

ПЕТРОЛОГИЯ НИКЕЛЕНОСНЫХ БАЗИТОВ ШАНУЧСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

© 2003 О. Б. Селянгин

Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН Петропавловск-Камчатский, 683002, Северо-Восточное шоссе, 30; тел. 9-26-39; факс: (415-22) 9-26-39. E-mail: nigt@kcs.iks.ru

Исследованы безрудные и рудоносные амфиболовые габброиды района сульфидного кобальт-медно-никелевого месторождения Шануч, Камчатка. Уточнены последовательность фаз и характер внедрения интрузивов, показано полигенное, метамагматическое происхождение их пород, реконструированы их первичные составы, пути дифференциации и место оруденения в петрогенетическом процессе.

Целью настоящей работы было выяснение структурных и генетических отношений интрузивных базитов рудного поля сульфидного кобальт-медно-никелевого месторождения Шануч, расположенного в северной краевой зоне срединного кристаллического массива Камчатки. Работа базируется на результатах полевых геолого-петрологических исследований, выполненных в сезон 1998 г.

Ранее химизм и петрография шанучских базитов, с частью которых непосредственно связано оруденение, были кратко охарактеризованы в отчетах о геологосъемочных, поисковых и разведочных работах 1970 – 1990 г.г. в районе месторождения (Игнатъев и др., 1979¹, Шаповаленко, 1994²). На основе значительного объема микронзондовых анализов была подробно освещена минералогия руд, рудоносных и отчасти вмещающих пород месторождения Шануч – по материалу керн двух пересекающих рудную залежь скважин (Чубаров, 1992³).

Однако некомплексность имевшихся данных не позволяла решать проблему генезиса ассоциации

своеобразных рудоносных и безрудных амфиболовых базитов Шанучского месторождения. Между тем расшифровка существа петрогенетического процесса, частью которого является и рудогенез, актуальна как с фундаментально-теоретической точки зрения, так и для отыскания на ее основе новых критериев поисков аналогичных руд и оценки возможностей прироста их запасов. Дополнительную актуальность работам этого направления придает начавшееся освоение месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Шануч расположено в междуречье Ича - Шануч, на северном склоне г. Верхняя Тхонжа (1122 м). В геотектоническом отношении район принадлежит северной краевой зоне выступа (срединного массива) древнейших, домезозойских метаморфических пород Камчатки, располагаясь у его сочленения с верхнемеловым – палеогеновым геосинклинальным комплексом кремнисто-вулканогенных отложений. Общегеологические данные о строении района излагаются по материалам предыдущих съемочных и поисково-оценочных работ, отраженных на геологической карте (рис. 1).

Район месторождения сложен толщей кристаллических сланцев и гнейсов камчатской серии предположительно протерозойского возраста. Она представлена углистыми (графитсодержащими) кварц-серицит-биотитовыми, кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами с гранатом и ставролитом, с отдельными горизонтами двуслояных гнейсов. Видимая мощность толщи достигает 1000 м. Она интродуцирована плитообразным телом палеозойских (?) биотитовых гнейсо-гранитов мощностью до 500 м.

¹ Игнатъев Е.К., Игнатъева Л.Н., Грибанов Б.В., Гумовский А.С. Отчет по поисково-оценочным работам в пределах северо-восточной части Хим-Кирганикской рудной зоны (Шанучское рудное поле), проведенным Шанучским отрядом в 1977-1979 годах. Т.2. с. Мильково Камчатской обл., 1979. Фонды Камчагеолкома.

² Шаповаленко В.Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Шанучском месторождении за 1991-1994 годы. С. Мильково Камчатской обл., 1994. Фонды Камчагеолкома.

³ Чубаров В.М. Информационный отчет в результатах работ по первому этапу НИР «Изучение минерального состава медно-никелевых руд, форм нахождения в них полезных основных и редких компонентов на месторождении Шануч». Петропавловск-Камчатский, 1992. Фонды Камчагеолкома.

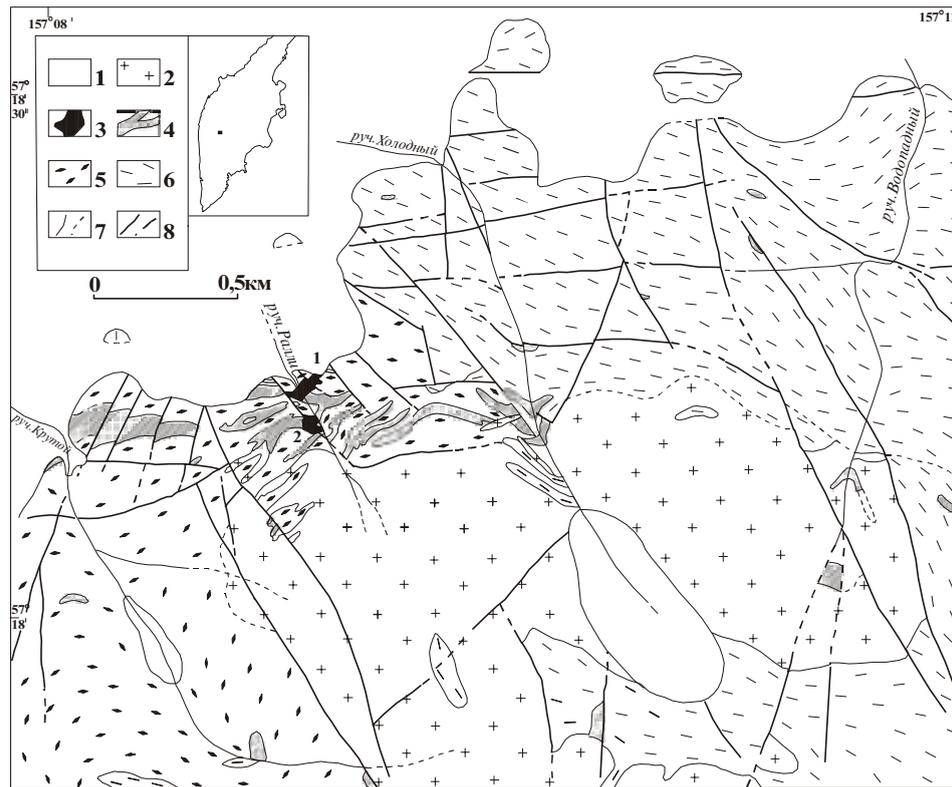


Рис. 1. Геологическая карта района месторождения Шануч (по В.Н. Шаповаленко, 1994, с изменениями). 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2- позднемеловые граниты; 3- сульфидные руды и рудоносные меладiorиты (цифры – номера рудоносных тел); 4 – безрудные биотит-амфиболовые габбро, диориты и кварцевые диориты; 5 – палеозойские (?) гнейсо-граниты; 6- кристаллические сланцы камчатской серии (протерозой?); 7 – геологические границы 8 – разрывные нарушения – установленные и предполагаемые.

Предположительно в раннемеловое время исходные породы сланцев и гнейсо-гранитов совместно подверглись метаморфизму, дислокациям и были интродуцированы серией малых силло-, штоко- и преимущественно дайкообразных тел амфиболовых габбро – амфибол-биотитовых диоритов и кварцевых диоритов. По принадлежности к одному эпизоду магматизма и преобладанию разностей основного состава вся ассоциация объединяется общим рабочим названием “базиты” или “габброиды”. Их внедрение происходило двумя фазами и локализовалось в полосе протяженностью до 4 и шириной до 2 км, с заметным сгущением тел на участке месторождения. Оруденение связано с двумя штокообразными телами меланократовых биотит-амфиболовых (куммингтонитовых) диоритов, принадлежащих, как предполагалось, первой фазе внедрения. Ко второй фазе отнесены гораздо более распространенные безрудные амфибол-биотитовые породы ряда габбро-кварцевых диоритов. Завершающим этапом магматизма района было также полифазное внедрение позднемеловых гранитоидов –

биотитовых, двуслюдяных и аплитовидных – в центральной части горного массива.

По элементам ориентировки сланцеватости-гнейсовидности метаморфической толщи современная структура района вырисовывается в виде брахи-антиклинали с размахом крыльев 6 км, осложненной мелкой складчатостью и позднейшими околоинтрузивными и дизъюнктивными дислокациями. На северном фланге, в районе месторождения, структура глубоко вскрыта долиной р. Шануч.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕЛОВЫХ БАЗИТОВ ШАНУЧСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Малые интрузивы меловых базитов обнажаются на северном склоне г. Верхняя Тхонжа, в бассейнах ручьев Крутой, Ралли, Холодный, Водопадный, Графитовый. Предполагается их приуроченность к фрагменту контролировавшего меловой магматизм регионального разлома.

Вещающими породами для интрузивов являются сланцы камчатской серии и, главным образом,

палеозойские гнейсо-граниты. Ряд выходов габброидов закартирован и в поле развития позднемиловых гранитов, где они представляют фрагменты провесов кровли или крупные блоки-ксенолиты. В целом, внедрения, отнесенные к разным фазам, резко различаются по формам и структурным соотношениям с вмещающими породами.

Интрузивы безрудных базитов в подавляющем большинстве представляют собой крутопадающие (70-80°) в южных румбах дайкообразные, иногда ветвящиеся тела протяженностью до первых сотен метров и мощностью от первых метров до десятков метров. Реже наблюдаются другие азимуты и углы падения контактов тел (ССВ, ССЗ, \angle 40-50°), при выдержанности общего с вмещающими породами субширотного простирания.

В одном случае (южнее рудного тела № 1) в гнейсо-гранитах установлена пологая пластообразная интрузия с падением лежачего контакта СВ \angle 30°. Габброиды этого выхода видимой мощностью 4-5 м расслоены в дециметровом масштабе и играют определенную ключевую роль в петрологии шанучских базитов.

Контакты габброидных тел, как правило, согласные со сланцеватостью и гнейсоватостью вмещающих пород. В сланцевой толще они часто оказываются вторично тектонизированными, сорванными. Контакты с гнейсо-гранитами спаянные и, при сохранении общих плоскостных форм, бывают осложнены мелкими апофизами с микроксенолитами гнейсо-гранитов. Характерно текстурное приспособление вмещающих гнейсо-гранитов к отмеченным неровностям контактов, обнаруживающих в узкой, 2-3-сантиметровой зоне их пластическое обтекание. В шлифах из этих зон видна перекристаллизация гнейсо-гранитов с грануляцией и взаимными прорастаниями кварца и полевого шпата. Очевидно, габброидная магма внедрялась в кислые метаморфиты, еще достаточно прогретые для их локального подплавления, а окончательная консолидация интрузивов и метаморфизируемых пород рамы происходила в изофациальных условиях, отвечающих амфиболитовой фации.

В целом приконтактные изменения вмещающих метаморфитов проявлены слабо. В эндоконтактах габброидных тел изменения выражены более мелкозернистыми зонами закалки мощностью до первых дециметров, а в их минеральном составе – параллельными контактам зонами биотитизации. Текстуры габброидов обычно план-параллельные в зоне контактов и, как правило, массивные в средних частях тел; директивная текстура выражена слабо или отсутствует.

Описанные структурные соотношения безрудных базитов Шанучского рудного поля и вмещающих пород определяют их как в целом полусогласные, дисконформные (с элементами конформности), гармоничные интрузивы, внедрявшиеся на поздней стадии динамотермального метаморфизма и являющиеся, таким образом, позднекиннематическими.

Два тела рудоносных меладiorитов месторождения Шануч располагаются в нижнем течении руч. Ралли, на расстоянии 70 м друг от друга. Предполагается, что они могут соединяться на глубине.

Расположенное севернее тело № 1, более богатое рудой и детальнее разведанное канавами и скважинами, имеет трубообразную форму при субвертикальном падении и полуслепом верхнем окончании, с выходом на поверхность лишь обогащенной рудой воронкообразной апофизы. Однако в плане формы выходов обоих тел имеют нарушенные разрывами угловатые, полигональные очертания; размеры выходов ~ 60x110 и 40x80 м. Распределение рудного вещества внутри тел признаков стратиформности не обнаруживает, сплошные и брекчиевидные (с ксенолитами меладiorитов и вмещающих пород) руды являются инъекционными.

По разведочным данным контакты обоих тел рудоносных меладiorитов большей частью тектонические, а там, где они полагались интрузивными, кратко охарактеризованы как “четкие”. Единственный пример интрузивного контакта рудоносных и безрудных базитов, закартированный у восточного края рудного тела № 2, не был охарактеризован описанием контактных воздействий и оставляет все возможности полагать безрудные базиты принадлежностью рамы рудоносных.

Пройденные по рудоносным телам горные выработки и материал керна не сохранились. В естественном выходе наблюдался лишь небольшой, но достаточно информативный фрагмент тела № 1 с участком контакта у его юго-восточного фланга. Здесь на протяжении 4-5 метров по ровной субвертикальной плоскости, без признаков катаклаза, с вмещающими гнейсогранитами непосредственно контактирует массивная сплошная руда. Контакт “горячий”: в 3-5 – сантиметровой зоне в гнейсо-гранитах здесь также наблюдается грануляция и рекристаллизация их минералов с пегматитообразными прорастаниями кварца и полевых шпатов, а на расстоянии до 10-15 см – убогая вкрапленность сульфидов. Однако по форме контакта очевидно, что для завоевания пространства внедрявшимся материалом использовалась уже оформившаяся система контракционных трещин отдельности в достаточно остывших гнейсо-гранитах.

В 3-4 метрах севернее выход руды скрывается под образованиями “железной шляпы” и осыпью, среди которых обнажаются две широтного простирания вертикальные дайки измененных субафировых микрозернистых базальтов мощностью 20-30 см. В их зальбандах обнаруживаются смятые, брекчированные меладiorиты с вкрапленно-прожилковым оруденением, с ксенолитами ороговикоманных сланцев и частично плавленных гнейсо-гранитов, жилами и занорышами кварца, карбонатов и графита. Смятие с образованием сланцеватости, зеркал скольжения и зон дробления отмечается как общий признак рудоносных меладiorитов тела № 1 при описании керна пройденных по нему скважин.

Выход второго тела рудоносных меладiorитов представлен небольшими обнажениями и глыбовым развалом, контакты тела закрыты. И в обнажениях, и в развале также наблюдаются интенсивно смятые, брекчированные по разноориентированным “притертым” трещинам крупнозернистые биотит-амфиболовые диориты с прожилково-вкрапленным оруденением. Породы, как и в теле № 1, изменены, достаточно свежие разности наблюдаются лишь в ядрах глыбовых отдельностей, где обнаруживают массивную или неясную план-параллельную текстуру.

Катаклаз, смятие, брекчированность тел рудоносных меладiorитов обоих тел являются их характерной внутренней структурно-текстурной особенностью, совершенно несвойственной ни связанным с ними сплошным массивным и брекчиевидным рудам, ни вмещающим породам. По всей видимости, ко времени внедрения в жидком состоянии находился лишь рудный материал, в основном уже сегрегированный в глубинном очаге, а материнские для него породы были раскристаллизованы до образования жесткого каркаса. Внедрение тел рудоносных меладiorитов происходило по интрузивно-протрузивному типу, с переходами к типам интрузивных брекчий и собственно интрузивному для брекчиевидных и сплошных сульфидных руд. Рудный расплав, очевидно, играл роль смазки и носителя сминавшихся и дробившихся блоков материнских пород, а также ксенолитов вмещающих сланцев и гнейсо-гранитов. Формы контактов и внутренняя структура тел рудоносных меладiorитов резко выделяют их как несогласные, дисконформные, дисгармоничные образования, внедренные в уже вполне жесткую раму вмещающих пород.

Таким образом, анализ структурных соотношений базитовых интрузивов Шанучского рудного поля с вмещающими породами приводит к заключению об обратном ранее предполагавшемся соотношению фаз их внедрения: ранними являются

позднесинкинематические безрудные интрузивы, рудоносные габброиды внедрялись позднее, в уже консолидированную раму (Селянгин, 2001). Такие соотношения указывают на возможный существенный разрыв между фазами во времени, однако общность пространственного и временного (в более широком смысле) положения базитов обеих фаз и наличие всей гаммы взаимопереходов между ними по структурно-вещественным признакам свидетельствуют в пользу их генетической связи и принадлежности одному эпизоду базитового магматизма, совпавшему, очевидно, с этапом изменения тектонического режима района.

В целом, как видно на геологической карте (рис. 1), ассоциация тел безрудных и рудных габброидов образует некое подобие древовидной системы с «кроной», уплощенной в соответствии с простиранием метаморфитов рамы и сгущающейся к участку месторождения, где место «стволов» заняли внедрения рудных меладiorитов. Такое их соотношение, рассматриваемое в качестве общего структурно-вещественного поискового признака, может указывать на положение апикали питавшего интрузии глубинного магматического очага и на вероятность внедрения дайкообразных тел базитов в основном из этой зоны, с распространением по латерали и, таким образом, возможным безкорневым их характером на удалении, сужающим перспективную площадь поисков руд на глубине.

ПЕТРОГРАФИЯ ШАНУЧСКИХ БАЗИТОВ

Шанучские базиты подвержены средне- и низкотемпературным вторичным изменениям с образованием кайм актинолита на амфиболах и хлорита по биотитам (в безрудных базитах), или глубокому замещению ранних амфиболов тремолит-актинолитом с образованием пятнистых структур, оталькованию, локальной калишпатизации, хлоритизации, окварцеванию, карбонатизации и позднейшему окислению (в рудных разностях). Ввиду магматогенного характера оруденения и в соответствии с задачей выявления петрогенетических процессов магматической стадии, работа осуществлялась на максимально свежих образцах и специального внимания вторичным изменениям пород не уделялось.

Габброиды Шанучского рудного поля сложены плагиоклазом, амфиболами, биотитом, кварцем и ортоклазом в широко варьирующих количественных соотношениях. В единичных образцах установлен реликтовый клинопироксен, замещаемый роговой обманкой. В описании пород керна одной из

разведочных скважин отмечался ортопироксен, анализами не подтвержденный. Амфиболы представлены высокоглиноземистыми кальциевыми разностями ряда паргасит-гастингсит, с переходами в каймах к тремолиту и актинолиту. В меладiorитах вместе с гастингсит-паргаситом развит куммингтонит.

В качестве аксессуаров в габброидах присутствуют хромит (в мезо- и меланократовых породах и в рудах), ильменит, сфен, апатит, альмандин (в лейкогабброидах), редкие циркон и ортит. В рудных меладiorитах с сингенетичной вкрапленностью сульфидов породообразующими становятся также пирротин, пентландит, халькопирит, в наиболее магнезиальных безрудных породах встречающиеся лишь в качестве микровключений в силикатах. Ни в базитах, ни во вмещающих породах не обнаружен магнетит.

Среди безрудных базитов относительно широко распространены лейкократовые (высокоглиноземистые) габбро, связанные переходными мезократовыми разностями с рудоносными меладiorитами с одной стороны, и с лейкократовыми же диоритами и кварцевыми диоритами – с другой. В их составе 50-55% плагиоклаза состава от An_{61-56} в ядрах до An_{35-28} на краях кайм, 30% амфибола (наиболее железистый гастингсит), до 10% биотита, интерстициальные кварц, ортоклаз, замещаемый сфеном ильменит, апатит и альмандин. Структура пород равномернозернистая, иногда слабо плагиоклаз-порфировидная, аллотриоморфнозернистая, текстуры массивные и планарные со слабо выраженной линейной ориентировкой минералов.

Переход от лейкогаббро к мезо- и меланократовым габбро-диоритам и диоритам, прослеживаемый по рядам пород из разных интрузивов, вполне постепенный. Он выражается увеличением в породах количества амфибола, биотита и кварца, возрастанием идиоморфизма амфибола по отношению ко всем остальным минералам и увеличением магнезиальности фемических минералов при параллельном снижении количества и основности плагиоклаза. Ильменит в самостоятельных выделениях исчезает и наблюдается лишь в виде микровключений в амфиболе, возможно, как продукт распада твердого раствора. Исчезает также гранат, но появляются редкий хромит и микровключения сульфидов.

В некоторых мезократовых габбро-диоритах наблюдаются узкие каймы куммингтонита на кальциевом амфиболе. В рудных меладiorитах куммингтонит сокристаллизуется с последним и становится одним из главных породообразующих минералов, образуя как ядра кристаллов, обрастаемые

каймами гастингсит-паргасита, так и, в свою очередь, каймы на ядрах кальциевого амфибола.

В меладiorитах с сингенетичной вкрапленностью сульфидов они образуют участки сидеронитовой структуры или округлые каплевидные вкрапления в остаточном кварц-полевошпатовом агрегате, придавая структуре породы характер эмульсионной.

Ортоклаз присутствует в меладiorитах в небольшом количестве и отчасти является вторичным, развиваясь в мелких выделениях по альбит-олигоклазу внешних зон плагиоклазов и у контактов рудных прожилков.

С переходом от лейкогаббро через мезократовые разности к меладiorитам породы в целом становятся более крупнозернистыми. Преобладающей структурой мезократовых и меланократовых габброидов является пойкилитовая: крупные ксеноморфные плагиоклазы и кварц частично или полностью включают в себя ранее выделившиеся кристаллы амфибола и биотита. Последние нередко образуют две генерации, резко различающиеся по размерам, но с одинаковым составом и схемами зональности. С увеличением количества и размеров фемических минералов структура меладiorитов переходит в криптовую, при наличии второй генерации темноцветов она комбинируется с пойкилитовой. В минеральном составе меладiorитов 20-40% паргасита, 40-45% куммингтонита, от 1-2 до 10% биотита и 15-20% кварц-полевошпатового остатка. Предельные голомеланократовые разности безрудных шанучских базитов представлены редко встречающимися грубозернистыми горнблендитами.

Текстуры большей части пород, переходных от лейкогаббро к меладiorитам, массивные, в приконтактовых зонах могут быть планарными, трахитоидными. В смятых, брекчированных рудоносных меладiorитах по границам глыб возникает сланцеватая текстура с плоскостной и линейной реориентировкой минералов. Ранние амфиболы и биотиты деформируются с изгибанием, изломами и сдвигами по трещинам спайности, кварц-полевошпатовый агрегат интерстиций мелко гранулирован, разрастающиеся за счет термолит-актинолита амфиболы поздней генерации пронизывают его в виде грубого фибrolита, рудная вкрапленность раздавливается в тонкие линзующиеся прожилки.

Переход от лейкогаббро в салическом направлении, к лейкократовым диоритам и кварцевым диоритам, сопровождается снижением количества амфибола с одновременным увеличением доли биотита – до полного вытеснения амфибола, снижением основности плагиоклаза, увеличением доли

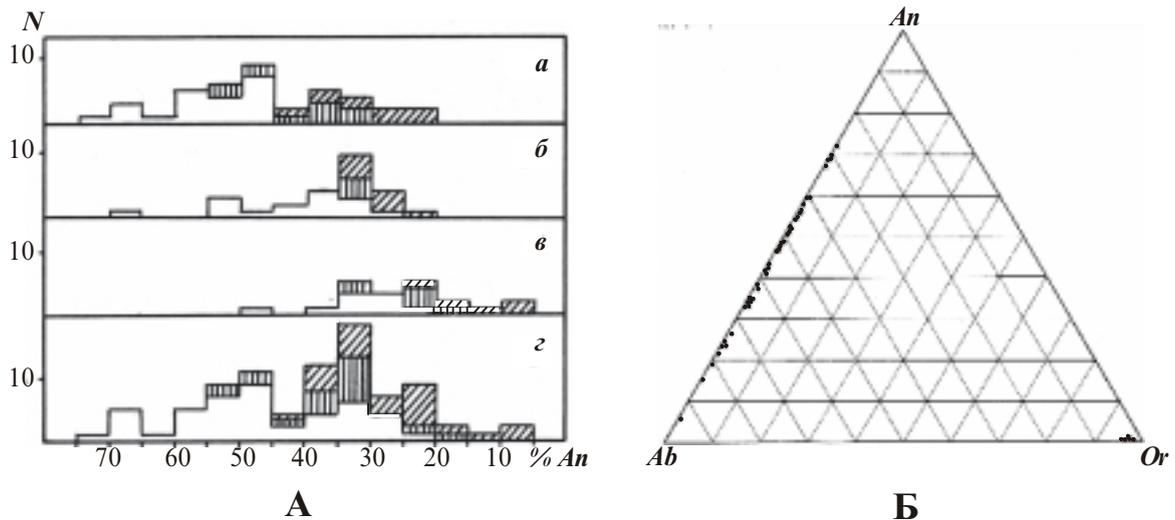


Рис. 2. Полевые шпаты шанучских базитов. А – распределение составов плагиоклаза в породах серии: *a* – в лейкократовых габброидах; *б* – в мезократовых; *в* – в рудоносных меланократовых; *з* – суммарное распределение в серии. Незаштрихованные площади – ядра кристаллов, вертикальная штриховка – промежуточные зоны, косая штриховка – составы кайм, N – число анализов. Б – соотношение составов плагиоклазов и калиевого полевого шпата.

ортоклаза и кварца, полной заменой ильменита сфеном. Почти во всех породах салического ряда присутствует альмандин. Структура пород мелко- и среднезернистая, аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистая, текстуры массивные, у контактов бывают гнейсовидными трахитоидными.

Тела габброидов с выраженной внутрикамерной дифференциацией показывают достаточно контрастный ее характер. В отмеченном расслоенном пластообразном внедрении габброидов (см. ниже табл. 2) снизу вверх наблюдаются: 3-4-сантиметровой мощности приконтактный слой мелкозернистого биотитового кварцевого диорита с мелкозаливчатыми апофизами в подстилающий гнейсогранит; на расстоянии ~ 1 см, без резкой границы кварцевый диорит переходит в мелкозернистое биотит-амфиболовое лейкогаббро; мощность его слоя 5-12 см. Выше этой своеобразной зоны закалки наблюдается последовательность двучленных ритмов расслоенной серии, включающих нижние слои обогащенных амфиболом и биотитом мезократовых среднезернистых габбро-диоритов и верхние слои существенно плагиоклазовых, обогащенных кварцем и также биотит-амфиболовых среднезернистых диоритов; мощность слоев 5-8 см. В 4-5 метрах выше подошвы тела выход его пород скрывается глыбовой осыпью.

Габбро-диориты мезократовых слоев обладают явно выраженной структурой кумулатов с «укладкой» кристаллов амфибола в плоскостях расслоения. Более поздние ксеноморфные кристаллы

сравнительно кислого плагиоклаза (An_{37-28}) и кварца «пойкилитово» включают амфиболы и биотит.

В лейкократовых слоях мелкие амфибол и биотит одинаково идиоморфны с лейстовидными кристаллами более основного плагиоклаза (от An_{54} в азональных ядрах до An_{26} в каймах). Лейкодиориты заметно обогащены сфеном и апатитом. Структуры этих пород варьируют от габбровой до аллотриоморфнозернистой. В некоторых слоях проявлена плагиоклаз-порфиroidная структура, однако, более крупные (до 5 мм) выделения плагиоклаза являются ойкокристаллами и включают в себя мелкие зерна амфибола.

Судя по анализам пород первого снизу и последнего из обнаженных ритмов, общая направленность эволюции состава габброидов в видимой части расслоенной серии проявлена лишь некоторым возрастанием магнезиальности и снижением калиевости при заметном увеличении кверху количества биотита.

Фрагмент расслоенности базитов, подобной наблюдающейся в субпластовом теле, но с большей мощностью слоев, наблюдался в крупном (1x1.5 м) валуне в 200 м ниже описанного обнажения. Глыба на треть сложена относительно лейкократовым габбро-диоритом и на две трети – мезократовым диоритом, пересекаемым вдоль контакта жилой пегматоида. В этих мезократовых породах обнаружены реликты авгита в амфиболе, а в лейкократовых – наиболее основной для ассоциации шанучских базитов плагиоклаз An_{71} .

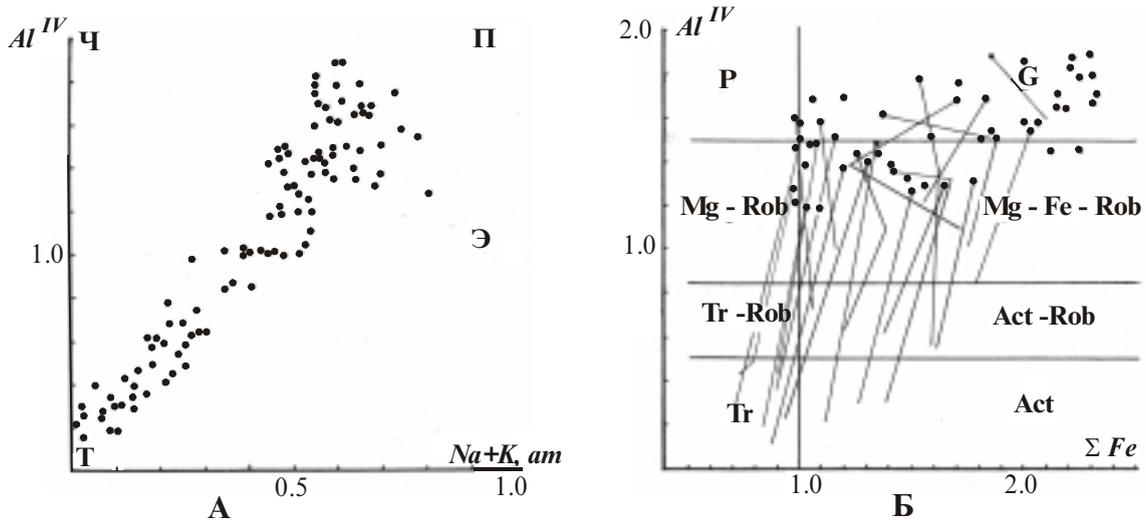


Рис. 3. Составы кальциевых амфиболов в базитах Шануча. А – в координатах: количество атомов Na+K-Al в четверной координации на формульную единицу (Дир и др., 1965). Ч – чермакит, П – паргасит, Э – эденит, Т – тремолит. Б – в координатах: Al^{IV} – сумма атомов железа на формульную единицу (Минералы, 1981). Точки – составы ядерных частей амфиболов, точки изломов и концы линий – составы промежуточных и внешних зон кристаллов. P – паргасит, G – гастингсит, Mg-Rob – магниальная и Mg-Fe-Rob – магниально-железистая роговые обманки, Tr-Rob и Act-Rob – тремолитовая и актинолитовая роговые обманки, Tr – тремолит, Act – актинолит.

МИНЕРАЛОГИЯ

Плагиоклаз в шанучских базитах представлен рядом составов от битовнита An_{71} до альбита An_5 . Последний является продуктом позднейших низкотемпературных изменений пород; ряд ранних плагиоклазов завершается олигоклазом. Как правило, во всех породах ассоциации плагиоклаз имеет четкую прямую, редко – рекуррентную зональность. В основных разностях базитов (лейкогаббро) в плагиоклазах резко выделяются идиоморфные призматические ядра, окружаемые непрерывно-зональными каймами. С переходом к мезо- и меланократовым диоритам основность ядер и резкость границы ядро-кайма снижаются. В ряду лейкогаббро – лейкодиоритов обычны проявления коррозии ядер плагиоклазом промежуточных зон.

Распределение составов плагиоклаза в базитах Шануча, с учетом элементов их зональности, показано на рис. 2 А, представительные составы приведены в таблице 1.

Кальцевый полевой шпат в базитах Шануча представлен низким ортоклазом с мольной долей альбита не более 4,3%. Это всегда поздняя интерстициальная ксеноморфная фаза, кристаллизовавшаяся вместе с кварцем и кислым плагиоклазом внешних зон.

Соотношения полевых шпатов (рис. 2 Б) показывают максимальный разрыв составов между плагиоклазами и ортоклазом, свойственный условиям

высокого давления, водонасыщенности и низких температур кристаллизации. Окончательные «отжиг» и уравнивание составов полевых шпатов, судя по двуполевошпатовому геотермометру (Stormer, 1975), имели место при температурах ниже 400°C.

Амфиболы. Кальциевые амфиболы, как отмечалось, в ядрах кристаллов представлены высокоглиноземистыми титанистыми разностями ряда паргасит-гастингсит, а также магниально-железистыми роговыми обманками, переходными к составам автотаморфических промежуточных зон из тремолит-актинолитовых роговых обманок и кайм собственно тремолита-актинолита. Составы и схемы зональности всех анализированных кальциевых амфиболов показаны на рис. 3 в принятых систематиках, наиболее представительные составы приведены в табл. 1. Гастингсит-паргаситам меландиоритов свойственна довольно высокая хромистость – до 0,7% Cr_2O_3 , снижающаяся до исчезновения в гастингситах мезократовых габбро-диоритов.

Куммингтонит широко развит только в рудных меландиоритах – наиболее магниальных членах базитовой ассоциации, где он сокристаллизуется с гастингсит-паргаситом. Однако отмеченные каймы куммингтонита на кальциевых амфиболах некоторых мезократовых диоритов представляют лишнее минералогическое свидетельство генетического родства пород ассоциации. В целом куммингтонит несколько более железист, чем сокристаллизующиеся с ним кальциевые амфиболы и биотиты (рис. 4 Б).

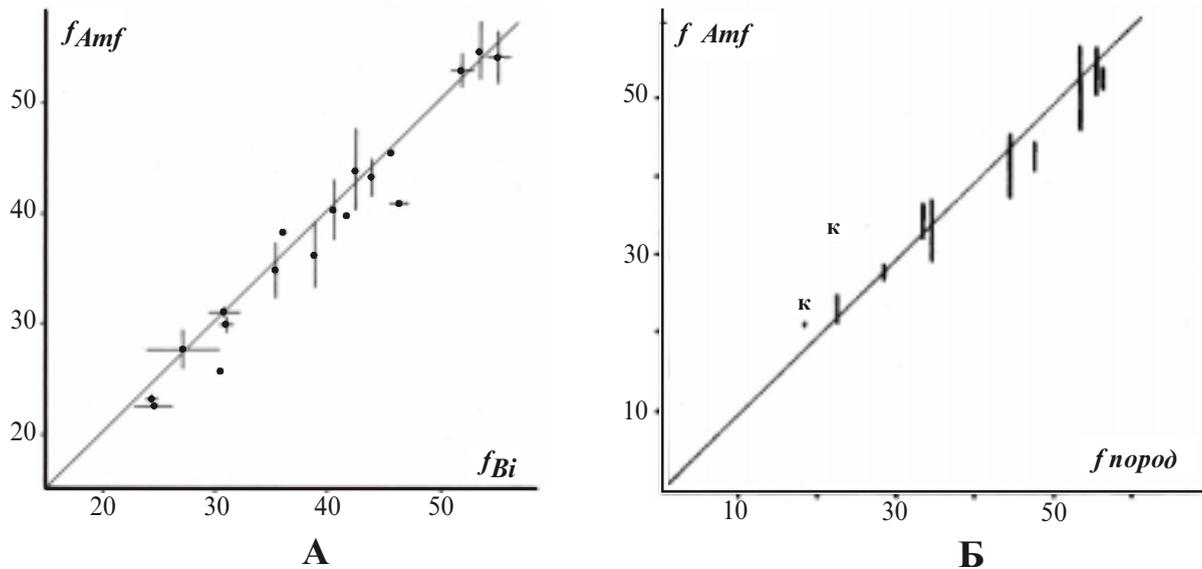


Рис. 4. Железистость ($f = \frac{100 \text{ Fe}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$, атомные количества) фемических минералов и пород базитовой серии.

А- соотношение железистости сосуществующих Са-амфиболов (ядра кристаллов) и биотитов. Б – железистость амфиболов и содержащих их пород. К – куммингтонит. Линии и кресты – дисперсия составов.

Биотит представлен рядом составов с железистостью от 23 в меладiorитах до 57 в лейкогабброидах. Наиболее существенной особенностью распространения биотита в шанучских габброидах является его сокристаллизация с амфиболами, начиная с самых ранних этапов видимой эволюции базитов ряда меладiorит-лейкогаббро. Исключение составляют некоторые породы, обогащенные фемическим кальцием, в которых биотит кристаллизуется позже ядер амфиболов и в небольшом количестве. Таковы меладiorиты рудного тела № 1 и мезократовые диориты с реликтами клинопироксена. В большинстве базитов биотит, наряду с самостоятельными выделениями, образует взаимные прорастания с амфиболом, подчиняясь габитусу последнего. При этом границы минералов совершенно не обнаруживают округло-заливчатых форм, свойственных структурам замещения. О сокристаллизации и взаимном прорастании, а не замещении, свидетельствует и тот факт, что, несмотря на кристаллизацию биотита и после выделения амфибола, в хадакристаллах последнего, на их выходах из вмещающего плагиоклаза в поздний кварцполевошпатовый мезостазис также не наблюдается ни структур замещения, ни увеличения доли биотитовых вростков.

В отличие от амфиболов, биотит практически не зонален. Его железистость, с незначительными отклонениями, аналогична железистости ядер кальциевого амфибола и пород в целом (рис. 4), что характерно для ильменитовых серий гранитоидов,

включающих и габброидные члены (Ishihara, 1977), или для гранитоидов безмагнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987), и отражает обстановку кристаллизации в условиях высоких давления, водонасыщенности и низкой фугитивности кислорода. Биотиты меладiorитов, как и сосуществующие с ними амфиболы, содержат заметное количество Cr_2O_3 (до 0.8%, в среднем 0.2-0.4%), в мезократовых базитах снижающееся до следовых значений.

Из акцессорных минералов в петрогенетическом отношении важны **ильменит** и **сфен**. Ильменит варьирует по содержаниям MnO (от 1 до 3.8% в более дифференцированных породах) и Fe_2O_3 (0-3.3%). Такие содержания окисного железа характерны для «восстановленных» ильменитов (Ague, Brimchall, 1988).

Сфен, замещающий ильменит, считается индикатором повышающейся фугитивности кислорода (Hammarstrom, Zen, 1986). Однако в шанучских базитах замещение ильменита сфеном проходит без образования магнетита в реакционных каймах, как это должно следовать по реакции с участием кислорода.

Хромистая шпинель встречается в одном образце мезократового габбро (табл. 1, ан. 29, 30) в виде включения в крупном кристалле кальциевой роговой обманки. Зерно шпинели показывает зональное строение с более хромистым составом в ядре и более алюминиевым - у края, а также заметно повышенное содержание цинка. Эти особенности соответствуют ранее установленным В.М. Чубаровым для

Таблица 1. Представительные составы минералов шанучских базитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52.37	61.45	44.30	37.06	-	59.76	60.69	45.79	45.51	53.20	53.63	43.42	44.07	35.84	55.75
TiO ₂	-	-	1.17	2.74	51.20	-	-	1.85	1.55	0.15	-	2.80	2.16	3.20	-
Al ₂ O ₃	30.04	23.80	13.16	17.20	0.02	25.33	24.68	11.39	11.84	3.46	29.22	12.74	12.63	16.07	29.11
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	3.28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0.10	0.08	15.34	17.37	44.92	0.08	0.15	11.86	13.60	11.47	0.23	11.19	15.18	17.69	0.08
MnO	0.06	0.04	0.07	-	0.99	-	-	0.09	0.10	0.01	-	-	0.13	-	0.01
MgO	-	-	10.54	12.35	0.04	0.05	0.03	13.71	11.95	15.56	0.03	13.22	10.30	11.99	10.30
CaO	12.14	5.04	11.87	0.02	0.03	6.90	6.11	10.70	10.74	12.32	11.71	11.21	11.21	-	5.38
Na ₂ O	4.56	8.80	1.23	-	-	6.31	8.45	1.92	1.38	0.35	5.42	1.65	1.72	-	0.06
K ₂ O	0.07	0.22	0.64	10.36	0.11	0.16	0.15	0.57	0.55	0.09	0.16	0.67	0.83	10.41	-
H ₂ O	-	-	2.03	4.03	-	-	-	-	-	-	-	2.04	2.03	3.92	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.34	99.43	100.35	101.13	100.59	98.59	100.26	99.95	99.27	98.68	100.40	98.96	100.26	99.12	100.69
f	-	-	44.94	44.10	99.82	-	-	32.68	38.97	29.27	-	32.19	45.26	45.30	-
or	0.41	1.22				1.03	0.82				0.87				0.34
ab	40.31	75.05				61.69	70.85				45.19				48.44
an	59.28	23.73				37.28	28.33				53.94				51.21
Окислы	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	54.56	45.64	38.81	50.01	65.58	42.44	48.51	58.00	41.34	35.44	61.92	45.43	39.14	-	-
TiO ₂	0.18	2.45	2.47	-	-	2.56	-	-	1.98	2.98	-	1.39	2.26	0.86	0.66
Al ₂ O ₃	1.72	12.31	16.24	32.94	23.44	13.83	31.74	26.32	15.17	16.28	24.07	12.84	16.48	14.17	22.25
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.99	5.08
FeO	6.06	9.91	13.14	0.02	0.06	14.73	0.04	-	18.34	22.24	0.13	11.14	12.56	31.24	31.49
MnO	0.01	0.09	-	-	-	0.06	-	-	0.12	0.01	-	0.03	-	0.83	0.61
MgO	15.10	13.32	15.61	-	-	10.08	-	-	7.59	9.57	0.02	1.35	16.05	0.95	1.65
CaO	22.22	10.61	-	14.41	3.55	11.43	14.47	8.15	11.34	-	5.44	11.29	-	0.07	0.23
Na ₂ O	0.37	1.65	0.1	3.17	7.26	1.55	3.47	7.12	1.36	0.05	6.77	1.60	0.06	-	-
K ₂ O	0.06	0.58	8.66	0.10	0.19	0.67	0.09	0.14	0.79	10.36	0.13	0.43	9.18	0.18	0.03
H ₂ O	-	2.06	4.08	-	-	2.01	-	-	1.99	3.91	-	2.06	4.12	-	-
Cr ₂ O ₃	0.07	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	0.09	0.09	44.87	36.79
Сумма	100.35	98.87	9.11	100.65	100.08	99.36	98.32	99.73	100.01	100.84	98.48	99.64	99.94	100.95	100.16
f	-	29.46	32.08	-	-	45.05	-	-	57.56	56.61	-	31.88	30.51	94.87	91.47
or	46.34	-	-	0.58	1.33	-	0.53	0.78	-	-	0.89	-	-	-	-
ab	43.79	-	-	28.32	77.69	-	30.10	60.78	-	-	68.63	-	-	-	-
an	9.87	-	-	71.10	20.98	-	69.37	38.44	-	-	30.49	-	-	-	-

Таблица 1. (окончание)

Окислы	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	-	61.52	63.17	44.86	55.07	54.95	45.25	58.78	64.17	45.33	52.87	44.61	53.88	54.76	39.81
TiO ₂	54.80	-	-	1.31	-	0.02	2.42	-	-	3.85	0.43	2.67	0.16	0.07	1.87
Al ₂ O ₃	0.35	24.68	23.29	13.16	1.22	1.74	13.39	25.53	22.18	11.26	4.5	12.30	4.10	2.58	15.91
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	43.24	0.19	-	8.93	17.58	16.62	8.50	0.04	0.04	8.78	19.18	8.26	15.41	14.74	9.85
MnO	2.59	-	-	0.02	0.69	0.69	-	-	-	-	0.12	-	0.11	0.09	-
MgO	0.07	-	-	14.47	20.11	20.14	14.18	-	-	14.2	18.39	15.76	20.46	19.92	18.15
CaO	0.07	5.86	4.73	11.28	1.83	2.74	11.36	6.75	3.53	11.28	2.73	10.97	4.20	4.99	-
Na ₂ O	-	6.18	8.77	1.76	0.07	0.25	1.37	7.73	11.41	1.83	0.65	2.19	0.43	0.23	0.04
K ₂ O	0.03	0.11	0.12	0.54	0.04	0.05	0.57	0.08	0.10	0.41	0.05	0.51	0.03	0.04	8.51
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.17	-	0.01	0.36	-	-	0.70	0.13	0.26	0.13	0.22	0.77
H ₂ O	-	-	-	2.06	2.07	2.09	2.08	-	-	2.08	2.10	2.08	2.13	2.11	4.14
Сумма	99.71	98.54	100.08	98.56	98.68	99.30	99.53	98.91	101,43	99.72	101.15	99.73	101.12	99.76	99.22
f	-	-	-	25.73	32.92	31.65	25.16	-	-	25.77	36.91	22.73	29.70	29.34	23.34
or	-	0.75	0.71	-	-	-	-	0.47	0.50	-	-	-	-	-	-
ab	-	67.12	76.51	-	-	-	-	67.13	84.98	-	-	-	-	-	-
an	-	34.13	30.01	-	-	-	-	32.39	14.52	-	-	-	-	-	-

Примечание к таблице 1. Минералы габбро – диоритов расслоенного тела. Приконтактовое лейкогаббро: 1, 2 – плагиоклаз, ядро и кайма; 3 – гастингсит, ядро кристалла; 4 – биотит; 5 – ильменит. Мезократовый диорит, нижний слой ритма в 4.5 м выше подошвы тела (3); 6, 7 – плагиоклаз, ядро, кайма; 8, 9 – магнезиально-железистая (Mg-Fe-) роговая обманка, ядро и зона перед каймой; 10 – тот же кристалл, кайма, актинолитовая роговая обманка. Тот же ритм, верхний слой, лейкократовый диорит (6): 11 – плагиоклаз, ядро; 12, 13 – гастингсит, ядро и широкая зона у каймы; 14 – биотит. Минералы расслоенных габброидов из глыбы в деловии, мезократовый слой: 15 – плагиоклаз, ядро; 16 – авгит реликт в ядре Mg-Fe – роговой обманки 17; 18 – биотит. Лейкократовый слой; 19, 20 – плагиоклаз, ядро и кайма; 21 – гастингсит. Лейкократовое габбро (7): 22, 23 – плагиоклаз, ядро и кайма; 24 – гастингсит; 25 – биотит. Мезократовое габбро (22): 26 – плагиоклаз, ядро; 27 – Mg-Fe – роговая обманка, ядро; 28 – биотит; 29, 30 – хромит, ядерная часть и кайма; 31 – ильменит. Меланократовые диориты рудоносных тел. Тело № 1 (25): 32, 33 – плагиоклаз, середина ядра и край кристалла; 34 – Mg – роговая обманка середины кристалла; 35 – куммингтонит каймы; 36 – куммингтонит, ядро; 37 – гастингсит – паргасит оторочки. Тело № 2 (28): 38, 39 – плагиоклаз, середина и край кристалла; 40 – Mg – роговая обманка середины кристалла; 41 – куммингтонит оторочки; 42 – паргасит; 43 – куммингтонит оторочки на 42; 44 – куммингтонит кристалла 2-й генерации; 45 – биотит.

Анализы выполнены на микрозонде САМЕВАХ Института вулканологии ДВО РАН, оператор Т.М. Философова. В скобках – номера имеющихся анализов пород в табл. 2.

Таблица 2. Химический состав безрудных и рудоносных базитов Шанучского рудного поля

№ образца	СП-1	СП-1 ^а	СП-1 ^{ВМ}	СП-1 ^В	СП-1 ^б	СП-1 ^Г	СП-14 ^а	СП-12	СП-9 ^а	СП-13	СП-14	СП-15	СП-19 ^а	СП-20
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	60.62	51.42	53.90	56.80	53.60	56.80	49.92	52.84	57.62	59.84	57.82	52.48	54.50	56.76
TiO ₂	0.75	1.48	1.36	1.18	1.31	1.12	1.60	1.24	0.99	0.91	0.65	2.00	1.13	0.90
Al ₂ O ₃	17.82	21.85	15.35	18.66	13.01	18.74	21.77	19.78	18.50	12.56	10.79	15.10	18.97	14.45
Fe ₂ O ₃	0.81	0.99	1.71	1.60	1.80	0.68	1.29	0.87	0.72	1.38	0.89	2.57	1.03	1.41
FeO	4.87	4.92	6.72	3.82	7.37	5.10	5.90	6.57	5.70	6.42	7.00	9.53	6.21	5.93
MnO	0.12	0.11	0.13	0.07	0.14	0.10	0.13	0.18	0.12	0.18	0.16	0.18	0.13	0.16
MgO	3.23	3.72	7.59	3.77	9.67	4.02	3.25	3.53	3.72	7.53	12.44	5.60	4.34	7.50
CaO	3.06	8.52	6.91	6.62	7.42	6.58	8.86	7.55	6.10	3.55	3.68	6.63	7.55	7.44
Na ₂ O	3.54	3.93	2.39	3.37	2.07	3.31	3.09	3.19	2.88	2.25	2.16	1.84	2.75	2.44
K ₂ O	2.66	1.29	2.05	1.98	1.50	1.71	1.55	1.61	1.50	2.52	1.55	1.69	1.55	1.40
P ₂ O ₅	0.35	0.40	0.07	0.35	0.06	0.10	0.82	0.29	0.18	0.21	0.14	0.02	0.10	0.08
H ₂ O ⁻	0.09	0.19	0.27	0.66	0.34	0.06	0.38	0.11	0.16	0.15	0.17	0.36	0.25	0.17
п.п.п.	1.61	1.61	0.68	0.79	1.88	1.69	1.90	1.82	1.82	2.00	2.11	2.46	1.15	1.67
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.66	-
Сумма	99.53	100.43	99.13	99.67	100.17	100.01	100.46	99.58	100.01	99.50	99.56	100.46	100.32	100.31
№ образца	СП-21 ^б	СП-28	СП-30	СП-30 ^а	СП-31	СП-31 ^а	СП-34	СП-34 ^а	СП-34 ^б	СП-37 ^а	СП-11 ^В	СП-11 ^а	СП-14 ^б	СП-40 ^а
№ анализа	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	59.98	57.12	48.34	51.68	52.32	48.88	57.76	48.98	50.08	61.70	55.60	51.90	53.00	36.60
TiO ₂	0.69	0.80	1.60	1.57	1.40	1.40	0.80	1.09	0.56	0.90	0.52	0.80	0.77	0.50
Al ₂ O ₃	10.55	14.42	17.92	16.84	16.11	19.68	14.17	14.05	7.60	16.68	7.20	16.25	8.12	6.23
Fe ₂ O ₃	1.37	1.17	2.24	1.70	1.74	1.87	1.20	1.33	20.4	1.07	1.79	1.44	2.32	13.77
FeO	6.28	5.47	6.36	6.85	7.26	6.97	5.70	7.14	6.12	4.41	6.77	6.60	10.51	9.13
MnO	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.08	0.10	0.17	0.15	0.10	0.27	0.16	0.18	0.13
MgO	13.46	8.56	7.22	7.64	7.79	5.24	7.74	12.03	20.33	3.73	16.75	8.91	15.64	10.19
CaO	9.20	5.95	6.09	7.98	7.65	9.05	7.17	9.40	9.00	4.19	6.39	7.49	3.11	2.50
Na ₂ O	1.70	2.57	2.26	2.57	2.63	2.95	2.57	2.25	1.18	3.35	1.06	3.07	1.11	1.13
K ₂ O	0.72	1.65	1.30	0.82	1.30	1.30	1.20	1.20	0.72	1.78	0.20	0.84	1.80	0.77
P ₂ O ₅	0.02	0.13	0.26	0.22	0.13	0.28	0.12	0.02	0.04	0.13	0.08	0.17	0.06	0.01
H ₂ O ⁻	0.23	0.26	0.59	0.19	0.11	0.33	0.17	0.23	0.07	0.31	2.87	0.06	0.10	0.55
п.п.п.	2.00	1.27	3.89	2.13	1.69	1.29	1.46	1.52	2.21	1.40	-	1.85	2.05	10.98
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.10	0.64
CO ₂	0.22	-	2.20	-	-	0.88	-	0.44	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.58	99.82	100.43	100.35	100.29	100.20	100.16	99.85	100.10	99.75		99.54	99.54	99.65

Примечание. Породы расслоенного тела габбро – диоритов, лев. берег руч. Ралли к ЮЗ от рудного тела № 1: 1-2 – приконтактовые кварцевый диорит и лейкогаббро, 3-5 – мезократовые и 4-6 – лейкократовые диориты первого снизу и последнего из обнаженных ритмов; 7 – биотит-амфиболовое лейкогаббро, лев. борт руч. Ралли выше выхода рудного тела № 2; 8 – лейкогаббро, выход в прав. борту руч. Ралли вблизи впадения притока справа; 9 – гранат-содержащий амфибол-биотитовый диорит, прав. склон долины руч. Ралли южнее рудного тела № 1; 10 – амфибол-биотитовый диорит, у контакта с гранитом, лев. борт прав. истока руч. Ралли; 11 – мезократовый биотит-амфиболовый диорит, лев. борт руч. Ралли над рудным телом № 2; 12 – пегматоидное габбро, жила в мелкозернистом габбро у северо-западного края тела № 2; 13 – биотит-амфиболовый диорит из центральной части выхода в нижнем течении руч. Крутого; 14 – биотит-амфиболовый диорит в контакте со сланцем, среднее течение руч. Крутого; 15 – крупнозернистое биотит-амфиболовое габбро, элювиальный развал в верховьях руч. Крутого; 16 – амфибол - биотитовый диорит, выход в среднем течении руч. Холодного; 17, 18 – мезократовые биотит-амфиболовые габбро, выход в прав. борту руч. Водопадного в 200м выше устья притока справа; 19, 20 – биотит-амфиболовое (у контакта) и существенно амфиболовое (середина выхода) габбро в среднем течении руч. Водопадного; 21 – амфибол-биотитовый диорит у верхнего контакта тела в лев. истоке руч. Водопадного; 22 – там же, амфиболовое габбро средней части выхода; 23 – гигантозернистый горнблендит, глыбовый развал у слияния истоков руч. Водопадного; 24 – амфибол-биотитовый кварцевый диорит, глыбовый развал тела, секущего графитоносные биотит-мусковитовые диориты на прав. водоразделе руч. Графитового. Породы тел рудоносных базитов: 25 – меладиорит тела № 1, прав. борт долины руч. Ралли; 26 – серицитизированный микрозернистый базальт, пострудная дайка в указанном выходе; 27 – меладиорит рудного тела № 2, лев. борт долины руч. Ралли; 28 – меладиорит с вкраплено-прожилковым оруденением, там же (в анализах 27 и 28 присутствует соответственно 1.35 и 13.05 % серы, суммы указаны с пересчетом ее содержания на эквивалентное количество кислорода). Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Института вулканологии ДВО РАН, аналитик А.М. Округина.

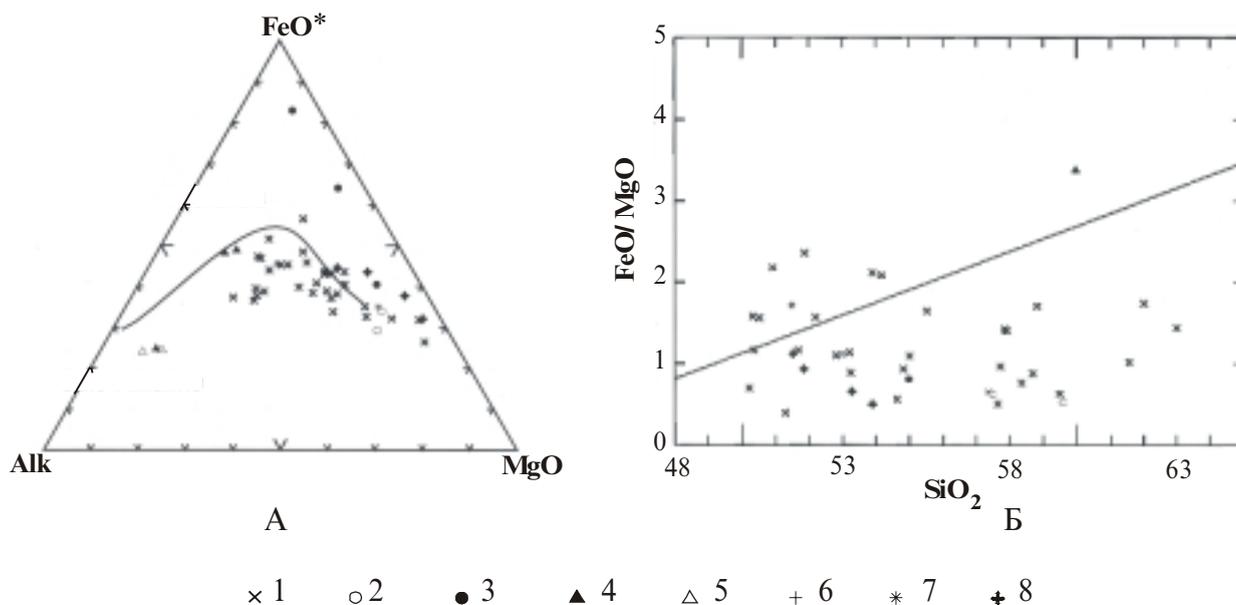


Рис. 5. Составы шанучских базитов и вмещающих пород на классификационных диаграммах. А – по (Irvine, Baragar, 1971); Б – по (Miyashiro, 1975). Условия обозначения: 1 – базиты; 2 – меладiorиты рудоносного тела № 2, практически не содержащие руды; 3 – меладiorиты, в разной степени оруденелые; 4 – сланцы камчатской серии; 5 – гнейсо-граниты; 6 – поздне-меловой гранит; 7 – средние составы базитов, использованные в расчетах фракционирования (см. табл. 3 и 4 в разделе «Петрогенезис...»); 8 – реконструированные составы исходных пород шанучских базитов мафического ряда (см. «Петрогенезис...»). Использованы анализы базитов, приведенные в табл. 2, а также анализы 1, 3, 4, 10-12, 15-18, 20, 33 из отчета (Игнатъев и др., 1979).

хромистых шпинелей из габброидов и руд Шанучского рудного поля.

Гранат, к сожалению, не попал в анализированные на микрозонде образцы. Являясь одним из поздних минералов в составе гранитоидного мезостаза базитов, он не влияет на пути их эволюции, но симптоматичен как показатель некоторой переиспещенности глиноземом (недосыщенности щелочами) пород салической ветви эволюции шанучских базитов. Ориентируясь на составы гранатов в изофациальных базитах гранитоидов и сланцах (альмандин с примесью спессартина), можно предполагать близкий им состав гранатов и в базитах.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ

По химическим признакам исследуемая ассоциация базитов является умеренно-щелочной калиево-натриевой, включающей разности пород от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых (табл. 2).

Ввиду низкой степени окисленности железа в шанучских породах ($Fe_2O_3/FeO = 0.07-0.12$ в наиболее свежих образцах), для петрогенетических построений все железо в них представлено в виде

FeO , а составы пересчитаны на безводные. На классификационной диаграмме AFM (рис. 5 А) рои фигуративных точек шанучских базитов пересекает границу толеитовой и известково-щелочной серий: меладiorиты и часть мезократовых диоритов располагаются в толеитовом поле, остальные – в поле известково-щелочных составов. На диаграмме Мияширо (рис. 5Б) толеитовыми оказываются лишь относительно железистые лейкогабброиды. «Сухие» составы меладiorитов и всех более кремнеземистых пород являются кварц-нормативными, горнблендитов и некоторых лейкогаббро – оливин-нормативными. В нормах пород ряда лейкогаббро – кварцевые диориты обычен корунд.

На петрогенетические диаграммы вынесены также составы оруденелых меладiorитов, в которых разные доли рудного компонента отражает содержание FeO ; их фигуративные точки образуют «рудный тренд», исходящий из области составов материнских для них меладiorитов и представляющий линию смешения – разделения между ними и рудой как крайними точками тренда.

Внутрисериальные отношения базитов достаточно наглядны на диаграммах Харкера (рис. 6) для глинозема и магнeзии. Со стороны наибольших содержаний Al_2O_3 и наименьших – MgO рои фигуративных точек ограничивается линейной их

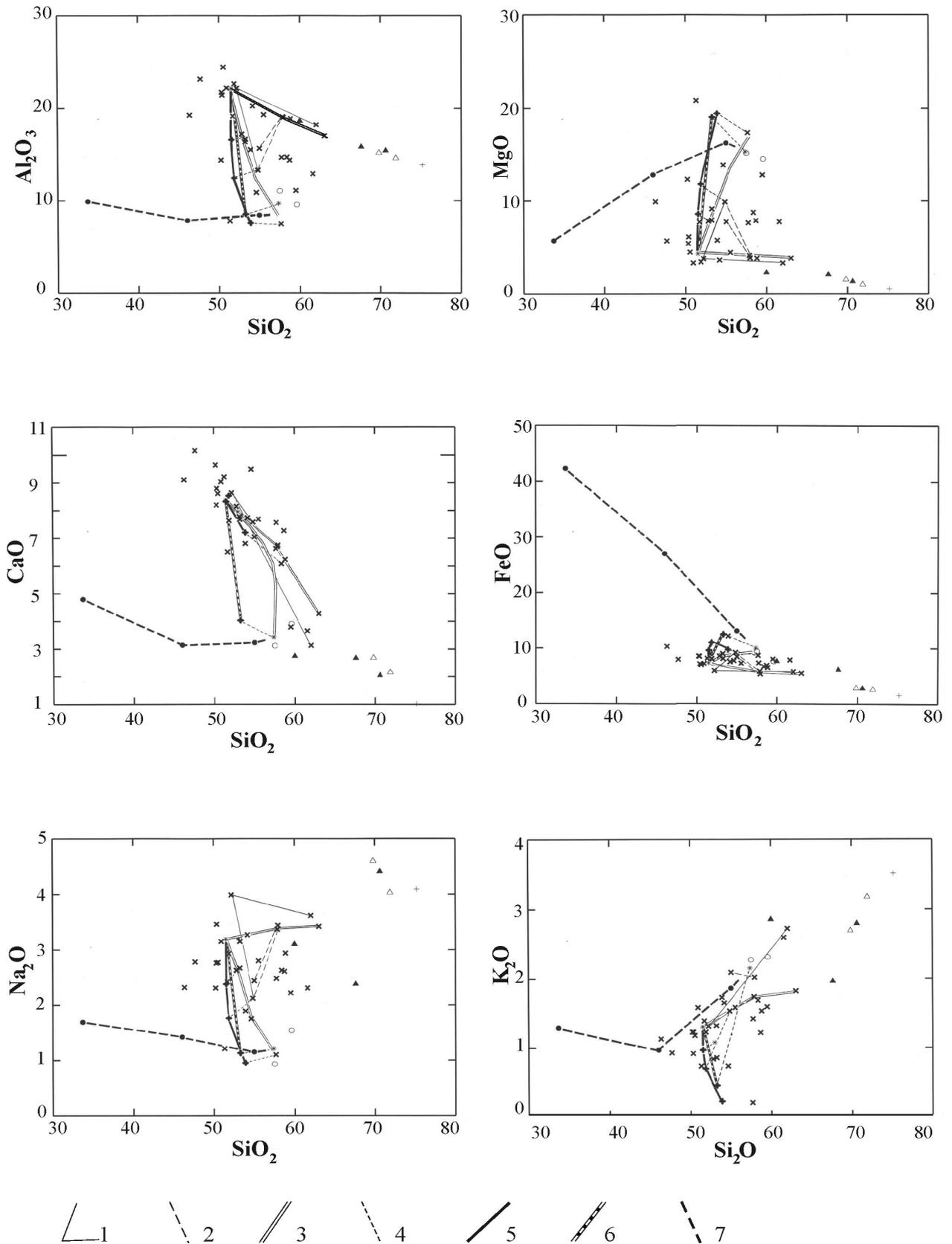


Рис. 6. Диаграмма Харкера для пород Шанучского рудного поля. Условия обозначения: 1 – эволюция состава в расслоенном теле базитов; 2 – вариации состава между слоями в его отдельных ритмах; 3 – осредненные вариации состава в серии базитов в целом (мафической и салической тренды); 4-7 – см. раздел «Петрогенезис...»: 4 – изменение состава мафитов Шануча относительно их реконструированных протопород; 5 – габбро-норитовый тренд; 6 – норитовый тренд; 7 – рудный тренд. Остальные обозначения см. на рис. 5.

группировкой от лейкогаббро до кварцевых диоритов (салический тренд), а со стороны наименьших содержаний SiO_2 – группой точек мезократовых базитов между составами лейкогаббро и меладiorитов, – менее компактной, но в целом ориентированной вдоль линий отрицательной корреляции $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ и положительной – $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (мафический тренд).

Мафический и салический тренды расходятся из области составов лейкогаббро или последовательно сочетаются, продолжая один другого. Подтверждением именно такой организации эволюционных трендов в серии шанучских базитов являются породы ключевого в этом отношении расслоенного интрузива габбро – диоритов, показывающего аналогичные, хотя и с меньшей амплитудой, вариации состава.

Вариации FeO и CaO имеют общий линейный характер с существенно меньшим разбросом точек, при самостоятельности рудного тренда. Меладiorитам свойственны слабо повышенные абсолютные содержания железа, и повышение железистости от них к лейкогаббро имеет относительный характер, обусловленный снижением в этом ряду магнезиальности. Меладiorиты рудных тел № 1 и № 2 различаются по известковистости – в последних она заметно снижена.

Противоречиво поведение щелочей. При естественном возрастании содержаний Na_2O и K_2O в породах салического тренда, в мафитах их вариации противоположны, что делает проблематичной саму направленность мафического тренда. По суммарному содержанию кремнезема и щелочей наименее дифференцированными породами серии являются лейкогаббро. Однако при монотонном увеличении кремнеземистости и содержания K_2O от лейкогаббро к меладiorитам (за исключением меладiorита рудного тела №1, обедненного K_2O) содержание Na_2O уменьшается. Аналогичную закономерность показывают лейкогаббро и мезократовые диориты расслоенного тела. Петрографически это выражено убыванием к меладiorитам количества плагиоклаза, хотя он при этом приобретает все более натровый состав. Обратному направлению тренда – с уменьшением кремнеземистости, свойственным ранним стадиям эволюции некоторых толеитовых серий – противоречит падение калиевой щелочности.

Наращение калиевости в меладiorитах, минералогически выраженное увеличением количества биотита, проявлено лишь в породах рудного тела № 2; в более известковистых породах тела № 1 биотита мало и содержание K_2O на порядок ниже (0.21%). Столь резкое различие не позволяет обоз-

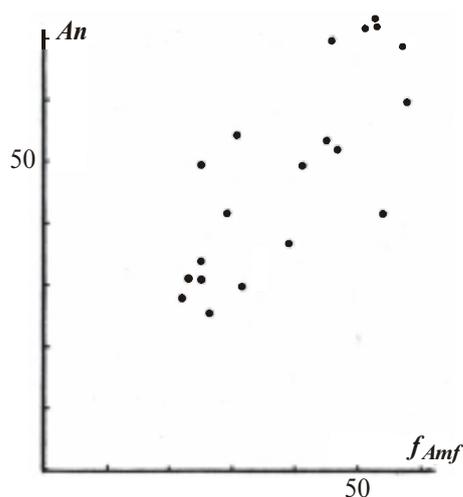


Рис. 7. Соотношение составов ядер плагиоклазов и железистости (f) кальциевых амфиболов, сосуществующих в шанучских базитах.

начить положение единого мафического тренда на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$, и он на ней не показан.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ШАНУЧСКИХ БАЗИТОВ

Несмотря на становление базитовых интрузивов на заключительном этапе динамотермального метаморфизма, составы и структуры зональности их минералов, структуры и текстуры пород в целом вполне соответствуют признакам магматической кристаллизации. В тоже время анализ парагенезисов минералов показывает несвойственную магматитам тенденцию их изменения – противоположную, встречно-направленную эволюцию в рядах сокристаллизующихся плагиоклазов и фемических минералов (рис. 7). Не ставя под сомнение гипотезу генетической связи пород мафического тренда, это также делает проблематичными его природу и направленность.

Исследование возможных путей дифференциации базитов Шануча осуществлялось методом балансовых расчетов фракционирования по программе M.J. Carr (1994) IGPET. В качестве вероятных исходных для всех разновидностей базитов испытывались состав наиболее примитивного, как указывалось, лейкогаббро (среднее из 7 анализов) и меладiorитов рудоносных тел № 1 (ан. 25 в табл. 2) и № 2 (среднее из 3 анализов). В качестве промежуточных для мафического тренда использованы состав мезократового диорита расслоенного тела (ан. 5 в табл. 2) и усредненный по двум анализам состав наиболее свежих габбро-диоритов. Конеч-

Таблица 3. Баланс фаз при дифференциации лейкогаббро до кварцевого диорита и меладiorитов

Компоненты	G	СШ-37 ^В	СШ-11 ^В	MD ₂
SiO ₂	51.50	63.01	57.64	57.37
TiO ₂	1.37	0.92	0.54	0.59
Al ₂ O ₃	22.14	17.03	7.46	9.68
FeO	7.34	5.48	8.69	10.02
MnO	0.14	0.10	0.28	0.19
MgO	4.29	3.81	17.37	15.29
CaO	8.37	4.28	6.63	3.42
Na ₂ O	3.19	3.42	1.10	1.21
K ₂ O	1.30	1.82	0.21	2.15
P ₂ O ₅	0.36	0.13	0.08	0.08
Фазовый состав G с производными расплавами, вес %				
Pl _{An}		45.4 _{54,0}	59.8 _{49,1}	58.5 _{50,5}
Amf ₍₂₄₎		22.9	15.1	16.3
Bi		10.2 ₍₁₈₎	11.7 ₍₂₅₎	8.5 ₍₂₅₎
Il		0.9 ₍₅₎	1.4 ₍₃₁₎	1.5 ₍₃₁₎
Ap		0.4	0.3	0.4
L		20.0	11.8	14.9
Σ r ²		0.15	0.30	0.19

Примечание к таблице 3. G – состав лейкогаббро, среднее из анализов: 2,7, 8 в табл. 2 и 15-18 из отчета Игнатьев и др., 1979; MD₂ – меладiorит рудного тела № 2, среднее из анализов 27 в табл. 2, 3 и 4 из указанного отчета; Pl – плагиоклаз и доля анортита в нем, Amf – амфибол, Bi – биотит, Il – ильменит, Ap – апатит, L – расплав; Σr² – сумма квадратов разностей содержаний компонентов в реальных и рассчитываемых составах пород. Цифры в скобках – номера анализов минералов в табл. 1.

ным на салическом тренде взят состав наиболее кислого кварцевого диорита (ан. 24 в табл.2), еще содержащего небольшое количество амфибола.

Салический тренд с котектическими соотношениями плагиоклаза и темноцветных минералов в его породах обеспечивается фракционированием из лейкогаббро соответствующей смеси плагиоклаза, гастингсита, биотита и ильменита (табл. 3).

Единственной ранней кристаллической фазой шанучских базитов, фракционирование которой способно обеспечить дифференциацию с уменьшением содержания кремнезема, является куммингтонит. Однако его удаление из меладiorитов не обеспечивает стехиометрии лейкогаббро. Кроме того, сама распространенность куммингтонита, практически ограниченная меладiorитами, делает эту схему дифференциации невероятной.

Напротив, эволюция от лейкогаббро к меладiorитам обеспечивается фракционированием плагиоклаза, гастингсита и биотита, более железистых, чем лейкогаббро; только при таком их составе достигается необходимое обогащение производного состава магнезией в присутствии меладiorитам ее соотношении с железом. В число фракционируемых фаз входят также ильменит и апатит (табл. 3). Этот вариант дифференциации был принят в качестве рабочей концепции происхождения рудоносных меладiorитов Шануча (Селянгин, 2001). Однако

при детальном рассмотрении и для нее обнаруживается слишком много противоречий.

Для образования двух столь различающихся трендов (серий пород), как мафический и салический, из одного исходного расплава надо предполагать различные условия его кристаллизации, чему достаточных оснований нет. Полученный в некоторых экспериментах (Holloway, Burnham, 1972) состав амфибола, более железистый, чем состав содержащих его пород, для базитов Шануча скорее случайная флуктуация, поскольку в безмагнитовой феррофации общая железистость пород является естественным пределом обогащения железом минералов. Подобно куммингтониту в меладiorитах, феррогастингсит предполагаемого исходным лейкогаббро присутствует только в нем и не распространяется в другие породы мафического тренда.

Эти противоречия заставляют признать ошибочной концепцию происхождения рудоносных меладiorитов от лейкогаббро, из чего следует более общий вывод: образование ряда пород меладiorиты - лейкогаббро не обеспечивается фракционированием ранних минералов, реально присутствующих в шанучских базитах, в каких бы то ни было их сочетаниях.

Очевидно, решение этой проблемы выходит за рамки ортомагматического петрогенеза и надо пред-

ПЕТРОЛОГИЯ НИКЕЛЕНОСНЫХ БАЗИТОВ

Таблица 4. Дифференциация от меладiorитов, промежуточных габбро-диоритов (А) и их вероятных протопород (Б) до лейкогаббро.

Компонент ы	А				Б			
	СШ-11 ^а	СШ-1 ^б	GD	MD ₂	11 ^б -S	1 ^б -S	GD-S	MD ₂ -S
SiO ₂	57.64	54.82	53.03	57.37	53.90	51.86	51.53	53.29
TiO ₂	0.54	1.34	1.51	0.59	0.60	1.60	1.65	0.73
Al ₂ O ₃	7.46	13.31	16.81	9.68	7.55	12.46	16.62	8.53
FeO	8.69	9.20	8.77	10.02	9.752	11.01	9.58	12.47
MnO	0.28	0.14	0.16	0.19	0.31	0.17	0.17	0.24
MgO	17.37	9.28	7.86	15.29	19.48	11.83	8.59	19.02
CaO	6.63	7.59	7.96	3.42	7.21	8.54	8.32	4.03
Na ₂ O	1.10	2.12	2.65	1.21	0.95	1.76	2.38	1.13
K ₂ O	0.21	1.53	1.08	2.15	0.23	0.70	0.97	0.46
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.17	0.08	0.09	0.07	0.19	0.10
Фазовый состав, вес %								
Орх _{Еп-Fs}	46.6 _{79.6-18.2}	23.3 _{68.2-29.8}	15.0 _{68.2-29.9}	37.2 _{74.2-23.8}	36.7 _{84.9-12.4}	16.1 _{68.4-29.7}	16.4 _{68.3-29.9}	63.0 _{74.2-23.8}
Срх ₍₁₆₎	16.5	14.2	8.3	1.3	9.4	10.5	9.0	1.6
П ₍₃₁₎	0.2	1.2	1.0	0.3	-	0.7	1.1	0.3
Pl ₍₇₎	2.9	7.3	5.6	3.0	-	-	-	-
Or	-	5.8	1.2	11.1	-	-	-	-
Q	7.7	3.3	1.7	5.6	-	-	-	-
L	G	G	G	G	1 ^б -S	GD-S	G	G
	26.1	45.0	67.4	28.3	54.1	72.9	73.6	35.2
Σ r ²	0.03	0.02	0.01	0.00	0.016	0.01	0.01	0.00

Примечание к таблице 4. GD – габбро-диорит, среднее из анализов 18 и 19 в табл. 2; Орх – ортопироксен и содержание в нем энстагита и ферросилита (дефицит их суммы до 100 % – содержание волластонита), Срх – клинопироксен, Or – ортоклаз, Q – кварц. (Состав лейкогаббро (G) и остальные обозначения – см. табл. 3 и пояснения в тексте).

полагать определенное участие в нем факторов метаморфизма. В первую очередь это относится к возможному не первично-магматическому происхождению водосодержащих темноцветных минералов в породах мафического тренда и, несмотря на вполне магматический облик последних, к их вероятному метаморфическому происхождению в целом, по каким-то «сухим» породам-предшественникам.

Поиск последних сужает известная специфичность связи сульфидного медно-никелевого оруденения с высокомагнезиальными производными оливин-базальтовых магм - с оливиновыми габбро и габбро-долеритами в гипабиссальной фации, с ортопироксенитовыми, норитовыми и габбро-норитовыми членами расслоенных серий мезо-абиссальных и абиссальных интрузивов стабильных областей или с фрагментами таких серий в зонах бывлой активизации (Годлевский, 1968, Зимин, 1973; Полферов, 1979). Обстановка проявления никеленосных базитов Шануча соответствует последней из упомянутых ситуаций.

Пироксены являются единственными ранне-магматическими минералами, фракционирование которых способно обеспечить мафический тренд эволюции от составов шанучских меладiorитов (в

контексте исследуемой гипотезы – бывших норитов и габбро-норитов) до лейкогаббро, со снижением кремнеземистости производных расплавов и увеличением их железистости.

Были выполнены оценочные расчеты баланса фаз при дифференциации по мафическом тренду до лейкогаббро с фракционированием одних пироксенов. Состав ортопироксена, в базитах Шануча не установленного, получен подбираемым самой программой расчета сочетанием его магнезиальной и железистой разностей, взятых из справочника (Дир и др., 1965, ан. 5 и 12 в табл. 2), состав клинопироксена представлен анализом его реликтов в диорите (ан. 16 табл. 1).

Эти расчеты показали неприемлемый дисбаланс реальных и расчетных составов исходных и промежуточных пород по большинству компонентов. Реальные биотит-амфиболовые породы избыточно обогащены «гранитизирующими» компонентами – кремнеземом (особенно меладiorит рудного тела № 1), глиноземом, окисью калия (меладiorиты тела № 2) и, очевидно, водой, - что в рамках исследуемой гипотезы «сухого» петрогенеза надо относить на счет их привноса извне. Вместе с тем выяснилось, что, за вычетом этих вероятно привнесенных компонентов,

дифференциация до лейкогаббро от меладiorита тела № 1 через указанные промежуточные составы могла проходить только с участием обоих, бедного и богатого кальцием пироксенов, а от меладiorитов тела № 2 - с отделением практически одного лишь ортопироксена; промежуточных пород для этого пути не находится. Таким образом, надо полагать, что «сухими» породами-предшественниками меладiorитов рудного тела № 1 и безрудных базитов промежуточных составов были габбро-нориты, а обедненных известью меладiorитов тела № 2 – плагиоклазовые ортопироксениты и нориты. Мафический тренд, на петрохимических диаграммах по видимости единый, включает, таким образом, два тренда – габбро-норитовый и норитовый.

Для реконструкции вероятных первичных составов шанучских мафитов и для оценки масштабов привноса в них метаморфизирующих компонентов использован искусственный прием балансовых расчетов – с введением в число фракционируемых фаз не только раннемагматических (пироксены), но и «запретных» позднемагматических минералов: кварца, ортоклаза и кислого плагиоклаза. Расчеты велись напрямую от каждого из исходных и промежуточных составов базитов до лейкогаббро как некоего «общего знаменателя», представляющего не только конечный состав мафических трендов, но и эталон минимальной измененности породы, относительно которого и может быть оценена степень измененности других пород. В лейкогаббро наблюдается лишь умеренная хлоритизация биотита.

Расчеты с указанным набором минералов (табл. 4, А) показывают вполне удовлетворительный баланс этих фаз и отделяемого лейкогаббро с исходным и промежуточными составами. Вычитание из последних рассчитанных количеств привнесенных сиалических компонентов воссоздает вероятные первичные составы «сухих» пород-предшественников (составы с индексами «-S», табл. 4, Б), лежащие на общих линиях пироксенового фракционирования. Появление в числе фракционируемых фаз ильменита, не наблюдаемого в качестве раннего минерала меланократовых базитов, скорее всего отражает разницу в титанистости былых реальных и заимствованных для расчетов составов пироксенов.

Таким образом, серия мафических базитов Шануча, не производимая фракционированием с участием реально присутствующих в них водосодержащих минералов – амфиболов и биотитов – могла быть образована за счет фракционирования пироксенов и последующего метаморфизма с привносом воды и сиалических компонентов.

На рис. 6 показана общая схема путей эволюции в виде сопрягающихся мафических (норитового и габбро-норитового) и салического трендов. Короткими пунктирами соединены точки реальных пород на мафическом тренде – меладiorитов, мезократовых диоритов и габбро-диоритов – с точками расчетных составов соответствующих им «сухих» протопород, что отражает масштаб привноса и вероятное первичное положение трендов дифференциации норит – габбро-норитовой магмы.

Выяснению генетических отношений норитового и габбро-норитового трендов и исходных для них протопород рудоносных тел № 1 и № 2, фракционированием друг от друга не производимых, препятствует недостаточная представительность аналитических данных для интрузивов столь своеобразного характера внедрения, с возможной перемешанностью первично-расслоенного материала.

Если предполагать их происхождение из одной исходной магмы (что кажется наиболее логичным), то критерием их генетических отношений может быть известная закономерность кристаллизации оливин-толеитовой магмы и формирования соответствующих пород-кумулятов: выделение одного ортопироксена и образование ортопироксенит-норитовой ассоциации (тело № 2) невозможно после начала кристаллизации клинопироксена (Ирвин, 1983). Следовательно, генеральной последовательностью кристаллизации материнской магмы шанучских мафитов должна быть подобная бонинитовой: $OL? \rightarrow Opx \rightarrow Opx + Cpx \rightarrow Opx + Cpx + Pl$, с образованием гипотетических дунитов на глубине и ряда пород, соответствующих реконструированным - плагиоклазовых (с интеркумуляусным плагиоклазом) ортопироксенитов – норитов, вебстеритов – габбро-норитов, до габбро, в котором плагиоклаз также становится фазой кумулуса. В этой последовательности норитовый тренд тела № 2 должен представлять более раннюю часть общего пути эволюции магмы. Однако общего пути не получается: реконструированный состав норита более продвинуто сравнительно с габбро-норитом тела № 1 по содержанию сиалических компонентов (рис. 8). Габбро-норитовый тренд мог иметь свое ортопироксенитовое начало: если отношение клино- и ортопироксенов ($\sim 1:1.5$) в двух его промежуточных составах $1^{\#}S$ и $GD-S$ (табл. 4, Б) отражает состав дупироксеновой котектики, то до выхода на нее исходный состав $11^{\#}S$ должен был выделить $\sim 27\%$ магнезиального ортопироксена.

Присутствие в безмагнетитовых меладiorитах графита и ксенолитов графитсодержащих сланцев свидетельствует о восстановительных условиях пет-

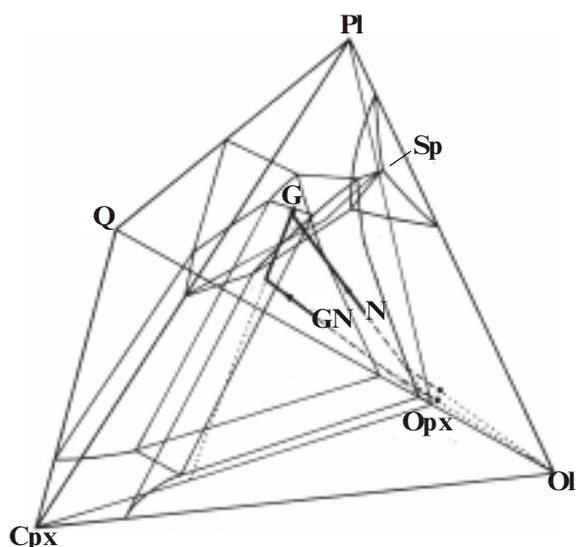


Рис. 8. Соотношение габбро-норитового (GN) и норитового (N) трендов на схематической диаграмме плавкости (Шарков, 1983) системы оливин (Ol)-клинопироксен (Cpx) – плагиоклаз (Pl) – кварц (Q). Sp- шпинель, G – лейкогаббро, жирные точки – возможные исходные составы магм обоих трендов, точечный пунктир – линии фракционирования минеральных фаз и их ассоциаций (Ol, Орх, Орх+Cpx), штриховой пунктир – пути предшествующих стадий дифференциации магм.

рогенеза и вероятности ассимиляции базитовой магмой сланцев камчатской серии (бывших, возможно, и источником серы сульфидных руд). Это делает вероятным образование норитов за счет реакции потенциального клинопироксена габбро-норитовой магмы с глиноземом сланцев. Однако моделирование такого процесса показывает нереально большие доли ассимилируемого вещества. Возможно, ассимиляция разной степени имела место на более ранней, оливин-базальтовой стадии эволюции магмы, когда даже небольшие различия ее состава могли обеспечить видимое расхождение трендов в ходе последующей дифференциации ее отдельных порций (рис. 8).

Вывод о полигенном, метамагматическом происхождении серии шанучских мафитов ставит вопросы о месте, времени и характере их преобразования из изначально «сухих» в породы с парагенезисами водосодержащих минералов, о балансе вещества, о влиянии этих процессов на рудную составляющую.

В породах мафического тренда практически не сохранилось следов промежуточных стадий замещения исходных пироксенов амфиболами и биотитом, - за исключением отмеченных выше реликтов клинопироксена. Во всех остальных породах присутствуют идиоморфные кристаллы амфиболов, обычно

в сростании с биотитом, которые надо считать полными псевдоморфозами по исходным пироксенам.

По известным реакциям (Дир и др., 1965), в присутствии воды куммингтонит замещает ортопироксен с поглощением кремнезема, высокоглиноземистый кальциевый амфибол образуется при реакции одного или обоих пироксенов с компонентами плагиоклаза, биотит – при реакции ортопироксена и ортоклаза (оба - с выделением SiO₂). Однако сохранение дефицитного ортоклаза в мафитах Шануча и развитие кальциевого амфибола по практически бесклинопироксеновым протопородам рудного тела № 2 свидетельствуют о привносе определенной доли калия в форме K₂O и вовлечении в реакцию образования биотита также плагиоклазового алюминия, по следующей возможной реакции:



По-видимому, с этим связан отмеченный для некоторых мафитов антагонизм калия и кальция: при достаточной концентрации последнего алюминий плагиоклаза идет на предпочтительное формирование амфибола, а не конкурирующего с ним биотита. В этой связи понятна максимальная обогащенность калием и биотитом меладiorитов тела № 2. При дефиците алюминия конкурентом биотита становится куммингтонит.

В целом, при широких вариациях привноса кремнезема (чем, в основном, и обусловлен разброс точек мафитов на диаграммах), масштаб привноса щелочей определяется восприимчивостью преобразуемых пород, главным образом – количеством феррических компонентов «сухих» минеральных фаз, способных реагировать с образованием устойчивых в данных условиях ассоциаций водосодержащих минералов.

С позиции метамагматического происхождения базитов мафического ряда объяснимы встречно-направленная эволюция их плагиоклазов и феррических минералов, очевидно отражающая расход анортита на образование кальциевого амфибола, и ранняя сокристаллизация амфиболов и биотитов – как результат одновременного замещения ими пироксенов под воздействием одного метаморфизирующего агента. С направленностью эволюции шануч-

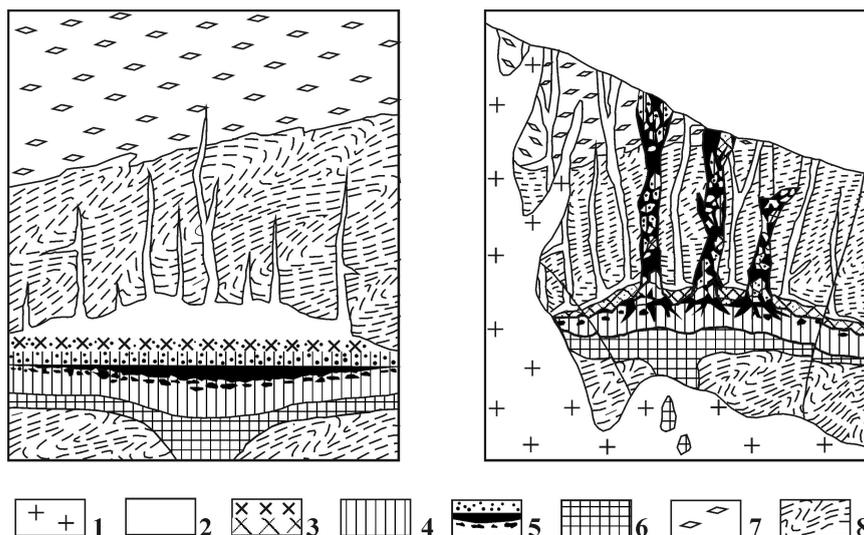


Рис. 9. Гипотетическая схема эволюции рудно-магматической системы месторождения Шануч. А – на стадии внедрения безрудных базитов; Б – в вероятном современном состоянии. Условные обозначения: 1 – поздне меловые граниты; 2 – магма (А) и породы (Б) безрудных биотит-амфиболовых габбро-диоритов, лейкогаббро, кварцевых диоритов; 3 – рыхлый кумулат состава вебстеритов - габбро-норитов (А), меладiorиты (Б); 4 – ортопироксениты-нориты (А), меладiorиты (Б); 5 – рудный расплав (А), вкрапленные, сплошные и гнездовые руды (Б); 6 – дуниты-герцбургиты (А), серпентинизированные, оталькованные дуниты, кортландиты (Б); 7 – гнейсо-граниты; 8 – кристаллические сланцы.

ских мафитов от магнезиальных к глиноземистым и железистым составам согласуется и снижение в этом ряду хромистости амфиболов и биотитов, унаследованной ими от первичных пироксенов.

Казалось бы логичным связать преобразования базитов с воздействием на них флюидов поздне-мелового гранитоидного магматизма. Однако высокоглиноземистые, титанистые составы кальциевых амфиболов, аналогичные магматическим, свидетельствуют о соответственно высоких параметрах ранних стадий процесса. В рудных меладiorитах зональность и структуры взаимного обрастания наиболее магнезиальных амфиболов затушеваны их позднейшим низкотемпературным замещением, но менее измененные амфиболы мезократовых пород имеют свойственный им габитус и достаточно однородные ядра, иногда с нормальными, более железистыми зонами перед каймами актинолита. Ойкокрисы плагиоклазов сохраняют структуру зональности, вполне автономную по отношению к включенным в них амфиболам. В свежих образцах не наблюдается деанортизации плагиоклаза на контакте с амфиболом или аномального разрастания последнего. Все это трудно согласуемо с предположением о реакциях твердых фаз полностью закристал-

лизованных пород под воздействием привносимого флюида.

Проблему представляет и баланс вещества. При столь существенном привносе (в меладiorитах до 20 вес. % и, следовательно, порядка 8-10% по объему) в окружении интрузивных тел не наблюдается выраженных признаков компенсационного выноса вещества, что ставит вопрос о механизме аккомодации интрузивами лишнего объема

Оптимальное согласование имеющихся на сегодня данных ставит этап насыщения исходных норитов – габбро-норитов метаморфизиующим флюидом в узкие временные рамки: после выделения пироксенов и завершения их фракционирования, но до полного отвердевания магмы, с сохранением способности остаточных расплавов к перемещению в межкристаллическом пространстве как искомом механизме аккомодации.

Вероятно, по мере охлаждения интрузивов мафического ряда и насыщения этих расплавов (начиная с состава лейкогаббро) водой, щелочами и кремнеземом, расход последних на реакционное замещение пироксенов амфиболами и биотитом компенсировался поглощением извне – до полного преобразования неустойчивых ассоциаций «сухих» минералов в

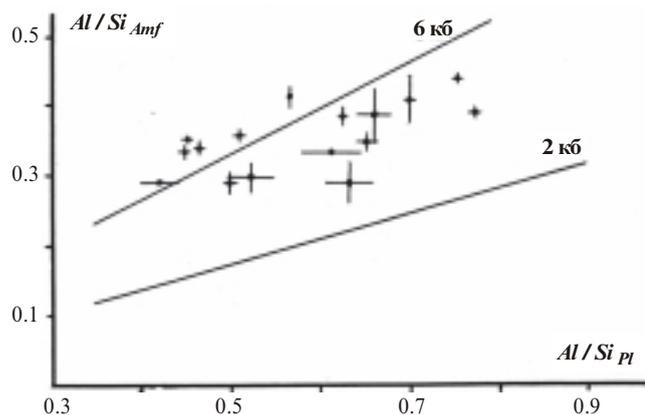


Рис. 10. Значения давления кристаллизации-рекристаллизации шанучских базитов по амфибол-плагиоклазовому геобарометру (Ферштатер, 1990). Линии и кресты – дисперсия составов ядер минералов.

устойчивые водосодержащие. Источником кремнеземисто-щелочного (существенно калиевого) водного флюида могли быть графитсодержащие кварцсерицитовые сланцы низов камчатской серии. Его влияние на рудную составляющую магмы могло сказаться через снижение вязкости расплавов и, следовательно, возможность более полной сегрегации рудного вещества. Возрастает также возможность гидротермального переотложения руд, с чем, в частности, могут быть связаны небольшие проявления никеленосности на периферии рудного поля.

Приуроченность шанучских руд к наиболее магнезиальным разностям мафитов и известные данные о связи аналогичных руд с ортопироксенит-норит-габбро-норитовыми стадиями эволюции расслоенных интрузивов оливин-базальтовой магмы (Годлевский, 1968; Шарков, 1983) свидетельствуют, что отделение и внедрение магмы более дифференцированных безрудных интрузивов Шанучского рудного поля происходило в основном после ликвационного обособления сульфидной жидкости в глубинном очаге. Уже к этому времени силикатное вещество рудоносных тел могло представлять собой лишенный текучести кумулат, что предопределяло интрузивно-протрузивный и интрузивно-брекчиевый способы их позднейшего внедрения как единственно возможные. Внедрение тяжелого рудного расплава с блоками менее плотных, обладавших плавучестью материнских пород могло иметь только характер высоконапорного нагнетания, и в целом эволюция рудно-магматической системы Шануча может быть представлена как результат пульсационного «раздавливания» эволюционирующей материнской интрузии под действием восходящих склад-

кообразующих, блоковых движений или зарождавшегося гранитного диапиризма (рис. 9).

Пример расслоенного тела габбро – диоритов показывает, что завершение дифференциации безрудных мафитов по «сухому» пироксеновому тренду происходило на месте их внедрения, – как, очевидно, и позднее метамагматическое преобразование в биотит-амфиболовые породы. Рудные меладiorиты, судя по описанной выше деформации минералов при катаклазе пород в процессе интрузивно-протрузивного перемещения, претерпели подобное преобразование в основном на месте их первоначального залегания. Оно могло сопровождаться некоторым «разбуханием» интрузии и автобрекчированием ее пород – как дополнительной к стрессу причины их мобилизации, фильтр-прессинга и перемещения на уровень современного залегания.

О параметрах петрогенетического процесса на магматической и ранней постмагматической стадиях можно судить по некоторым минеральным равновесиям и сравнительным данным.

Для определения общего давления использован амфибол-плагиоклазовый геобарометр (Ферштатер, 1990), отражающий глубины кристаллизации – рекристаллизации магматических и высокоградных метаморфических пород (рис. 10). Значения общего давления для базитов Шануча находятся в диапазоне 5-7 кбар, причем более высокие свойственны рудным меладiorитам. Они согласуются с определениями давлений для никеленосных кортландитов – норитов – габбро-норитов южного фланга срединного массива Камчатки, сделанными по другим геобарометрам (Щека, Чубаров, 1987). Это говорит о сходстве условий становления указанных рудоносных пород и, очевидно, близких им про-топород Шануча и подтверждает концепцию аллохи-мического преобразования последних на позднемагматической стадии, на месте их первичного залегания.

Вероятный температурный интервал магматической эволюции шанучских базитов – от ~1200°С для исходной водосодержащей оливин-базальтовой магмы до 650°С – температуры водонасыщенного гранитного минимума.

Редокс-состояние магм серии шанучских базитов определяется их принадлежностью к безмагнетитовой фации и присутствием во вмещающих породах и меладiorитах графита. Ориентирами для вероятных значений $\log f_{O_2}$ в магмах шанучских протобазитов могут быть величины, полученные для сходных с ними пород верхней критической зоны Бушвельдского интрузива: -20-22 (Ballhaus, Stumphl, 1985) и для калифорнийских гранитоидов безмагне-

титовой (ильменитовой) серии, кристаллизовавшихся в поле устойчивости графита с верхним пределом $\log f_{O_2}$ от -14 при 950°C до -19 при 650°C (Ague, Brimchall, 1988).

ВЫВОДЫ

1. Биотит-амфиболовые базиты шанучского рудного поля внедрялись на этапе смены тектонического режима региона: безрудные базиты в первую, позднесинкинематическую фазу, на завершающей стадии дислокаций и динамотермального метаморфизма вмещающих пород, рудоносные - во вторую, раннепосткинематическую фазу. Внедрение первично кумулатных рудоносных базитов имело интрузивно-протрузивный характер, при котором рудный сульфидный расплав играл роль смазки и носителя дробившихся блоков материнских и ксенолитов вмещающих пород.

2. Безрудные и рудоносные базиты Шануча представляют серию генетически родственных пород полигенного, метамагматического и собственно магматического происхождения, включающую соответственно две ветви: мафическую – от меладiorитов до лейкогаббро, и салическую – от лейкогаббро до кварцевых диоритов. Первичные породы мафического ряда – плагиоклазовые пироксениты, нориты и габбро-нориты, амфиболитизированные и ослюденелые на позднемагматической стадии под воздействием привносившегося водного кремнеземисто-щелочного флюида; источником последнего могли быть вмещающие интрузивы графитсодержащие кварц-серицитовые сланцы камчатской серии.

3. Реконструкция первичных составов и путей дифференциации пород мафического ряда показывает их принадлежность норитовому (рудное тело № 2) и габбро-норитовому (рудное тело № 1 и безрудные мафиты) трендам эволюции исходной оливин-толеитовой магмы, дифференцировавшейся в глубинном очаге (материнской интрузии) и отчасти на местах внедрения его дериватов. Ликвационное обособление рудного сульфидного расплава происходило на норит – габбро-норитовой стадии дифференциации магмы в очаге, предшествовавшей отделению ее безрудных фракций.

4. Привнос в кристаллизовавшуюся магму метаморфизирующего флюида снижал вязкость силикатного и сульфидного расплавов, способствуя более полному отделению и концентрации последнего, с позднейшими мобилизацией, фильтр-прессингом и интрузивно-протрузивным перемещением с частью

материнских пород на верхние уровни общей рудно-магматической системы.

5. Ближайшие перспективы прироста запасов месторождений шанучского рудного поля, достаточного подробно изученного с поверхности, связаны с исследованием корневых зон выявленных рудных тел и поиском подобных им слепых внедрений, с применением комплекса геофизических методов, предварительно откалиброванных на выявленных рудных телах. Более перспективными представляются ближайшие к месторождению участки днища долины р. Шануч, закрытые рыхлыми отложениями. Критическое значение для поисков руд на глубине имеет положение кровли интрузива позднемеловых гранитов.

Автор признателен Г. В. Кувакину и Ш. Ш. Ганеву за сотрудничество в полевых исследованиях и предоставленные материалы, Е. М. Газзаевой, С. М. Катаевой и Е. Ю. Дружининой за помощь в оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7- 84.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Породообразующие минералы. Т.2. М.: Мир, 1965. 405 с.

Зимин С.С. Формация никеленосных рогово-обманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. 134 с.

Ирвин Т.Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 230-241.

Минералы. Т. III. М.: Наука, 1981. 398 с.

Полферов Д.В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Л-д.: Недра, 1979. 294 с.

Селянгин О.Б. Геологическая позиция и петрогенезис никеленосных базитов северо-запада Среднего массива Камчатки // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан, 2001. С. 202-204.

Шарков Е.В. Петрология магматических процессов М.: Недра, 1983. 199 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый баро-метр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328-335.

ПЕТРОЛОГИЯ НИКЕЛЕНОСНЫХ БАЗИТОВ

Щека С.А., Чубаров В.М. Никеленосные кортландиты Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 50-61.

Ague J.J., Brimchall G.H. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California // Geological society of America Bulletin. 1988. V. 100. P. 891-911.

Ballhaus C.G., Stumphl E.F. Occurrence and petrological significance of graphite in Upper Critical Zone, western Bushveld Complex, South Africa // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74. № 1 P. 58-68.

Hammarstron J.N., Zen E-an. Aluminium in horn-blende: an empirical igneous geobarometer // Am. Mineralogy. 1986. 71. P. 1297-1313.

Holloway J.R., Burnham C.W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure // Petrology. 1972. V. 13. P. 1-29.

Irvin T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the Common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. № 8. P. 523-548.

Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Mining Geology. 1977. V. 27. P. 293-305.

Miyashiro S. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geology. 1975. V. 83. № 2. P. 249-281.

Stormer J.C. A practical two-feldspar Geothermometer // Amer. Miner. 1975. V. 60. P. 667-674.

Petrology of the nickel-bearing basic rocks of the Shanuch ore field

O.B. Selyangin

Research Centr for Geotechnology, FED RAS, 683002, Petropavlovsk-Kamchatsk, Russia

We studied the ore-free and ore-bearing amphibole gabbro of the Shanuch sulfide cobalt-copper-nickel deposit, Kamchatka. The phase sequence of the intrusions injection as well as magmatic origin of their rocks were detailed. The parental compositions of the rocks, their ways of the differentiation and the significance of the ore formation in the petrogenetical process were constructed.