

**КОНТАМИНАЦИЯ МАГМЫ, ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА
И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ПОРОДАХ НИКЕЛЕНОСНОЙ
ФОРМАЦИИ СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО МАССИВА
(часть первая)**

© 2018 О.Б. Селянгин^{1,2}

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: selyang@kscnet.ru*

²*Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683002*

Ставится задача изучения необычного разнообразия парагенезисов руда – рудовмещающая порода в интрузивах никеленосной формации Камчатки. Оно связано с контаминацией разных порций магнезиальной рудоносной магмы кремнеземом и высокоглиноземистым веществом коры, смешением магм (автоконтаминацией), а также с метамагматическим преобразованием неотвердевших кумулатов под воздействием привносимого водно-калиевого флюида. Приводятся основные данные о геологическом положении, строении и петрографии интрузивов.

Ключевые слова: никеленосные интрузивы, контаминация, дифференциация, кумулаты, сульфидные руды, метамагматизм.

ВВЕДЕНИЕ

Вследствие высокого сродства никеленосных сульфидных расплавов к высокомагнезиальным магмам (Лихачев, 2006; Налдретт, 2003), а также высокой плотности сульфидной жидкости, более чем вдвое превышающей плотность силикатной фракции магмы, ее выделение в качестве несмесиной сульфидной фазы в ультрамафит-мафитовых никеленосных магмах интрузивных тел в большинстве случаев происходит на докамерных и (или) ранних внутрикамерных стадиях их эволюции. Соответственно, формирующиеся сингенетические медно-никелевые руды в интрузивах, образованных одной порцией магмы, минимально контаминированной и наиболее близкой к мантийной выплавке (такую магму мы будем называть исходной, или «ювенильной» для конкретной исследуемой формации), оказываются в ассоциациях с также ранними, в широком смысле рудовмещающими, существенно оливиновыми ультраосновными или богатыми магнезиальным оливином основными кумулатными породами придонных зон расслоенных интрузивов. Из них сегрегированная сульфидная жидкость могла частично перетекать в трещины и подинтрузивные

полости-отслоения среди вмещающих пород, формируя жилы и залежи эпигенетических руд (Годлевский, 1968; Налдретт, 2003).

В относительно закрытых системах глубинных, полно дифференцированных интрузивов исходной магмы процесс первичного формирования руд, включающий ликвацию магмы, разрастание рудных капель в котектике с оливином, их коалесценцию и осаждение в залежи массивных, брекчиевидных, сетчатых (сидеронитовых), гнездовых и вкрапленных разностей происходит со скоростью, существенно превышающей скорость дифференциации и отвердевания силикатной части системы, и присутствие руды в ее более продвинутых производных оказывается маловероятным или невозможным. В силу высоких значений коэффициентов разделения для никеля и меди их извлечение из силикатной в сульфидную фазу ликвирующей магмы может быть столь полным (Налдретт, 2003; Смит, 1968), что ее продвинутые безрудные дифференциаты становятся мало пригодными и для геохимических оценок потенциальной рудоносности интрузивов в целом (Криволуцкая, 2014; Новаков, 2017), — сохраняя, тем не менее, свое значение петрологического поискового признака для обнаружения возможных ранних рудовмещающих дифференциатов на глубине.

Вследствие различий физико-химических свойств и раннего, более или менее полного пространственного разобщения в пределах рудно-магматических систем, силикатная и сульфидная фракции ликвидировавшей магмы далее эволюционируют в существенной мере независимо. Как и силикатный расплав, сульфидная жидкость подвергается дифференциации — с выделением твердого раствора моносульфида (mss) железа и никеля и увеличением в остаточном расплаве содержания меди (Налдретт, 2003).

Существуют, однако, значительные отклонения от отмеченных выше типовых парагенезисов руда – порода, свойственных начальным этапам дифференциации магмы, ближайшей к мантийной — ситуации, когда силикатные магматические фракции руд, то есть собственно рудовмещающие породы, имеют составы, отличающиеся от упомянутых ультрамафит-мафитовых в широких пределах. Такие отклонения возникают при эволюции исходной (в оговоренном смысле) рудоносной магмы как открытой системы — с одновременной ее контаминацией на путях подъема сквозь разные толщи земной коры, а также в результате воздействия разных динамических и массообменных процессов внутри и около конкретных интрузивов. Они зависят от сериальной принадлежности магмы, определяющей общую направленность ее дифференциации, от ее физических свойств, от глубины размещения ее внедрений, от размеров интрузивных камер и режима одно- или многопорционного их заполнения со смещением магм разных стадий эволюции, от частоты этих пополнений и достигаемой в промежутках между ними степени фракционирования магмы и сегрегации руд, от различий составов ассимилируемых вмещающих пород и интенсивности флюидного привноса их компонентов, способного вызывать метаматические преобразования полужатвердевших рудных кумулатов. В сравнительно малой степени эти процессы влияют на состав и свойства рудного компонента магм, но самым существенным образом — на их силикатную фракцию.

В интрузивах Камчатской никеленоносной провинции (КНП, палеоцен-эоценовый дукукский комплекс), приуроченных к Срединно-Камчатскому массиву метаморфитов (СКМ), рудоносные породы присутствуют в остатке разных частных серий кумулатных производных водной высокомагнезиальной и одновременно кремнеземистой магмы общего известково-щелочного, марианит-бонинитового типа (кортландит — пироксенит — норит-габброноритовая формация). Под воздействием отмеченных выше факторов вариации генетических и парагенетических ассоциаций руды с вмещающими поро-

дами здесь проявились с особенными широтой и разнообразием.

Главной причиной этому была высокая ассимиляционная способность рудоносной магмы КНП. Она обеспечивалась не только собственными свойствами магмы (в частности, из-за высокой водонасыщенности она была относительно низкотемпературной), но также геологической и термодинамической обстановкой ее внедрений на поздне-синметаморфическом этапе эволюции СКМ, в еще прогретые, существенно сиалические породы, в отношении главных компонентов которых магма была недосыщена. Эта ситуация создавала возможность более быстрого изменения состава магмы за счет ее контаминации («разбавления») веществом интрузируемых и частично или полностью усвояемых (ассимилируемых) ею пород, при меньших теплопотерях и необходимой степени кристаллизации (Боуэн, 1931; DePaolo, 1981), чем в ходе одной лишь дифференциации «чистой линии».

Другой фундаментальной предпосылкой сосуществования рудной и разнообразных по составам силикатных магматических фаз было сходство интервалов температур кристаллизации магмы и руды — существенно жидкое состояние и подвижность последней во всем диапазоне магматических температур и составов, вплоть до значений ниже температуры предельно низкоплавкого водонасыщенного расплава двуполовошпатового гранита (~650°C).

Возможности возникновения необычных парагенезисов руда – порода благоприятствовал известково-щелочной сериальный тип водной и высокомагнезиальной (бонинитоподобной) рудоносной магмы, «усугублявшийся» ее контаминацией сиалическим веществом коры. В отличие от эволюции рано выделяющих плагиоклаз магм толеитового типа — с обогащением железом, увеличивающим растворимость серы и снижающим устойчивость несмесимой сульфидной жидкости в ее дериватах — длительная кристаллизация в известково-щелочной магме КНП одних лишь фемических минералов (Селянгин, 2006, 2014а) предотвращала накопление в ней железа и не препятствовала сохранению выделившейся сульфидной фазы, разными путями оказывавшейся в ее разнообразных поздних кристаллических и жидких производных.

Подчеркнем, однако, что реально возникновение таких нетипичных парагенезисов было возможным только с дериватами магмы, контаминированной ксеногенным веществом, или при смешении рудной магмы новых пополнений интрузивов с глубоко дифференцированной магмой предшествующих порций (автоконтаминация), или в результате метаматических пре-

образований полуотвердевших кумулатов с при-внесом водно-щелочного флюида. Ювенильной, ближайшей к исходной известково-щелочной магме КНП в полной мере была свойственна упомянутая выше общая закономерность пространственной связи рудного сульфидного расплава с их ранними ультраосновными производными.

Совмещение рудного вещества (по существу, уже эпигенетическое) с породами наиболее эволюционированных составов — вплоть до гранитоидных — обеспечивалось комплексом вышеперечисленных магмодинамических и физико-химических факторов, на разных этапах вызывавших либо осаждение части рудного вещества из более поздних пополнений интрузивов в отвердевавшие дериваты более ранних, — в том числе при одновременном метамагматическом изменении последних, либо в результате экзотических процессов флотации рудного вещества или его смешения с гибридным гранитным расплавом при автобрекчировании контаминированных рудно-магматических систем.

ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ, ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЕ И СОСТАВЕ ПОРОД ИНТРУЗИВОВ НИКЕЛЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА

Камчатская никеленосная провинция (Полетаев, 1999; Трухин и др., 2008) приурочена к Срединно-Камчатскому (кристаллическому) массиву на юге полуострова. Этот массив простирается на 200 км в меридиональном направлении, при ширине выхода 30–40 км (рис. 1) — в виде одного из «вырезанных» разломами и поднятых фрагментов древней складчатой структуры общего северо-западного простирания (Власов, 1964), поперечного субмеридиональному направлению движения Тихоокеанской плиты до его реориентации в конце эоцена — в олигоцене на северо-западное (Авдейко и др., 2003). Ядро массива слагают допозднемеловые¹ толщи интенсивно смятых и глубоко метаморфизованных пород преобладающего сиалического состава. Оно перекрывается чехлом менее метаморфизованных, ранне?-позднемеловых осадочных и вулканогенных

пород, — полого залегающих в сводовой части массива, облекающих его у северного и южного флангов, но обрывающихся разломами его западного и восточного ограничений.

Никеленосная провинция включает две разобщенные рудные зоны, локализованные у северного (Шанучское рудное поле) и южного (Дукукский рудный узел) флангов массива и имеющие преимущественно северо-западное — субширотное простирание, близкое простиранию складчатой палеоструктуры, — с коротким субмеридиональным ответвлением у южной зоны (рис. 1). Магма интрузивов никеленосной формации внедрялась в позднепалеоценовое–раннеэоценовое время (Конников и др., 2006; Сидоров, Степанов, 2006) в краевые части ядра и, главным образом, в облекающие его ранне?-позднемеловые углистые метаосадочные толщи чехла массива, — соответственно нижней камчатской и верхней хейванской свит, а также в прорывавшие камчатскую серию гнейсограниты позднемелового возраста (Соловьев и др., 2015). В северной зоне КНП интрузивы представлены лишь малыми телами — до первых сотен метров в максимальном измерении. В южной зоне вместе с подобными малыми телами присутствуют и самые крупные в провинции интрузивы Кувалорог (средний поперечник 5.5 км), Дукук (~ 4 км), Немтикский (до 3 км).

При позднейшем глыбовом поднятии ядра СКМ перекрывавшие его метаосадочные толщи подверглись дислокациям разного характера: с разрывами по крупноамплитудным разломам-взбросам у его западной и восточной границ, но с флесурными, дизъюнктивно-пликативными их деформациями на северном и южном флангах, «оформившими» общую структуру массива как горст-антиклинальную. Здесь толщи его чехла претерпели оползание и складчатость, а содержащиеся в них интрузивы — перемещения с отрывом от своих «корней», опрокидывание до 80–90° и нередко фрагментирование на далеко разобщенные блоки (Селянгин, 2009).

Интрузивы сложены кумулатными породами с общей псевдо-, или макроритмической расслоенностью, отражающей их формирование в режиме многопорционного пополнения магмой. Отдельные ее порции в разной степени подвергались контаминации разными породами и дифференцировались различными путями — на до- и внутрикамерной стадиях, формируя серии кумулатов, разные по составам и полноте наборов образуемых пород. Соответствующие порциям макроритмы («циклические единицы») мощностью от десятков до сотен метров характеризуются нормальной гравитационной расслоенностью. Состав кумулатных пород в них мог меняться от ультрабазитовых (кортландиты) или

¹ Новейшие датировки метаморфических и интрузивных комплексов СКМ по цирконам (Соловьев и др., 2004, 2015; Hourigan et al., 2004), «уместившие» большинство прошедших в нем геологических событий (погружение участка осадочного протолита на 20–25 км, метаморфизм, интродуирование его разными магмами и поднятие на прежний уровень) в неправдоподобно узкий интервал ~55–50.5 млн лет, мы полагаем подверженными влиянию на них последнего для пород массива этапа метаморфизма.

КОНТАМИНАЦИЯ МАГМЫ

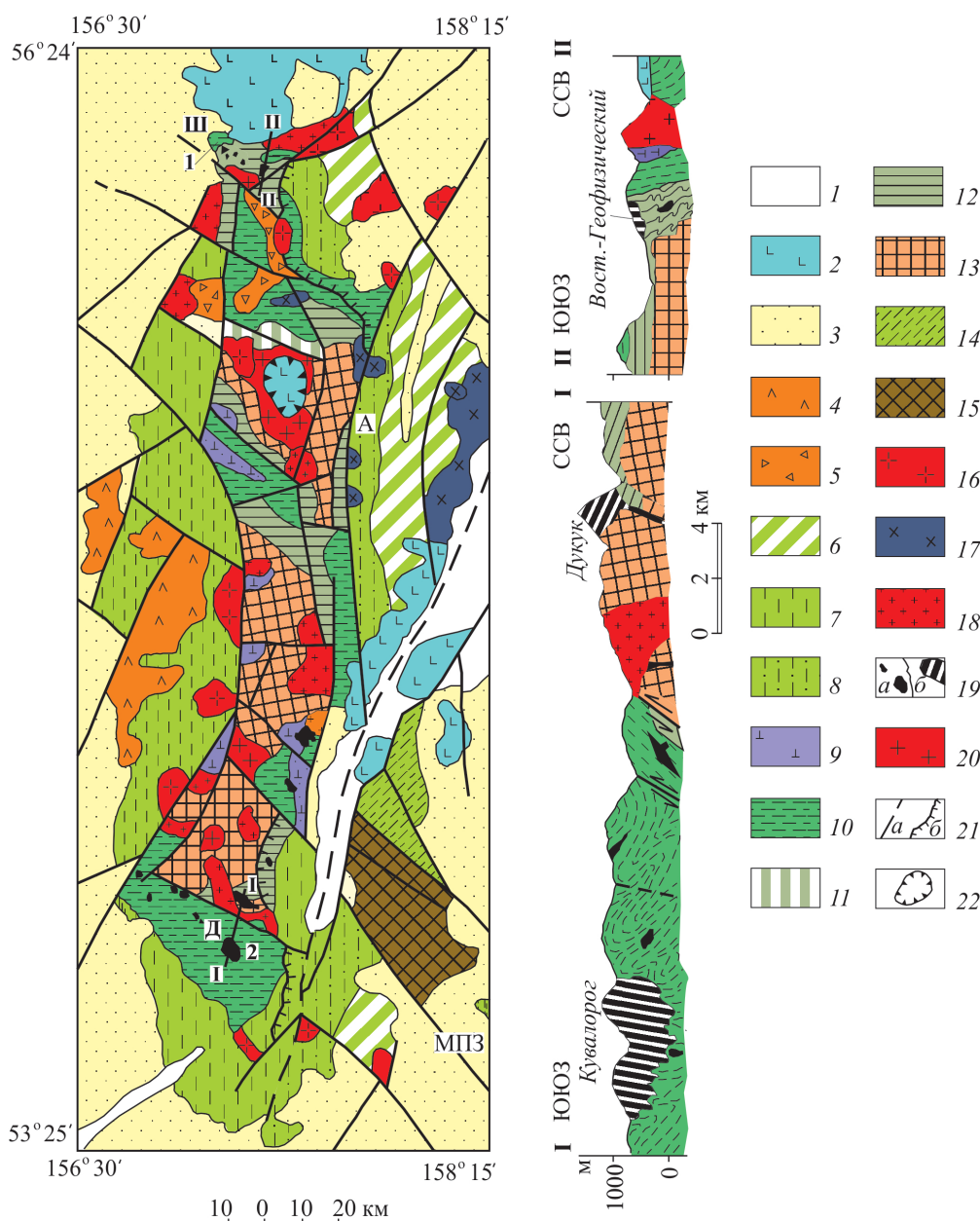


Рис. 1. Геологическое строение Срединно-Камчатского массива (Государственная ..., 2006), с изменениями. Обзор позднейших данных о возрасте стратиграфических подразделений и положение никеленосных интрузивов в структуре массива по (Селянгин, 2009): 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — четвертичные вулканиты; 3 — преимущественно осадочные отложения кайнозоя; 4–5 — эоценовые толщи: черепановская вулканогенная (4) и барабская вулканогенно-осадочная свиты (5); 6 — кирганикская свита верхний мел-палеогеновая вулканогенно-кремнистая; 7–10 — верхнемеловые свиты: метавулканогенная квахонская, метатерригенные кунунская и хозгонская (7), ирунейская свита кремнисто-вулканогенная (8), алисторская и химкинская свиты метавулканогенные (9а), комагматичные им субвулканические интрузивы (9б), хейванская свита верхнемеловая метатерригенная (10); 11 — андриановская свита нижнемеловая осадочно-метавулканогенная; 12 — нижнемеловая (?) камчатская серия кристаллических сланцев; домеловой комплекс: 13 — колпаковская серия — гнейсы и кристаллические сланцы; 14 — меловые вулканогенные и осадочные толщи северного обрамления Ганальского массива (киргуропская и кижеченокская свиты); 15 — Ганальский кристаллический массив; 16–20 — интрузивные комплексы: 16 — лавкинский гранодиоритовый миоцена, 17 — левоандриановский дунит-клинопироксенит-габбровый поздний мел — палеогеновый, 18 — кольский трондземит — гранодиоритовый позднемеловой, 19 — дукусский никеленосный кортландит-ортопироксенит-габброноритовый (а — на карте, б — крупные тела на разрезах, штриховка отражает общее положение расслоенности), 20 — крутогоровский гнейсо-гранитовый; 21 — разломы: а — крутопадающие, б — надвиги; 22 — кальдера вулкана Хангар; I — I и II — II — разрезы южного и северного флангов Срединно-Камчатского массива. А — Андриановский шов, МПЗ — Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций, Ш — Шанучское рудное поле (1 — интрузив месторождения Шануч), Д — Дукусский рудный узел (2 — интрузив Кувалорог).

(чаще) ультрамафических (ортопироксениты) в базальных слоях через меланогабброиды² до лейкогабброидов в верхах разрезов.

В практически первозданном виде такие серии кумулатных пород сохранились от позднейших изменений в наиболее крупном, петро- и прототипическом для КНП интрузиве Кувалорог (рис. 1). К сожалению, в изученной северо-западной (некогда нижней) части интрузива все они оказались неполными вследствие докамерной дифференциации магмы, и не содержат ее самых ранних, ультрабазитовых фракционатов, наиболее перспективных на оруденение. Такие рудные кумулаты магмы, по составу ближайшей к исходной для КНП (кортландиты), с наибольшими полнотой и сохранностью проявлены в составе первого макроритма расслоенности одного из малых интрузивов северной зоны КНП — Восточно-Геофизического (Селянгин, 2006) (рис. 1). Два этих интрузива являются ключевыми для исследования петро- и рудогенетических процессов в КНП.

Габброидные части кумулатных серий интрузивов обеих зон до их полного отвердевания подвергались преобразованию из исходно пироксеновых в биотит-амфиболовые породы под воздействием привносившегося водно-щелочного (существенно калиевого) флюида, — наиболее полному в полностью пронизываемых слоях малых тел. В крупном интрузиве Кувалорог подобные метамагматические изменения в слоях аналогичных составов проникали на расстояния, соразмерные малым телам, но в его массиве образовали лишь узкие эндо-контактные зоны метамагматитов, большей частью сорванные и катаклазированные при его позднейших дислокациях.

При наличии в рудных пироксенитовых — меланогабброидных кумулатах малых тел реликтов ксенолитов кварцитов вокруг них в новообразуемых метамагматитах возникали участки буферизуемого кварцем гибридного расплава с составом двуполевошпатового гранита. Приращение объема таких слоев под воздействием привноса флюида и вызывавшихся им реакций приводило к их автобрекчированию, с образованием механической смеси (эмульсии) рудного и гибридного гранитного расплава, кристаллизовавшейся в своеобразный рудно-гранофировый цемент магматических брекчий (Селянгин, 2014б).

Наредкость большое разнообразие сочетаний отмеченных факторов влияния на генезис

пород расслоенных интрузивов никеленовой кортландит-пироксенит-норит-габбро-нитовой формации — особенно в ее малых интрузивах — вызвало появление генетических и парагенетических ассоциаций сульфидных руд с силикатными породами самого широкого спектра составов и различных генотипов. Это делает практически значимой в поисковом и прогнозном отношении сортировку, или своего рода *внутриформационную классификацию ее руд по ассоциациям с вмещающими породами разного состава и происхождения.*

На имеющемся материале выявляется несравненно меньшая подверженность обсуждающимся изменениям магматической стадии (относительная инертность) отделявшейся сульфидной жидкости сравнительно с содержащими ее силикатными расплавами и кумулатами. Это делает руду важным независимым репером при анализе магмодинамических и собственно петрогенетических процессов в интрузивах рудоносной формации.

Более подробные сведения о составе и генезисе пород и минералов представительных для КНП интрузивов приведены в предыдущих публикациях автора (Селянгин, 2003, 2006, 2007, 2009, 2014а, 2014б).

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ СВОЙСТВА ЮВЕНИЛЬНЫХ И КОНТАМИНИРОВАННЫХ МАГМАТИТОВ НИКЕЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ И ПРОЦЕССЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Для задач настоящей работы актуальна систематизация петрографических данных, полученных по интрузивам КНП. Главенствующее значение для петро- и рудогенеза никеленовой формации имели, конечно, изменения состава разных порций исходной магмы в процессах ее контаминации и дифференциации. Ими определялись растворимость рудного компонента, общий химический и минералогический характер рудовмещающих и безрудных силикатных кристаллических дифференциатов. Тем не менее, отдельного внимания заслуживает формирование соответствующих им первичных структур заполнявших интрузивы кумулатов, основы генетической классификации которых разрабатывались Уэйджером и Брауном (1970). Подверженные воздействию внешних по отношению к магме факторов (гравитация, динамика становления интрузивов, их размеры и скорость остывания, флюидный привнос вещества), структуры со своей стороны оказывали существенное влияние на состав кумулатов и их последующие изменения на позднемагматической стадии.

² Приставка «мелано-», обычно употребляемая для оливиновых габбро, в применении к магматитам КНП используется для именованья габброидов с докотектическим, интеркумулясным плагиоклазом, выходящим на котектику в лейкогабброидах.

Сочетанием этих факторов определялись становление конкретных пород, отложение руд, возможности внутриинтрузивных, межкристаллических перемещений силикатного и рудного расплавов — с разной степенью концентрации последнего в залежи или образования практически несущественных, но важных в поисковом отношении ассоциаций с породами разнообразных составов. Сопряженные изменения состава и структур в сериях первичных кумулатов интрузивов КНП предопределяли также избирательный характер их поздне-(мета-)магматических преобразований.

В плутонических условиях силикатная фракция руд (первичные рудовмещающие породы) и все более продвинутые кристаллические дифференциаты одной порции рудоносной магмы формируются как кумулятивная солидусная серия расслоенных, дискретных по составам пород, слагаемых, однако, фракционатами ликвидусных минералов непрерывно эволюционировавшего расплава, — от возможных одиночных (сверхкотектических) к би-, три- и полиминеральным котектическим ассоциациям, последовательно сменяющимся в системах расслоенности интрузивов. В природе, однако, обычно несовершенство фракционирования, обусловленное большей или меньшей рыхлостью упаковки осажденных минералов первичных (прото-)кумулятов и захоронением в них разных долей остаточного (интеркумуляусного) силикатного расплава. Без участия дополнительных процессов рекристаллизации и уплотнения осадка (компакции, по (Meurer and Boudreau, 1998)) теоретически ожидаемая дискретность кумулатных пород в значительной мере размывается, и вместе с образующимися породами промежуточных составов (с интеркумуляусными минералами) они образуют ряды, сопрягающиеся в почти непрерывные серии. По существу, их образование соответствует дифференциации магмы при ее кристаллизации по типу, промежуточному между фракционной и равновесной.

В глубинных интрузивах менее мафических, более глиноземистых и «сухих» толеитовых магм первично рыхлые кумулаты после осаждения в той или иной мере успевают пройти этап компакци — вплоть до полного вытеснения интеркумуляусного расплава и образования адкумулятов. Сохранение рыхлой упаковки кумулатных минералов до конца отвердевания пород более свойственно малоглубинным интрузивам отмеченных магм. В них остаточный расплав, при выделении минералов кумулата насыщавшийся флюсующими летучими компонентами, с началом его дегазации (на меньшей или большей глубине — пропорционально доле выделившихся фаз) подвергался объемной кристаллизации

(Селянгин, 1987) в существенно плагиоклазовый долеритовый агрегат. Его быстрое «схватывание» останавливало сегрегацию кристаллов (дальнейшую дифференциацию магмы), а затем и возможного рудного расплава, прекращая также уплотнение уже осажденного кумулата. Так, по всей видимости, отвердевали габбро-долеритовые силлы сибирских траппов и подобных им интрузивов, с более или менее мощными придонными слоями ультрамафических кумулатов, габбро-долеритами в средних частях и нередко с гранофирами у кровли (Годлевский, 1959). Этот механизм фиксации кумулатных минеральных фаз терял свою действенность на глубинах ниже уровня вскипания конечных кислых производных магмы, где ее дифференциация и уплотнение кумулатов могли осуществляться наиболее полно.

Становление интрузивов КНП происходило в этой, абиссальной-мезоабиссальной области глубин, запредельной для дегазации магмы любой стадии дифференциации. Об этом свидетельствует широкое развитие во всех ее породах гидроксил-содержащих минералов без следов их дегидратации, и данные минералогической барометрии (Селянгин, 2014б). В этой обстановке, казалось бы, естественно ожидать максимального развития компакци и формирования адкумулятов. Однако в подавляющей части пород КНП плотнейшая упаковка кумулатов и, соответственно, максимальная эффективность дифференциации (наибольший «выход» ее конечных кислых дифференциатов-эвмагматитов) и рудоотложения (образование преимущественно массивных или сидеронитовых руд) не достигались. Над слоями руд указанных типов всегда оставались разубоживающиеся кверху вкрапленные разности руды, отстававшей в осаждении и зафиксированной среди вмещающих пород во взвешенном положении.

Рыхлость упаковки силикатных минералов протокумулятов (и значительной доли рудных вкраплений) в интрузивах КНП большей частью сохранялась до окончания кристаллизации пород и является характерным общим свойством магматитов никеленосной формации (рис. 2). Она предопределялась составом ее высокомагнезиальной и одновременно высоководной магмы, обусловившим раннюю, вслед за осаждением капель руды и первых безводных минералов кумулата, кристаллизацию ойкокрит цементированного их интеркумуляусного кальциевого, паргасит-гастингситового амфибола, — обычно с небольшой долей флогопита-биотита. В глубинных интрузивах магмы КНП, удерживавшей летучие компоненты до конца своего становления, кристаллизация амфибола выполняла ту же роль ограничителя компакци, что и «схватыва-

СЕЛЯНГИН

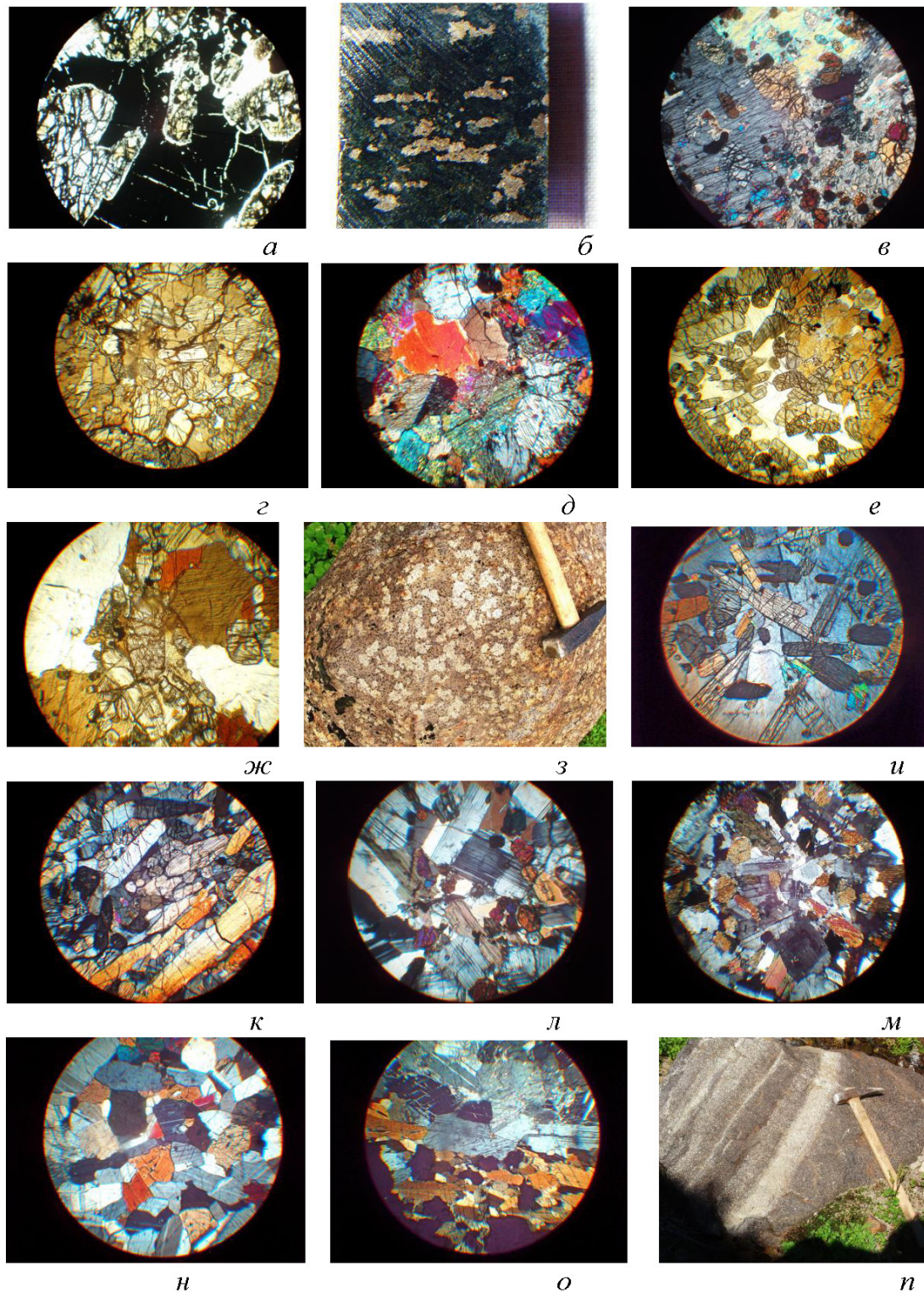


Рис. 2. Основные типы пород никеленосной формации СКМ. Интрузив Восточно-Геофизический: *а* — рудный оливинит сидеронитовой структуры из придонной зоны интрузива, николи (ник.) //; диаметр поля зрения здесь и далее на микрофотографиях 3.5 мм; *б* — вкрапления руды в кортландите, уплощенные субпараллельно расслоенности интрузива, поперечник зерна 42 мм; *в* — кортландит, ник.×. Интрузив Кувалорог: *г* — амфиболовый ортопироксенит, ник. //; *д* — амфиболовый вебстерит, ник. ×; *е* — амфиболовый мелано-габбронорит, ник. //; *ж, з* — микро- и макроснимки амфиболовых мелано-габброноритов «каркасной» структуры; *и* — рыхлый каркасный кумулюс ортопироксена в меланорите, ник. ×; *к* — прошедший частичную компакцию кумулюс вамфибол-плагноклазового ортопироксена листоватой текстуры, ник. ×; *л* — кварц-биотитовый лейконорит-ортокумулят, ник. ×; *м* — дупироксеновый лейко-габбронорит, ник. ×; *н* — ортопироксен-амфиболовый лейко-габбронорит адкумулятной структуры, ник. ×; *о* — то же, с микро-расслоением на норит и горнблендит; *п* — то же, в глыбовом развале.

ние» в долеритообразные агрегаты дегазировавших остаточных расплавов магм других типов в телах субвулканического и гипабиссального уровней.

Процесс компакции силикатного кумулуса успевавал в заметной степени развиваться в медленнее остывавших крупных интрузивах КНП (Селянгин, 2014а). В целом, как ни парадоксально на первый взгляд, в наибольшей мере (вплоть до образования адкумулятов) компакция осуществлялась не в ранних (рудоносных или безрудных) ультрабазит-ультрамафитовых и меланогабброидных кумулатах, а в слоях поздних безрудных котектических лейкогабброидов — особенно в ортопироксен-амфиболовых габброноритах. В них гастингситовый амфибол выходил на котектику и сам становился ликвидусной (кумулясной) фазой. С утратой амфиболом роли цемента протокумулятов уплотнение содержащих его лейкогабброноритовых разностей достигало максимума, и для них обычна структура адкумулятов.

В целом в интрузивах КНП преобладают мезо- и ортокумуляты, хотя из-за несохранения зональности фемических минералов ранних этапов дифференциации, а также реакций некоторых из них с интеркумулясным расплавом близкое соответствие каноническим типам указанных структур (Уэйджер, Браун, 1980) наблюдается также лишь в поздних дву- или однопироксеновых котектических лейкогабброидах, в которых сохранялись участки зональных кайм на плагиоклазах (рис. 2м).

В самых ранних, оливиновых и ортопироксеновых кумулатах ювенильной магмы КНП интеркумулясные амфибол и слюда выделялись в качестве самостоятельных, а не реакционных фаз. В кортландитах они выполняли роль ойкокристаллов для резорбированного оливина и реакционного ортопироксена (рис. 2в). В ортопироксеновых кумулатах подобные ойкокристы цементировали более мелкие (0.5–1.0 мм) хадакристаллы самостоятельного (выделявшегося в своем фазовом объеме) ортопироксена (бронзита) (рис. 2г). По объемной доле ойкокрист в этих породах можно судить о былом содержании силикатной интеркумулясной жидкости в протокумулятах. В кортландитах после частичного замещения оливина бронзитом доля интеркумулясного расплава составляла 20–30 об.%, в следовавших за ними ортопироксенитах — порядка 15–25 %.

При переходе к вебстеритам выделению амфибола предшествовала кристаллизация клинопироксена. Амфибол достигал здесь состава гастингсита и выделялся уже в качестве замещавшей клинопироксен реакционной фазы (рис. 2д). В зависимости от количества погребенного расплава это замещение могло варьировать

от 5–10 до 50–60%, превращая исходный вебстерит в ортопироксеновый горнблендит (а при дальнейших, постмагматических изменениях — в беспироксеновый амфиболит из магнезиально-железистой роговой обманки и тремолит-актинолита). Вследствие субизохимического характера превращений по валовому составу этих пород легко опознаются исходные амфиболовые вебстериты.

По мере эволюции магмы до образования следующих за вебстеритами (а в контаминированной магме сразу за ортопироксенитами) более рыхлых пироксеновых протокумулятов меланогабброидных пород — с накоплением в остаточном расплаве глинозема сверх его содержания в паргасит-гастингситовом амфиболе — в интеркумулясе вместе с ним в возраставшем количестве кристаллизовался плагиоклаз (рис. 2е). (При повышенной калиевости магмы доля амфибола увеличивалась, а количество и основность плагиоклаза снижались, в большем количестве выделялись биотит и интерстициальный кварц. Крайнего выражения эта тенденция достигала в отдельных макроритмах слюдяных горнблендитов).

Отмеченный переход от пироксенитовых кумулатов к более рыхлому пироксеновому протокумулясу будущих меланогабброидов в сериях магматитов КНП имел значение своего рода *петрохимического и петроструктурного рубежа*. С него кумулус пироксенов и остаточный глиноземистый (потенциально плагиоклаз-содержащий) расплав оказывались реакционноспособными и, соответственно, проницаемыми для поступающего из вмещающих пород метаморфизирующего водно-калиевого флюида. В его реакциях с пироксенами и глиноземом расплава кристаллизовались существенно менее кремнеземистые фазы — биотит и кальциевый (паргасит-гастингситовый) амфибол (\pm кумингтонит), с соответствующим раскислением остаточных от реакций расплавов (Селянгин, 2003, 2014а). Дальность проникновения флюида составляла первые сотни метров, что обеспечивало полное метаматическое преобразование слоев габброидных частей кумулатных серий в малых интрузивах, но в крупных телах типа Кувалорога — лишь их узких приконтактных зон, большей частью катаклазированных и сорванных при их позднейших дислокациях. Внутри (в основных объемах) таких тел потенциально восприимчивые к флюиду протокумуляты габброидов были уже недостижимы для его диффузионного проникновения и отвердевали в нормальные пироксеновые мелано- и лейкогаббронориты и нориты.

Таким образом, если ранние, голомеланократовые кумулаты во всех интрузивах КНП

— безотносительно к их размерам — были одинаково невосприимчивыми к привносу метаморфизирующего флюида, то с указанного рубежа эволюции магм и структуры кумулуса более глиноземистые неотвердевшие кумулаты крупных и малых интрузивов под воздействием флюида и в соответствии с дальностью его проникновения разделялись — по характеру позднейшей эволюции, по химическому и особенно наглядно по минеральному составу.

Объем бывшего остаточного расплава в протокумулятах меланогабброидов, не подвергавшихся изменениям, может оцениваться по суммарному количеству интеркумуляусных амфибола и плагиоклаза \pm (биотит+кварц) в их разностях из внутренних частей крупных интрузивов. Рыхлость пироксенового протокумулята меланогабброидов и доля содержащегося в них расплава возрастали к верхам их слоев. Здесь он отлагался либо в виде агрегата беспорядочно ориентированных кристаллов с 30–40 об.% расплава (рис. 2и), либо, обнаруживая своеобразную способность к структурной самоорганизации, формировал длинные, более или менее толстые цепочки кристаллов, сплетавшиеся в еще более рыхлые пространственные агрегаты-каркасы с 50–60% расплава.

Са-амфибол и в этих разностях кумулатов выполнял роль предохранителя их компактизации. Замещая почти полностью клино- и частично ортопироксен, он начинал кристаллизоваться на «узлах» и «прутьях» этих каркасов, связывая и упрочняя их агрегатом своих разрастающихся ойкокрит (рис. 2ж). Крупные ячейки такого композитного каркаса заполняли ойкокриты плагиоклаза с отдельными хадакристаллами пироксенов, придававшего породе характерную пятнистую текстуру (рис. 2з). В меланоритовых кумулатах магм, наиболее контаминированных глиноземистым веществом, доля интеркумуляусного Са-амфибола снижалась.

В верхах слоев подобных кумулатов меланогабброидов, у их границ с конечными в кумулатных сериях лейкогабброидами, встречаются участки (интервалы разрезов) их разностей, успевавших пройти неполную компакцию — с расслоением на двучленные ритмы дециметровой мощности. Нижние их слои представляют пойкилитовые плагиоклазовые пироксениты — с «укладкой» пироксенов в плоскостях расслоения пород, но без линейной ориентировки кристаллов (рис. 2к). Глиноземистый интеркумуляусный расплав вытеснялся из них до остаточного объема 10–20%. Верхние слои ритмов сложены котектическими лейконоритами. Компакции и расслоению подвергался, очевидно, кумулус самых поздних для меланогабброидов кри-

сталлов пироксенов, свободно взвешенных в глиноземистом расплаве.

Подобная мелкомасштабная расслоенность на двучленные ритмы встречается как в верхах отдельных макроритмов крупных интрузивов (Кувалорог), так и в малых телах, в которых расслоение пироксенового кумулуса происходило одновременно с его метамагматическим преобразованием в биотит-амфиболовые разности. Раскислявшийся при этих изменениях остаточный расплав мафических слоев частично добавлялся в лейкократовые слои, изменяя их состав до биотит-амфиболовых габброидоритов и диоритов, часто плагиоклаз-порфирированных и с крупными (до 15 мм) сростками заместившего ильменит сфена.

Среди малых интрузивов северной зоны КНП подобные расслоенные, метамагматически-измененные породы встречаются и в «отщепленных» малых телах, сформированных магмой, отделявшейся (всплывавшей) от массивов ее ранних кумулатов.

Отсутствие линейной ориентировки кристаллов в слоях первичных пироксеновых кумулатов описанных двучленных ритмов расслоенности, как и сохранность тонкой «ажурной» структуры минеральных каркасов в их разностях, отмеченных выше, свидетельствуют об их формировании в спокойной тектонической обстановке, во внедрениях магмы преимущественно уплощенной (силлообразной) формы. Это способствовало ее дифференциации в условиях фазовой, а не ячеистой конвекции магмы — путем «взаимообмена местом» осаждавшихся минералов и вытеснявшегося кверху расплава, без его горизонтальных придонных течений.

Среди конечных, лейкогабброидных членов кумулатных серий положение и роль Са-амфибола в качестве цементирующей интеркумуляусной фазы сохранялись только в производных исходной магмы КНП — в котектических двупироксен-плагиоклазовых (+ильменит+апатит) лейко-габброноритах (рис. 2л). Гастингсит в них мог выделяться в виде редких крупных (до 10–12 мм), но тонкостенных ойкокрит, включающих все минералы котектики. В подобных же конечных кумулатах магмы, умеренно контаминированной глиноземистым веществом, Са-амфибол вместо клинопироксена и вместе с плагиоклазом выходил на котектику с ортопироксеном (+ильменит+апатит), становясь фазой ликвидуса (рис. 2н). Вследствие более крупных, как правило, размеров кристаллов амфибола отложение содержащих его кумулатов лейкогабброноритов сопровождалось их сепарацией и микроритмическим расслоением — до образования прослоев мономинеральных горнблендитов (рис. 2о, 2п). При еще большем

обогащении магм глиноземом ликвидусные Са-содержащие фемические фазы в их конечных кумулатах исчезали совершенно, и эти кумулаты представлены ильменитовыми лейконоритами (рис. 2м). Подробнее роль разной степени контаминации отдельных порций магмы глиноземом в образовании различных частных серий ее кумулатных пород рассматривается в следующей части работы.

Исключение из обсуждаемых закономерностей кристаллизации Са-амфибола представляют редкие маломощные серии упоминавшихся кумулатных пород от оливиновых ортопироксенитов до слюдяных (флогопит-биотитовых) горнблендитов в интрузиве Кувалорог — производных богатых калием порций смешанных магм. В этих породах амфиболы (паргасит — Mg-Fe-роговая обманка + поздний куммингтонит) и слюда, полностью замещавшие пироксены на ранних стадиях эволюции магмы, далее совместно кристаллизовались как котектические ликвидусные (кумулусные) фазы, — нередко с расслоением на горнблендиты и слюдиты, и с изменением состава расплава до плагиогранитного (Селянгин, 2007, 2014б).

В целом в сериях магматитов КНП рыхлость первичной упаковки кумулула обнаруживает тенденцию ритмичных вариаций по интервалам разрезов, соответствующим кристаллизации одиночных силикатных минералов и их разных котектических ассоциаций. Наименьшая в низах такого интервала, она в целом увеличивалась до границы следующего, в основании которого отлагался более плотный кумулул следующей котектической ассоциации минералов, тоже постепенно разрыхлявшийся кверху. С наибольшей четкостью эта тенденция проявлена в меланогабброидных частях макроритмов расслоенности — в градиентном распределении пироксенового кумулула в глиноземистом расплаве, то есть на интервалах сосуществования фаз, наиболее контрастных по плотности. Рыхлость упаковки кумулула постепенно возрастала от 15–20 об.% порового пространства (погребяемого интеркумулусного расплава) в ортопироксенитовых-вебстеритовых кумулатах в основаниях интервалов их накопления до 50–60 % в их верхах, в наиболее дифференцированных разностях одно- или дупироксеновых кумулатов меланогабброидов (исключая описанные примеры их расслоения на двучленные ритмы).

Рыхлость кумулула резко уменьшалась при переходе от меланогабброидов к перекрывающим их кумулатам лейкогабброидных, более многоминеральных котектик: плагиоклаза с двумя пироксенами, или с ортопироксеном и гастингситовым амфиболом, или только с ортопироксеном и с общими для всех этих

ассоциаций ильменитом и апатитом. В низах интервалов их выделения доля интеркумулусного материала снижена до минимума — от 1–2 до 10–12 об.%. Наименьшие значения свойственны амфиболовым разностям лейкогабброноритов, для которых, как отмечалось, обычны структуры адкумулатов (рис. 2н, 2о).

Лейкогабброидные кумулаты вверх по разрезам тоже показывают тенденцию постепенного разрыхления (убывания) их минералов, — менее устойчивую, в редко наблюдаемых переходах к остаточным кислым производным магмы КНП. Здесь, по-видимому, сохранение рыхлых разностей кумулула было связано с нарастанием вязкости остаточного расплава. Эволюция магмы завершалась его кристаллизацией в конечный, снова более плотный, но уже не кумулятивный, а эвмагматический in-sit-ный агрегат плагиогранита.

В заключение этой части работы подчеркнем свойства гидроксил-содержащих фемических минералов в породах КНП как особых петроструктурных элементов, влиявших на петрогенезис и отложение руд в никеленосной формации.

В большинстве серий кумулатных пород КНП роль магматического высокоглиноземистого Са-амфибола (\pm флогопит-биотит) как ограничителя компактизации кумулусных фаз — практически во всех их разностях, более меланократовых, чем лейкогабброиды (и за исключением слюдяных амфиболитов) — связана с его кристаллизацией в них *только в качестве интеркумулусной фазы*, с меньшим или большим временным «зазором» после осаждения кумулула рудного расплава, малой доли Ст-шпинели и безводных силикатных минералов. Амфибол, таким образом, не мог принимать сколь-нибудь существенного участия в дифференциации магмы основных объемов интрузивов на ранних ее стадиях. Очевидно, содержания воды, щелочей и отношение глинозем/известь, необходимые для выделения амфибола (Cawtorn, O, Hara, 1976) в качестве ликвидусной (кумулусной) фазы, в основных объемах интрузивов на указанном этапе их эволюции не достигались. Однако эти параметры оказывались достижимыми в расплавах, погребенных в относительно замкнутых интеркумулусных ячейках, — то есть при высоком отношении кристаллы-жидкость и, очевидно, после определенного дорастания в них осажденных безводных фаз.

Другим характерным свойством Са-амфибола, цементирующего рудные включения и минералы ранних ультрабазит-ультрамафитовых частей кумулатных серий, являлась его способность выделяться в них в качестве *единственной* или преобладающей интеркумулусной фазы. В амфибол (\pm слюда) кристаллизовался практи-

чески весь интеркумуляусный расплав ультрамафитов, образуя пойкилитовую структуру пород. Это свойство амфибола связано с его высокой изоморфной емкостью, позволяющей ему практически полностью заменять собой умеренно глиноземистые (до ~15% Al_2O_3) полиминеральные габброидные ассоциации (Йодер, Тилли, 1965), кристаллизующиеся в интеркумуляусе ранних ортокумулятов более «сухих» и не столь мафических магм. Крупные ойкокрисы амфибола смыкались в сплошную матрицу («основную массу») ультрамафических пород.

Однако и в следовавших за пироксенитами, разрыхлявшихся кверху пироксеновых протокумулятах меланогабброидов, в интерстициях которых Са-амфибол кристаллизовался уже вместе с плагиоклазом \pm (биотит+кварц), он и при малом своем количестве выполнял роль связующего элемента даже самых рыхлых агрегатов-«каркасов» пироксенового кумулула, препятствуя его компактизации. Этому способствовали гетерогенная нуклеация и разрастание ойкокрисов амфибола на пироксенах, в разной степени им замещаемых.

Благодаря отмеченному связыванию рыхлых минеральных агрегатов амфиболом, в средних частях макроритмов расслоенности интрузивов КНП (над пироксенитами) в течение определенного времени сохранялись слои одно- или двупироксенового кумулула (потенциальных меланогабброидов) с возрастанием кверху рыхлости их упаковки и количества остаточного глиноземистого расплава. Эти слои были наиболее восприимчивыми к привносу водно-калиевого флюида, и в масштабах зон его диффузионной проницаемости в них подвергались полному поздне-(мета)-магматическому преобразованию в биотит-амфиболовые породы ряда меладiorитов — габбро.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы отложения и переотложения руд на магматической стадии в интрузивах КНП были сопряжены с динамикой их формирования в своеобразных геологических условиях, в значительной мере определивших характер эволюции рудоносной магмы, формирования и преобразований разнообразных серий ее кумулатных пород. Наряду с петрохимическими признаками, для распознавания серий кумулатов, особенностей их генезиса и для первичного прогноза вероятных типов их рудовмещающих разновидностей существенное значение имеют их минеральный состав и структурно-текстурные свойства. Определяющую роль в создании разнообразия кумулатных серий интрузивов КНП и их рудовмещающих пород сыграли процессы

контаминации, смешения магмы и метамагматического преобразования габброидных разновидностей полуотвердевших кумулатов.

Список литературы

- Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 32–59.
- Боуэн Н.Л.* Эволюция изверженных пород. М.–Л.: ОНТИ, 1931. 312 с.
- Власов Г.М.* Центральная Камчатка // Геология СССР. Т. XXXI. Ч. I. С. 416–432.
- Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 396 с.
- Годлевский М.Н.* Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7–84.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-57 — Петропавловск-Камчатский, Ред А.Ф.Литвинов, Б.А. Марковский. С-Пб. ВСЕГЕИ. 2006.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
- Конников Э. Г., Чубаров В.М., Травин А.В. и др.* Время проявления никеленоносной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // Геохимия. 2006. № 3. С. 1–7.
- Криволицкая Н.А.* Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: «Товарищество научных изданий КМК», 2014. 305 с.
- Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
- Налдретт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно- никелевых и платинометаллических руд. СПб: СПбГУ, 2003. 487 с.
- Новаков Р.М.* Содержания никеля в породообразующих и рудных минералах мафит-ультрамафитовых формаций Камчатки // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2017. № S32. С. 18–29.
- Полетаев В.А.* Сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и рудопоявления перидотит-пироксенит-норитовой формации Центральной Камчатки // Платина России. Т. III. Кн. 2. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 19–199.
- Селянгин О.Б.* Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 193 с.

- Селянгин О.Б.* Петрология никеленосных базитов Шанучского рудного поля // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 33–35.
- Селянгин О.Б.* Кортландит — амфиболовый пироксенит — горнблендитовая серия расслоенного никеленосного интрузива Восточно-Геофизический, Шанучское рудное поле, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. Вып. 8. С. 9–29.
- Селянгин О.Б.* Новые данные о строении и эволюции интрузива Кувалорог, Южная Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 111–126.
- Селянгин О.Б.* О тектонической позиции никеленосных интрузивов Срединно-Камчатского массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. № 13. С. 123–138.
- Селянгин О.Б.* К сравнительной петрологии интрузивов северной и южной зон Камчатской никеленосной провинции. Часть первая // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014а. № 1. Вып. 23. С. 168–184.
- Селянгин О.Б.* К сравнительной петрологии интрузивов северной и южной зон Камчатской никеленосной провинции. Часть вторая // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014б. № 2. Вып. 24. С. 95–115.
- Сидоров М.Д., Степанов В.А.* Геофизические поля и никеленосность Камчатского срединного массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 140–150.
- Смит Ф.Г.* Физическая геохимия. М.: НЕДРА, 1968. 475 с.
- Соловьев А.В., Лучицкая М.В., Селянгин О.Б. и др.* Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности состава // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 68–82.
- Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т. и др.* Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 110–117.
- Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д.* Камчатская никеленосная провинция // ДАН. 2008. Т. 418. № 6. С. 1607–1609.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551с.
- Cawthorn R.G., O'Hara M.G.* Amphibole fractionation in calc-alkaline magma series // American Journal of Science. 1976. V. 276. № 3. P. 309–329.
- DePaolo D.G.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth and Planetary Science Letters. 1981. V. 53. Iss. 2. P. 189–202.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al.* High-grade metamorphic core of an Eocene arc-continent collision zone, Sredinny Range, Kamchatka // Geological Society of America Program with Abstracts. 2003. V. 35. P. 139–140.
- Meurer W.P., Boudreau A.E.* Compaction of igneous cumulates. Part I: geochemical consequences for cumulates and liquid fractionation trends // Journal of Geology. 1998. V. 106. Iss. 3. P. 281–292.

MAGMA CONTAMINATION, PETROGENESIS FEATURES AND DISTRIBUTION OF ORE ELEMENT IN THE ROCKS OF NICKELIFEROUS FORMATION IN THE SREDINNY-KAMCHATKA MASSIF (Part 1)

O.B. Selyangin^{1,2}

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006*

²*Research Geotechnological Center, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002*

The paper describes the problem of investigation of unusual variety of parageneses ore/ore-bearing rock in the intrusions of the Kamchatka nickeliferous formation. It is caused by the contamination of various portions of magnesian ore-bearing magma with silica and high-alumina crustal element, mixture of magmas (auto-contamination), as well as with metamagmatic transformation of unconsolidated accumulative rocks induced by injected water-potassium fluid. The paper presents basic data on the geological position, structure and petrography of intrusions.

Keywords: nickeliferous intrusions, contamination, differentiation, accumulative rocks, sulphide ores, metamagmatism.