

## МОДЕЛИРОВАНИЕ РАВНОВЕСНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ УЛЬТРАМАФИТОВ В ПРИЛОЖЕНИИ К ПРОБЛЕМАМ ФОРМИРОВАНИЯ ФАЗОВОЙ РАССЛОЕННОСТИ ДОВЫРЕНСКОГО ПЛУТОНА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2003 г. А. А. Арискин\*, Э. Г. Конников\*\*, Е. В. Кислов\*\*\*

\*Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН  
119991 Москва, ул. Косыгина, 19

\*\*Институт экспериментальной минералогии РАН  
142432 Черноголовка, Московская обл.

\*\*\*Геологический институт СО РАН  
670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6

Поступила в редакцию 31.05.2001г.

На основе ЭВМ-программы КОМАГМАТ-3.52 (2000) выполнены расчеты, моделирующие фазовые равновесия и химические характеристики исходной магмы Довыренского расслоенного дунит-троктолит-габбрового плутона. Для вычислений использованы составы эндоконтактовых пород, плагиоперидотитов приподошвенной зоны и средневзвешенный состав интрузива. Моделирование проводилось при термодинамических параметрах, приближенных к реальным условиям затвердевания ( $P = 0.5$  кбар, буфер WM) с шагом кристаллизации 1 мол.%. Результаты расчетов указывают на анхизвектическую ( $Ol + Pl \pm Crx \pm Opx$ ) природу довыренской магмы, температура которой в момент внедрения составляла 1180–1190°C, а количество интрателлурических кристаллов не менее 40%. Состав жидкой части этой суспензии отвечал пересыщенному  $SiO_2$  (54–55 мас. %) и относительно обогащенному MgO (~8 мас. %) расплаву, который в силу высокой вязкости ( $\sim 10^4$ – $10^5$  П) и закристаллизованности системы не мог фракционировать по конвекционно-кумуляционному механизму. Это подтверждается незначительными вариациями состава породообразующих минералов в разрезе расслоенной серии и присутствием перемещенных ксенолитов апокарбонатных магнезиальных скарнов. В качестве главного механизма формирования расслоенности предполагается уплотнение первичного кристаллического осадка, адкумулятивный рост и инфильтрация остаточной жидкости к кровле с ее частичным захоронением у подошвы магматического резервуара.

Расслоенные мафит-ультрамафитовые комплексы изверженных пород представляют пространственно-временные геохимические структуры [1], сформированные в условиях определенных градиентов температуры, гравитационных сил и (возможно) сейсмического воздействия [2]. Термический аспект затвердевания резервуаров магмы связан с выносом тепла во вмещающие породы и является главным фактором, определяющим появление и распределение кристаллического материала в пространстве магматической камеры в зависимости от времени. Последовательный физический анализ термической и фазовой эволюции этих расплавно-кристаллических масс [3–5] иногда заменяют обсуждением строения интрузивов как диссипативных структур, представляющих результат самоорганизации магматических систем в соответствии с принципами термодинамики необратимых процессов [6]. Эти методологические подходы не противоречат друг другу и могут быть совместимы в рамках построения общей теории затвердевания интрузивных тел. Однако в настоящее время взаимосвязи физических

и химических параметров внутрикамерной дифференциации разработаны полнее и конкретнее, чем концепция структурирования магматических систем в результате производства энтропии или диссипации энергии. На основе анализа термических и динамических характеристик затвердевания магмы в камере возможна расшифровка строения и последовательности образования расслоенных комплексов, что позволяет перейти к решению проблем происхождения широкого спектра интрузивных пород, генетически связанных с базальтовым источником. Эти проблемы включают вопросы, касающиеся направленности фазовой и химической эволюции магмы (последовательность и состав дифференциатов) и механизмов дифференциации, ответственных за относительные объемы различных типов пород и положение в разрезе массивов.

Для многих мафит-ультрамафитовых комплексов характерны значительные и систематические вариации минерального состава пород по вертикали в первичном залегании. Крупномасштабные проявления этой фазовой или модаль-

ной расслоенности (modal layering [7]) требуют эффективного разделения расплава и кристаллов в магматической камере. Поэтому не случайно, что существующая петрологическая парадигма связывает внутрикамерную дифференциацию с фракционной кристаллизацией магмы на фоне ее глобального (конвективного) перемешивания, см. обзоры [4, 8]. Большинство петрологов согласны с тем, что это фракционирование сопровождалось образованием кумулула, который заполнял магматическую камеру сверху вниз, эволюционируя от высоко- к низкотемпературным минеральным парагенезисам. При этом взгляды на механизмы разделения вещества в камере, влияние термического режима, роль летучих и образование кумулусных минералов различаются кардинальным образом. В течение многих лет эти дискуссии концентрировались вокруг гипотезы “оседания кристаллов” и направленной (*in situ*) кристаллизации.

Согласно первой концепции, большая часть кристаллического материала, ответственного за фракционирование, зарождается вблизи кровли интрузива и под воздействием гравитационных сил перемещается в нижнюю часть камеры, формируя слои кумулусных минералов [9–11]. Представления о направленном затвердевании отрицают существенный вклад гравитационной сепарации, акцентируя внимание на процессах кристаллизации вблизи подошвы и на краях камеры [12–14]. Заметим, что обе гипотезы зародились в период, когда магматические камеры трактовались как “бассейны” практически гомогенного расплава, который не содержал взвешенной кристаллической фазы и изначально был перегрет относительно ликвидуса. В результате сложилось мнение, что оседание минералов могло происходить только при условии гомогенного (объемного) зарождения кристаллической фазы в расплаве, которое в действительности невозможно из-за разности между адиабатическим градиентом (определяющим старт температурной конвекции [15]) и реальной зависимостью температуры ликвидуса магмы от давления. Эти соображения легли в основу гипотезы о постоянной перегретости магмы на верхних горизонтах и возможности ее эффективного фракционирования за счет доминирующей кристаллизации вблизи нижнего фронта затвердевания [13, 16, 17]. В соответствии с этой схемой в нижней части интрузивных камер был реализован механизм гетерогенного зарождения кристаллов, которое приурочено к верхней части маломощной гетерофазовой зоны, отделяющей нижний фронт полного затвердевания от вышележащего слоя магмы. При этом химический состав магматической жидкости последовательно эволюционировал, поскольку между пограничным слоем, примыкающим к застойной зоне кристаллизации, и основным объемом конвектирую-

щего расплава осуществлялся обмен компонентами по механизму концентрационной диффузии.

Проблема заключалась в том, что сопоставление коэффициентов диффузии для силикатных расплавов и времени остывания интрузивных масс указывало на невозможность существенной дифференциации по механизму направленного затвердевания [18]. Это несоответствие инициировало поиск альтернативных и дополнительных механизмов, которые могли обеспечить более эффективный обмен с зоной кристаллизации и перенос компонентов в магме. Прогресс последних десятилетий в этом направлении связан с анализом разнообразных конвекционных явлений, характерных для кристаллизующихся систем. На смену температурной конвекции в гомогенной жидкости пришли более реалистичные модели, допускающие седиментацию кристаллов и обогащенных твердой фазой суспензий в основном объеме магмы и композиционную конвекцию в гетерофазовой зоне кумулула, расположенной между фронтами кристаллизации и затвердевания [4, 8, 19–25].

Возможность взаимодействия и наложения различных конвективных движений [1], доминирования одного режима над другим в зависимости от мощности и термических условий становления интрузивов [5] заставляют по-новому взглянуть на проблемы формирования расслоенности и методы интерпретации расслоенных пород. Задачи современных исследований требуют одновременного анализа термической и динамической ситуации вблизи кровли, в придонной части и на краях камеры, что связано с поиском признаков строения интрузивных тел, которые можно достоверно интерпретировать как результат проявления конкретного типа конвективных явлений. Именно с этих позиций в данной статье рассматривается строение и результаты моделирования исходных фазовых равновесий для пород Довыренского интрузива, который можно отнести к наиболее изученным и одновременно загадочным расслоенным комплексам на территории России. Наряду с контрастной фазовой расслоенностью (от дунитов до лейкократовых габбро-норитов) для этого интрузива характерен узкий диапазон вариаций состава породообразующих минералов, что свидетельствует о незначительных масштабах фракционирования в камере, по крайней мере, на этапе формирования нижней и средней части расслоенной серии. Это противоречие, по-видимому, можно разрешить в рамках гипотезы о существенно изотермических условиях становления Довыренского массива, способствующих уплотнению исходных кумулатов, адкумулятивному росту и отжиму остаточного расплава в верхние горизонты. Аргументация этих выводов включает представления о влиянии конвекционных процессов в магме на характер расслоенности и сте-

пень дифференцированности интрузивных тел. Поэтому, предвзяв фактическую часть работы, здесь необходимо остановиться на главных результатах анализа, касающегося последствий седиментационной и композиционной конвекции в интрузивной камере.

### КОНВЕКЦИОННЫЕ РЕЖИМЫ И СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ

Прежде всего полезно отличать ситуацию, отвечающую внедрению слабо раскристаллизованной магмы (при температуре близкой к ликвидусной), от поступления магматического материала повышенной кристалличности. Результаты реконструкции фазового состава интрузивных магм с использованием методов моделирования расплавно-кристаллических равновесий показывают, что исходные магматические суспензии могли содержать от первых процентов (дифференцированные траппы Сибирской платформы) до 15–25% (Талнах, Киглапейтский массив) и даже 40–65% кристаллов (силл Каменистый, интрузив Партридж Ривер) [26–28]. Эти различия можно связать с охлаждением базальтовой магмы в процессе интрудирования: по оценкам [29] заполнение воронковидной камеры в неизотермических условиях при высоком расходе магматического материала 100–200 м<sup>3</sup>/с отвечает содержанию твердой фазы 10–15%, расход 10–100 м<sup>3</sup>/с дает 25–30% взвешенных кристаллов, а медленное поступление магмы с расходом 0.2–10 м<sup>3</sup>/с приводит к раскристаллизованности порядка 40%. Таким образом, представления о мгновенном внедрении в камеру перегретого расплава являются чрезмерным упрощением, что ставит вопрос об эффективности фракционирования на ранних стадиях затвердевания магмы.

Второй момент касается условий зарождения и распределения твердой фазы вблизи кровли интрузива. Независимо от исходной кристалличности, разница температуры базальтовой магмы и вмещающих пород на верхней границе камеры составляет не менее 700–1000°C. Это обеспечивает высокий температурный градиент около контакта (в десятки тысяч раз выше адиабатического) и гетерогенное зарождение твердой фазы, которая вначале механически связана с фронтом кристаллизации, совпадающим с поверхностью полного затвердевания. По мере уменьшения теплового потока из интрузива происходит разрастание переходной гетерофазовой зоны, охватывающей диапазон температур от солидуса (полное затвердевание) до ликвидуса магматического расплава. В результате нарастающее количество твердой фазы выделяется в интервале близких к ликвидусной температур (практически в условиях гомогенного зарождения) и начинает перераспределяться в переходном слое, поскольку скорость

продвижения верхнего фронта полного затвердевания становится ниже стоксовской скорости оседания отдельных кристаллов [4, 30]. Это избирательный процесс, который в разной степени проявляется для зерен различных минералов, но важно то, что направленное от верхнего фронта кристаллизации оседание твердой фазы генерирует или дает дополнительный вклад в инверсию плотности магмы в прикровельной зоне [24, 31–33]. Создаются условия для возникновения седиментационной конвекции.

### Механизмы седиментационного массопереноса

Принято различать два главных механизма переноса твердой фазы от кровли в нижние части интрузивной камеры. Наиболее очевидный – массовое оседание кристаллических индивидов в расплаве. Седиментационный процесс должен сопровождаться возникновением комплементарных токов магматической жидкости, направленных вверх и обеспечивающих встречное перемещение твердых фаз и расплава, которое определяется как *фазовая конвекция* [1]. Это тип “дождиковой конвекции”, которая может возникнуть в широком интервале кристалличности магматических суспензий, а ее результатом является появление горизонтов кумулуса с резкими фазовыми границами [34], которые коррелируют с различиями плотности (для анхизтектических систем) или порядком кристаллизации минералов из расплава [35]. Данный сценарий седиментации, по-видимому, применим и к нижней переходной зоне, с той оговоркой, что масштабы перемещения и количество оседающих *in situ* кристаллов здесь резко ограничены продвижением нижнего фронта затвердевания и пониженным (по сравнению с кровлей) тепловым потоком [5].

Второй механизм седиментационного массопереноса непосредственно связан с появлением и распределением кристаллов в прикровельной зоне, что принципиально меняет условия устойчивости системы по отношению к конвекции. Эту ситуацию наглядно описал Хесс при анализе условий зарождения магматических течений в стиллуотерской магме [36]: “... ниже кровли интрузива может возникать слой жидкости, который становится плотнее подстилающего его расплава вследствие охлаждения и насыщения взвешенными кристаллами. Неоднородность этого метастабильного слоя может привести к тому, что он начнет собираться в одном участке. Скопившаяся масса более тяжелой жидкости должна опускаться вниз, причем передняя часть этого гигантского пузыря должна двигаться с нарастающим ускорением. Скорость перемещения таких масс гораздо больше скорости осаждения кристаллов. Всякая нисходящая колонна более плотной жидкости может увлекать за собой целый слой магмы, располагающейся у кровли камеры. У дна резервуара опустившаяся жидкость быстро растекается и

приходит в состояние покоя” (дано в соответствии с переводом в книге [11]).

Результаты гидродинамических расчетов подтвердили это предвидение [25]. Данные авторы провели серию численных экспериментов по моделированию конвекции в двухфазной системе и установили, что из-за повышенной плотности (кристалличности) приграничного слоя облако равномерно оседающей фазы быстро деформируется и вырождается в плюмы “кристаллической каши”, интегральная скорость перемещения которых в масштабах камеры становится выше стоковской скорости осаждения отдельных кристаллов. Одновременно формируются комплементарные токи обедненного кристаллами расплава, направленные в сторону кровли интрузива. Таким образом, *седиментационная конвекция* возникает как отклик на зарождение твердой фазы в верхней части камеры и становится эффективным фактором глобального перемешивания магмы, обеспечивая выравнивание температуры в основном объеме и подавляя конвекцию температурную. По этой причине для данного механизма тепло-массопереноса было предложено использовать термин “общая конвекция” [1, 4]. Важная особенность седиментационной или общей конвекции состоит в том, что она не препятствует процессам стоковского оседания или всплывания кристаллов, которые протекают в нисходящих и восходящих течениях магмы. Это подтверждают результаты лабораторных экспериментов, показывающих, что даже при активном перемешивании конвекция может поддерживать кристаллы во взвешенном состоянии только до определенного предела. Выше критической концентрации начинается массовое оседание кристаллического материала [20, 37], что приводит к временной зависимости периодов катастрофической седиментации и повторяющихся циклов полного “переворота” системы [38, 39].

#### *Признаки общей конвекции в строении интрузивов*

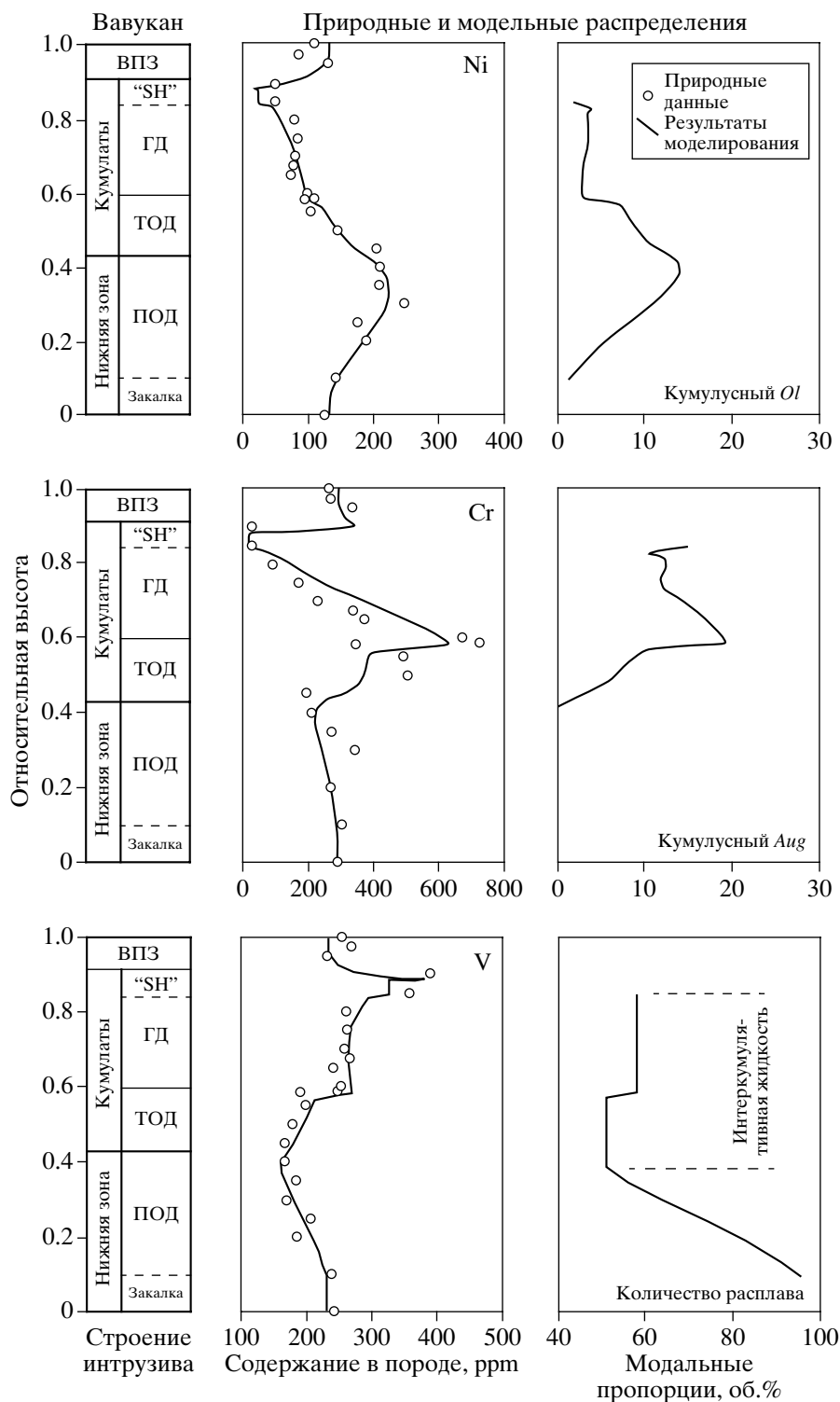
Из предшествующего анализа ясно, что интегральный результат наложения общей конвекции на фазовую проявляется в поступлении обогащенной твердой фазой суспензии в придонные части интрузивной камеры и отложении кристаллов в виде минералов кумулуса. Повторяющееся самопроизвольное перемешивание обеспечивает фракционирование магматического расплава. Считается, что такой тип процессов характерен для относительно маломощных приповерхностных магматических камер, теряющих тепло преимущественно через кровлю. В 80-х годах в ГЕО-ХИ РАН была разработана полуэмпирическая модель, сочетающая расчеты расплавно-минеральных равновесий в кристаллизующихся маг-

мах с законами остывания интрузивных масс и динамикой седиментации на фоне продвижения фронтов затвердевания и аккумуляции кристаллов [4]. Эта *конвекционно-кумуляционная* модель была тестирована на дифференцированных силлах Сибирской платформы и позволила дать комплексную петролого-геохимическую интерпретацию особенностей строения Кузьмовского ( $h = 85$  м), Вавуканского ( $h = 100$  м) и Виллойского ( $h = 160$  м) интрузивов.

Здесь мы обращаем внимание на некоторые результаты этой работы, которые могут быть полезны для интерпретации данных о строении Довыренского массива. На рис. 1 показано сравнение наблюдаемых и расчетных распределений Ni, Cr и V по разрезу Вавуканского интрузива. Эти характеристики сопоставляются с модельными параметрами “кумуляса”, определяющими валовый минеральный и химический состав кристаллизующихся *in situ* пород [26]. Как видим, результаты ЭВМ-моделирования прекрасно воспроизводят так называемый S-образный профиль распределения Ni, характерный для поведения когерентных элементов во многих дифференцированных интрузивах [5, 30, 32]. Все изгибы концентрационных линий для Ni подчиняются закономерностям распределения зерен кумулусного *Ol* и (в меньшей степени) *Aug*. Аналогичное объяснение находит распределение Cr и V, поведение которых сначала контролируется количеством интеркумулятивного расплава, а затем клинопироксена.

Плавный характер изменения модельных содержаний микроэлементов для большей части разреза (аналогично ведут и петрогенные оксиды) диктуется условием перемешивания, которое по определению заложено в конвекционно-кумуляционной модели ИНТРУЗИВ [26]. Таким образом, отсутствие концентрационных и фазовых скачков на трендах является важным указанием на доминирующую роль общей конвекции [35]. Появление резких колебаний состава с большой вероятностью следует рассматривать как свидетельство отсутствия или подавления общей конвекции, когда ведущим фактором массопереноса становится оседание (всплывание) кристаллических индивидов и/или миграция жидкости [1].

С этих позиций интересно рассмотреть небольшой скачок (горизонтальную ступеньку) в геохимических и минеральных распределениях на границе такситоофитовых и габбро-долеритов (рис. 1). Для его воспроизведения в модели потребовалось заложить “мгновенные” изменения скорости оседания *Ol*, *Pl* и *Aug*, что привело к резким изменениям пропорций минералов в кумулусе [4]. Первоначально этому факту не было дано физического объяснения, но можно предположить, что скачкообразные изменения фазовых пропорций связаны здесь с прекращением общей кон-



**Рис. 1.** Наблюдаемые и модельные соотношения между главными типами пород, содержанием примесных элементов и первичными фазовыми пропорциями кристалл–расплав для Вавукановского траппового интрузива (мощность 100 м) [4].

Нижняя зона включает закалочные породы и пойкилофитовые долериты (ПОД), образованные путем захвата магматической взвеси фронтом затвердевания. Зона кумулатов, определенная по критической доле расплава 50–60%, представлена такситофитовыми (ТОД) и габбро-долеритами (ГД), переходящими в феррогаббро “сэндвичева горизонта” (SH). Верхняя приконтактная зона (ВПЗ) образовалась путем направленного роста от кровли камеры. Плавные тренды изменения содержаний отвечают высокой эффективности общей седиментационной конвекции. Скачок на границе ТОД и ГД интерпретируется как указание на переход к оседанию кристаллов без глобального перемешивания системы.

векции на конечных стадиях затвердевания трапповой магмы. Не исключено, что подобная смена конвекционных режимов может происходить и в более крупных интрузивных камерах. В частности, похожий сценарий был использован при интерпретации минералогических и структурных особенностей пород в верхней части расслоенной серии Скергаардского интрузива [40].

### О роли композиционной конвекции

Представления о концентрационной или композиционной (compositional) конвекции развиваются с 70-х годов и основаны на эффекте различной плавучести основного магматического расплава и жидкости, представляющей продукт кристаллизации в нижнем пограничном слое. Хорошо известно, что из базальтовых расплавов первым обычно выделяется оливин – наиболее плотная силикатная фаза, что приводит к накоплению в остаточной жидкости компонентов с высокими парциальными объемами ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочи). Предполагается, что эта существенно полевошпатовая жидкость, возникающая на границе приподошвенной зоны гетерогенного зарождения кристаллов, в силу пониженной плотности может мигрировать вверх, смешиваясь со слоем вышележащего расплава. Это более эффективный способ перемешивания магмы по сравнению с диффузионным (см. выше). Многие авторы привлекали данный механизм в качестве физической основы для описания термической истории и химической эволюции гомогенной интрузивной магмы, напр. [41, 42]. Теоретический анализ условий зарождения такого рода конвективных течений был дан в [19], а экспериментальные доказательства представлены авторами [43] на примере изучения кристаллизации хлоридно-аммонийных водных растворов.

При проведении экспериментов с солевыми системами был установлен интереснейший факт, что наряду с композиционной конвекцией на границе гетерофазовой зоны в кристаллизующейся системе формируется еще один тип конвективных течений, возникающих *внутри* слоя частично закристаллизованного раствора. Последующий анализ этой ситуации показал, что по своей природе конвекция II вида также является композиционной и обусловлена миграцией наверх менее плотного порового раствора. Как оказалось, эти перемещения имеют структурированный характер и развиваются несколько позже конвекции I вида, однако с течением времени (по мере разрастания гетерофазовой зоны) струи остаточной жидкости прорываются на поверхность пограничного слоя, разрушают диффузионную зону и становятся главным фактором обмена компонентами между “кристаллической кашей” и вышележащим раствором. Визуализация конвективных течений при проведении экспериментов

позволила глубже разобраться в физических причинах и особенностях перераспределения продуктов кристаллизации, что дало возможность разработать математическую модель зарождения композиционной конвекции. Значение этих исследований выходит за пределы анализа водно-солевых систем, поскольку характер относительно движения растворов и кристаллов в гетерофазовой зоне имеет очевидные аналогии с процессами, протекающими в магматическом кумулусе [5, 8]. Они включают уплотнение кумулятов, миграцию остаточных расплавов и адкумулятивный рост.

### Влияние компакции и адкумулятивный рост

Независимо от того, оседают ли кристаллы из основного объема магмы или приграничного слоя вблизи нижнего фронта кристаллизации, в зоне накопления может происходить уплотнение кристаллического осадка – так называемая компакция (compaction [7]). Эти процессы развиваются в результате механической сортировки и/или перекристаллизации, сопровождающихся отжимом остаточной жидкости [11, 44]. В подтверждение можно привести недавние эксперименты на смесях кристаллов плагиоклаза и пироксена с разбавленными растворами бромформа, которые продемонстрировали формирование самоподдерживающегося каркаса кристаллов, который уплотнялся с течением времени, что приводило к уменьшению порового пространства, отжиму и миграции интерстициальной жидкости [45]. Предполагается, что подобные токи усадочной конвекции [46]) играли важную роль в структурной и химической эволюции “кристаллической каши” в интрузивных камерах на посткумуляционной стадии, а также в эволюции самих мигрирующих расплавов [1, 44, 47, 48].

Возможность изменения химического состава фильтрующейся жидкости обусловлена тем, что она может перемещаться в горизонты, где температура, составы фаз и котектические пропорции минеральных зерен отличаются от условий первичного расплавно-кристаллического равновесия, при которых эта жидкость существовала в момент формирования кумулуса. Если скорость движения остаточного расплава ниже скорости установления равновесия, такая жидкость становится тепловым и реакционным агентом, участвующим в температурно-композиционном переуравновешивании на локальном уровне. При исследованиях Маскокской интрузии Ирвайн назвал данный процесс *магматическим инфльтрационным метасоматозом* [47]. Он предположил, что направленная миграция интеркумулятивной (интерстициальной) жидкости и процессы перекристаллизации с ее участием могут начаться и протекать внутри горизонтов гипербазитовых кумулятов на глубинах несколько сотен метров ни-

же текущего уровня седиментации кристаллического материала. С позиций динамики конвекционных процессов инфильтрация расплава представляет разновидность фазовой конвекции, поскольку здесь, как и в случае седиментации, имеют место относительные перемещения кристаллов и жидкой фазы, которые могут быть описаны единой системой дифференциальных уравнений [1, 49].

Композиционная конвекция, сопровождающаяся компакцией и миграцией расплавов в кумулясе, принципиальным образом изменяет тепловой баланс на границе и внутри гетерофазовой зоны, что может приводить к адкумулятивному дорастанию и росту кристаллов в близких к изотермическим условиях [5, 44]. Эффект заключается в том, что поступление “горячей” необедненной магмы в зону кристаллизации компенсируется восходящим потоком прогретого порового остаточного расплава. Этот вклад конвективной составляющей теплопереноса проявляется в том, что общий кондуктивный поток тепла через нижний фронт затвердевания резко снижается, а температура на фронте и внутри гетерофазовой зоны может поддерживаться постоянной продолжительное время. Таким образом, создаются условия для изотермической кристаллизации в соответствии с классической теорией адкумулятивного роста [50]. Согласно расчетам [51], общий эффект композиционной конвекции и адкумулятивного роста приводит к тому, что пористость первичных кумулятов понижается до 20–10%. Как будет показано в работе, эти оценки согласуются с результатами реконструкции фазовых отношений для приконтактовых пород и средневзвешенного состава Довыренского интрузива, а вывод о крайнем обеднении довыренских кумулятов интеркумулятивным расплавом находит подтверждение в геохимических данных.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА

Довыренский (Йоко-Довыренский) дунит-троктолит-габбровый плутон является наиболее ярким и хорошо изученным представителем группы расслоенных интрузивов Северного Прибайкалья [52–55]. Несмотря на позднедокембрийский возраст (~700 млн. лет [55]) он не испытывал метаморфических воздействий после своего образования, благодаря чему служит удобным объектом для петролого-геохимических исследований [56–60]. Несмотря на достаточно контрастную фазовую расслоенность, некоторые особенности его строения свидетельствуют об отсутствии конвекции магмы в интрузивной камере на стадии становления массива. Исследователи уже давно обратили внимание на то, что этот интрузив как бы вложен в породы вмещающей его карбонатно-терригенной толщи, а наиболее устойчивые к за-

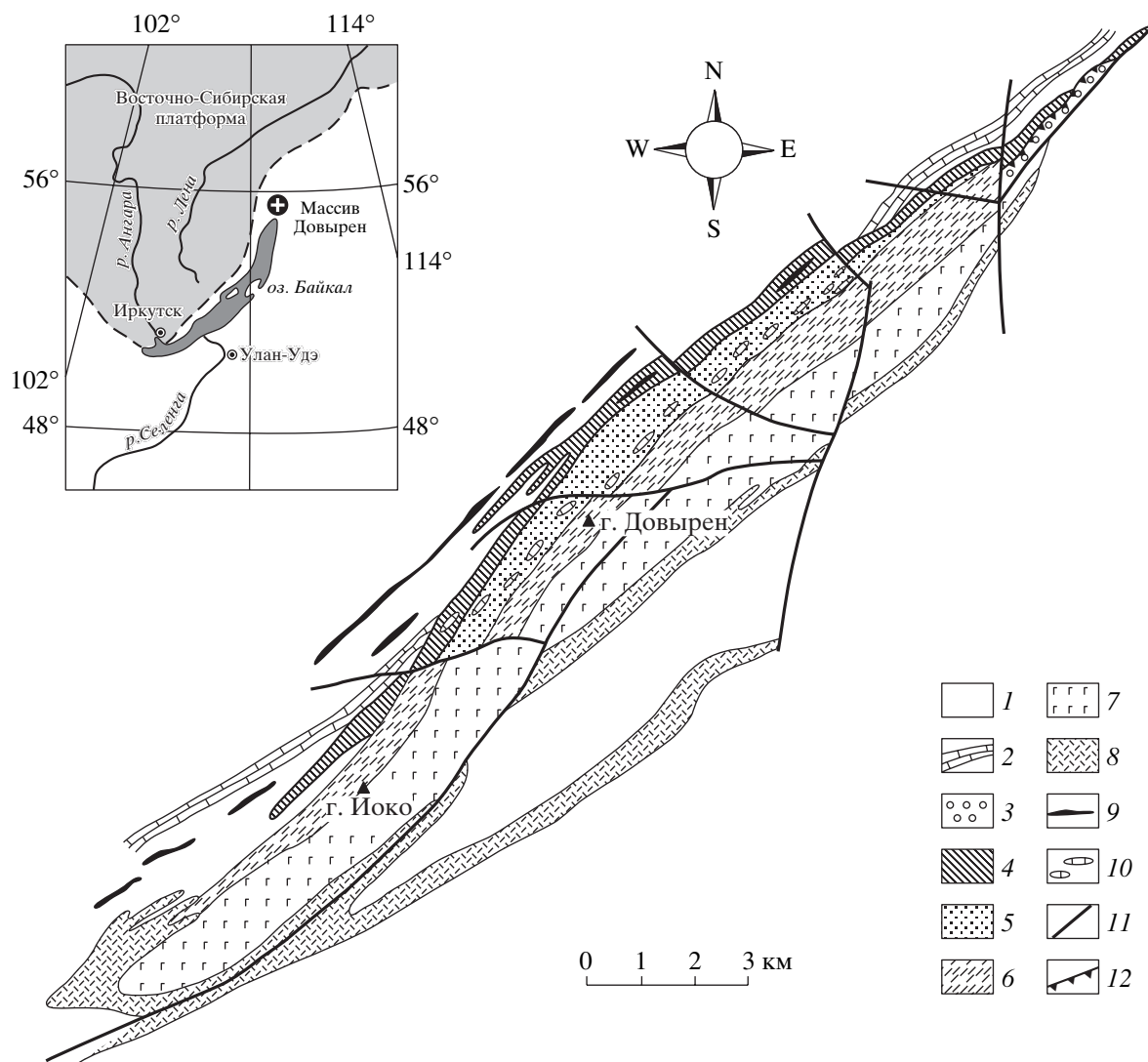
мещению базитовым расплавом карбонатные горизонты в виде ксенолитов прослеживаются внутри плутона без смещения относительно их первичного положения в раме, образуя так называемые “просвечивающие структуры”. Это указывает на отсутствие крупномасштабного перемещения и возможность дифференциации довыренской магмы по механизмам, включающим “спокойную” седиментацию привнесенных кристаллов и процессы посткумуляусной инфильтрации расплава.

#### *Геологическое положение*

Довыренский интрузив (рис. 2) располагается в позднепротерозойском складчатом обрамлении Сибирской платформы и приурочен к окраинно-континентальной рифтогенной структуре, известной в литературе под названием Сыннырского трога. Вмещающие его рифейские отложения представлены регрессивной карбонат-кварцит-алевритовой толщей, сложно дислоцированной и метаморфизованной на уровне зеленосланцевой фации. В осевой части рифта развиты базальтоидного состава вулканиты, сходные по составу с породами кровли Довыренского массива [61] и близкие им по возрасту ( $700 \pm 20$  млн. лет [62]). В рельефе плутон выражен гольцами Йоко и Довырен, разделенными долиной р. Ондоко (правый приток р. Тыи), а в геологическом отношении представляет собой линзовидной формы тело, размером  $\sim 26 \times 3$  км<sup>2</sup>. По геофизическим данным он прослеживается до 4–5 км вниз от современной поверхности и постепенно выклинивается на глубину. Массив залегает субсогласно с породами рамы как по простиранию, так и по падению, которое близко к вертикальному вследствие постинтрузивных складчатых деформаций. Как показало детальное картирование, контур его подошвы под острым углом пересекает слоистую структуру обрамления. Это хорошо видно на рис. 2, где северо-западный контакт плутона прерывается залегающий вблизи его подошвы карбонатный горизонт, доинтрузивное положение которого четко просматривается по ксенолитам превращенных в магнезиальные скарны доломитов.

#### *Внутреннее строение Довыренского массива*

Строение плутона по простиранию изменчиво: его центр (г. Довырен) включает мощную толщу ультрамафитов, а юго-западный край (г. Йоко) преимущественно сложен основными породами. Фазовая расслоенность хорошо изучена по ультрамафит-мафитовой части интрузива. Выделение главных типов и последовательности пород в этих разрезах обычно проводят по сочетаниям минералов I структурной группы, которые отождествляют с набором кумулюсных фаз [53, 63].



**Рис. 2.** Схема строения Довыренского дунит-троктолит-габбро (норитового) плутона. 1–2 – породы вмещающей позднепротерозойской толщи: 1 – терригенные, 2 – карбонатные; 3 – конгломераты, песчаники и алевролиты холоднинской свиты (ранний кембрий); 4–9 – Довыренский расслоенный плутон: 4 – приподошвенный горизонт плагиоклазовых лерцолитов (плагиоперидотитов), 5 – дунитовая зона А, 6 – чередование меланотроктолитов и плагиоклазовых дунитов зоны В, 7 – оливиновые габбро и габбро-онориты зон С и D, 8 – безоливиновые габбро-нориты зоны Е, 9 – того же состава (комагматичные?) силлы и дайки; 10 – ксенолиты апокарбонатных магнезиальных скарнов в дунитах; 11 – разломы, 12 – несогласное залегание. На врезке: положение массива в структуре складчатого обрамления (белый фон) Сибирской платформы.

На основании этих данных в строении массива выделяется горизонт плагиоперидотитов подошвы (ПП) и пять главных зон (рис. 3), отвечающих смене кумулятивных парагенезисов снизу вверх:  $Ol + Chr$  (зона А)  $\rightarrow Ol + Pl + Chr$  (зона В)  $\rightarrow Pl + Ol + Cpx$  (зона С)  $\rightarrow Pl + Ol + Cpx \pm Opx$  (зона D)  $\rightarrow Pl + Opx + Cpx^1$  (зона Е). Это генеральная последовательность, установленная по преобладающим комбинациям минералов в I-й структур-

<sup>1</sup>  $Ol$  – оливин,  $Pl$  – плагиоклаз,  $Cpx$  – клинопироксен,  $Opx$  – ортопироксен,  $Phg$  – флогопит,  $Chr$  – хромит,  $Fo$  – форстерит,  $En$  – энстатит,  $An$  – анортит,  $Mt$  – магнетит,  $Qu$  – кварц,  $mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ .

ной группе. Реально наблюдаются переслаивание и ритмичные чередования различных типов пород, нередко с возвратами к более “примитивным” ассоциациям. Относительные объемы главных зон, по данным разных авторов, варьируют незначительно; более принципиальные расхождения касаются геологического положения прикровельной зоны Е. А.А. Ярошевский с коллегами рассматривают преобладающие здесь безоливиновые (гранофировые) габбро-нориты и кварцевые габбро в качестве конечного члена расслоенной серии [56]. Альтернативная интерпретация предполагает, что расслоенную серию Довырен-



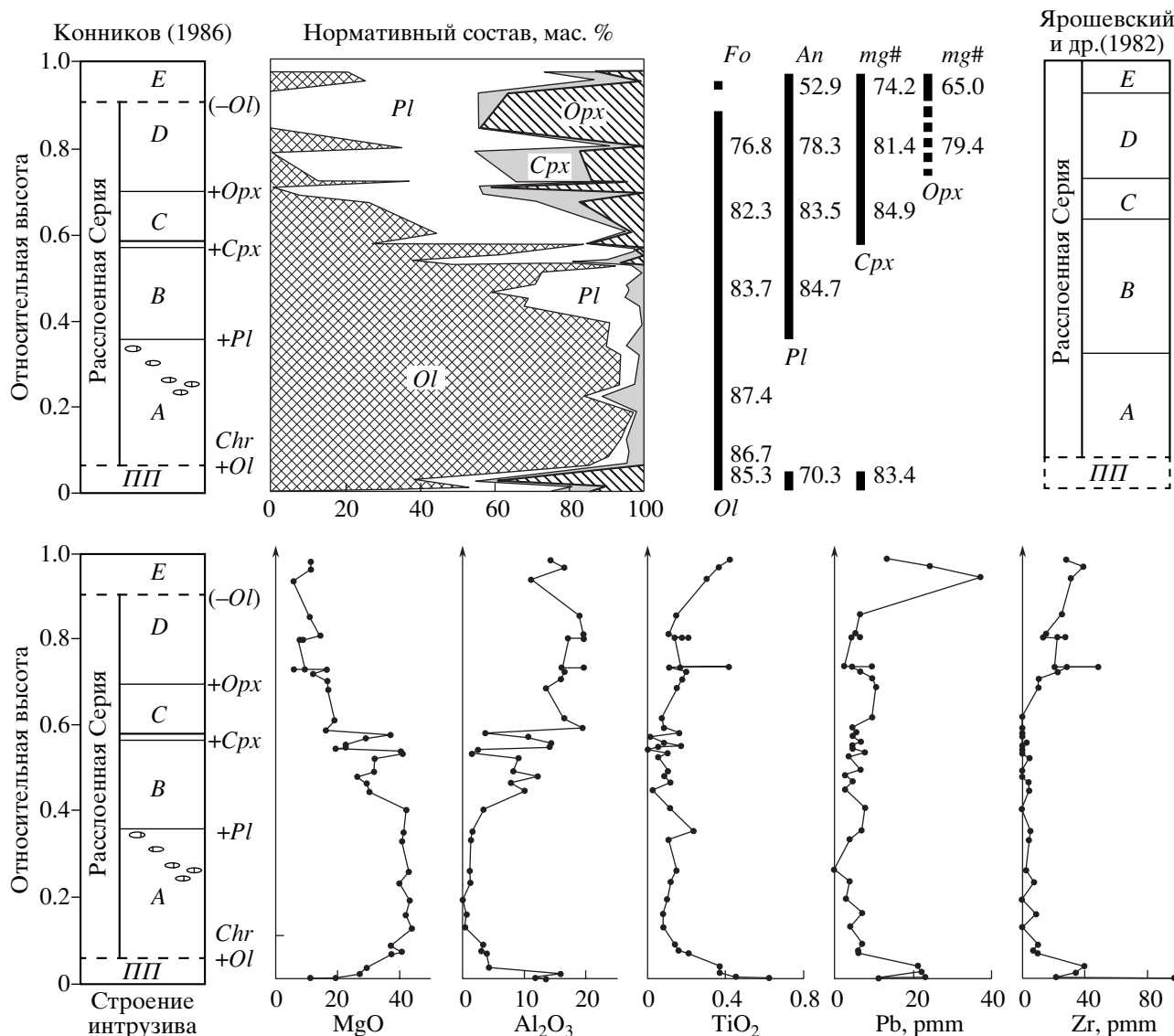


Рис. 3. Соотношения главных структурных подразделений Довыренского интрузива и его минерально-геохимические особенности (по данным [53, 55, 56]).

Черной полосой в зоне С выделен горизонт “малосульфидного” платинометалльного оруденения.

ского интрузива завершают оливиновые габбро и габбро-нориты (зоны С и D), а вышележащие породы зоны E формировались при автономном внедрении базитового расплава [53]. Эти расхождения находят отражение в петрографической типизации Довыренского интрузива, который трактуют как дунит-троктолит-габбро-норитовый или дунит-троктолит-габбровый плутон.

Плагиперидотиты подошвы представлены плагиоклазовыми лерцолитами, которые слагают горизонт мощностью от 160 до 270 м (в среднем ~200 м). Эти породы образованы тремя кумульными минералами (Ol + Pl + Cpx); в интерстициях между ними развиты Opx, Phg или паргаситового типа амфибол. Благодаря вариациям в соотношениях кумульных минералов плагиперидотиты

иногда слабо дифференцированы и дают переходы к оливиновым габбро-норитам и габбро, а вследствие закалки в приконтактовой области – к пикритобазальтам и пикрит-долеритам (офитовым габбро, по [52]). Энстатит (mg# 79–85) и флогопит (mg# 63–88) плагиперидотитов образуют ойкокрсты с пойкилитовыми включениями минералов кумулуса, при этом Opx обычно корродирует оливин, что указывает на их перитектические соотношения. Кроме приподошвенной зоны, плагиперидотиты слагают самостоятельные силлы во вмещающих породах, которые возможно рассматривать как подводящие каналы Довыренской интрузии. По химическому составу плагиперидотиты близки средневзвешенному составу массива.

*Зона А* (мощностью  $\leq 980$  м) является самой нижней в расслоенной серии и представлена преимущественно оливиновыми мезокумулатами и адкумулатами. Оливин (80–97 об. %) образует идиоморфные выделения, а интерстиции между ними заполнены хромшпинелидами, плагиоклазом, реже клинопироксеном. Количество *Pl* в дунитах увеличивается по направлению к плагиоперидотитам, а максимум диопсида приурочен к верхам зоны А, где располагается большая часть апокарбонатных ксенолитов магнезиальных скарнов (рис. 3). По данным [64] появление интеркумулусного *Srx* связано здесь с ассимиляцией СаО из карбонатов: количество диопсида 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. В околоскенолитной зоне оливины обогащены СаО (до 0.9 мас. %), а диопсиды  $Al_2O_3$  (до 6.6 мас. %) и волластонитовым миналом.

*Зона В* (~700 м) сменяет вверх зону дунитов и представлена чередованием меланотроктолитов (30–50 об. % *Pl*) и плагиоклазовых дунитов (5–20 об. % *Pl*). Мощность плагиодунитовых слоев меньше (2–45 м), чем троктолитовых (30–120 м). По-видимому, формирование этих типов пород отвечало условиям насыщения остаточного расплава *Ol* и *Pl*, так что оба минерала могут рассматриваться в качестве кумулусных. Породы имеют аллотриоморфную структуру, для которой характерен равный идиоморфизм породообразующих минералов. Количество интерстициального пироксена редко превышает 2–3 об. % [63], однако в верхней части зоны встречаются горизонты, обогащенные авгитовым пироксеном – пойкилитовые верлиты, а также линзы оливиновых габбро, сходные по составу с породами следующей зоны.

Выше располагается мощная толща (1100 м) оливиновых габбро и габбро-норитов, которую можно разделить на две зоны. *Зона С* имеет мощность порядка 350–400 м и от пород нижележащего разреза отличается резким сокращением количества оливина, появлением авгита и тем, что преобладающим минералом в кумулусе здесь становится плагиоклаз. Его лейстовидные кристаллы нередко включены в зерна *Ol* и *Srx*. Часто наблюдается вхождение неровных краев зерен авгита в интерстиции зерен *Ol* и *Pl*. Структура пород габбровая до габброофитовой. Характерной чертой этой зоны оливиновых габбро является также наличие в нижней части многочисленных жил габбро-пегматитов такситовой текстуры, имеющих обособления анортозитов, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов и обогащенных благородными металлами (ЭПГ + Ау). *Зона D* ( $\geq 600$  м) выделяется по появлению отдельных горизонтов оливиновых норитов и оли-

виновых габбро-норитов. Породы находятся в сложном переслаивании, но преобладают по-прежнему оливиновые габбро, для которых характерно присутствие крупных ойкокрсталлов ортопироксена. Оливиновые нориты и оливиновые габбро-нориты имеют габбровую структуру. К минералам кумулуса здесь относятся округлые зерна *Ol*, короткотаблитчатые кристаллы *Pl*, призматические зерна *Srx* и ортопироксен. К границе зон *D* и *E* приурочены гранофиры.

*Прикровельная зона E* имеет мощность 250–350 м [52, 58, 63] и характеризуется распространением безоливиновых пород – кварцевых габбро и гранофировых габбро-норитов. В отличие от нижележащих пород в них нет аксессуарных хромшпинелидов, вместо которых присутствуют ильменит, Ti-магнетит и апатит. Структура главных типов пород характеризуется преобладанием таблитчатых зерен зонального лабрадор-андезина, гиперстена и авгита; интерстиции заполняют бурый амфибол, биотит и гранофир [55]. Состав интерстициального материала позволяет отделить эти породы от залегающих ниже габброидов. По химическому и фазовому составу зона *E* аналогична силлам и дайкам, секущим плагиоперидотиты подошвы. Известно также, что гранофировые габбро-нориты подошвы и кровли смыкаются на юго-западном выклинивании массива (рис. 2). Это явилось основанием для исключения пород зоны *E* из продуктов внутрикамерной дифференциации довыренской магмы [53]. Вместе с тем, проблема геологической позиции этой зоны допускает и другие альтернативы.

Если принять, что кварцевые габбро и гранофировые габбро-нориты действительно не относятся к расслоенной серии в классическом понимании последовательности отложения минералов кумулуса, можно предположить, что значительная часть зоны *E* сложена продуктами кристаллизации остаточных расплавов, отжатых из нижних горизонтов (см. ниже). Нельзя также исключать возможность, что результатом воздействия этого восходящего потока относительно примитивных поровых расплавов явилась “метасоматическая” проработка более низкотемпературных продуктов кристаллизации, которые могли образоваться на стадии седиментационного фракционирования. Во всяком случае, обе гипотезы согласуются с обогащенностью зоны *E* некогерентными элементами и не противоречат накоплению Си на поздних стадиях процесса [58–60]. В пользу такой частичной “автогибридизации” прикровельных пород может свидетельствовать обилие резкоаномальных кристаллов плагиоклаза [56].

#### *Эволюция состава пород*

На рис. 3 представлены некоторые особенности химического и минерального состава Довы-

ренского интрузива. Соответственно фазовому составу кумулатов распределение  $MgO$  контролируется количеством  $Ol$  (в дунитах, плагиодунитах и троктолитах) и пироксенов (габброиды), а  $Al_2O_3$  – плагиоклаза. Подобное поведение главных минералообразующих оксидов типично для многих ультрамафит-мафитовых расслоенных комплексов. Необычно то, что содержание  $MgO$  в верхних (вероятно поздних) продуктах дифференциации падает незначительно и в среднем по зоне  $E$  составляет около 10 мас. % [63]. Это свидетельствует об отсутствии эффективного фракционирования фемических силикатов на заключительных стадиях затвердевания довыренской магмы или воздействия дополнительных факторов переноса компонентов, которые модифицировали первичный (возможно более фракционированный) состав поздних продуктов дифференциации.

Определенную информацию несет поведение несовместимых с твердой фазой элементов (рис. 3). Как видно на примере  $Ti$ ,  $Rb$  и  $Zr$ , их распределение по разрезу имеет С-образную форму с явными максимумами содержаний в плагиоперидотитах подошвы и прикровельных породах. В дунитах и троктолитах наблюдается концентрационный “провал”, характеризующийся 5–10-кратным снижением общих содержаний с отчетливым минимумом  $Ti$  и  $Zr$  в средней зоне  $B$ . Известно, что концентрация некогерентных элементов является показателем количества мезостазиса [65, 66], что дает возможность оценки доли интерстициальной жидкости в кумулусе [67, 68]. Таким образом, анализ поведения  $Ti$  и  $Zr$  приводит к выводу, что количество интеркумулятивного расплава минимально в троктолитовой зоне и в целом нарастало вниз интрузивной камеры через зону дунитов по направлению к плагиоперидотитам подошвы ( $Rb$  не рассматриваем, так как в троктолитах этот элемент частично входит в состав  $Pl$ ). В габброидах и габбро-норитах некогерентные элементы ( $Ti$  – условно) распределяются аналогично, демонстрируя тенденцию обогащения в зонах  $D$  и  $E$ . При этом пики содержаний интеркумулусной жидкости маркируют аноксидные рифы с благороднометальной минерализацией “мало-сульфидного” типа [69]. Отметим, что для этого же уровня характерно не менее резкое изменение минерального состава пород расслоенной серии.

#### Эволюция состава минералов

На рис. 3 показаны тенденции изменения состава главных кумулусных минералов ( $Ol$ ,  $Pl$ , пироксены) по разрезу расслоенной серии Довыренского массива. Эти данные представляют средние значения, рассчитанные для каждой зоны по данным [53]. Среднеквадратичные отклонения ( $1\sigma$ ) составов минералов из зон  $A$ ,  $B$ ,  $C$  и  $D$  для  $Ol$  и  $Pl$  не выходят за пределы 1–2 мол. %, маг-

незиальность пироксенов оценена с погрешностью 2–4%. В зоне  $E$  разброс составов гораздо шире, что дает для всех минералов  $1\sigma \sim 6$ –7%. Отметим явно пониженное содержание  $An$  в  $Pl$  из плагиоперидотитов подошвы ( $70.3 \pm 14.5$ ,  $n = 6$ ). Для основной расслоенной серии ( $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D$ ) характерны незначительные вариации состава  $Ol$  (10–12 мол. %  $Fo$ ) и  $Pl$  (~7 мол. %  $An$ ) и систематичное понижение содержания тугоплавких компонентов вверх по разрезу. Это обычный тренд эволюции интрузивной магмы. Аномально распределение  $Fo$  в оливинах из нижней части дунитового горизонта и плагиоперидотитов. Существует явная тенденция обогащения форстеритом снизу вверх при переходе от плагиоперидотитов ( $85.3 \pm 1.4$  мол. %  $Fo$ ,  $n = 11$ ) к нижним плагиодунитам ( $86.7 \pm 1.6$ ,  $n = 15$ ) и основной массе дунитов ( $87.4 \pm 1.5$ ,  $n = 60$ ). Это не согласуется с “нормальной” направленностью изменения составов в процессе кристаллизации.

Геологические соотношения предполагают, что плагиоперидотиты могут представлять самостоятельный акт внедрения магматического материала родственного материнской магме, из которой формировался расслоенный интрузив. Второе объяснение основано на допущении, что исходная суспензия включала расплав и твердые фазы, средним состав которых не отвечал температуре и составу жидкости, а был несколько смещен в сторону более высокотемпературных (тугоплавких) компонентов [28]. В этом случае дуниты можно трактовать как результат осаждения и уплотнения кристаллов изначально неравновесного высокомагнезильного оливина. Кроме того, есть основания считать, что подобный характер изменения состава  $Ol$  в нижней части массива обусловлен более высокими скоростями кристаллизации в эндоконтакте по сравнению с внутренними частями интрузивной камеры [70]. Наконец, можно предположить, что аномальный тренд содержания  $Fo$  связан с особенностями перекристаллизации в кумулусе на ранних этапах затвердевания довыренской магмы. Как показано М.Я. Френкелем [1], повышение магнезиальности минералов кумулуса возможно при их частичном плавлении, переуравновешивании и отжиме части новообразованного межзернового расплава. Эта схема требует привноса тепла и наличия изломов на температурных профилях по разрезу “кристаллической каши”.

На данной стадии исследования трудно привести аргументы, безусловно поддерживающие или опровергающие эти интерпретации. Мы принимаем, что плагиоперидотиты и приконтактные породы закалки являются закономерной частью довыренского разреза, а наиболее ранние (близкие к равновесным) кристаллы  $Ol$  имели состав  $\sim Fo_{84-85}$ , отвечающий оливинам из плагиоперидотитов подошвы и троктолитов (рис. 3). Состав

первых кристаллов плагиоклаза попадал, по-видимому, в интервал 80–85%  $Al_2O_3$ .

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ ДОВЫРЕНСКИХ УЛЬТРАМАФИТОВ

Решение проблем формирования внутреннего строения Довыренского массива невозможно без оценок физико-химических параметров состояния исходной магмы. Эта задача связана с определением термодинамических и динамических свойств внедряющегося субстрата, включая температуру и состав исходной жидкости, степень раскристаллизации магмы в момент внедрения, пропорции и составы взвешенных в расплаве минеральных фаз, реологические свойства расплава и самой магмы. Перечисленные параметры могут быть получены решением обратной геохимической задачи на основе моделирования первичных расплавно-кристаллических равновесий для приконтактовых пород (метод геохимической термометрии). Этот метод основан на использовании ЭВМ-модели КОМАГМАТ [71] и первоначально был предложен для гипабиссальных базитов, позволяя извлекать информацию об условиях образования дифференцированных силлов, которая “записана” в валовых химических составах слагающих их долеритов [72, 73].

Комбинируя результаты расчета фазовых равновесий для наименее фракционированных (обычно эндоконтактовых) образцов и средневзвешенного состава массива удастся реконструировать температурно-композиционные и фазовые характеристики исходной магмы для более крупных интрузивных тел [27, 28, 68, 74, 75]. В этих публикациях подробно описаны термодинамический базис, погрешности и условия применимости геохимической термометрии, поэтому здесь мы напоминаем только последовательность действий при его практической реализации. Для проведения термометрических исследований необходимо: 1) выбрать из пород данного интрузива несколько образцов, для которых можно предполагать наиболее примитивный состав интеркумулятивной или захваченной жидкости; 2) провести численные эксперименты по равновесной кристаллизации полных расплавов этих пород; 3) построить температурно-концентрационные зависимости для модельных жидкостей и 4) найти точку (область) пересечения эволюционных линий, отвечающую вероятному равновесию кристаллов и расплава в материнской магме. С погрешностью порядка 10–15°C эта область определяет температуру, а также состав магматического расплава в момент внедрения. Проецируя найденные таким образом параметры на траекторию кристаллизации средневзвешенного состава интрузива, можно оценить фазовый состав (кристалличес-

ность) магмы и исходные составы привнесенных интрателлурических минералов [26].

### *Выбор составов*

В табл. 1 приведены петрохимические характеристики пород из эндоконтактовой зоны и подошвы Довыренского интрузива [52, 55], а также средневзвешенный состав массива по данным [63]. Составы, представляющие закаленные фации или приконтактовый материал, потенциально информативны для целей геохимической термометрии. Замена конкретных образцов на средние содержания по заданной выборке не сказывается на конечном результате термодинамических расчетов (оценке исходной температуры), поскольку любой средний состав всегда можно представить как механическую смесь нескольких расплавно-кристаллических ассоциаций, из которых кристаллизовались породы. Более серьезная проблема касается возможной измененности исходных химических характеристик вследствие вторичного окисления, флюидного воздействия или ассимиляционных процессов на контакте интрузива. Строго говоря, в исследованиях такого рода необходим тщательный анализ представительной выборки контактовых пород, как это было сделано на примере 80 образцов “закаленного габбро” из Боковой краевой группы Скергаардского интрузива [71, 76].

Применительно к проблемам Довыренского интрузива мы пока ограничимся рассмотрением девяти “приконтактовых материалов” (см. составы 1–9 в табл. 1), полагаясь на замечательное свойство геохимической термометрии отсеивать траектории кристаллизации, которые сильно отклоняются от общего семейства котектических линий. Это придает методу генетическую информативность [72], которая особенно важна на фоне определенного разброса составов для пород закалочной фации массива – сравните колонки 3, 7 и 10 в табл. 1. Кроме того, существуют расхождения в оценках средневзвешенного состава расслоенной серии массива, который по данным [53] близок среднему составу плагиоперидотитов подошвы (за исключением содержаний  $K_2O$  и  $H_2O$ ) и заметно беднее  $Al_2O_3$  и  $CaO$  по сравнению с данными [63] (сравните колонки 8 и 9 в табл. 1). Эти расхождения накладывают некоторые ограничения на интерпретацию результатов моделирования, представленных ниже.

### *Условия моделирования фазовых равновесий*

Для проведения вычислений по методу геохимической термометрии необходимо задать давление (общее и водное) и окислительно-восстановительные условия внедрения исходной магмы. По геологическим данным глубина становления

**Таблица 1.** Составы пород из подошвенной (эндоконтактовой) зоны и средний состав Йоко-Довыренского массива

Компо- нент	Породы эндоконтактовой зоны [52]			Подороды из нижней и верхней части горизонта плаггиоперидотитов, подстилающего плаггиодуниты и дуниты основной расслоенной серии [55]				Средневзвешенные характеристики массива [63]		
	Габбро ( $n = 3$ )	Оливиновые габбро-нориты и плаггиоперидотиты ( $n = 19$ )	Офитовые габбро ( $n = 3$ )	Пикрито- базальт Д476	Пикрито- долерит 245 к	Оливин- флогопитовые габбро-нориты		Средний плаггиоперидотит	Средний состав ( $n = 256$ )	Закаленный габбро-норит ( $n = 2$ )
						Д59г	Д476/к			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	48.46	44.69	48.48	52.32	48.53	50.79	48.50	46.52	44.54	47.71
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.25	0.49	0.63	0.57	0.42	0.46	0.37	0.09	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.07	5.93	10.58	13.72	9.84	14.06	11.93	7.83	10.64	9.11
FeO	10.23	11.53	10.70	9.61	10.31	8.28	10.19	10.44	10.05	10.37
MnO	0.20	0.16	0.18	0.16	0.18	0.11	0.16	0.19	0.14	0.15
MgO	20.47	32.56	18.57	11.08	22.53	15.59	19.45	27.17	26.57	24.75
CaO	8.50	4.27	9.26	9.89	6.47	8.08	7.25	6.43	7.35	6.03
Na <sub>2</sub> O	0.79	0.35	1.06	1.96	0.92	2.04	1.34	0.66	0.54	0.94
K <sub>2</sub> O	0.77	0.18	0.64	0.51	0.58	0.41	0.69	0.34	0.07	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.07	0.04	0.11	0.07	0.22	0.03	0.06	0.01	0.04

Примечания. Составы нормированы на 100 мас. %; все железо в виде FeO.

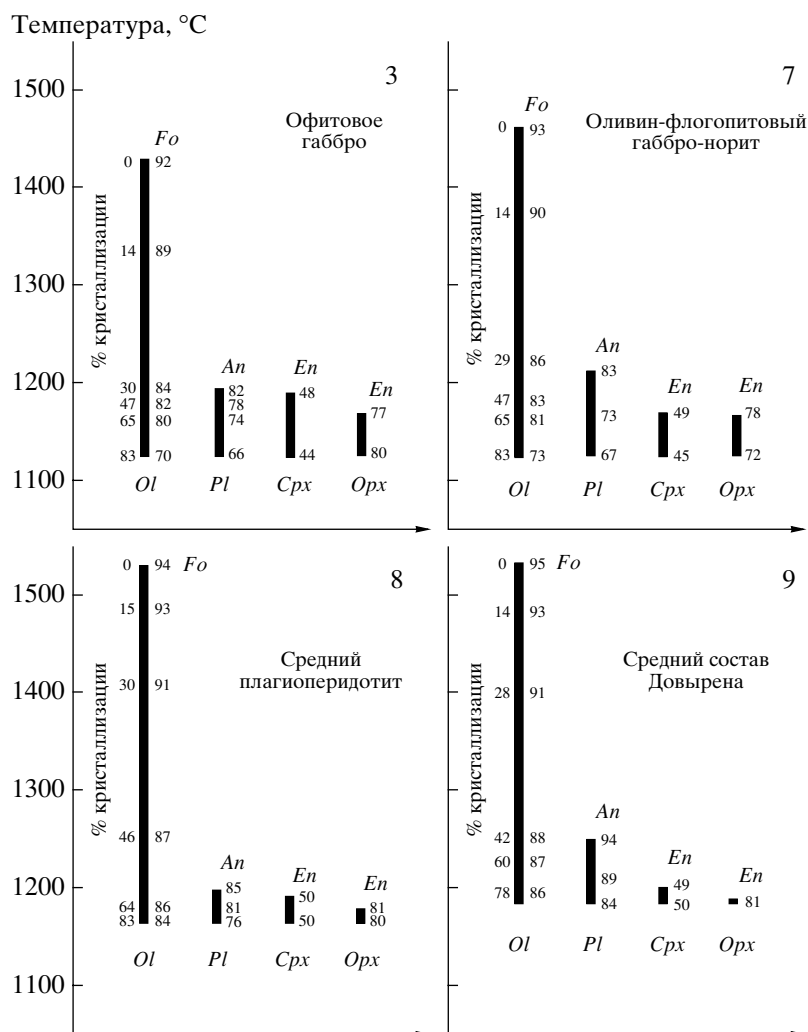
Довыренского интрузива оценивается в 1.5 км [52], что соответствует  $P \sim 0.5$  кбар. Такая оценка совпадает с определением давления по составу апокарбонатных магнезиальных скарнов [77]. Судя по отсутствию гидроксилсодержащих минералов в основном парагенезисе пород этого интрузива и наличию антипертитовых вростков калишпата в плаггиоклазе габброидов, довыренская магма была недосыщена H<sub>2</sub>O: по оценкам [55]  $P_{H_2O}$  не превышало 0.7 кбар, что близко общему давлению. Последующие расчеты фазовых равновесий проводились для условий сухой системы.

Более проблематичны оценки летучести кислорода. Обычно они базируются на данных по валовому соотношению Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO в породах, которое, по аналогии с расплавами, должно зависеть от  $T$ ,  $f_{O_2}$  и состава жидкости [78]. Для Довыренского массива такой подход не представляет практического интереса, поскольку (как будет показано ниже) исходная магма включала значительное количество интрателлурических кристаллов, преимущественно *Ol*. Если допустить, что валовый состав этой смеси аппроксимирует жидкую фазу, то надо принимать аномально высокую температуру внедрения, при этом основная часть закисного железа из оливина будет отнесена к расплаву. По этой причине при выборе редокс-ус-

ловий мы опирались на известные данные о степени окисленности природных магм [79], учитывая факт отсутствия магнетита среди минералов кумулуса. Таким образом, при моделировании траекторий кристаллизации нами были приняты относительно восстановительные условия, заданные буфером вюстит–магнетит (WM).

### Результаты геохимической термометрии

Моделирование равновесно кристаллизации для каждого состава проводилось по программе КОМАГМАТ-3.52 при давлении  $P = 0.5$  кбар и буфере WM в условиях последовательного увеличения закристиализованности расплава – с шагом 1 мол. %. В отличие от предыдущих термометрических исследований, где траектории кристаллизации рассчитывались до 40–30% остаточной жидкости, вычисления для довыренских пород моделировали системы, содержащие не менее 15–10% расплава, что связано с попыткой учесть возможное уплотнение кумулатов. Идея расчетов основана на предположении, что довыренская магма не была перегретой (при содержании MgO около 27 мас. % для этого необходимы температуры свыше 1500°C) и привнесла в камеру определенное количество интрателлурических фаз ( $Ol \pm Pl \pm Cpx$ ). В этом случае вариации состава пород на нижнем контакте и в горизонте плаггио-



**Рис. 4.** Модельные последовательности выделения и составы минералов при равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих породам подошвы и средневзвешенному составу Довыренского интрузива.

Номера графиков соответствуют составам в табл. 1. Расчеты по программе КОМАГМАТ-3.52 [26] при давлении 0.5 кбар, сухих условиях и  $f_{O_2}$ , заданной буфером вюстит–магнетит (WM); шаг кристаллизации 1 мол.%. Слева от линии устойчивости *Ol* приведены значения степени кристаллизации системы при данной температуре.

перидотитов можно рассматривать как результат перераспределения кристаллов в жидкости, представляющей продукт кристаллизации исходной магмы на стадии интродирования [29]. Критерием правильности такого допущения может служить соответствие модельного и наблюдаемого состава породообразующих минералов, главным образом *Ol*.

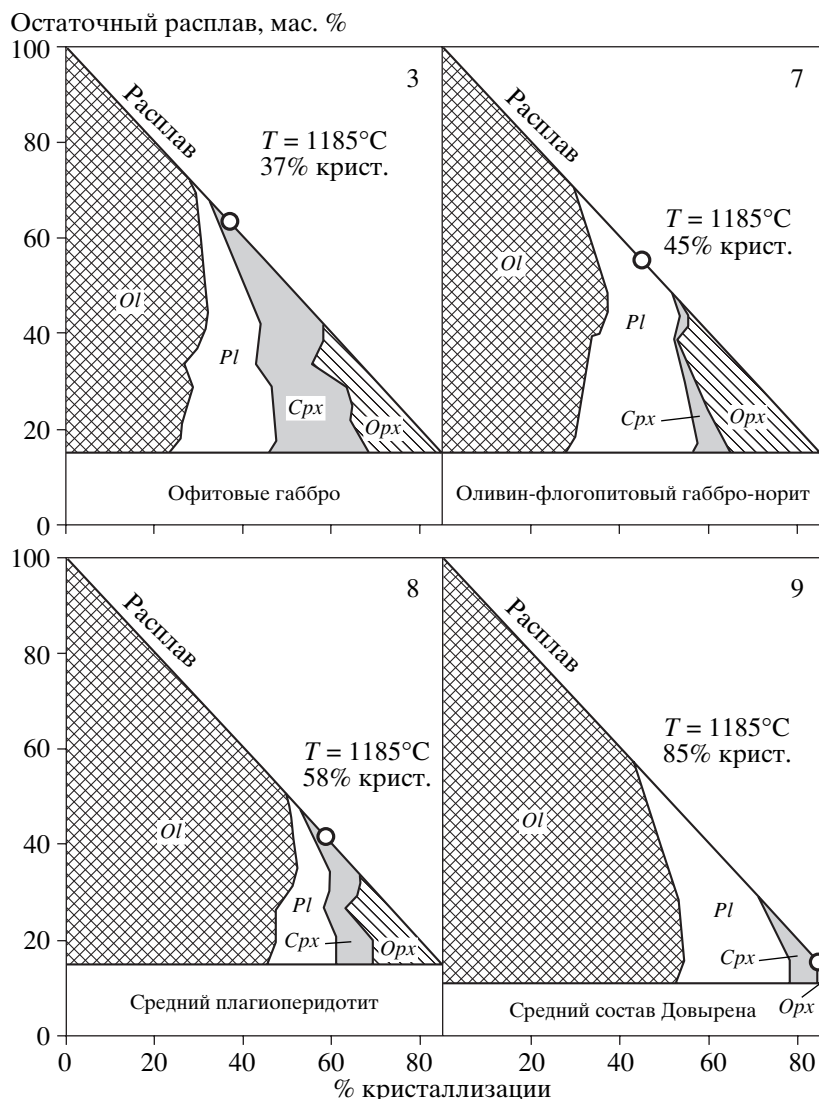
Основные результаты проведенных вычислений показаны на рис. 4–7. Забегая вперед, отметим, что по этим данным для выбранных “приконтактных материалов” и средневзвешенного состава массива устанавливается единый ряд температурно-композиционной эволюции интеркумулятивного расплава, а заметные различия в составах котектик наблюдаются только по содержанию в расплаве  $Na_2O$  и вариациям состава модельного плагиоклаза (рис. 6, 7). Это важный

предварительный вывод, указывающий на общий магматический источник закалочных фаций, плагиоперидотитов подошвы и предполагаемой модели довыренской магмы.

При анализе фазовых соотношений мы ограничимся рассмотрением результатов для нескольких представительных составов (офитовое габбро, *Ol–Phg* габбро-норит, средний плагиоперидотит) и средневзвешенный состав интрузива, см. составы 3, 7, 8 и 9 в табл. 1.

#### Эволюция фазового состава

Согласно данным расчетов, равновесная кристаллизация расплавов приконтактных пород происходит в последовательности  $Ol \rightarrow Ol + Pl \rightarrow Ol + Pl + Cpx \rightarrow Ol + Pl + Cpx + Opx$  (рис. 4).

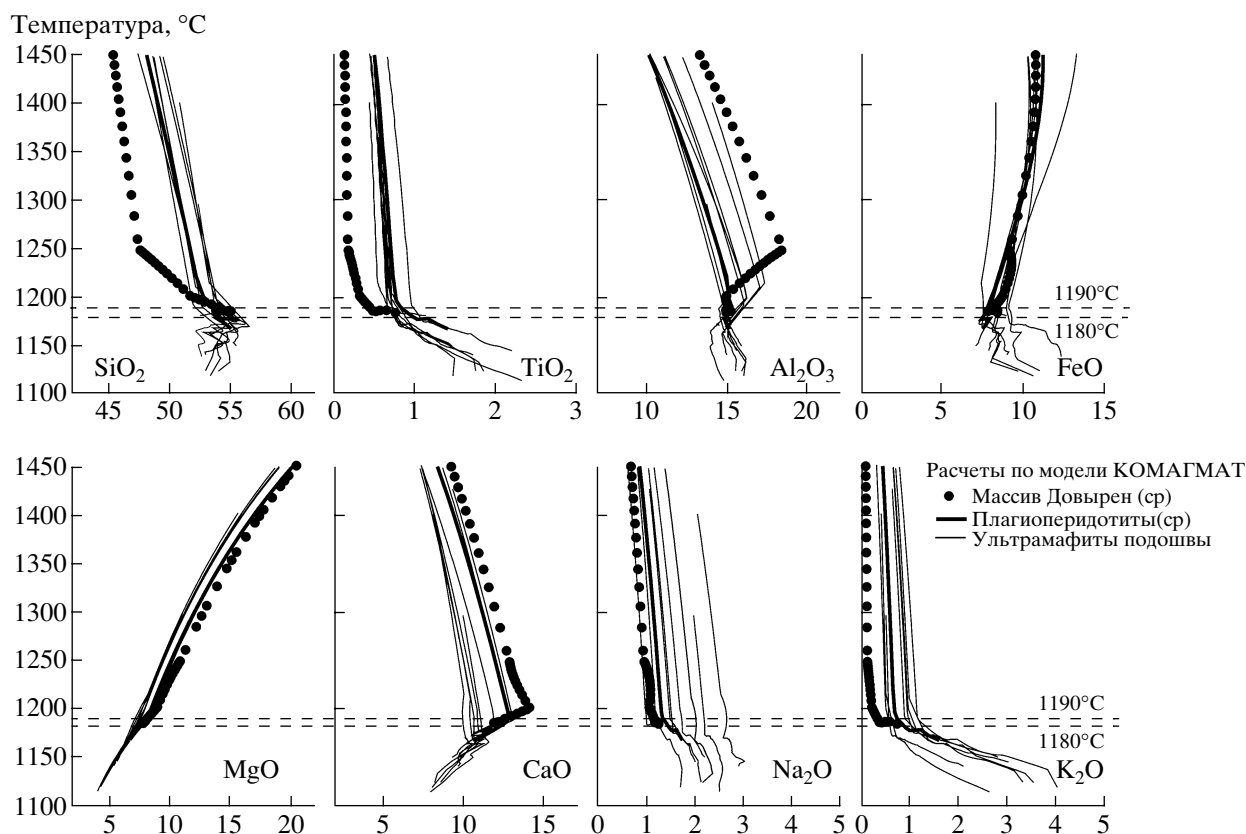


**Рис. 5.** Эволюция фазового состава модельных систем при равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих породам подошвы и средневзвешенному составу Довыренского интрузива.

Номера графиков соответствуют составам в табл. 1 и последовательности кристаллизации на рис. 4. Для каждого состава отмечена степень закристаллизованности системы, отвечающая температуре исходной магмы 1185°C.

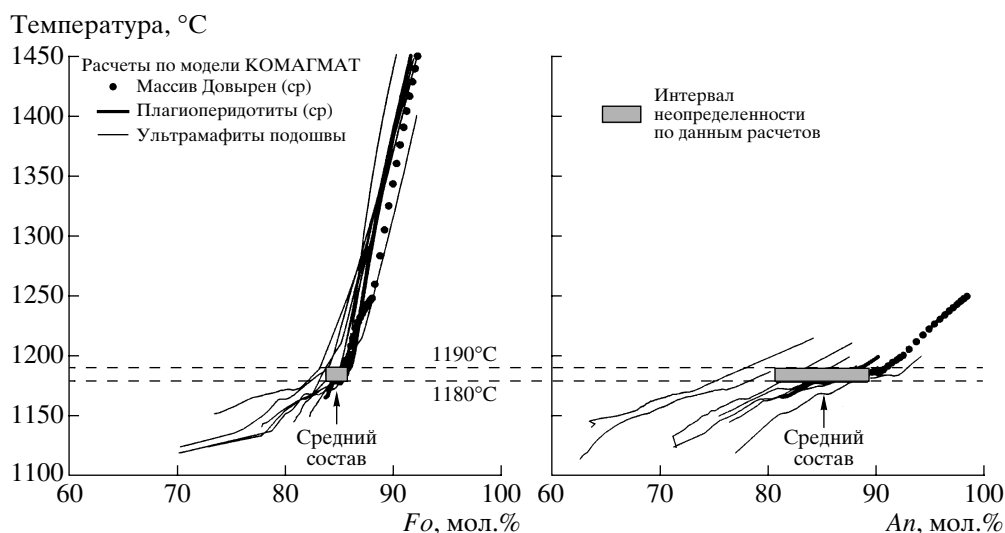
Этот порядок обусловлен сильным пересыщением всех валовых составов оливиновым компонентом и может указывать на то, что закаленные фации и плагиоперидотиты кристаллизовались из смесей, содержащих от 37 до 58% кристаллов *Ol* (рис. 5). При такой кристалличности в качестве второй (котектической) фазы появляется плагиооклаз, что согласуется со строением Довыренского массива и распространением троктолитов в его разрезе (рис. 2 и 3). При этом для трех составов, характеризующих плагиоперидотитовый слой, котектическая ассоциация *Ol* + *Pl* начинается при близких температурах (~1200°C, рис. 4), а модельные составы оливина (84–86% *Fo*) и плагиоклаза (82–85% *An*) близки к наблюдаемым в расслоенной серии интрузива (рис. 3).

Параметры *Ol-Pl* котектики для среднего состава Довырена (табл. 1) несколько отличаются от модельных характеристик плагиоперидотитов. Это касается повышенной начальной температуры совместной кристаллизации *Ol* и *Pl* (~1250°C) и более примитивного состава первых котектических кристаллов – 88% *Fo* и 94% *An* (рис. 4). Установленные различия напрямую связаны с оценкой средневзвешенных концентраций петрогенных оксидов, которые рассчитываются в соответствии с принятыми составами и пропорциями дунитов, троктолитов и габброидов в массиве [56, 63]. Наиболее высокотемпературные параметры модельной *Ol-Pl* ассоциации отражают повышенное количество “троктолитового” компонента в разрезе (рис. 3) и соответствующее обогащение гли-



**Рис. 6.** Расчетные линии эволюции состава жидкости при равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих породам подошвы и средневзвешенному составу Довыренского интрузива.

Сходимость эволюционных линий в интервале температур 1180–1190°C указывает на общий состав исходного магматического расплава, отвечающего пересыщенным  $\text{SiO}_2$  магнезиальным базальтам (табл. 2). Условия вычислений см. подписи к рис. 4.



**Рис. 7.** Эволюция состава  $Ol$  и  $Pl$  при равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих породам подошвы и средневзвешенному составу Довыренского интрузива.

Содержания  $Fo$  в модельном  $Ol$  при 1180–1190°C ( $84.5 \pm 1.0$  мол. %) близки магнезиальности оливинов, наблюдаемых в дунитах и плагиоперидотитах подошвы (по данным [53, 55]). Широкий разброс расчетных содержаний  $An$  в  $Pl$  ( $80.5 \pm 4.5$  мол. %) отражает неопределенности оценок концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  в породах и расплавах (рис. 6).



ноземом по сравнению с плагиоперидотитами (сравните составы 8 и 9 в табл. 1). Поэтому не исключено, что использованный здесь общий состав интрузива представляет в действительности несколько смещенную оценку. Но важно то, что линия химической эволюции остаточной жидкости для среднего состава Довырена приходит точно в область котектических жидкостей, рассчитанных для закалочных фаций и плагиоперидотитов (рис. 6), хотя при аномально высокой кристалличности порядка 85% (рис. 5). Интерпретация столь необычных “исходных” фазовых характеристик будет дана при обсуждении.

#### Состав остаточной жидкости

Сходимость температурно-композиционных линий эволюции остаточной жидкости для разных составов демонстрирует рис. 6. Хорошо видно, что расчетные траектории для всех компонентов сближаются при температурах *Ol-Pl* котектики, формируя достаточно компактные кластеры (узлы пересечений) в интервале 1190–1180°C. Эти пересечения наиболее отчетливы на диаграммах зависимости содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  от температуры. Исходя из этого мы полагаем, что среднее значение 1185°C можно принять в качестве вероятной температуры расплава, захороненного в интрузиве плагиоперидотитов и, возможно, отвечающего жидкой части материнской магмы Довыренского интрузива<sup>2</sup>. Состав этой жидкости рассчитывается по главным компонентам как среднее из 10 модельных составов при 1185°C и приведен в табл. 2 (колонка 1). Оцененный таким образом остаточный расплав по химическим характеристикам отвечает пересыщенным  $\text{SiO}_2$ , но несколько обогащенным  $\text{MgO}$  (по сравнению с типичными толеитами) андезитобазальтам или бонинитам. Косвенным свидетельством пересыщенности кремнеземом исходного расплава можно считать распространение в верхней части интрузивного разреза габбро-норитов и норитов – пород, характеризующихся присутствием ортопироксена среди минералов кумулула [56], а также корродирование и замещение оливина энстатитом в плагиоперидотитах [53, 55]. Данные многочисленных экспериментов по плавлению *Orx*-содержащих интрузивных пород и вулканитов показывают, что этот минерал обычно кристаллизуется из андезитобазальтовых и андезитовых жидкостей.

В табл. 2 для сравнения со средним составом остаточной (предположительно исходной) жидкости приведены два модельных состава, отвечающих температуре 1185°C для конкретных траек-

**Таблица 2.** Химические и фазовые характеристики возможных “исходных” магм Йоко-Довыренского расслоенного интрузива по результатам ЭВМ-моделирования

Компонент	Исходный расплав ( $n = 10$ )	Средний состав массива (№ 9 в табл. 1)	Закаленный габбро-норит (№ 10 в табл. 1)
<i>Состав расплава при 1185°C, мас. %</i>			
$\text{SiO}_2$	54.13 (0.80)	55.19	55.00
$\text{TiO}_2$	0.78 (0.10)	0.48	0.74
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.24 (0.42)	15.22	15.52
$\text{FeO}$	8.19 (0.57)	7.78	7.58
$\text{MnO}$	0.15 (0.02)	0.15	0.14
$\text{MgO}$	7.51 (0.33)	7.83	7.33
$\text{CaO}$	11.33 (0.87)	11.72	10.80
$\text{Na}_2\text{O}$	1.65 (0.47)	1.18	1.72
$\text{K}_2\text{O}$	0.88 (0.25)	0.39	1.08
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.14 (0.09)	0.06	0.08
<i>Фазовый состав исходной магмы, мас. %</i>			
Расплав	100.0	14.5	48.9
<i>Ol</i>	$F_{084,6 \pm 1.0}$	54.3 ( $F_{085,7}$ )	46.5 ( $F_{085,3}$ )
<i>Pl</i>	$An_{80,5 \pm 4.5}$	23.6 ( $An_{85,4}$ )	4.6 ( $An_{79,8}$ )
<i>Crx</i>	–	6.4 ( $En_{50,9}Fs_{7,4}$ )	–
<i>Orx</i>	–	0.1 ( $En_{80,6}Fs_{12,5}$ )	–
<i>F</i>	0.0	85.5	51.1

Примечание. Исходный расплав отвечает среднему из составов 10 модельных жидкостей при 1185°C (рис. 6); в скобках – стандартные отклонения; *F* – количество кристаллов в системе (исходная степень закристаллизованности).

торий: первый характеризует средневзвешенный состав массива, а второй – продукт кристаллизации закалочной фации габбро-норита (состав 10 из табл. 1). Оба состава были включены в расчет среднего состава исходного расплава, но сопоставление интересно тем, что подчеркивает обсуждавшуюся выше систематику отличий для среднего состава Довыренского интрузива [63]. Несмотря на одинаковую температуру, этот источник дает более тугоплавкий парагенезис минералов, среди которых при 1185°C присутствуют не только *Ol* и *Pl*, но также клино- и ортопироксен (рис. 4 и 5).

#### Составы и пропорции первичных минералов кумулула

Принимая во внимание, что в основе метода геохимической термометрии лежит предположение о равновесном характере распределения компонентов между минералами и расплавом, полученные данные позволяют оценить первичные составы котектических минералов, существовав-

<sup>2</sup> Под материнской (родоначальной) магмой мы понимаем тот силикатный расплав в смеси с кристаллами, который заполнил интрузивную камеру Довыренского плутона.

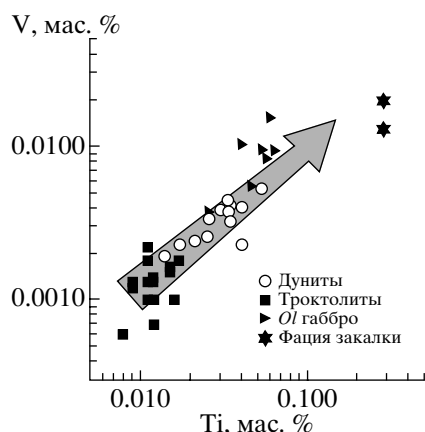


Рис. 8. Корреляция содержаний V и Ti в дунитах, троктолитах и оливиновых габбро из зон А, В и С Довыренского интрузива (по данным [55, 58]).

ших на стадии поступления исходной магмы в интрузивную камеру. На рис. 7 показана эволюция состава оливина и плагиоклаза для всех расчетных составов и обозначен интервал неопределенности результатов моделирования при температурах 1190–1180°C. Вероятные составы первичных кумулятивных кристаллов рассчитываются аналогично составу остаточной жидкости – как среднее из 10 модельных составов при температуре внедрения 1185°C. Эти оценки отвечают примерно 85 ± 1 мол. % Fo и 81 ± 5 мол. % An (табл. 1) и находятся в хорошем соответствии с результатами микронзондовых исследований составов Ol и Pl в породах Довыренского плутона (рис. 3). Широкий разброс значений основности плагиоклаза отражает значительные вариации состава модельных жидкостей в отношении Na<sub>2</sub>O (рис. 6).

Результаты моделирования фазовых равновесий дают возможность оценить не только исходные составы, но также первичные пропорции кристаллов и расплава для конкретных пород и исходной магмы (за которую принимается средневзвешенный состав интрузивного тела). На рис. 5 приведены значения закристаллизованности, рассчитанные при 1185°C для четырех выбранных систем. Эти данные показывают, что приконтактные офитовые габбро (состав 3) и Ol-Phg габбро-нориты (состав 7) отвечают смесям с содержанием 37% и 45% кристаллической фазы. Тогда как плагиоперидотиты и средний состав интрузива дают существенно более высокие значения – 58% и 85%, соответственно. Интересно, что содержание первичных кристаллов в системе, представляющей закаленный габбро-норит [63], составляет 51% (табл. 2). Таким образом, полученные данные указывают на характерные различия между фазовыми составами приконтактных закаленных фаций (~40–50% кристаллов) и системами повышенной кристалличности F, включающими

плагиоперидотиты (F ~ 60%) и средний состав интрузива (F ~ 85%). Естественно предположить, что плагиоперидотиты как породы внутренней части массива могли включать повышенное количество кумульных минералов. Если эту логику применить к средневзвешенному составу [63], то следует признать, что в его оценку вошла явно избыточная масса ультрамафитов.

#### Признаки низкой пористости дунитов и троктолитов

Повышенную “тугоплавкость” и кристалличность модельной системы, отвечающей среднему составу Довырена, можно интерпретировать как свидетельство высокой степени уплотнения кристаллического материала в кумуле дунитов и троктолитов, которые дают главный вклад в оценку средневзвешенных характеристик [63]. Это предполагает низкую долю остаточной (интерстициальной) жидкости, что находит подтверждение в геохимической специфике довыренских ультрамафитов. Для анализа пористости кумулатов обычно привлекаются данные по содержаниям некогерентных элементов, концентрация которых в породах прямо пропорциональна количеству захваченного или интеркумулятивного расплава [65]. Особенно полезен анализ корреляционных соотношений сразу для нескольких элементов, предпочтительно распределяющихся в жидкую фазу [67]. Попытка установить такие корреляции предпринята нами на рис. 8, который характеризует концентрационные зависимости содержаний V и Ti в дунитах, троктолитах и оливиновых габбро из зон А, В и С Довыренского интрузива (по данным [58]). В дополнение здесь приведены составы двух пород, представляющих закалочную фацию.

Хорошо видно, что дуниты и троктолиты формируют тренд, направленный в сторону закалочных пород, но от которого отклоняются составы габброидов. Это согласуется с известным геохимическим поведением V и Ti, которые на стадии кристаллизации Ol и Pl можно рассматривать в качестве некогерентных компонентов, а после появления клинопироксена начинают распределяться и в твердую фазу. Из этих данных можно сделать два предварительных вывода. Во-первых, доля интеркумулятивной жидкости в дунитах и троктолитах в 10–30 раз ниже, чем количество расплава, отвечающего валовому составу закалочных фаций. Во-вторых, оказывается, что троктолиты характеризуются минимальной пористостью в разрезе массива, даже по сравнению с дунитами (рис. 8). На основе данных геохимической термометрии эти выводы можно подкрепить конкретными оценками.

Для этого можно использовать среднее содержание TiO<sub>2</sub> в исходном расплаве (0.78 мас. %,

табл. 2), которое отвечает элементной концентрации 4800 ppm (0.48 мас. % Ti) и относится к 100% жидкой фазы. Рассматривая титан как “идеальный некогерентный элемент”, значение 0.48 мас. % можно соотнести с реальным содержанием Ti в дунитах и троктолитах и оценить их пористость. Иллюстрацией этих манипуляций служит рис. 9. Как видим, минимум интерстициальной материала приходился не на дунитовую зону (как можно было бы ожидать), а на горизонт троктолитов, где доля захваченного расплава составляет 1.5–4%. Соответствующие оценки для дунитов дают от 3 до 10% остаточной жидкости. Интересно, что для закалочной фации (рис. 8) этот подход дает около 58% расплава или 42% кристаллов, что хорошо согласуется с результатами моделирования фазовых равновесий в приконтактных породах (рис. 5). Аналогичный характер распределения интерстициального расплава намечается по данным о концентрациях Zr в разрезе расслоенной серии рассматриваемого массива (рис. 3).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показывают данные ЭВМ-моделирования равновесной кристаллизации приконтактных пород Довыренского интрузива, жидкая часть исходной магмы представляла пересыщенный SiO<sub>2</sub> (~54 мас. %) и относительно обогащенный MgO (~7.5 мас. %) расплав. На момент внедрения в интрузивную камеру магма характеризовалась высокой степенью раскристаллизации (не менее 40%), при этом температура магмы составляла ~1185°C. Состав жидкости отвечал Ol-Pl котектике, но пропорции привнесенных интрателлурических кристаллов были резко смещены в сторону обогащения оливином. О реалистичности этих расчетных первичных характеристик довыренской магмы свидетельствует хорошее соответствие между наблюдаемыми и модельными составами оливина и плагиоклаза, примерно Fo<sub>85</sub> и An<sub>80</sub>.

#### Начальное состояние довыренской магмы

Несколько неожиданным результатом моделирования фазовых равновесий являются данные о высокой доле кристаллического материала в магме, поступившей в интрузивную камеру. Если опираться на данные расчетов для пород закалочной фации и эндоконтакта, то при температуре внедрения 1185°C они дают исходную кристалличность магматического субстрата в интервале 37–51 мас.%. Принимая средний состав плагиоперидотитов за валовый состав исходной магмы, получаем 58% кристаллического материала, а при использовании средневзвешенного состава интрузива по [63] – 85% кристаллов. В последнем случае приходится допускать, что исходная маг-

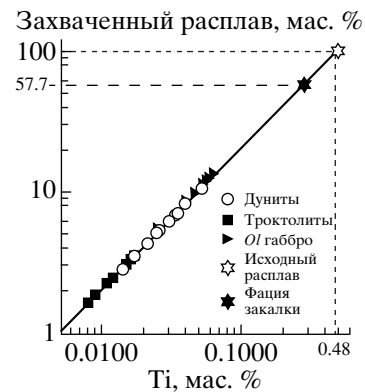


Рис. 9. Зависимость содержания Ti в довыренских кумулатах и количества интеркумулятивного (остаточного) расплава.

График построен в предположении идеального распределения титана как некогерентного элемента. Точка весового содержания Ti при 100% жидкости отвечает 0.78 мас.% TiO<sub>2</sub> в исходном магматическом расплаве по данным геохимической термометрии (табл. 2).

ма представляла субэвтектическую ассоциацию ~54% Ol, 24% Pl и около 7% пироксена. Мы полагаем, что столь широкий разброс возможной степени закристаллизованности обусловлен отсутствием баланса между составом закалочной фации и оценками валового состава интрузива, включающими завышенную пропорцию адкумулатов – дунитов и троктолитов. Эти рассуждения заставляют вернуться к вопросу о геологической позиции габброидного блока Йоко, который никак не учитывался в предшествующих оценках среднего состава Довыренского интрузива [53, 55, 56, 63]. Возможно, что включение его относительного объема и состава в расчет средневзвешенных химических характеристик Йоко-Довыренского интрузива приведет к лучшему согласованию состава массива и приконтактных фаций. В первую очередь это касается некогерентных элементов – титана, фосфора, щелочей (табл. 1) и Zr, распределение которых по разрезу (рис. 3) можно интерпретировать как указание на существование более значительного объема комплементарных и обогащенных некогерентными компонентами продуктов кристаллизации.

Независимо от проблемы баланса различных типов пород в интрузиве, высокая закристаллизованность довыренской магмы на заключительной стадии интродирования требует оценки реологических свойств материнского субстрата и составляющих его фаз. Наиболее важны характеристики расплава. Для принятых параметров внедрения 0.5 кбар и 1185°C плотность исходной жидкости составляет 2.64 г/см<sup>3</sup> [80], а вязкость ~900 П [81]. Используя уравнение Энштейна–Роско ( $\eta = \eta_m (1.35 \times f_m - 0.35)^{-2.5}$ , где  $\eta_m$  – вязкость

жидкости, а  $f_m$  – доля расплава) [82, 83], можно оценить общую вязкость исходной суспензии. В случае пористости 40% получаем  $\sim 6 \times 10^4$  П, для менее закристаллизованной системы ( $f_m = 60\%$ )  $\sim 6 \times 10^3$  П. Первая оценка отвечает установленному фазовому составу плагиоперидотитов, а вторая аппроксимирует приконтактные офитовые габбро и габбро-нориты (рис. 5). Оба значения не отрицают возможности перемещения и внедрения магматических масс, хотя более реалистичной кажется оценка, полученная для офитовых пород непосредственного эндоконтакта.

#### *О роли уплотнения кумулатов и миграции порового расплава*

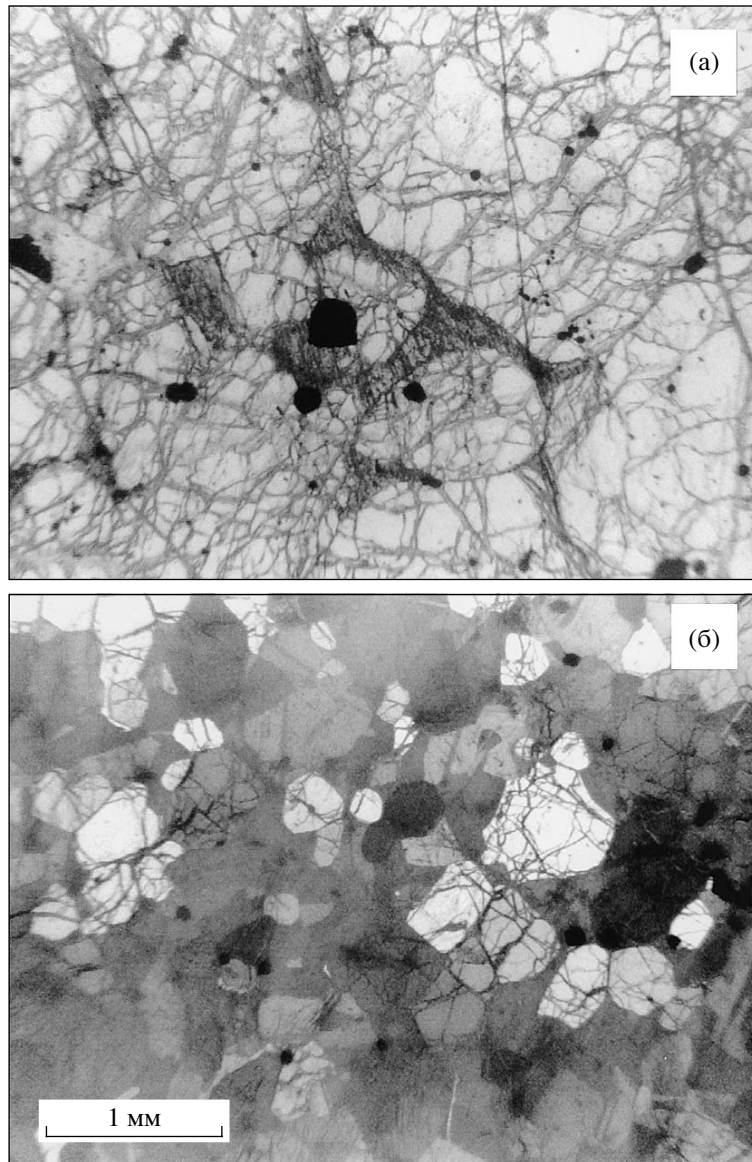
Ответ на вопрос о вероятных механизмах перераспределения минералов и расплава внутри камеры Довыренского плутона можно получить путем сопоставления геолого-геохимических данных и результатов моделирования первичных фазовых равновесий в ультрамафитах. Наличие перемещенных ксенолитов карбонатных пород в зоне дунитов и аномально высокие концентрации СаО в оливине около этих ксенолитов (до 1 мас.% [64]) указывают на отсутствие крупномасштабного перемешивания в системе, по крайней мере на стадии формирования дунитового горизонта. Этот вывод согласуется с характером распределения главных и примесных элементов в породах Довыренского массива, для которого типичны не плавные вариации состава (как это должно быть при общей конвекции [4]), а наличие скачкообразных, подчас довольно резких изменений [56]. Отсутствие эффективного перемешивания ограничивает масштабы фракционирования в камере верхними горизонтами, что согласуется с минимальными вариациями состава оливина и плагиоклаза в дунитах и троктолитах (рис. 3) [57]. Мы полагаем, что высокая закристаллизованность довыренской магмы в момент внедрения явилась главным фактором, затрудняющим зарождение седиментационных плюмов у кровли интрузива, необходимых для общего перемешивания [25]. По-видимому, после заполнения магматического резервуара в системе преобладали процессы компакций и адкумулятивного дорастания надкотектических кристаллов оливина, вследствие которых образовалась дунитовая зона. При этом часть интерстициальной жидкости была захоронена в приподошвенном горизонте под слоем оливинового кумулуса, а основная часть интеркумулятивного расплава была отжата к кровле, где кристаллизовалась вблизи *Ol-Pl*-пироксеновой котектики.

Отмеченные ранее текстурные особенности ритмической расслоенности троктолитовой зоны (линзовидная полосчатость, косая слоистость и т.п. [84]) свидетельствуют о том, что уплотнение кумулатов происходило при синхронных текто-

нических деформациях интрузивной камеры и вязком течении магматической суспензии. Следствием тектонического сжатия, вероятно, был интенсивный фильтр-прессинг магмы с почти 100%-ным удалением жидкой фазы из кумулуса. Об этом свидетельствует крайне низкое количество интерстициальных минералов (*Pl*, *Crx*) в большинстве дунитов и троктолитов (за исключением гибридных верлитов вблизи апокарбонатных ксенолитов), обусловленный этим дефицитом  $\text{SiO}_2$  при нормативном пересчете химического состава троктолитов и наблюдаемое обеднение этих пород некогерентными элементами (Ti, Zr). Только иногда реликты остаточного расплава обнаруживаются в верхних горизонтах *Ol-Pl* кумулатов (троктолитов) в виде линзовидных обособлений оливиновых габбро и габбро-норитов. Их появление носит локальный характер, в противоположность зоне *D*, где распространение *Crx* и *Orx* отражает субэвтектический характер остаточной магмы и последовательную кристаллизацию габбрового и габбро-норитового парагенезиса минералов.

Используя данные по аномально низкой пористости троктолитов (2–4%, рис. 9), мы оценили состав интеркумулятивного расплава, захороненного в мезостази этих пород. Для среднего состава троктолитовой зоны [63] по программе КОМАГМАТ были проведены специальные расчеты, моделирующие равновесную кристаллизацию до максимально высокой закристаллизованности 99%. В результате было установлено два удивительных факта. Во-первых, модельная температура солидуса для троктолитовой системы, содержащей ~3% расплава (1184°C), совпала с температурой внедрения 1185°C. Во-вторых, состав порового расплава в троктолитах оказался близок к насыщению *Ol*, *Pl* и пироксеном, практически не отличаясь от исходного расплава, оцененного по данным геохимической термометрии и приведенного в табл. 2. Таким образом, можно сделать вывод, что компакция не только дунитов, но и троктолитов происходила в изотермических условиях и сопровождалась отжимом субэвтектических поровых расплавов, близких исходной магматической жидкости. Очевидно, что простое механическое уплотнение кумулуса не могло привести к полному удалению расплава, поэтому можно утверждать, что более эффективной экстракции остаточной жидкости способствовали явления изотермического дорастания первичных кумулятивных минералов. В поддержку этого тезиса можно привести фотографии шлифов дунита и троктолита, иллюстрирующие типичные равновесные адкумулятивные структуры (по терминологии [44]), но отличающиеся количеством интерстициального материала (рис. 10).

По-видимому, сопряженные процессы адкумулятивного роста и миграции межзерновой жидко-



**Рис. 10.** Примеры типичных адкумулятов, представленных в расслоенной серии Довыренского плутона.

Фотографии шлифов: а – дунит в проходящем свете, в центре хорошо виден интерстициальный материал, заполняющий пространство между крупными зернами *Ol* (белое) и представленный сосюритизированным *Pl* (серое); б – троктолит при скрещенных николях, зерна *Ol* (в большинстве ярко-белые) и *Pl* (серые) стыкуются без промежутков и практически не образуют интерстиций.

сти преобладали на ранних и средних стадиях затвердевания интрузива и явились главным фактором перераспределения компонентов в масштабах камеры. Это позволяет говорить о доминирующей роли композиционной конвекции, инфильтрационного переуравновешивания и изотермического дораствания первичных кристаллов в формировании расслоенности Довыренского массива. Заметим, что термин “изотермичность” мы используем в контексте результатов геохимической термометрии, указывающих на то, что температура локального закрытия кумулюсных систем (в смысле прекращения движения жидкост-

ти) в рамках точности метода ( $\pm 10\text{--}15^\circ\text{C}$ ) не отличалась от температуры внедрения исходной магмы ( $1185^\circ\text{C}$ ). Можно предположить, что эти пределы отвечают реальному интервалу температур адкумулятивного роста и отжима остаточной жидкости. Другое важное условие формирования адкумулятов касается соотношений между скоростями кристаллизации и движения жидкости в нижней приконтактной зоне.

А.Г. Симакин и Е.В. Кислов [70] представили аналитическую модель эволюции пористости кристаллического осадка в псевдобинарной гетерофазовой системе (*Ol-Pl*-расплав) с учетом раз-

личных скоростей охлаждения в нижней приконтактной зоне. Результаты этих расчетов показали, что крайне низкие значения остаточной пористости (порядка первых %) достигаются при высоких значениях скорости конвективных течений по отношению к скорости кристаллизации расплава ( $V_{\text{кон}}/V_{\text{крис}} > 10$ ). Отсюда следовал естественный вывод о невозможности образования адкумулатов вблизи контакта и проявлении максимально уплотненных кумулатов во внутренних частях интрузивных тел. Приложение этих результатов к проблемам формирования расслоенности Довыренского массива позволило дать генетическую интерпретацию пород из нижних горизонтов, в соответствии с которой плагиоперидотиты являются ортокумулатами, плагиодуниты – мезокумулатами, а дуниты – типичными адкумулатами [55, 70]. Качественно эта картина согласуется с результатами геохимической термометрии, указывающими на сохранение тенденции понижения пористости при переходе от дунитов к троктолитам (рис. 8 и 9).

#### *Соотношения плагиоперидотитов и основной расслоенной серии*

Несмотря на логичность и стройность представленной схемы эволюции фазового состава кумулатов от контакта вглубь интрузива, нельзя вновь не напомнить о проблеме геологических соотношений плагиоперидотитов из приподошвенной зоны и расположенной выше дунит-троктолит-габбровой расслоенной серии. Ранее было показано, что химический состав пород подошвы сходен со средневзвешенным составом расслоенной серии, отличаясь повышенным содержанием  $K_2O$  и  $H_2O$  [53]. По данным [55] в зоне приконтактных плагиоперидотитов, содержащих флогопит, водное давление составляло не менее 1 кбар при концентрации  $H_2O$  в расплаве порядка первых процентов. Поэтому, хотя выполненные расчеты эволюции для составов плагиоперидотитов и дунит-троктолит-габбровой расслоенной серии массива подтвердили их образование из единой родоначальной магмы, отмеченные различия содержаний воды и калия допускают проявление альтернативных и дополнительных петролого-геохимических процессов.

Можно предположить, что плагиоперидотиты и породы основной серии представляют результат: (а) последовательного, с небольшим отрывом во времени, внедрения двух порций перидотитового расплава, несколько различающихся по составу; (б) изменения эндоконтактной части Довыренской интрузии в результате взаимодействия пород подошвы с захороненным при компактизации интерстициальным расплавом; (в) избирательной ассимиляции  $H_2O$  и щелочей из залегающих ниже терригенных осадков (за счет высоких

скоростей диффузии по сравнению с остальными породообразующими компонентами [53, 55]). Ассимиляцией воды в эндоконтакте Довыренской интрузии можно объяснить преимущественное развитие процессов серпентинизации в этой зоне интрузива.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При помощи расчетов фазовых равновесий по методу геохимической термометрии [26] для составов эндоконтактных пород, плагиоперидотитов и средневзвешенного состава Довыренского расслоенного дунит-троктолит-габбро (норитового) плутона получены оценки параметров родоначальной магмы и фазового состава дунитовых и троктолитовых кумулатов. Впервые рассчитана температура внедрения исходной магмы этого интрузива ( $\sim 1185^\circ C$ ) и показано, что к моменту заполнения камеры она испытала значительную надкотектическую кристаллизацию и состояла на 40–50% из твердой фазы (преимущественно *Ol*) и “бонинитоподобного” расплава, содержащего  $\sim 54$  мас. %  $SiO_2$ . Предполагается, что в силу высокой закристаллизованности родоначальной магмы глобальное конвективное перемешивание системы было маловероятно, так что перераспределение кристаллов и жидкости осуществлялось путем стоковского оседания и просачивания комплементарной жидкости. Ведущим механизмом формирования фазовой расслоенности плутона явилась компакция образовавшегося кристаллического осадка, сопровождающаяся миграцией межпоровой жидкости и (возможно) синхронными тектоническими деформациями магматического резервуара. Установлена крайне низкая пористость дунитов и троктолитов (2–10%), которые несут геохимические признаки адкумулятивного дорастания и эффективного отжима остаточного расплава. Приподошвенный слой плагиоклазовых перидотитов интерпретируется как результат кристаллизации захороненной интерстициальной жидкости при вероятном дополнительном поступлении воды и щелочей из вмещающей толщи.

Предложенный сценарий формирования фазовой расслоенности Довыренского интрузива отличается от традиционных схем дифференциации в камере, разработанных для исходных магм с малым содержанием взвешенных (интрателлурических) кристаллов и включающих преобладание общей конвекции над фазовой. Это требует построения и анализа более разносторонних моделей внутрикамерных процессов, учитывающих возможность взаимодействия общей и фазовой (композиционной) конвекции с подавлением седиментационных процессов на заключительных стадиях, когда ведущим механизмом разделения становится перенос интеркумулятивной жидкости на фоне

компакции и перекристаллизации первичных ку-мультатов. По-видимому, формирование интрузий с высокой степенью раскристаллизации исходной магмы – случай не столь уж редкий в природе. Мы полагаем, что корректное и последовательное использование метода геохимической термометрии позволит получить для таких объектов полный набор информации по фазовым, химическим и реологическим характеристикам магм, которая необходима для построения и верификации современных ЭВМ-моделей внутрикамерной дифференциации.

Авторы благодарны Е.В. Коптеву-Дворникову за ценные замечания по содержанию статьи. Выражаем признательность Р.Р. Альмееву, Г.С. Николаеву, М.В. Портнягину и Ж.Н. Цыдыпову за помощь при подготовке графических материалов и нормативные пересчеты составов пород. Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (гранты № 02-05-64118, 99-05-04013, 00-05-64413 и 01-05-64252).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.
2. Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность интрузивных комплексов как результат становления магматической системы в условиях сейсмо-гравитационного воздействия // Петрология. 2000. Т. 8. № 6. С. 634–649.
3. Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. Новосибирск: Наука, 1986. 188 с.
4. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм: М.: Наука, 1988. 216 с.
5. Tait S., Jaupart C. The production of chemically stratified and accumulate plutonic igneous rocks // Mineral. Mag. 1996. V. 60. P. 99–114.
6. Летников Ф.А. Расслоенные магматические тела как результат проявления процессов самоорганизации // Петрология. 2001. Т. 9. № 3. С. 242–253.
7. Naslund H.R., McBirney A.R. Mechanisms of formation of igneous layering. In: Layered intrusions. V. 15: Elsevier Science B.V., 1996. P. 1–43.
8. Jaupart C., Tait S. Dynamics of differentiation in magma reservoirs // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 17615–17636.
9. Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1928. 334 p.
10. Wager L.R., Deer W.A. Geological investigations in East Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland // Meddelelseser om Gronland. 1939. V. 105. P. 1–352.
11. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
12. Jackson E.D. Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1961. V. 358. P. 1–106.
13. Campbell I.H. Some problems with the cumulus theory // Lithos. 1978. V. 11. P. 311–323.
14. McBirney A.R., Noyes R.M. Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion // J. Petrol. 1979. V. 20. P. 487–554.
15. Bartlett R.W. Magma convection, temperature distribution, and differentiation // Am. J. Sci. 1969. V. 267. P. 1067–1082.
16. Cawthorn R.G., McCarthy T.S. Incompatible trace element behaviour in the Bushveld Complex // Economic Geology. 1985. V. 80. P. 1016–1026.
17. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
18. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Диффузионный механизм переноса тепла и вещества // Геохимия. 1976. № 8. С. 1197–1203.
19. Martin D., Griffiths R.W., Campbell I.H. Compositional and thermal convection in magma chambers // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 96. P. 465–475.
20. Marsh B.D. Crystal capture, sorting, and retention in convecting magma // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 1720–1737.
21. Martin D., Nokes R. A fluid-dynamical study of crystal settling in convecting magmas // J. Petrol. 1988. V. 30. P. 1471–1500.
22. Marsh B.D. On convective style and vigor in sheet-like magma chambers // J. Petrol. 1989. V. 30. P. 479–53.
23. Bergantz G.W. Changing techniques and paradigms for the evaluation of magmatic processes // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 17615–17636.
24. Simakin A., Schmeling H., Trubitsyn V. Convection in melts due to sedimentary crystal flux from above // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1997. V. 102. P. 185–200.
25. Трубицын В.П., Харыбин Е.В. Конвекция в магматических камерах, вызванная инверсией распределения по глубине осаждающихся кристаллов // Физика Земли. 1997. № 5. С. 47–52.
26. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
27. Кривошук Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени закристаллизованности исходной магмы // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 451–479.
28. Бармина Г.С., Арискин А.А. Оценка химических и фазовых характеристик исходной магмы троктолитового интрузива Киглапейт (Лабрадор, Канада) // Геохимия. 2002. № 10. С. 1071–1083.
29. Шарапов 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.
30. Marsh B.D. Solidification fronts and magmatic evolution // Mineral. Mag. 1995. V. 60. P. 5–40.

31. *Worster M.G., Huppert H. E., Sparks R.S.J.* Convection and crystallization in magma cooled from above // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. V. 101. P. 78–89.
32. *Mangan M.T., Marsh B.D.* Solidification front fractionation in phenocryst-free sheet-like magma bodies // *Journ. Geol.* 1992. V. 100. P. 605–620.
33. *Simakin A., Trubitsyn V., Schmeling H.* Structure of the boundary layer of a solidifying intrusion with crystal sedimentation // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 126. P. 333–349.
34. *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.
35. *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.
36. *Hess H.H.* Stillwater igneous complex, Montana: a quantitative mineralogical study. 1960. 230 p.
37. *Marsh B.D., Maxey M.R.* On the distribution and separation of crystals in convecting magma // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1985. V. 24. P. 95–150.
38. *Koyaguchi T., Hallworth M.A., Huppert H.E.* An experimental study on the effects of phenocrysts on convection in magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1993. V. 55. P. 15–32.
39. *Sparks R.S.J., Huppert H.E., Koyaguchi T., Hallworth M.A.* Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber // *Nature*. 1993. V. 361. P. 246–249.
40. *Naslund H.R.* Mineralogical variations in the upper part of the Skaergaard intrusion, East Greenland. In: *Carnegie Inst Wash Yearb* 76. Washington, D.C., 1977. P. 407–410.
41. *Morse S.A.* Convection in aid of adcumulus growth // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 1183–1214.
42. *Campbell I.H.* Fluid dynamic processes in basaltic magma chambers. In: *Layered intrusions*. V. 15: Elsevier Science B.V., 1996. P. 45–76.
43. *Tait S., Jaupart C.* Compositional convection in a reactive crystalline mush and melt differentiation // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 6735–6756.
44. *Hunter R.H.* Texture development in cumulate rocks. In: *Layered intrusions*. V. 15: Elsevier Science B.V., 1996. P. 77–101.
45. *Boudreau A.E., McBirney A.R.* The Skaergaard Layered Series: Part III. Non-dynamic layering // *J. Petrol.* 1997. V. 38. P. 1003–1020.
46. *Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н. и др.* Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 2000. 414 с.
47. *Irvine T.N.* Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In: *Physics of Magmatic Processes*. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1980. P. 325–384.
48. *McBirney A.R.* Mechanism of differentiation in the Skaergaard intrusion // *J. Geol. Soc. London*. 1995. V. 152. P. 421–435.
49. *Boudreau A.E., Meurer W.P.* Chromatographic separation of the platinum-group elements, gold, base metals and sulfur during degassing of a compacting and solidifying igneous crystal pile // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1999. V. 134. P. 174–185.
50. *Wager L.R.* The mechanism of adcumulus growth in the layered series of the Skaergaard intrusion // *Mineral. Society of America Spec. Paper*. 1963. V. 1. P. 1–9.
51. *Kerr R.C., Tait S.R.* Crystallization and compositional convection in a porous medium with application to layered igneous intrusions // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 3591–3608.
52. *Гурулев С.А.* Условия формирования основных расслоенных интрузий. М.: Наука, 1983. 248 с.
53. *Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
54. *Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А.* Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение // *Геол. рудн. мест-ний*. 1994. Т. 36. С. 545–553.
55. *Кислов Е.В.* Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
56. *Ярошевский А.А., Ионов Д.А., Миронов Ю.В. и др.* Петрография и геохимия Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расслоенного массива (Северное Прибайкалье). В сб.: *Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород*. М.: Наука, 1982. С. 86–117.
57. *Ионов Д.А., Абрамов А.В., Ярошевский А.А.* Геохимия породообразующих минералов Йоко-Довыренского расслоенного массива // *Геохимия*. 1984. № 2. С. 217–234.
58. *Ионов Д.А., Абрамов А.В., Ярошевский А.А.* Геохимические особенности строения Йоко-Довыренского расслоенного массива // *Геохимия*. 1984. № 3. С. 352–359.
59. *Пчелинцева Н.Ф., Абрамов А.В., Миронов Ю.В. и др.* Халькофильные элементы в расслоенном дунит-троктолит-габбро-норитовом Йоко-Довыренском интрузиве // *Геохимия*. 1985. № 5. С. 608–619.
60. *Кислов Е.В.* Геохимия редкоземельных элементов и особенности формирования малосульфидного платинометального оруденения Йоко-Довыренского массива // *Докл. РАН (геохимия)*. 1997. Т. 354. № 1. С. 89–92.
61. *Мануйлова М.М., Зарубин В.В.* Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.
62. *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.
63. *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.



64. *Wenzel T., Baumgartner L.P., Bruegman G.E. et al.* Interaction of basaltic magma and dolomitic country rocks: Mineralogical evidence from Mg-skarn-bearing dunites of the Ioko-Dovyren layered intrusion (Northern Baikal Region) // *Terra Nova* (in press).
65. *Henderson P.* The significance of the mesostasis of basic layered igneous rocks // *J. Petrol.* 1970. V. 11. P. 463–471.
66. *Henderson P.* Geochemical indicator of the efficiency of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland // *Mineral. Mag.* 1975. V. 40. P. 285–291.
67. *Chalokwu C.I., Grant N.K.* Re-equilibration of olivine with trapped liquid in the Duluth Complex, Minnesota // *Geology.* 1987. V. 15. P. 71–74.
68. *Chalokwu C.I., Grant N.K., Ariskin A.A., Barmina G.S.* Simulation of primary phase relations and mineral compositions in the Partridge River intrusion, Duluth Complex, Minnesota: implications for the parent magma composition // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1993. V. 114. P. 539–549.
69. *Конников Э.Г., Мюрер В.П., Прасолов Э.М. и др.* Механизм формирования платинометалльных рифов в Довыренском расслоенном массиве (Восточная Сибирь) // V Межд. конф. “Новые идеи в науках о Земле”. М.: МГГА, 2001. С. 42.
70. *Симакин А.Г., Кислов Е.В.* Условия формирования адкумулатов при композиционной конвекции. В сб.: *Очерки физико-химической петрологии (магматизм, метаморфизм, мантия)*. Вып. 16. М.: Наука, 1991. С. 28–39.
71. *Ariskin A.A.* Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999. V. 90. P. 115–162.
72. *Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др.* Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применений // *Геохимия.* 1987. № 11. С. 1546–1562.
73. *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.
74. *Бармина Г.С., Арискин А.А., Френкель М.Я.* Петрохимические типы и условия кристаллизации плагиодолеритов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // *Геохимия.* 1989. № 2. С. 192–206.
75. *Chalokwu C.I., Ariskin A.A., Koptev-Dvornikov E.V.* Forward modeling of the incompatible element enrichment at the base of the Partridge River intrusion, Duluth Complex, Minnesota: Magma dynamics in a lower mushy zone // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 4997–5011.
76. *Hoover J.D.* The chilled marginal gabbro and other contact rocks of the Skaergaard intrusion // *J. Petrol.* 1989. V. 30. P. 441–476.
77. *Перцев Н.Н., Шабынин Л.И.* Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива. В сб.: *Контактовые процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях*. М.: Наука, 1979. С. 85–96.
78. *Sack R.O., Carmichael I.S.E., Rivers M., Ghiorso M.S.* Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 Bar // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1980. V. 75. P. 369–376.
79. *Carmichael I.S.E., Ghiorso M.S.* The effect of oxygen fugacity on the redox state of natural liquids and their crystallizing phases. In: *Modern Methods of Igneous Petrology: Understanding Magmatic Processes*. V. 24, Washington, D.C.: Mineralogical Society of America, 1990. P. 192–210.
80. *Lange R.A.* The effect of H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, and F on the density and viscosity of silicate melts. In: *Volatiles in magmas*. V. 30, 1994. P. 331–369.
81. *Персиков Э.С.* Вязкость модельных и магматических расплавов при ТР-параметрах земной коры и верхней мантии // *Геол. и геофиз.* 1998. Т. 39. № 12. С. 1793–1804.
82. *Roscoe R.* The viscosity of suspensions of rigid spheres // *Br. J. Appl. Phys.* 1952. V. 3. P. 267–269.
83. *Lejeune A., Richet P.* Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental study at high viscosities // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 4215–4229.
84. *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Цой Л.А.* Новая модель формирования ритмической расслоенности базитовых плутонов // *Геол. и геофиз.* 1984. № 2. С. 3–11.