

**КРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ЛИКВАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ
ПЛАТИНОИДНО-ХРОМИТОВЫХ РУД В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ
КОМПЛЕКСАХ**

А.В. Округин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

На основе анализа фазовых диаграмм состояния петрогенных оксидов и минералого-петрологических особенностей пород мафит-ультрамафитовых комплексов рассматривается ликвационная природа формирования платиноидно-хромитовых руд. Автором построена обобщенная гипотетическая тройная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{CaO})$, отражающая картину кристаллизационно-ликвационной дифференциации пикритовой магмы, в результате которой достигается область расщепления расплава на несмешивающиеся силикатную и существенно хромистую жидкости. Показано, что при гравитационном фракционировании ликвационная оксидно-рудная жидкость проходит через большие массы вмещающей магмы, адсорбируя и аккумулируя в себя элементы платиновой группы. Низкая растворимость платиновых металлов в хромшпинелидах обуславливает при кристаллизации рудных ликватов выделение самостоятельных минеральных фаз платиновой группы, формирующих как рудные, так и россыпные месторождения.

Ключевые слова: хромиты, элементы платиновой группы, дифференциация магмы, ликвация, мафит-ультрамафиты, пикриты, щелочные габброиды, Инаглинский массив, Якутия.

ВВЕДЕНИЕ

Значительная концентрация элементов платиновой группы (ЭПГ) в платиноносных месторождениях связана с хромитовыми рудами, локализованными в породах расслоенных интрузивов, габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов, альпинотипных гипербазитов и щелочно-ультраосновных комплексов, что указывает на генетическую связь платинометалльной минерализации в этих породах с хромитообразованием. В этой проблеме одним из самых сложных аспектов является объяснение механизма концентрации ЭПГ с ppm-уровня рассеяния в магматических расплавах до ppm-содержаний в рудных телах и появления собственных фаз минералов элементов платиновой группы (МПГ). Из существующих альтернативных гипотез (кристаллизационной дифференциации, ликвационного отделения, метасоматического преобразования и гидротермальной реомобилизации) ни одна не дает четкого ответа на этот вопрос. В данной статье автором на основе анализа фазовых диаграмм состояния петрогенных оксидов и минералого-петрологических особенностей пород мафит-ультрамафитовых комплексов рассматривает-

ся ликвационная природа формирования платиноидно-хромитовых руд.

Возможность ликвационного механизма образования хромитовых залежей в гипербазитовых массивах показана на основе комплексного рассмотрения макро- и микрогетерогенности хромитовых массивов, особенностей составов породообразующих минералов и хромшпинелидов [22]. Основными аргументами в пользу ликвационной гипотезы являются текстурно-структурные особенности хромитовых руд и вмещающих их пород, которые в большинстве случаев имеют ортомагматический облик. По мнению автора, локализацию платиноидно-хромитовых руд исключительно в пределах базит-ультрабазитовых комплексов нельзя объяснить моделью гидротермально-метасоматической реомобилизации ЭПГ и хрома, которая в последние годы интенсивно развивается многими исследователями. В этом случае, несомненно, наблюдалась бы практически полная переработка материнских магматических пород и вынос немалой доли ЭПГ из базит-ультрабазитов во вмещающие породы. В связи с тем, что при дифференциации платиноносных магм не происходит пре-

имущественного накопления ЭПГ в остаточном расплаве и перехода их в постмагматические гидротермальные растворы, не совсем ясен механизм вначале сбора гидротермами из магматических пород весьма рассеянных элементов, а затем их мобилизации в отдельные локальные точки в этих же породах. Присутствующие часто в хромитовых рудах многофазные агрегаты МПГ, имеющие структуры кристаллизации из жидких металлических расплавов и структуры распада высокотемпературных (более 750–900 °С) твердых сплавов, также не могут формироваться в условиях гидротермальных процессов.

Автор не отрицает, что на постмагматическом этапе эволюции рудно-магматических систем остаточная часть хрома и ЭПГ, в особенности относительно легкоплавких Pd, Pt и Rh, переходит в состав более подвижных комплексов и участвует в гидротермальных и метасоматических процессах. Такие процессы, по-видимому, привели к формированию платиноносных высокохромистых скарнов, развивающихся по малосульфидным рудам такситовых габбродолеритов фронтальной части Талнахского интрузива [24]. Подобные минерализованные растворы могут мигрировать и на большие расстояния и на контрастных геохимических барьерах резко разгружаться, формируя в них заметные весовые концентрации ЭПГ, например, в черносланцевых толщах. В таких объектах МПГ находятся, как правило, в мелкодисперсном состоянии и представлены, в основном, сульфидами и другими соединениями платины и палладия.

СИЛИКАТ-ХРОМИТОВАЯ ЛИКВАЦИЯ

Как известно, высокая доля жесткой направленной ковалентной связи Si–O определяет присутствие в силикатных расплавах устойчивых комплексных ионов $(Si_xO_y)^{z-}$, образующих анионный скелет расплава. В силикатных расплавах при наличии катионов металла с достаточно сильными связями с анионами кислорода наряду с кремнекислородными комплексами возникают катион-кислородные микрообласти с последующим расслоением расплава на две жидкости. Одним из таких металлов является хром, причем растворимость оксидов хрома и кремния друг в друге в жидком состоянии не превышает 0,1 мас. %.

При рассмотрении ликвационной модели образования хромитовых руд многие исследователи обращаются к диаграмме фазовых равновесий системы $MgO-SiO_2-Cr_2O_3$, в которой М.Л. Кейтом [2] установлена обширная область жидкостной несмесимости. Но, как отмечалось ранее [22], достичь рудных концентраций хромита путем кристаллизационной

дифференциации по законам этой диаграммы невозможно. Согласно этой диаграмме, из близких к ультрабазитам составов также нельзя достичь области ликвации, которая находится в заэвтектической области, причем составы несмешивающихся жидкостей соответствуют практически чистому кремнезему и низкохромистому силикатному расплаву с нормативным кварцем. Изучение данной системы с введением дополнительных компонентов и летучих показывает расширение поля ликвации и значительное снижение температуры фазовых равновесий, по сравнению с таковыми, реализуемыми в "сухих" условиях, что позволяет допустить участие ликвационных процессов при образовании хромитовых руд [16, 18].

В результате всестороннего анализа диаграмм состояния силикатных систем [2], автором на основе диаграммы $MgO-SiO_2-Cr_2O_3$ построена обобщенная гипотетическая тройная система, в которой учтено влияние второстепенных оксидов (FeO , CaO , Fe_2O_3 и Al_2O_3), входящих в основную систему в виде изоморфных компонентов (рис. 1). Такая диаграмма является схематичной и приближенной, но она адекватно отражает реальную картину кристаллизационной дифференциации базит-ультрабазитовой магмы.

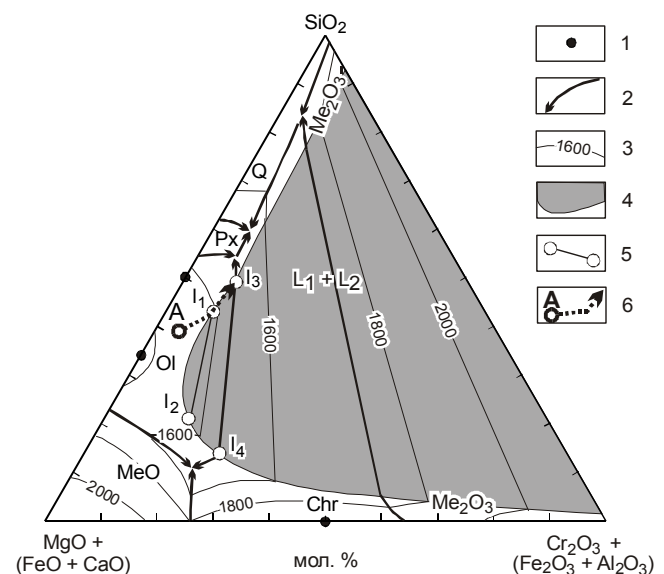


Рис. 1. Гипотетическая диаграмма $SiO_2 - (Cr_2O_3 + Fe_2O_3 + Al_2O_3) - (MgO + FeO + CaO)$.

1 – фигуративные точки фаз; 2 – пограничные кривые; 3 – изотермы ликвидуса и бинодали; 4 – область несмесимости ($L_1 + L_2$); 5 – сосуществующие жидкие фазы ($I_1 - I_4$); 6 – тренд кристаллизации пикритового расплава. Области кристаллизации: Ol – оливина; Px – пироксена; Chr – хромита; Cr – кристобалита; MeO , Me_2O_3 – оксидов.

Кремнезем в жидком состоянии практически не смешивается с Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , и растворимость последних в жидком SiO_2 не более 0,1 вес. %. В других системах SiO_2 -MeO (где MeO = MgO, FeO или CaO) области расслаивания вплотную примыкают к кремнезему и их ширина колеблется примерно от 30 до 40 вес. %. По мнению автора, ликвация почти чистого кремнезема от других петрогенных оксидов является основным механизмом формирования "гидротермальных" руд, и нет никакой необходимости привлекать к этим процессам "моря" гидротермальных вод.

На тройных диаграммах SiO_2 - Cr_2O_3 -MeO две области ликвации объединяются в одну, протягиваясь широкой полосой. Из основных петрогенных оксидов только Al_2O_3 , Na_2O и K_2O дают с кремнеземом гомогенные расплавы. Добавление этих оксидов в двухкомпонентные системы SiO_2 -MeO резко сужает поле несмесимости, и при >5 мас. % Al_2O_3 или щелочей в этих системах исчезают области расслаивания. Следовательно, даже небольшие примеси Al_2O_3 и щелочей вызовут разрыв области несмесимости, примыкающей к стороне SiO_2 -MeO тройной системы SiO_2 - Cr_2O_3 -MeO, что отражено на обсуждаемой диаграмме.

Кроме того, добавление глинозема существенно расширяет поле кристаллизации оливина. Такому же эффекту будет способствовать присутствие щелочей в системе, которые, согласно принципу кислотно-основного взаимодействия, повышают активность среднего по основности компонента. Вследствие этого должно произойти наложение области расслаивания на поле кристаллизации оливина, возможно, и пироксена. В соответствии с правилом фаз, область расслаивания не может захватывать только тройную эвтектику, т.к. число фаз в тройной конденсированной системе при постоянном давлении не должно превышать четырех. Таким образом, мы получаем предлагаемую тройную диаграмму SiO_2 - (Cr_2O_3 + Fe_2O_3 + Al_2O_3) - (MgO + FeO + CaO), в которой существует обширная ликвационная область, примыкающая к стороне SiO_2 - Cr_2O_3 и охватывающая поля кристаллизации оксида хрома, хромшпинели и оливина (\pm пироксена).

Рассмотрение на этой диаграмме (рис. 1) пути кристаллизации исходного расплава (А), соответствующего пикритовой магме, показывает, что первыми выпадают кристаллы оливина и состав жидкой фазы обогащается кремнеземом и оксидом хрома. Последнее объясняется низкой растворимостью Cr_2O_3 (менее 0,01 %) в оливине из ультраосновных пород и ассоциирующих с ними хромитов [32], что

на порядок ниже содержания хрома в исходной магме. По достижению поля ликвации начинается расслоение остаточного расплава на две жидкости – l_1 и l_2 . Так как здесь присутствуют три фазы (одна твердая и две жидкие), то, согласно правилу фаз, система имеет одну степень свободы, и, следовательно, при понижении температуры составы двух равновесных жидкостей будут изменяться по бинодальной кривой до l_3 и l_4 . При этом первая жидкость обогащается кремнеземом (перидотитовый расплав), а вторая – оксидом хрома (рудная, существенно хромистая жидкость). Ликвация подобного состава была установлена Дж. Свичером и С. Мак-Кейбом [35] в системе CaO-SiO₂-Cr₂O₃, где уже при 1600°C в тяжелой кальциевосиликатной жидкости концентрируется более 40 мас. % Cr_2O_3 , а в легкой – менее 5 мас. % Cr_2O_3 .

На рассматриваемой диаграмме бинодаль l_3 – l_4 одновременно является котектической линией совместной кристаллизации оливина и хромшпинелида, т.к. при наложении области расслаивания на два поля пограничная кривая становится коннодой. Таким образом, в бинодали l_3 – l_4 появляется четвертая фаза – хромшпинель, а по правилу фаз в этой системе сосуществование четырех фаз определяет инвариантную точку, в которой при постоянной температуре возможно лишь изменение соотношения фаз при постоянстве их состава и числа. При продолжающейся потере теплоты количество второй жидкости l_4 уменьшается, а количество оливина, хромшпинели и первой жидкости l_3 увеличивается. Постоянство температуры в этом процессе поддерживается выделением скрытой теплоты кристаллизации оливина с хромитом и длится до полного израсходования второй жидкой фазы. Исчезновение одной жидкой фазы дает системе одну степень свободы, и вдоль котектической линии продолжается кристаллизация оливина и хромита, затем во вспомогательной реакционной точке происходит кристаллизация пироксена за счет реакции остаточного расплава с оливинам. При равновесной кристаллизации исходного расплава (А) процесс фазовых превращений на этом заканчивается. Однако в природных неравновесных условиях появляется много нюансов, ряд из которых обсуждается далее.

КРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАГМ

Кристаллизация больших объемов магматических расплавов в силу гравитационного разделения твердых и жидких фаз всегда приводит к фракционной дифференциации. Со всей очевидностью можно также предположить, что после ликвации силикатная (перидотитовая) и рудная (существенно хромистая)

жидкости будут фракционировать и в дальнейшем эволюционировать как самостоятельные расплавы. Как показывают расчеты [26], в магматических интрузивах значительной вертикальной мощности вследствие разницы в величинах градиента точки плавления и адиабатического градиента кристаллизация расплава возможна только в нижней части камеры.

В рассматриваемой модели кристаллизационно-ликвационной дифференциации (рис. 2) полоса фракционирования состоит из трех зон: 1 – частичной кристаллизации, состоящая из первых кристаллов оливина в остаточном расплаве; 2 – ликвационного отделения рудной жидкости от остаточного расплава; 3 – затвердевания ликвационных жидкостей. С продвижением фронта затвердевания интрузива от подошвы вверх, начинается кристаллизация оливина с одновременной его гравитационной отсадкой, и образуется первая зона частичной кристаллизации. Увеличение доли кумулятивного оливина вызывает отжатие остаточного расплава вверх, где последний, реагируя с основной массой исходного расплава, обогащает его легкоплавкими компонентами, а в нижней части этой полосы уже может формироваться "каша" дунитов (рис. 2, А). По мере охлаждения интрузива, вслед за продвижением фронта кристаллизации вверх с некоторым отставанием, равным разнице изотермы ликвидуса и бинодали ликвации, начинается восхождение зоны ликвационного разделения остаточного расплава. Вначале в остаточном расплаве появляются мелкие капельки рудного ликвата, которые иногда фиксируются в виде сфероидных включений в оливине, затем они постепенно укрупняются и слипаются (мелкие нодулы и шилеры). Далее полоса ликвации расширяется, гравитационное осаждение тяжелых рудных ликватов

с верхних горизонтов приводит к формированию линз и пластов хромититов, залегающих на дунитах (рис. 2, Б). Одновременно с более высоких горизонтов продолжается непрерывное осаждение субликвидусного оливина, и поэтому дальнейшее выделение микропорций рудной жидкости не приводит к формированию хромититовых образований, т.к. они консервируются в массе оливинового кумулата в виде интерстиционного хромита. Повторная полоса ликвационного слоя может формироваться выше, там, где низкая концентрация первичного оливина не будет препятствовать коалесценции капелек рудной жидкости в макровыделении (рис. 2, В). Такое циклическое чередование процессов затвердевания может привести к возникновению ритмичной расслоенности в базит-ультрабазитовых массивах с хромититовым оруденением.

В дальнейшем вследствие гравитационного фракционирования силикатная и рудная жидкости развиваются как самостоятельные системы, взаимодействие между которыми ограничивается только узкой контактовой зоной. Как следует из диаграммы (рис. 1), фигуративная точка расплава l_4 относительно жидкости l_3 находится по другую сторону линии Алькемаде, соединяющей оливин и хромшпинель, т.е. минеральным парагенезисом при кристаллизации рудной магмы является оливин – хромит – MeO . Роль MeO в магматических системах сложного состава, по-видимому, отводится фазам с низким отношением SiO_2/Me_xO_y . К таким фазам, наряду с оливином, относятся богатые алюминием хлориты – минералы, широко развитые в хромититовых рудах, т.е. на самой заключительной стадии затвердевания рудной жидкости к основной оливин-хромитовой котектической паре присоединяется хлорит – третий эвтектический компонент в данной области системы. На

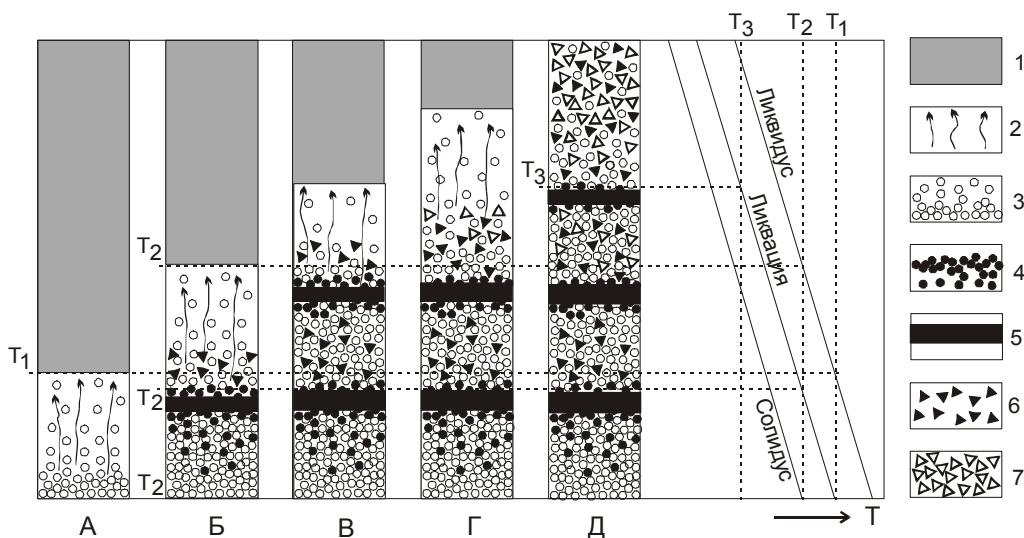


Рис. 2. Схема кристаллизационно-ликвационной дифференциации магмы в глубинных мафит-ультрамафитовых интрузивах.
 1 – исходный расплав; 2 – остаточный расплав; 3 – оливин; 4 – капли хромистой жидкости; 5 – слой хромититов; 6 – акцессорные хромшпинели; 7 – пироксен.

личие в природных хромитовых рудах наряду с оливином, серпентином и хлоритом других гидроксильных минералов, в том числе и слюд, свидетельствует о широком участии в ликвационных процессах летучих компонентов и щелочей.

Обогащение хромитом может произойти также при спокойных условиях кристаллизации, когда происходит гравитационная отсадка хромита уже в пределах самой рудной магмы. В зависимости от этих условий формируются хромитовые руды, текстура которых изменяется от убоговкрапленной до густовкрапленной, вплоть до появления практически массивных хромитов. Форма тел, сформированных из жидкой рудной магмы, может быть также самой разнообразной – шпирь, линзы, пласты и даже жилы. При течении магмы и тектонических подвижках рамы магматического резервуара жидкие или полужатвердевшие рудные массы могут приобретать разнообразные изогнутые очертания, "утонуть" в полужатвердевший нижний горизонт дунитов, а в отдельных случаях – выдавливаться в трещины ранее затвердевших пород, формируя секущие жильные тела.

Обогащенная кремнеземом перидотитовая жидкость (I_3) кристаллизуется по котектике выделения пары оливин–хромшпинелид, затем по достижении котектической точки вместо оливина кристаллизуется пироксен. В результате формируются слои дунитов и перидотитов с акцессорной хромшпинелевой минерализацией (рис. 2, Б – Д). Согласно диаграмме, составы акцессорных хромшпинелидов должны быть менее магнезиальными и менее хромистыми по сравнению с рудными хромитами, что соответствует данным по акцессорным и рудным хромшпинелидам из ультрамафитов различных формаций [20, 22 и др.]. Следует отметить также, что самые магнезиальные оливины в ультрамафитах, как правило, связаны с хромититами. Состав перидотитов в зависимости от содержания СаО изменяется от гарцбургитов до лерцолитов и верлитов. При более высоких содержаниях СаО и Al_2O_3 в рассматриваемой системе появится поле выделения анортита, примыкающее к полю пироксена, т.е. на заключительной стадии кристаллизуются плагиоклазовые перидотиты и габброиды.

Таким образом, при такой схеме кристаллизационно-ликвационной дифференциации магмы ультраосновного состава образуются ритмично-расслоенные интрузивы с хромититовыми горизонтами. Однако в процессе длительного развития такой дифференциации несмешивающиеся жидкости с большой разницей в удельных весах подвержены вязкому течению и различным подвижкам. Вследствие этого

часто наблюдается несоответствие пространственного положения пород и руд с первичной последовательностью породивших их расплавов, что вызывает разную трактовку их генезиса у исследователей. Здесь рассмотрена только принципиальная схема модели, которая в каждом конкретном случае имеет свои особенности в зависимости от состава пород, условий их становления, геологического положения и других факторов. Ниже, в свете предлагаемой модели, дается краткое описание схемы формирования Инаглинского массива, становление которого происходило в приповерхностных условиях в камере цилиндрической формы.

СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА

Инаглинский массив, расположенный в 30 км западнее г. Алдана, относится к концентрически-зональным кольцевым массивам щелочно-ультраосновных пород Алданского щита, с которыми связаны россыпи иридино-платинового типа. Они впервые были детально изучены И.С. Рожковым с соавторами [23] и выделены в самостоятельный алданский тип. Позднее Л.Дж. Кабри и А.Дж. Налдретт [6] выделили их в инаглинский подтип, наряду с аляскинским (уральским) подтипом, в составе платиноносных месторождений зональных ультрамафических массивов.

Инаглинский массив находится в узле пересечения двух региональных систем разломов – северо-западного (Юхтинского) и северо-восточного (Инаглинского). Он прорывает породы архейского кристаллического фундамента в виде диапира, имеет в плане округлую форму диаметром около 5 км и концентрически-зональное строение с дунитовым ядром, которое окаймляется оторочкой верлитов, клинопироксенитов, миссуритов и калиевых щелочных габброидов (в основном шонкинитов) мощностью до 0,5 км. Периферическая кольцевая зона сложена малиньитами, пуласкитами и щелочными сиенитами. В пределах дунитового ядра и отчасти шонкинитовой оторочки широко развиты пегматитовые жилы диопсид-ортотлазового, роговообманково-ортотлазового и амфибол-микроклин-альбитового составов, заполняющие системы радиальных и кольцевых трещин. Вокруг массива развиты сиенит-порфиры, залегающие в виде силлов в венд-кембрийских толщах, перекрывающих с угловым несогласием архейские метаморфические комплексы. В непосредственной близости к массиву сиенит-порфиры залегают в виде крутонаклонной кольцевой интрузии.

Возраст массива, согласно калий-аргоновым датировкам габброидов, пироксенитов, щелочных пород и их минералов, определяется как юрско-меловой [1, 3–5, 8, 10, 12]. Некоторые авторы [4, 23, 28 и др.] придерживаются полиформационной природы подобных массивов, в которых дунитовое ядро формировалось в докембрийское время, а щелочные габброиды и сиениты – в мезозойское. На основе определения возраста дунитов палеомагнитным методом и установления вокруг массива признаков деформации венд-раннекембрийского осадочного чехла и залегающих в нем силлов средне-позднеюрских сиенит-порфиров А.Н. Угрюмов и Ю.В. Киселев [25] считают время формирования дунитов позднеюрским. Это позволяет отнести ультрамафиты и щелочные породы Инаглинского массива к единой щелочно-ультрамафитовой формации калиевого ряда [10].

Нами в последние годы проводились детальные минералого-геохимические исследования пород Инаглинского массива и МПГ из связанных с ним россыпей [19, 20, 34]. На основе этих данных и литературных сведений ниже дается интерпретация механизма становления Инаглинского массива в рамках кристаллизационно-ликвационной модели дифференциации базит-ультрабазитовых магм.

На вариационной диаграмме (рис. 3) видно, что породы, участвующие в строении Инаглинского массива – от дунитов до щелочных сиенит-порфиров (табл. 1), образуют единую непрерывную серию. Тесная пространственная и временная сопряженность, единый тренд изменения состава этих пород свидетельствуют об их комагматичности. В качестве исходного расплава можно предположить калиевые щелочные пикриты, которые выявлены в виде силлов в Якокутском грабене [14] и в составе дайкого комплекса Рябинового массива [11, 27]. Калиевые пикриты здесь тесно ассоциируют с силлами и дайками шонкинитов и калиевых щелочных сиенитов, что позволило исследователям объединить их в единую магматическую ассоциацию. Ассоциация высококалиевых щелочных пород, включающая щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные габброиды и подчиненные им щелочные вулканиты, выделена Е.П. Максимовым и А.Н. Угрюмовым [17] в лейцитит-щелочносиенитовую субформацию. В её составе

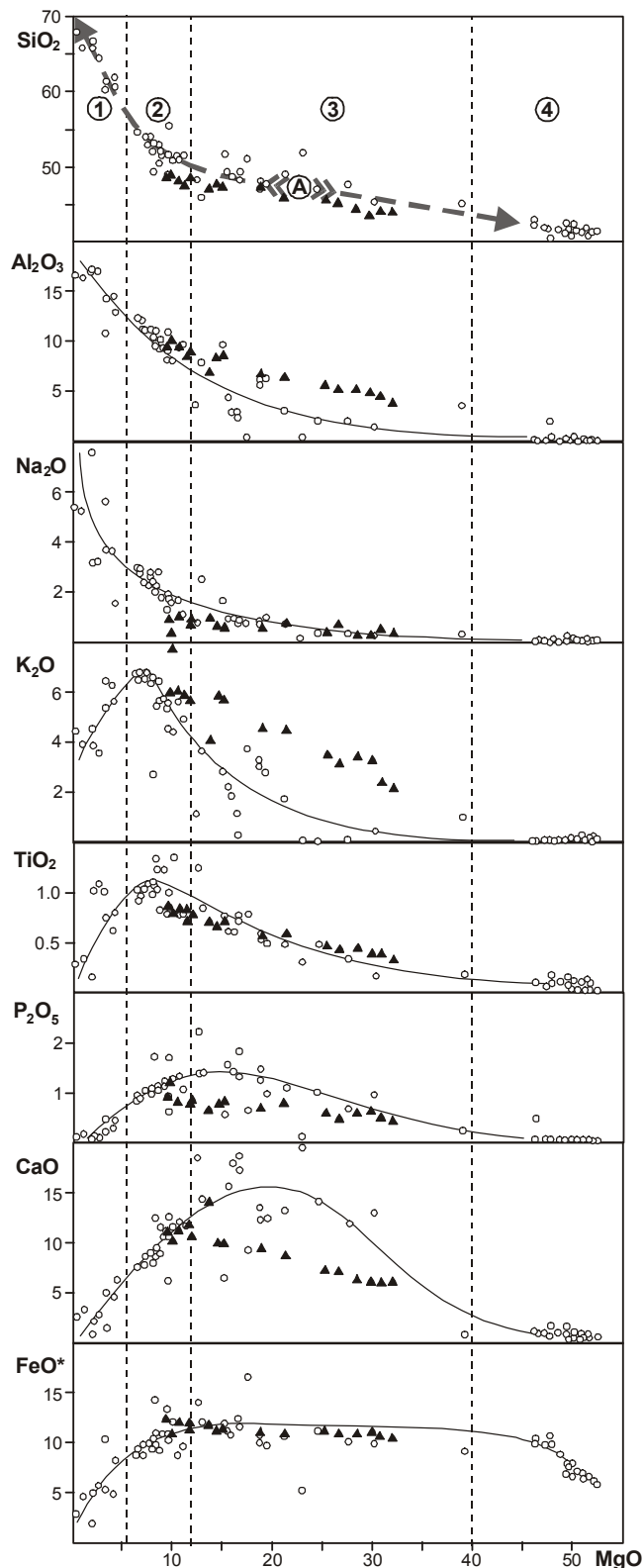


Рис. 3. Вариации содержаний петрогенных оксидов в зависимости от MgO.

Породы Инаглинского массива (незалитые кружочки) разделены тонкой пунктирной линией на щелочные сиениты (1), калиевые щелочные габброиды (2), пироксениты–перидотиты (3) и дуниты (4). Тонкие сплошные линии – тренды дифференциации пород, толстые пунктирные линии со стрелками – линии фракционирования исходного расплава (А) для Инаглинского массива. Черные треугольные значки – калиевые пикритоиды Центрального Алдана, по А.П. Кривенко [14]. Исходные химические анализы пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100%. $FeO^* = FeO + Fe_2O_3$.

Таблица 1. Представительные анализы пород Инаглинского массива, мас. %.

№	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	510-200	38,92	0,01	0,06	2,43	3,12	0,10	49,45	0,27	0,03	0,10	0,02	5,09	99,60
2	ИН-9	38,39	0,08	0,24	3,42	2,83	0,15	48,61	0,60	0,02	0,01	0,04	5,55	99,94
3	ИН-1	38,86	0,12	0,13	3,34	4,09	0,13	47,11	1,37	0,23	0,01	0,03	4,93	100,35
4	ИН-20	39,44	0,08	0,13	3,18	5,22	0,15	46,34	0,66	0,00	0,00	0,03	3,57	98,80
5	ИН-6	40,19	0,05	0,02	3,78	5,68	0,15	45,55	0,78	0,00	0,01	0,04	2,92	99,17
6	ИН-16	40,10	0,08	0,07	5,52	4,34	0,21	43,92	0,77	0,00	0,00	0,04	4,68	99,73
7	ИН-14	39,98	0,09	0,21	5,29	3,97	0,15	43,22	0,77	0,00	0,00	0,04	6,07	99,79
8	ИН-29	46,36	0,32	2,01	1,93	7,94	0,21	26,76	11,57	0,31	0,06	0,67	1,31	99,45
9	ИН-38	45,63	0,45	2,13	3,06	7,88	0,15	23,69	13,90	0,39	0,07	1,00	0,48	98,83
10	ИН-77	47,85	0,46	3,01	4,24	6,12	0,21	20,63	12,88	0,72	1,69	1,08	0,71	99,60
11	ИН-37	46,73	0,54	5,47	3,16	7,21	0,20	18,06	11,95	0,80	2,99	1,48	0,55	99,14
12	ИН-63	48,36	0,69	2,88	5,06	6,31	0,23	16,15	17,07	0,71	1,12	1,32	0,30	100,20
13	ИН-62	46,49	0,72	2,38	5,05	6,89	0,25	15,82	17,90	0,77	0,12	1,83	0,33	98,55
14	ИН-5	48,34	0,57	4,38	5,90	5,07	0,28	15,14	15,55	0,88	2,19	1,56	0,81	100,67
15	ИН-70	47,01	1,18	3,40	8,45	5,20	0,20	12,03	18,26	0,72	1,07	2,23	0,45	100,20
16	ИН-80	44,39	0,80	7,60	7,42	4,28	0,18	12,36	14,01	2,42	3,59	1,39	0,99	99,43
17	ИН-26	50,07	0,74	9,28	3,34	6,04	0,19	10,60	11,28	1,06	4,81	1,08	1,11	99,60
18	ИН-65	50,19	0,94	7,90	5,33	5,33	0,20	9,17	12,31	1,73	4,41	1,71	0,57	99,79
19	ИН-30	49,69	0,78	9,95	4,33	4,77	0,18	8,40	11,44	2,70	6,38	1,14	0,77	100,53
20	ИН-66	51,16	1,05	10,84	3,84	6,39	0,18	7,71	8,51	2,53	6,29	1,08	0,42	100,00
21	502-130	53,25	0,87	12,15	4,95	4,34	0,18	6,26	7,33	2,95	6,68	0,94	0,63	100,53
22	ИН-72	57,07	1,04	10,35	10,25	0,83	0,02	3,44	1,67	5,74	5,30	0,21	3,95	99,87
23	502-245	60,74	0,73	14,18	2,18	3,09	0,06	3,11	4,86	3,63	6,39	0,46	0,25	99,68
24	ИН-3	66,41	0,15	17,15	1,20	0,64	0,12	1,75	0,39	7,54	4,56	0,04	0,53	100,48
25	ИН-15	65,16	0,32	16,17	2,59	1,98	0,05	0,85	2,89	5,18	3,91	0,16	0,45	99,71
26	ИН-24	67,16	0,27	16,50	2,20	0,69	0,05	0,06	2,38	5,27	4,42	0,10	0,43	99,53

Примечание. 1–7 – дуниты; 8–9 – верлиты; 10–11 – флогопитовые перидотиты; 12–15 – пироксениты; 16 – миссуриты; 17–21 – шонкиниты; 22–23 – пуласкиты; 24 – щелочные сиениты; 25–26 – щелочные сиенит-порфиры. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН.

встречаются также авгититы, лимбургиты, миссуриты, фергуситы, псевдолейцитовые сиенит-порфиры и др. Эта субформация геологически обособлена и сосредоточена в пределах структур, представляющих собой сложное сочетание кольцевых и конических интрузивных тел, а также кальдер проседания, выполненных щелочными эффузивно-пирокластическими толщами.

Следует отметить, что Инаглинский массив находится в центре одноименной купольной морфоструктуры (диаметром 25 км) второго порядка, которая, так же как Якокутская кальдера, расположена почти точно по периметру Алданской купольной очаговой морфоструктуры первого порядка [13]. Все это подтверждает правомочность отнесения Инаглинской структуры к вулcano-плутоническим, хотя прямых свидетельств существования в ее пределах вулканических пород нет. Но они, по-видимому, были уничтожены последующей эрозией. Формирование в Центральном Алдане кольцевых структур с широким проявлением щелочного магматизма можно связать с деятельностью верхнемантийного плюма. Такие

плюмы вызывают в земной коре купольные поднятия диаметром 100–200 км и более, сопровождаемые интенсивным магматизмом, в составе которого возможны проявления пикритов, кимберлитов и карбонатитов [31].

По морфологии Инаглинский массив представляет собой вертикальный цилиндрический канал большой протяженности. Сложенная сиенит-порфирами внешняя оторочка, которая переходит в силлы, развитые вокруг массива, указывает на то, что этот канал был уже проработан инъекцией большой массы щелочных сиенитовых расплавов, поступивших в верхние горизонты. Как показали расчеты [7], возникновение естественной тепловой конвекции даже для вязких расплавов и при небольших значениях температурного напора начинается при мощности магматических тел 10–100 м. При этом конвектирующие магмы, например соответствующие по вязкости сухим гранитам, могут обеспечить за 10⁶ лет через поверхность теплообмена в 1 км² потоки тепла, достаточные для расплавления примерно 10 км³ вмещающих пород, а основные магмы – до 10³ км³. Таким

образом, щелочные сиенит-порфиры, по-видимому, являются наиболее легкими дифференциатами щелочной пикритоидной магмы, эволюционировавшей в глубинном промежуточном очаге Инаглинской купольной вулканоплутонической структуры.

Можно было предположить, что вслед за щелочными сиенитами последовали щелочные габброиды и, наконец, были выдавлены оливиновые кумулаты и в результате сформировался концентрически-зональный кольцевой интрузив с дунитовым ядром и щелочно-габброидной и сиенитовой оторочками. Однако такой простой механизм формирования противоречит многим фактам, одним из которых является широкое развитие в пределах дунитового ядра радиальных и кольцевых даек щелочных сиенитов и пегматитов. В связи с этим предлагается следующая схема становления Инаглинского массива.

После внедрения щелочно-сиенитовых расплавов, затем, возможно, и базальтоидных дифференциатов, в верхние слои вплоть до палеоповерхности вертикальный подводящий канал заполняется последней порцией слабодифференцированного калиево-щелочного пикритоидного расплава. Это подтверждается более молодым возрастом пород ультраосновного ядра (К-Аг датировки по флогопиту – 130 и 100 млн лет) и шонкинитов (110–100 млн лет) по сравнению с малиньитами и пуласкитами, время образования которых варьирует в пределах 145–130 млн лет [8]. На это также указывают признаки деформации осадочного чехла с силлами сиенит-порфилов вокруг массива [25].

Судя по геологической ситуации, Инаглинский массив формировался на близповерхностном уровне. В таких условиях затвердевание интрузива происходит с верхней и боковых частей, следовательно, в интрузиве цилиндрической формы фронт кристаллизации будет иметь куполовидную форму (рис. 4, А). С продвижением фронта кристаллизации вниз происходит накопление кумулятивного оливина, а при большой скорости осаждения оливина он попадает в область сверхликвидусных температур и будет реагировать с исходным расплавом, меняя свой состав в сторону более магнезиального оливина, устойчивого в более высокотемпературных условиях. Состав оливина в дунитах Инаглинского массива варьирует в пределах Fa_{3-10} , редко достигая Fa_{18} [20]. В итоге формируется первый куполовидный свод затвердевших дунитов. Магнезиальность дунитов варьирует в пределах 43–50 мас. % и отрицательно коррелируется с их железистостью при практическом постоянстве других компонентов (табл. 1). Исходя из состава пород Инаглинского массива и щелочных пикритов

Якутского грабена, можно предположить, что магнезиальность исходной пикритоидной магмы составляла примерно 20–25 мас. %. В силлах пикритов Якутского грабена также наблюдается отсадка оливина с формированием нижних горизонтов с содержанием MgO до 30 мас. % [14], однако в силу малых мощностей (1–10 м) силлов это не привело к глубокой дифференциации, и тренды изменения состава пород имеют неполный и прямолинейный характер (см. рис. 3).

Пути кристаллизации высококалиевой пикритоидной магмы можно проследить на диаграммах форстерит-диопсид-кремнезем и диопсид-лейцит-кремнезем (рис. 5), на которых видно, что кристаллизация исходного пикритового расплава (А) начинается с оливина. Как было показано выше, после выделения сверхкотектического оливина расплавы с высоким содержанием хрома могут достигнуть поля несмесимости, что приводит к ликвационному отделению от силикатной массы существенно хромитовой жидкости (рис. 1). Первые мелкие капельки консервируются в интерстициях кумулятивного оливина, но при продвижении фронта ликвации вниз вслед за ореолом кристаллизации оливина (рис. 4, Б) слипание отдельных капелек приводит к образованию более крупных сегрегаций различной формы. Встречающиеся в дунитах Инаглинского массива хромититовые шпильки с причудливо-изогнутыми очертаниями свидетельствуют об их деформации в жидком состоянии. Далее эволюция несмешивающихся жидкостей идет по описанной в предыдущем разделе схеме.

Гравитационное удаление из системы сверхкотектического оливина, который уже не участвует в реакционных процессах дифференциации, приводит по мере уменьшения магнезиальности остаточного расплава к постепенному росту в нем содержания всех, кроме железа, основных петрогенных оксидов, не входящих в состав оливина. Практически полное отделение оливиновых кумулатов с хромшпинелидом от остаточного расплава приводит к появлению разрыва между составами дунитов и перидотитов Инаглинского массива (рис. 3). Дальнейшее фракционирование котектических оливина и пироксена приводит к наслаиванию на дунитовом куполе верлитов, постепенно переходящих к клинопироксенитам (рис. 4, Б). Это обуславливает в последующем при горизонтальном эрозионном срезе зонально-кольцевое строение таких массивов (рис. 4, Г). Отделение от расплава наряду с оливином клинопироксена – фазы, содержащей избыточное количество оксида кальция – отражается в появлении на вариационных диаграммах

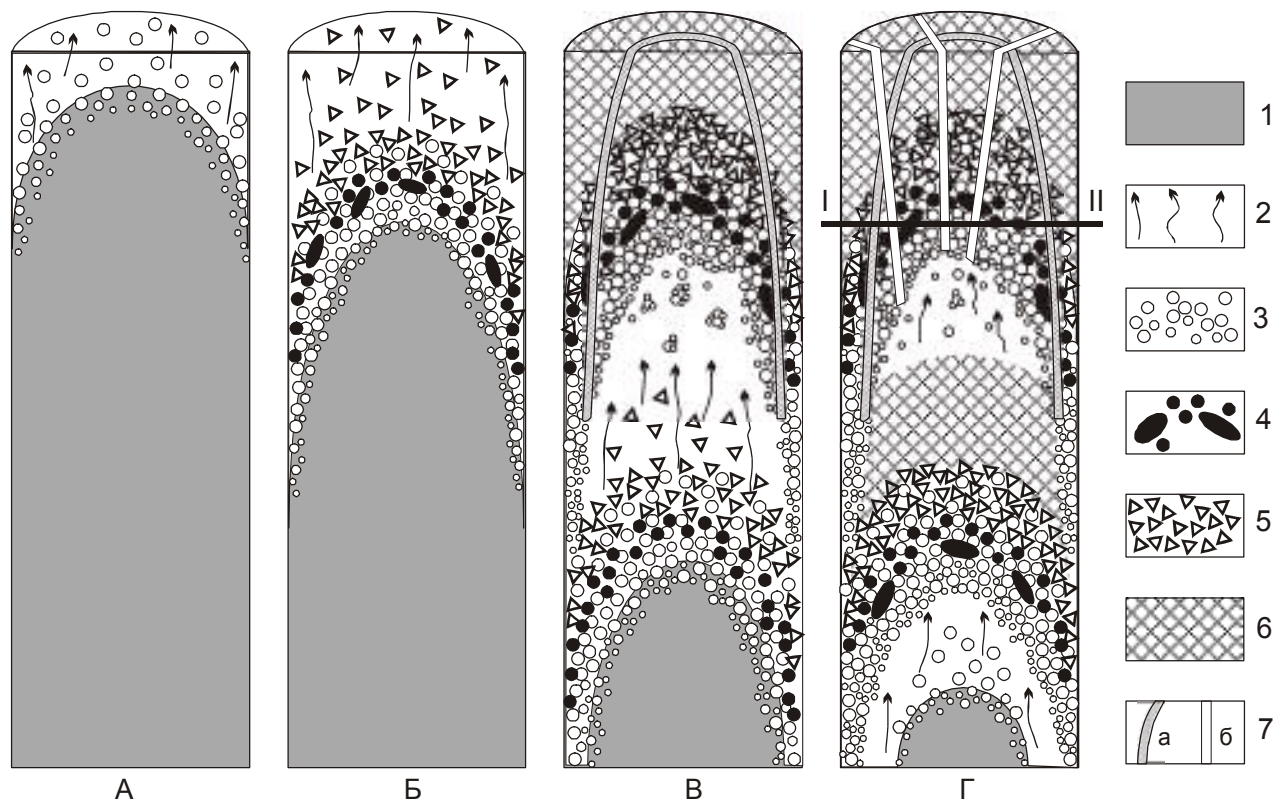


Рис. 4. Схема формирования Инаглинского массива.

1 – исходный расплав; 2 – остаточный расплав; 3 – оливин; 4 – сегрегации хромитов; 5 – пироксен; 6 – шонкиниты; 7 – кольцевые (а) и радиальные (б) дайки. I–II – уровень современного эрозионного среза.

мах (рис. 3) максимума в содержании CaO в области клинопироксенитов на фоне дальнейшего постепенного роста других оксидов и индифферентном поведении оксидов железа. При консервации остаточной жидкости в интерстициях кумулятивного оливина и пироксена появляются флогопитовые разновидности верлитов и клинопироксенитов, в которых наряду с флогопитом и ортоклазом отмечаются короткопризматические кристаллики апатита и сидеронитовые выделения магнетита. Истощение оливином, затем и котектическим с ним пироксеном приводит к изменению остаточного расплава в сторону шонкинитов.

Состав остаточного щелочно-базальтоидного расплава, недосыщенного кремнеземом, попадает в треугольник Алькемаде: диопсид–лейцит–ортоклаз (рис. 5, точка A_1) – и кристаллизационная эволюция такой магмы продолжается в дальнейшем выделении пироксена. В этой системе поле диопсида, как среднего по основности компонента, находящегося между сильными кислотным и основным членами системы, гипертрофированно расширено. Затем идет совместная кристаллизация диопсида и лейцита по котектике до вспомогательной реакционной точки (B).

Как следует из диаграммы, при этом остаточный расплав постепенно обогащается кремнеземом, который в конечной инвариантной реакционной точке перитектически реагирует с избыточным лейцитом, формируя псевдоморфозы ортоклаза по лейциту. Все это подтверждается присутствием в прозрачной ортоклазовой интерстиционной массе шонкинитов Инаглинского массива округлых с мутной окраской псевдоморфоз ортоклаза и нефелина по первичному лейциту.

Отсадка клинопироксена при одновременном всплытии котектического с ним легкого лейцита, наряду с кристаллизацией апатита и магнетита, обуславливает прогрессирующий рост кремнеземистости, глиноземистости и щелочности остаточного расплава при уменьшении в нем содержаний кальция, фосфора, железа и титана (рис. 3). Это приводит к формированию ряда пород миссурит – шонкинит – малиньит – меланократовый щелочной сиенит – пуласкит – щелочной сиенит, слагающих внешнее кольцо Инаглинского массива. Относительное снижение калиевости пуласкитов и щелочных сиенитов можно

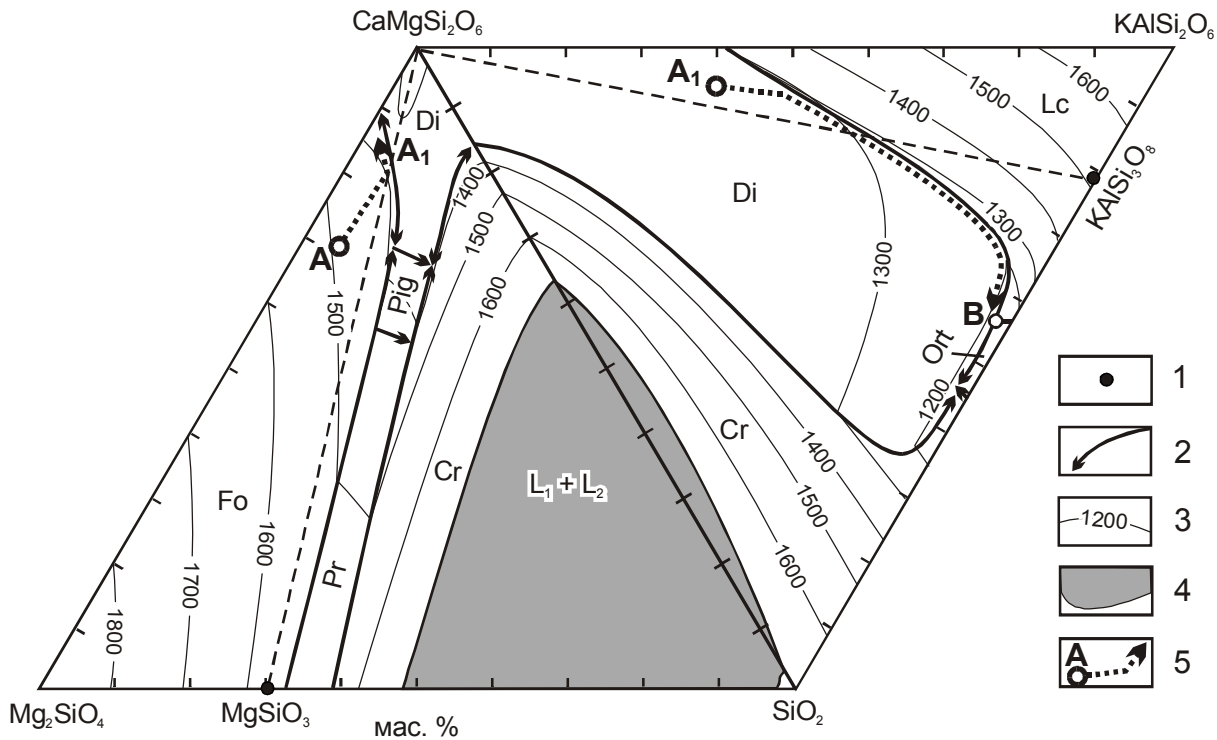


Рис. 5. Тренды кристаллизации пород Инаглинского массива на диаграммах форстерит–диопсид–лейцит–кремнезем.

1 – фигуративные точки фаз; 2 – пограничные кривые; 3 – изотермы ликвидуса; 4 – область несмесимости (L_1+L_2); 5 – тренды кристаллизации расплава (A–A₁–B). Fo – форстерит; Di – диопсид; Pig – пижонит; Pr – протоэнстатит; Lc – лейцит; Ort – ортоклаз; Cr – кристобалит. Диаграмма Fo–Di–SiO₂ – по Боуэну и Куширо, Di–Lc–SiO₂ – по Шейперу и Боуэну. Пояснения в тексте.

объяснить преимущественным вхождением калия в ранние фазы лейцита в шонкинитах.

При нисходящем продвижении фронта кристаллизации подобным образом формируется второй куполовидный свод, сложенный дунитами, верлитами и клинопироксенитами (рис. 4, В). Между верхней затвердевшей пробкой и вторым сводом заключается большая масса остаточного расплава, и при постепенном его затвердевании и остывании, очевидно, происходит уменьшение объема, что соответственно приведет к появлению контракционных трещин отрыва во вмещающих породах. В результате в верхних горизонтах появятся кольцевые трещины с падением от центра к периферии массива, по которым происходит компенсационное оседание кровли, и приоткрывшиеся трещины залечиваются выдавленным остаточным расплавом. На Инаглинском массиве такие кольцевые разломы фиксируются в виде концентрически расположенных дугообразных трещин, заполненных пуласкитами и щелочными пегматитами, а самый внутренний кольцевой разлом представляет собой зону сильнотрещиноватых и брекчированных дунитов [9].

Поздняя стадия затвердевания сопровождается интенсивным отделением летучих, что приводит к повышению давления в резервуаре остаточного расплава и купольному поднятию кровли с появлением радиальных трещин растяжения, заполненных хромдиопсид-слюдяными метасоматитами и щелочными пегматитами (рис. 4, Г). На этой стадии, по-видимому, и происходит частичная серпентинизация дунитов. Заключительный процесс полной консолидации верхнего промежуточного резервуара сопровождался формированием конических разломов с крутыми углами падения к центру, по которым происходило ступенчатое проседание центральных частей кровли интрузива, что наблюдается также на Инаглинском массиве. В итоге мы получаем схему образования зонально-кольцевых интрузивов большой вертикальной протяженности, формировавшихся в тектонически стабильных областях земной коры. В зависимости от уровня эрозионного среза такие массивы на современной поверхности имеют разные породные ассоциации, что определяет их продуктивность на россыпную платину.

КОНЦЕНТРАЦИЯ ЭПГ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ

В этой проблеме наиболее важным является выявление механизма, приводящего к мобилизации ЭПГ в локальные участки из большого объема магматического расплава с весьма низким содержанием платиноидов. В процессе кристаллизационно-ликвационной дифференциации, по-видимому, уже при выделении свертотектического оливина начинается процесс накопления ЭПГ в остаточном расплаве. Последующее ликвационное отделение оксидно-рудной жидкости приводит к резкому перераспределению платиноидов.

Преимущественное концентрирование ЭПГ в рудной жидкости при силикат-хромитовой ликвации объясняется тем, что в отличие от магматических силикатных расплавов, имеющих ионно-молекулярную природу, оксидно-рудные расплавы являются типично ионными жидкостями [21], а в силикатном расплаве платиноиды находятся преимущественно в ионной форме [29]. Это подтверждается не только приуроченностью платинометаллической минерализации к хромитам, но также резко повышенным (обычно на 2–3 порядка) содержанием ЭПГ в хромитах по отношению к вмещающим их породам. Содержание ЭПГ в дунитах зональных массивов обычно варьирует в диапазоне от 10 до 100 мг/т, в то время как в хромитах этих массивов количество платиноидов колеблется в пределах 0,5–6 г/т [15]. Такие же содержания ЭПГ характерны и для хромитов расслоенных интрузивов и офиолитовых комплексов [33].

В начальной стадии ликвации концентрация ЭПГ в рудной массе будет незначительной, но в результате гравитационного фракционирования рудные ликваты, постепенно продвигаясь сквозь большие массы силикатного расплава, будут адсорбировать и аккумулировать в себя все больше платиноидов. Для оценки концентрации ЭПГ в хромитовых рудах, формирующихся при ликвации, можно применить формулу, предложенную И. Кемпбеллом и А. Налдреттом [30], для определения концентрации элементов в сульфидной ликвационной фазе:

$$Y_i = X_i \times D_i \times (R + 1) / (R + D_i),$$

где Y_i – концентрация i -го элемента в сульфидной фазе; X_i – его концентрация в исходном силикатном расплаве; D_i – коэффициент распределения элемента между сульфидом и силикатом; R – отношение масс силикатного и сульфидного расплавов. Отсюда видно, что степень концентрации в сульфидной фазе элемента главным образом зависит от коэффициента распределения D_i и R -фактора, т.е. отношения между исходным и конечным объемами перераспределения.

Для приближенных расчетов допустим, что исходный пикритовый расплав содержит 50 мг/т ЭПГ и 0,1 мас. % Cr_2O_3 . Далее примем, что десятая часть оксида хрома формирует ликвационные руды с содержанием Cr_2O_3 в 50 мас. %, т.е. отношение масс силикатного и рудного расплавов R составляет 5000. Тогда при коэффициенте распределения $D_i = 100$, согласно вышеприведенной формуле, получаем концентрацию ЭПГ в хромитовом ликвате, равную 4,9 г/т, а при $D_i = 1000$ получим значение 42 г/т. Если допустить, что ликвирует почти половина Cr_2O_3 , т.е. $R=1000$, тогда при $D_i = 100$ концентрация ЭПГ в руде составит 4,5 г/т, а при $D_i = 1000$ это значение достигает 25 г/т. Полученные значения соответствуют условиям стопроцентного контактирования ликвирующих масс, а в действительности они, естественно, будут ниже. Эти несложные расчеты показывают, что при кристаллизационно-ликвационной дифференциации пикритовых расплавов могут формироваться хромитовые руды с весовыми содержаниями ЭПГ, вполне отвечающими реально наблюдаемым в природе значениям – от первых до первых десятков ppm.

Хотя жидкие оксидно-рудные ликваты растворяют в себе большое количество ЭПГ, при последующей кристаллизации хромита платиноиды обособляются в виде самостоятельных фаз, т.к. растворимость ЭПГ в оксидно-рудных минералах в твердом состоянии резко сокращается. Это можно подтвердить тем, что в Кондерском массиве количество ЭПГ в хромитах превышает 500 мг/т, а в аксессуарных хромшпинелидах – составляет всего 66 мг/т [15], что соизмеримо с содержанием ЭПГ в дунитах, т.е. не наблюдается предпочтительного вхождения платиноидов в структуру кристаллизующегося хромшпинелида. Избыточное количество ЭПГ в хромитах находится в виде самостоятельных фаз МПГ. На Инаглинском массиве хромшпинелиды, находящиеся в сростании с МПГ, идентичны минералам из шпировых выделений хромшпинелидов, но отличаются высокой магнезиальностью от аксессуарных, что указывает на связь платиновой минерализации с хромитовыми рудами [20].

Наблюдается весьма неравномерная концентрация МПГ в хромитовых рудах от практического отсутствия первых до ощутимых весовых содержаний, когда из одной штучной пробы можно извлечь десятки, а в редких случаях и сотни зерен минералов платиновых металлов. Эта разница, по-видимому, определяется объемами силикатной массы, с которыми проконтактировали рудные ликваты при гравитационном оседании. В зависимости от количества ЭПГ, заимствованных из силикатного вмещающего рас-

плава, при кристаллизации хромититов происходит образование различных форм выделений МПГ. При низких содержаниях формируются дисперсные и мельчайшие включения неправильно-изометричной, сфероидной или кристаллической форм, а с повышением концентрации ЭПГ появляются более крупные интерстиционные выделения железо-платиновых сплавов, имеющие ветвистые формы. Иногда такие выделения приобретают особо крупные размеры, формируя цементирующий каркас, что приводит к появлению самородков платины с обильными включениями хромита. Такие самородки характерны для россыпей, связанных с зональными массивами уральского (аласкинского) и алданского типов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что при дифференциации пикритовых магм возможно ликвационное отделение от силикатного расплава оксидно-рудной жидкости существенно хромитового состава. В зависимости от состава исходных пород и условий их становления кристаллизационно-ликвационная дифференциация приводит к формированию различных морфологических типов хромититовых руд. При гравитационном продвижении рудных ликватов через большие массы магмы происходит значительное адсорбционное обогащение первых платиноидами в силу высоких коэффициентов распределения ЭПГ между хромититовой жидкостью и силикатным расплавом, что обуславливает появление в мафит-ультрамафитовых комплексах платиноидно-хромититовых руд различного типа, формирующих как рудные, так и россыпные месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 175 с.
2. Диаграммы состояния силикатных систем: Справочник / Торопов Н.А., Барзаковский В.П., Лапин В.В. и др. Л.: Наука, 1972. 448 с.
3. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 3. С. 687–689.
4. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных – щелочных пород Алданской и Южно-Верхоянской провинции // Геология и геофизика. 1973. № 10. С.5–23.
5. Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 135 с.
6. Кабри Л.Дж., Налдретт А.Дж. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // Минералогия. Секция С. 10. Доклады. М.: Наука, 1984. № 10. С. 10–27.
7. Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла // Геохимия. 1968. № 6. С. 651–665.
8. Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35–45.
9. Корчагин А.М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М.: Недра, 1996. 157 с.
10. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. Калиевый щелочный магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 239 с.
11. Кочетков А.Я. Особенности строения и состава рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 697–700.
12. Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 190 с.
13. Кравченко С.М., Диденко М.И., Кочетков А.Я., Угрюмов А.И. Соотношение морфоструктур Центрального Алдана с магматизмом и оруденением // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 1. С. 187–193.
14. Кривенко А.П. Мезозойские калиевые пикритоиды Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 2. С. 465–467.
15. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб.: Галарт, 2001. 266 с.
16. Лапин В.В., Соловова И.П. Новые экспериментальные данные по проблеме генезиса хромитов // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 146–170.
17. Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита // Сов. геология. 1971. № 7. С. 107–119.
18. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
19. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000. 184 с.
20. Округин А.В. Минеральные парагенезисы и генезис самородков изоферроплатины из россыпи Инагли (Сибирская платформа) // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 3. С. 268–279.
21. Ольшанский Я.И. Об ионно-электронных жидкостях // Докл. АН СССР. 1950. Т. 71, № 4. С. 701–704.
22. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 5–78.
23. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
24. Рябов В.В., Шевко А.Я., Симонов О.Н., Аношин Г.Н. Состав платиноносных высокохромистых скарнов Талнаха (Норильский район) // Геология и геофизика. 1996. № 7. С. 60–75.
25. Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 19–24.
26. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.

27. Шарыгин В.В. Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Центральный Алдан) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 4. С. 60–70.
28. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных–щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 23–35.
29. Borisov A., Palme H. Solubilities of noble metals in Fe-containing silicate melts as derived from experiments in Fe-free systems // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 1665–1673.
30. Campbell I.H., Naldrett A.J. The influence of silicate/sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1503–1505.
31. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // Annu. Rev. Earth. Planet. Sci. 2003. V. 31. P. 469–523.
32. Meyer H.O.A., Boyd F.R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamond // Gechim. et Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. P. 1255–1274.
33. Naldrett A.J., von Gruenewaldt G. Association of platinum-group elements with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes // Econ. Geol. 1989. V. 84. P. 180–187.
34. Okrugin A.V. Mineralogy, types, and origin of platinum-bearing placer deposits of the Siberian platform // International Geology Review. 1998. N 8. P. 677–687.
35. Swisher J.H., McCabe C.L. Miscibility gap in the CaO-SiO₂-Cr₂O₃ system at 1600°C // Trans. Met. Soc. AIME. 1964. V. 230. P. 261–263.

Поступила в редакцию 23 августа 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

A.V. Okrugin

Crystallization-liquation model of the formation of platinum-group element-chromitite ores in mafic-ultramafic complexes

An analysis was made of phase diagrams of petrogenic oxides and mineralogical-petrological features of the rocks of mafic-ultramafic complexes, which suggests liquation formation of platinum-group element-chromitite ores. The author constructed a generalized hypothetical SiO₂-(Cr₂O₃ + Fe₂O₃ + Al₂O₃)-(MgO + FeO + CaO) ternary diagram reflecting crystallization-and-liquation differentiation of picritic magma resulting in segregation of the melt into immiscible silicate and high-Cr liquids. It is shown that during gravitational fractionation the liquation oxide-ore liquid passes through large volumes of enclosing magma, adsorbing and accumulating platinum-group elements. The low solubility of platinum-group elements in chrome-spinellids conditions segregation in the course of crystallization of ore liquates, of discrete grains of platinum-group minerals forming both lode and placer deposits.