расплав) в крупной камере, являвшейся на начальном этапе промежуточной для сыннырских вулкаников. Кульминацией этих процессов явился субаэральный вулканизм контрастного типа (иняптукская свита), несущий признаки контаминации родительских магм материалом континентальной литосферы (микроксенолиты гранатовых гнейсов в кислых лавах), который сменился на подводные излияния андезитобазальтовых лав (сыннырская свита). Верхнекоровые процессы ассимиляции вмещающих терригенно-карбонатных пород способствовали дополнительному снижению растворимости серы в довыренской магме, выделению и аккумуляции мелкодисперсной сульфидной фазы в приустье части магмоподводящей системы (предположительно СВ окончание массива), плагиоперидотитах нижней зоны и на ЮЗ фланге интрузива. Возможно, что эта ситуация напоминает картину формирования сульфидных отложений месторождения Voisey’s Bay на Лабрадоре, где главные проявления Cu-Ni сульфидных руд связаны с участками расширения подводных каналов при поступлении магмы из промежуточной нижней в верхнюю камеру [7, 9, 104]. Эрозионные процессы и последующие тектонические деформации не вскрыли главные рудные залежи Йоко-Довыренского массива; на поверхности оказались отдельные линзы массивных руд и участки вкрапленного оруденения краевой зоны.

Представленный выше вывод не является строгим прогнозом на промышленное оруденение, поскольку не включает оценок запасов минерального сырья. Фактически это констатация, что строение плутона и составы его пород и редких рудных залежей обладают набором петрогеохимических и минералогических характеристик, которые входят в число известных генетических признаков сульфидно-никелевых месторождений [1]. К новым критериям можно отнести оценки растворимости сульфидной серы в исходных расплавах [101] и использование этой информации для характеристики возможных объемов сульфидных руд в не вскрытой части массива. Действительно, если среднее содержание серы в изученных плагиоклазовых лерцолитах (0.12 мас. %) не ниже, чем в глубинных перидотитах, и при этом имеется реалистичная оценка растворимости S в исходном габброноритовом расплаве (~ 0.10 мас. %), то можно рассчитать минимальное количество сульфидов, которые могли сегрегироваться из взвешенной в магме сульфидной фазы. Для этого вновь используем допущение $\sim 40\%$ кристаллов *Ol* (+сульфид) в плагиоперидотитовом материале. Тогда из условия баланса серы $0.12 = 37f_s + 0.6 \times 0.10$, получаем $f_s = (0.12 - 0.6 \times 0.10) / 37 \sim 0.0016$, где f_s – средняя весовая доля рассеянной в исходной магме сульфидной фазы

(0.16 мас. %), значение 37 мас. % близко концентрации серы в стехиометричном пирротине FeS. Теперь предположим, что плагиоперидотиты НПЗ составляют 5% объема интрузивного тела (эта также минимальная оценка, предполагающая мощность Pl-перцолитов в центральной части около 150 м). Используя оценку объема Йоко-Довыренского массива 350 км^3 и плотность перидотитов $\sim 3 \text{ г/см}^3$, получаем минимальную оценку для массы этих контактовых ультрамафитов, включая нескрытую часть – $350 \times 0.05 \times 3 \times 10^{15} \text{ г} = 52.5 \times 10^{15} \text{ г}$. Отсюда общая масса потенциально “кумулясной” сульфидной фазы, которая сконцентрирована в горизонте Pl-перидотитов $52.5 \times 10^{15} \times 0.0016 \text{ г} = 0.084 \times 10^{15} \text{ г} = 8.4 \times 10^7 \text{ т}$ или 84 млн. тонн. Если допустить, что в формировании рудных залежей участвовало не более 1% этих сульфидов, получаем оценку около ~ 0.8 млн. тонн в пересчете на чистый пирротин или около 4 млн. тонн густовкрапленных руд с содержанием 20% сульфидной фазы. Это более чем на порядок превышает оценки запасов сульфидно-никелевых руд по данным геолого-разведочных работ (см. выше). Заметим, что полученная оценка не учитывает возможности дополнительного выделения сульфидов в сопряженных процессах внутрикамерной дифференциации и ассимиляции карбонатно-терригенного материала.

Независимо от того, в какой мере удастся подтвердить или опровергнуть этот прогноз на промышленное оруденение, исследования Сыннырско-Довыренского вулcano-плутонического комплекса имеют фундаментальное значение для развития моделей магматического сульфидно-никелевого рудообразования. Дальнейшее изучение особенностей строения, минералогии и состава пород Йоко-Довыренского массива на основе современных петролого-геохимических методов позволит поставить этот интрузив по генетической значимости в один ряд с объектами мирового класса. Результаты этих исследований смогут найти применение при разработке новых поисковых критериев и оценки запасов сульфидных руд цветных и благородных металлов в менее изученных мафит-ультрамафитовых комплексах Восточной Сибири.

Авторы благодарны А.В. Лавренчуку за комментарии к результатам расчетов при помощи ковекционно-компакиционной модели дифференциации и Е.В. Коптеву-Дворникову за прояснение деталей “сборки” сводного разреза Йоко-Довыренского массива.

Работа проводилась в рамках Соглашения о сотрудничестве между ГЕОХИ РАН и Центром исследований рудных месторождений Тасманийского университета (Хобарт, Австралия) и поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 08-05-00194).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Налдретт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. С.-Петербург: СПбГУ. 2003. 487 с.
2. *Лухачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. Москва: Эслан. 2006. 496 с.
3. *Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V., Doherty W., Gorbachev N.S.* Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 975–1004.
4. *Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J.* Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 69–86.
5. *Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A.* Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // *Econ. Geol.* 2003. V. 93. P. 495–515.
6. *Радько В.А.* Модель динамической дифференциации интрузивных траппов Сибирской платформы // *Геология и геофизика.* 1991. № 11. С. 19–27.
7. *Naldrett A.J.* Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: implications for exploration // *Australian J. Earth Sci.* 1997. V. 44. P. 283–315.
8. *Naldrett A.J.* World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis // *Mineralium Deposita.* 1999. V. 34. P. 227–240.
9. *Maier W.D., Li C., De Waal S.A.* Why are there no major Ni-Cu sulfide deposits in large layered mafic-ultramafic intrusions? // *Can. Mineral.* 2001. V. 39. P. 547–556.
10. *Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // *Петрология.* 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
11. *Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S.* Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 138. P. 68–83.
12. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм (Ред. И.Д. Рябчиков). М.: Наука. 2000. 363 с.
13. *Ariskin A.A., Barmina G.S.* COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochem. Intern.* 2004. V. 42. Suppl. 1, S1–157.
14. *Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. и др.* Холодинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. М.: Наука, 1982. 206 с.
15. *Добрецов Н.Л., Меляховецкий А.А., Ащепков И.В. и др.* Структурно-метаморфические критерии метаморфогенного оруденения (на примере колчеданных месторождений). Новосибирск: Наука, 1987. 167 с.
16. *Гурулев С.А.* Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
17. *Мануйлова М.М., Зарубин В.В.* Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.

18. Гурулев С.А. Условия формирования основных расчлененных интрузий. М.: Наука, 1983. 248 с.
19. Балькин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.
20. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
21. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расчлененный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
22. Арискин А.А., Конников Э.Г., Кислов Е.В. Моделирование равновесной кристаллизации ультрабазитов в приложении к проблемам формирования фазовой расчлененности Довыренского плутона (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2003. № 2. С.131–155.
23. Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чащухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелевая окситермометрия ультрабазитов Йоко-Довыренского расчлененного массива // ДАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 108–112.
24. Ярошевский А.А., Ионов Д.А., Миронов Ю.В. и др. Петрография и геохимия Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расчлененного массива (Северное Прибайкалье) // В сб.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982. С. 86–117.
25. Ярошевский А.А., Болиховская С.В., Коптев-Дворников Е.В. Геохимическая структура Йоко-Довыренского расчлененного дунит-троктолит-габбро-норитового интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия. 2006. № 10. С. 1027–1039.
26. Конников Э.Г., Ковязин В.С., Прасолов Э.М., Некрасов А.Н., Симакин С.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Петрологические условия формирования сульфидных руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // В кн.: Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 2005. С. 156–158.
27. Балькин П.А. Формационные типы перидотит-габбровых массивов и составы их исходных расплавов. Дисс ...докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002.
28. Лавренчук А.В. Кумуляционно-компакиционная модель формирования расчлененных интрузий на примере Йоко-Довыренского массива // Тез. докл. междунар. совещ. "Актуальные проблемы рудообразования и металлогении", Новосибирск: Акад. изд-во "ГЕО", 2006. С. 132–133.
29. Болиховская С.В., Ярошевский А.А., Коптев-Дворников Е.В. Моделирование геохимической структуры Йоко-Довыренского расчлененного интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия. 2007. № 6. С. 579–598.
30. Кислов Е.В., Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. Изотопные свидетельства коровой contamination в Йоко-Довыренском массиве // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 140–144.
31. Конников Э.Г., Ковязин В.С., Некрасов А.Н., Симакин С.Г. Флюидно-магматическое взаимодействие мантийных магм с породами нижней коры: данные изучения включений в минералах интрузий // Геохимия. 2005. № 10. С. 1–20.
32. Кислов Е.В., Ветштейн В.Е., Конников Э.Г. Изотопный состав кислорода и водорода минералов и пород Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 88–92.
33. Amelin Yu. V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for contamination by ancient upper-crustal material // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 39–69.
34. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Цыганков А.А. Формационные типы никеленосных ультрамафитов Северного Прибайкалья // Геол. рудн. м-ний. 1987. Т. XXIX. № 6. С. 38–45.
35. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геол. рудн. мест-ний. 1991. Т. 33. № 6. С. 34–49.
36. Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива // В сб.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979. С. 85–96.
37. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм: М.: Наука, 1988. 216 с.
38. Latypov R.M. The origin of in basic-ultrabasic sills with S-, D-, and I-shaped compositional profiles by in-situ crystallization of a single input of phenocryst-poor parental magma // J. Petrology. 2003. V. 44. P. 1619–1656.
39. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Математическое моделирование термики и дифференциации пластового интрузива с учетом оседания твердых фаз // Геохимия. 1978. № 5. С. 643–668.
40. Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Оценка реальности седиментационной модели // Геохимия. 1979. № 4. С. 488–508.
41. McBirney A.R. The Skaergaard Intrusion // In Layered intrusions. Elsevier Science B.V. 1996. V. 15 of Developments in Petrology. P. 147–180.
42. Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозерский расчлененный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712–732.
43. Barnes S.J. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 93. P. 524–531.
44. Chalokwu C.I., Grant N.K. Reequilibration of olivine with trapped liquid in the Duluth Complex, Minnesota // Geology. 1987. V. 15. P. 71–74.
45. Бармина Г.С., Арискин А.А., Коптев-Дворников Е.В., Френкель М.Я. Опыт оценки составов первичных кумулятивных минералов в дифференцированных траппах // Геохимия. 1988. № 8. С. 1108–1119.
46. Mangan M.T., Marsh B.D. Solidification front fractionation in phenocryst-free sheet-like magma bodies // J. Geol. 1992. V. 100. P. 605–620.

47. Marsh B.D. Solidification fronts and magmatic evolution // Mineral. Mag. 1995. V. 60. P. 5–40.
48. Tait S., Jaupart C. The production of chemically stratified and accumulate plutonic igneous rocks // Mineral. Mag. 1996. V. 60. P. 99–114.
49. Конников Э.Г., Арускин А.А., Бармина Г.С., Кислов Е.В. Петрология мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий докембрийских платформ: состояние вопроса и новые подходы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1365–1373.
50. Wenzel T., Baumgartner L.P., Bruegman G.E. et al. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 2049–2074.
51. Перцев Н.Н., Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Некрасов А.Н. Магнезиальные скарны мервинитовой фации из ксенолитов в дунитах Довыренского массива // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 512–523.
52. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
53. Миронов Ю.В., Ионов Д.А., Кривоплясов Г.С. и др. Строение Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расслоенного массива (Северное Прибайкалье) // ДАН СССР. 1980. Т. 250. № 5. С. 1228–1232.
54. Papunen H., Distler V., Sokolov A. PGE in the upper Proterozoic Dovyrensky layered complex, North Baikal area, Siberia // Australian J. Earth Sci. 1992. V. 39. P. 327–334.
55. Кислов Е.В. Силикатные включения в хромшпинелях эндоконтактовых дунитов Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 47–50.
56. Арускин А.А., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: развитие конвекционно-кумуляционной модели // Геохимия. 2006. № 1. С. 80–102.
57. Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks, Princeton, New Jersey: Princeton Univ. Press, 1928. 334 p.
58. Chai G., Naldrett A.J. The Jinchuan ultramaic intrusion – cumulate of a high-Mg basaltic magma // J. Petrol. 1992. V. 33. P. 277–303.
59. Шаранов В.Н., Черепанов А.Н., Попов В.Н., Лобов А.Г. Динамика охлаждения базитового расплава при заполнении воронковидной интрузивной камеры // Петрология. 1997. Т. 5. № 1. С. 10–22.
60. Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.
61. Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Dmitriev L.V. Estimation of the pressure of crystallization and H₂O content of MORB and BABB glasses: calibration of an empirical technique // Mineral. and Petrol. 1996. V. 57. P. 185–204.
62. Almeev R.R., Holtz F., Koepke J., Parat F. and Botcharnikov R. The effect of H₂O on olivine crystallization in MORB: Experimental calibration at 200 MPa // Amer. Miner. 2007. V. 92. P. 670–674.
63. Marziano G.I., Fabrice Gaillard F., Pichavant M. Limestone assimilation and the origin of CO₂ emissions at the Alban Hills (Central Italy): Constraints from experimental petrology // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2007. V. 166. P. 91–105.
64. Пушкарев Е.В., Кислов Е.В. Хромититы Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) как эндоскарны в контаминированных дунитах // Тез. докл. Межд. конф. Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН. 2005. С. 89–93.
65. Устинов В.И., Ярошевский А.А., Стрижов В.А. и др. Изотопный состав кислорода породообразующих минералов Йоко-Довыренского дунит – токтолит – габбро – норитового массива (Северное Прибайкалье) // Тез. докл. VIII Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М. 1980. С. 56–58.
66. Кривоплясов Г.С., Ярошевский А.А., Устинов В.И. Изотопный состав кислорода породообразующих минералов некоторых дифференцированных трапповых силлов и крупного расслоенного интрузива (на примере траппов Норильского района, р. Подкаменная Тунгуски и Йоко-Довыренского массива) // Тез. докл. X Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М. 1984. С. 233.
67. Lehmann J., Arndt N., Windley B., Zhou M.-F., Wang C.Y., Harris C. Field Relationships and Geochemical Constraints on the Emplacement of the Jinchuan Intrusion and its Ni-Cu-PGE Sulfide Deposit, Gansu, China // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 75–94.
68. Brennan J.M., Li C. Constraints on Oxygen Fugacity during Sulfide Segregation in the Voisey's Bay Intrusion, Labrador, Canada // Econ. Geol. 2000. V. 95. P. 901–915.
69. Орсов Д.А., Кислов Е.В., Канакин С.В. Минеральные ассоциации сульфидов и их распределение в расслоенной серии Йоко-Довыренского массива. Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах // Матер. Всерос. конф. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. Ч. 2. С. 66–71.
70. Houghton D.R., Roeder P.L., Skinner B.J. Solubility of sulfur in mafic magmas // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 451–467.
71. O'Neill H., St. C., Mavrogenes J.A. The sulfide capacity and the S content at sulfide saturation of silicate melts at 1400°C and 1 bar // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 1049–1087.
72. Качаровская Л.Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования). Автореф. дисс...канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ, 1986. 20 с.
73. Danyushevsky L.V., Leslie R.A.J., Crawford A.J., Durance P. Melt inclusions in primitive olivine phenocrysts: the role of localised reaction processes in the origin of anomalous compositions // J. Petrology. 2004. V. 45. P. 2531–2553.
74. Налдретт А.Дж. Геологические обстановки, благоприятные для нахождения магматических сульфидных руд. Отечественная геология. 2002. № 5. С. 33–47.
75. Danyushevsky L.V., Sokolov S., Falloon T.J. Melt inclusions in olivine phenocrysts: using diffusive re-equilibration to determine the cooling history of a crystal, with implications for the origin of olivine-phyric volcanic rocks // J. Petrology. 2002. V. 43. P. 1651–1671.
76. Рудаишевский Н.С., Крейцер Ю.Л., Орсов Д.А., Кислов Е.В. Палладиево-платиновая минерализация в

- жилых Cu-Ni-рудах Йоко-Довыренского расщепленного массива // ДАН. 2003. Т. 391. № 4. С. 519–522.
77. Дистлер В.В., Степин А.Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расщепленного гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье) // ДАН. 1993. Т. 328. № 4. С. 498–501.
 78. Kislov E.V., Orsoev D.A. Finding of platinum-group-element-bearing horizons at the Ioko-Dovyren layered massif, Northern Transbaikalia // IAGOD, Newsletter, 1993. Prague. P. 23.
 79. Орсов Д.А., Кислов Е.В., Конников Э.Г., Канакин С.В., Куликова А.Б. Закономерности размещения и особенности состава платиноносных горизонтов Йоко-Довыренского расщепленного массива (Северное Прибайкалье) // ДАН. 1995. Т. 340. № 2. С. 225–228.
 80. Konnikov E.G., Meurer W.P., Neruchev S.S., Prasolov E.M., Kislov E.V., Orsoev D.A. Fluid regime of platinum group elements (PGE) and gold-bearing reef formation in the Dovyren mafic-ultramafic layered complex, eastern Siberia, Russia // Mineralium Deposita. 2000. V. 35. P. 526–532.
 81. Орсов Д.А., Рудаишевский Н.С., Крецер Ю.Л., Конников Э.Г. Благороднометалльная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расщепленном массиве // ДАН. 2003. Т. 390. № 4. С. 233–237.
 82. Глотов А.И., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Подлипский М.Ю., Перцева А.П., Зюзин В.И. Геохимия изотопов серы в различных типах оруденения Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 228–233.
 83. Конников Э.Г., Кислов Е.В. Тренды эволюции состава никеленосных комплексов и эпохи сульфидного Cu-Ni-платинометалльного рудообразования в докембрии // ДАН. 2000. Т. 374. № 4. С. 517–519.
 84. Li X.H., Su L., Chung S.-L., Li Z.X., Liu Y., Song B., Liu D.Y. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the ~825 Ma south Chona mafic plume // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. № 11. P. 1–16.
 85. Li Z.X., Evans D.A.D., Zhang S. A 90°C spin on Rodinia: possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 220. P. 409–421.
 86. Chai G., Naldrett A.J. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, Northwest China // Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 1475–1495.
 87. Добрецов Н.Л., Зоненишайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // В кн: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181–190.
 88. De Wall S.A., Xu Z.H., Li C.S., Mouri H. Emplacement of viscous mushes in the Jinchuan ultramafic intrusion, Western China // Can. Mineral. 2004. V. 42. P. 371–392.
 89. Li C.S., Xu Z.H., DeWaal S.A., Ripley E.M., Maier W.D. Compositional variations of olivine from the Ni-Cu sulfide deposit, Western China: implications for ore genesis // Mineral Deposita. 2004. V. 39. P. 159–172.
 90. Yang X.-Z., Ishihara S., Matsueda H. Multiphase melt inclusions in the Jinchuan Complex, China: Implications for petrogenetic and metallogenic physico-chemical conditions // Intern. Geol. Rev. 1998. V. 40. P. 335–349.
 91. Zhou M.-F., Yang Z.-X., Song X.-Y. Magmatic Ni-Cu (PGE) Sulphide Deposits in China // In: The Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral beneficiation of the Platinum-Group Elements (ed. Cabri L.J.). Can. Inst. Mining, Metal. Petrol. 2004. Spec. Vol. 54. P. 619–636.
 92. Пчелинцева Н.Ф., Абрамов А.В., Миронов Ю.В., Ионов Д.А., Гриненко Л.Н., Ярошевский А.А. Халькофильные элементы в расщепленном дунит – троктолит – габбро – норитовом Йоко-Довыренском интрузиве // Геохимия. 1985. № 5. С. 608–619.
 93. Нефедьев М.А. Глубинное строение и оценка перспектив Довыренского базит-гипербазитового массива по геофизическим данным (Северное Прибайкалье) // Тез. докл. Межд. конф. Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН. 2005. С. 163–165.
 94. Wendlandt R.F. Sulfide saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures // Amer. Miner., 1982. V. 67. P. 877–885.
 95. Gaetani G. A., Grove T. L. Partitioning of moderately siderophile elements among olivine, silicate melt, and sulfide melt: constraints on core formation in the Earth and Mars // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1829–1846.
 96. Holzheid A., Grove T.L. Sulfur saturation limits in silicate melts and their implications for core formation scenarios for terrestrial planets // Amer. Miner. 2002. V. 87. P. 227–237.
 97. Mavrogenes J.A., O'Neill H.St.C. The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 1173–1180.
 98. Jugo P.G., Luth R.W., Richards J.P. An experimental study of the sulfur content in basaltic melts saturated with immiscible sulfide or sulfate liquids at 1300°C and 10 GPa // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 783–798.
 99. Li C., Ripley E.M. Empirical equations to predict the sulfur content of mafic magmas at sulfide saturation and applications to magmatic sulfide deposits // Mineralium Deposita. 2005. V. 40. P. 218–230.
 100. Bychkov K.A., Ariskin A.A., Barmina G.S., Danyushevsky L.V. A test of sulfide solubility models using anhydrous experimental melts and natural tholeiitic glasses. Abs. 18th Annual Goldschmidt conf. (Vancouver, Canada, 2008) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72 (Suppl. 1). A126.
 101. Ariskin A.A., Bychkov K.A., Danyushevsky L.V., Barmina G.S. A model of S solubility in basaltic melts at 1 atm // Abs. 18th Annual Goldschmidt conf. (Vancouver, Canada, 2008). Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72 (Suppl. 1). A31.
 102. Lee D.V., Muggridge M.G., Wheeler R.I., Wilton D.H.C. Physical controls associated with the distribution of sulfides in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador // Econ. Geol. 2000. V. 95. P. 749–769.
 103. d'Ars J.B., Arndt N.T., Hallot E. Analog experimental insights into the formation of magmatic sulfide deposits // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 186. P. 371–381.
 104. Lightfoot P.C., Naldrett A.J. Geological and geochemical relationships in the Voisey's Bay intrusion, Nain plutonic suite, Labrador, Canada // In: Geol. Assoc. Can., Short Course Notes. 1999. V. 13. P. 1–30.