

## БУРАКОВСКО-АГАНОЗЁРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ МАССИВ ЗАОНЕЖЬЯ: II. СТРОЕНИЕ КРАЕВОЙ ГРУППЫ И ОЦЕНКА СОСТАВА РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ МЕТОДОМ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

© 2005 г. Г. С. Николаев, А. А. Арискин

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН*

*119991 ГСП-1 Москва, ул. Косыгина, 19;*

*e-mail: gsnik@geokhi.ru, ariskin@geokhi.ru*

Поступила в редакцию 28.04.2003 г.

В результате исследования краевой группы Бураковско-Аганозёрского плутона выделено два типа разрезов. Первый интерпретируется как разрезы придонных частей краевой группы, второй соответствует ее боковым фациям. Установлено, что на момент внедрения интрателлурические вкрапленники были представлены оливином состава  $Fo_{87}$ . На основе численного моделирования равновесной кристаллизации составов пород краевой группы по программе COMAGMAT-3.0 получена оценка температуры несколько более  $1300^{\circ}\text{C}$  и состава родоначального расплава по петрогенным, второстепенным и редкоземельным элементам. Установлена близость химизма родоначального расплава интрузива вулканитам свиты Ветреного пояса, что является дополнительным аргументом в пользу гипотезы об их комагматичности.

Проблеме общего геологического строения и геохимической структуре плутона была посвящена первая публикация [1]. Установлено, что обобщенный разрез расслоенной серии массива характеризуется последовательной сменой четырех зон, представленных оливиновыми, двупироксеновыми, двупироксен-плаггиоклазовыми и магнетит-двупироксен-плаггиоклазовыми кумулатами. Исследование строения плутона затруднено сложным геологическим строением комплекса, который тектоническими разломами разбит на три блока: Бураковский (юго-западный), Шалозёрский (центральный) и Аганозёрский (северо-восточный). Из-за значительной амплитуды тектонических сдвигов блоки характеризуются разной степенью эродированности. Продемонстрировано, что в зависимости от положения в пространстве магматической камеры (центральные или периферические части) одновременно формируются породы с разной пористостью кумулятивного каркаса. Очевидно, что “синхронные” (кристаллизующиеся из одного и того же расплава) породы разных блоков, в силу вариаций разных пропорций кумулус-интеркумуляус, могут создавать иллюзию принадлежности к разным этапам эволюции одной магмы, или даже к различным магмам. Это делает некорректным прямое сопоставление петро-, геохимических характеристик пород Аганозёрской и Бураковско-Шалозёрской частей массива. Нам представляется, что в этой ситуации актуальными становятся работы направленные на реконструкцию состава магматического расплава. При этом важнейшее

значение приобретают особенности минерального и химического состава пород приконтактной группы, наиболее примитивные породы которой можно использовать при моделировании первичных фазовых равновесий, характеризующих температуры и составы родоначальных магм [2].

В данной статье мы представляем результаты термодинамических расчетов для приконтактных пород массива, указывающие на незначительные отличия температур внедрения и составов магматических расплавов, поступавших в различные части общей интрузивной камеры. Полученные оценки имеют важное значение при исследовании процессов внутрикамерного становления интрузива и могут оказаться полезны при реконструкции его геодинамического положения, а также доказательствах комагматичности с вулканическими и плутоническими образованиями региона.

### ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Оценка состава родоначальной магмы<sup>1</sup> плутона может быть получена несколькими способами. Первый состоит в том, что за состав родоначальной магмы принимается состав закаленных пород

<sup>1</sup> Родоначальной магмой будем называть исходную смесь интрателлурических кристаллов и магматического расплава, заполнявшую камеру на стадии внедрения. Исходный расплав (как и смесь в целом) имеет конкретную температуру ликвидуса, которую определим как температуру внедрения родоначальной магмы.

эндоконтактовой фации интрузива. При реализации второго подхода оценка состава родоначальной магмы проводится по средневзвешенному составу пород интрузива или его расслоенной серии. Третий способ, который получил название метода геохимической термометрии [3], позволяет получить оценку температуры и состава жидкой части исходной магмы по результатам ЭВМ-моделирования равновесной кристаллизации расплавов, представляющих наименее фракционированные (примитивные) породы краевых серий [4].

В силу чрезвычайно слабой обнаженности массива задача поиска апофизов интрузивного тела или сингенетичных даек, отвечающих стадии внедрения исходной магмы, представляется трудноразрешимой. Оценка среднего состава плутона может быть произведена двумя путями. Первый включает определение средних составов разных типов пород с последующим расчетом средневзвешенного в соответствии с их распространенностью [5]. Реалистичность подобных оценок сильно зависит от принятой модели геологического строения интрузива. Другой подход основан на расчете средневзвешенных содержаний элементов по сводному вертикальному разрезу интрузива. Эта методика, использованная в работах [6–8], базируется на предположении, что соотношения пород в одномерном обобщенном разрезе, адекватно отражают пропорции их объемов в целом по интрузиву. Такой подход показал свою эффективность для относительно небольших пластовых тел, таких как сибирские интрузивы траптовой формации [9], и пологих лопполитов типа интрузива Киглапейт на Лабрадоре [10]. Однако для крупных плутонов сложной геометрической формы встает вопрос о соответствии реальных объемов пород и их соотношений в частных разрезах, что требует независимой проверки. Кроме того, серьезным ограничением этой методики является условие доступности полного разреза расслоенной серии, представляющего всю совокупность дифференциатов исходной магмы.

В данном исследовании мы пошли по пути реализации метода геохимической термометрии. Этот метод включает проведение термодинамических расчетов для реальных образцов пород из конкретных приконтактовых слоев, т.е. не связан с ограничениями, которые может накладывать сложное пространственное строение массива. Это позволяет использовать результаты термометрии не только для оценки характеристик исходной магмы, но также сопоставлять их с другими подходами, используя в качестве критерия реалистичности существующих моделей геологического строения Бураковско-Аганозёрского интрузива. Как будет показано, для термометрических исследований наиболее благоприятны породы базальных частей краевой группы, которые в отличие от аккумулятов центральных частей интрузива в наи-

меньшей степени подверглись субсолидусному переуравновешиванию, хотя и представляют кумулаты повышенной пористости, содержащие значительное количество интеркумулятивного расплава.

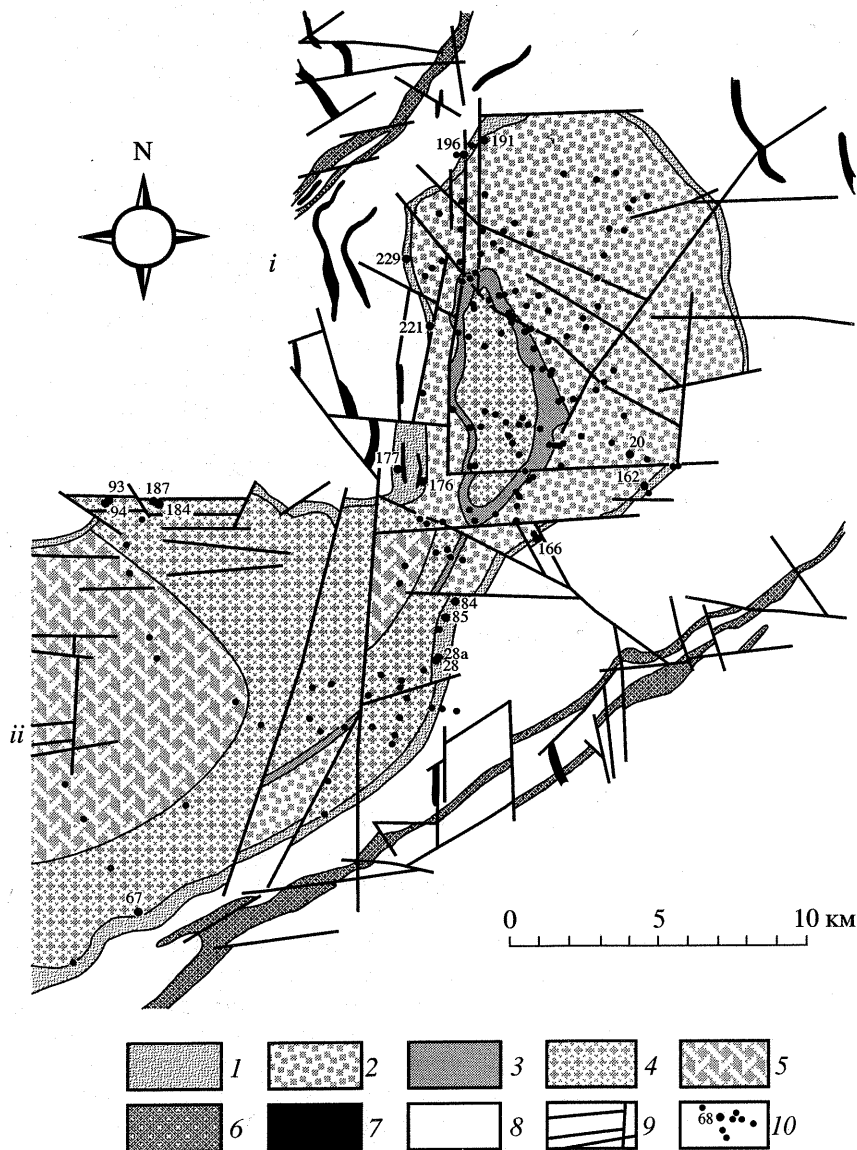
## СТРОЕНИЕ КРАЕВОЙ ГРУППЫ ПЛУТОНА

Породы краевой группы интрузива рассматриваются по данным восьми скважин, пробуренных на Аганозёрском блоке и девяти на Шалозёрском (рис. 1). Методика идентификации и исследования краевых пород основывается на анализе геохимической структуры их разрезов и детально описана в предыдущей публикации [1]. В соответствии с этим подходом геохимическое поле плутона охарактеризовано набором индикаторных соотношений элементов-примесей, которые контрастно распределяются в главные породообразующие минералы –  $Ni/(V + Ni)$ ,  $V/(Ga + V)$  и  $Sc/(Ga + Sc)$ . Это позволяет каждой пробе дать фазовую интерпретацию. Преимущественно оливиновые породы сопровождаются максимумами  $Ni/(V + Ni)$  и минимумами соотношений  $V/(Ga + V)$  и  $Sc/(Ga + Sc)$ . Породы с преобладанием пироксенов имеют максимум показателей  $V/(Ga + V)$  и  $Sc/(Ga + Sc)$ , но минимум отношения  $Ni/(V + Ni)$ . В свою очередь для габброидов характерны минимумы всех индикаторных соотношений. Отличить породы краевой группы от пород расслоенной серии можно по поведению дополнительных показателей. В разрезах пород краевой группы наблюдается “обратный” тренд индикаторов магматической эволюции, который выражается в уменьшении вверх по разрезу показателя валовой железистости ( $f^1$ ) и увеличении анортитового отношения  $(an')^2$  на фоне понижения отношения  $Co/(Ni + Co)$ . При переходе к расслоенной серии тренды этих величин приобретают “нормальную” направленность, характерную для кристаллизационного фракционирования магматического расплава.

**Краевая группа Аганозёрского блока.** Оливиновые породы блока (рис. 1) до глубины 900 м практически нацело серпентинизированы, вплоть до исчезновения реликтов первично-магматической структуры [11, 12]. Однако этот процесс не изменил геохимические закономерности, наблюдавшиеся в неизмененных породах [1]. Это позволяет применять упомянутую геохимическую методику и к серпентинизированным породам.

*Геохимическая структура* краевой группы блока отчетливо представлена в керне скважины 177 (рис. 2а), которая, несмотря на практически полную серпентинизацию оливина, может рассматриваться как эталонная для всего блока. Переход от вмещающих мезократовых амфиболи-

<sup>2</sup> Анортитовое отношение  $(an')$  рассчитывалось по формуле  $an' = (Al - Na)/(Al + Na)$ .



**Рис. 1.** Схема геологического строения восточной части Бураковско-Аганозёрского расслоенного плутона по [1].

Условные обозначения. Породы плутона: 1 – краевая группа пород; зоны расслоенной серии: 2 – зона оливниновых кумулатов; 3 – зона двупироксеновых кумулатов; 4 – зона двупироксен-плаггиоклазовых кумулатов; 5 – зона магнетит-двупироксен-плаггиоклазовых кумулатов; дайковые комплексы: 6 – Коплозёрско-Авдеевский ультраосновных-основных пород; 7 – Пудожгорский габброидный; 8 – вмещающие породы архея – протерозоя; 9 – разрывные нарушения; 10 – скважины и их номера. Римскими цифрами обозначены: *i* – Аганозёрский, *ii* – Шалозёрский блоки.

тов к породам интрузива сопровождается здесь резкой сменой характера графиков, отражающих вариации выбранных геохимических параметров. По мере удаления от контакта в разрезе краевой группы наблюдается последовательная смена габброидов, пироксенитов и пойкилитовых перидотитов, сложенных преимущественно оливином. Характерно, что значение показателя  $Ni/(V + Ni)$ , отражающего соотношение  $Ol$  и  $Px$ , в оливинсодержащих породах, монотонно возрастает. Это коррелирует с понижением нормативного содержания пироксеновых компонентов, которое вероятно

обусловлено уменьшением пористости кумулуca (количества интерстициальной жидкости) в направлении от контакта интрузива.

Уменьшение отношения  $Co/(Ni + Co)$  вверх по разрезу также подтверждает предположение об увеличении доли кумулятивного интрателлурического  $Ol$  относительно примокристов, образовавшихся *in situ* при кристаллизации межзернового расплава. Поскольку в керне скв. 177 наблюдается только монотонное понижение значений  $Co/(Ni + Co)$  без признаков изменения тренда этого показателя, то имеющуюся последователь-

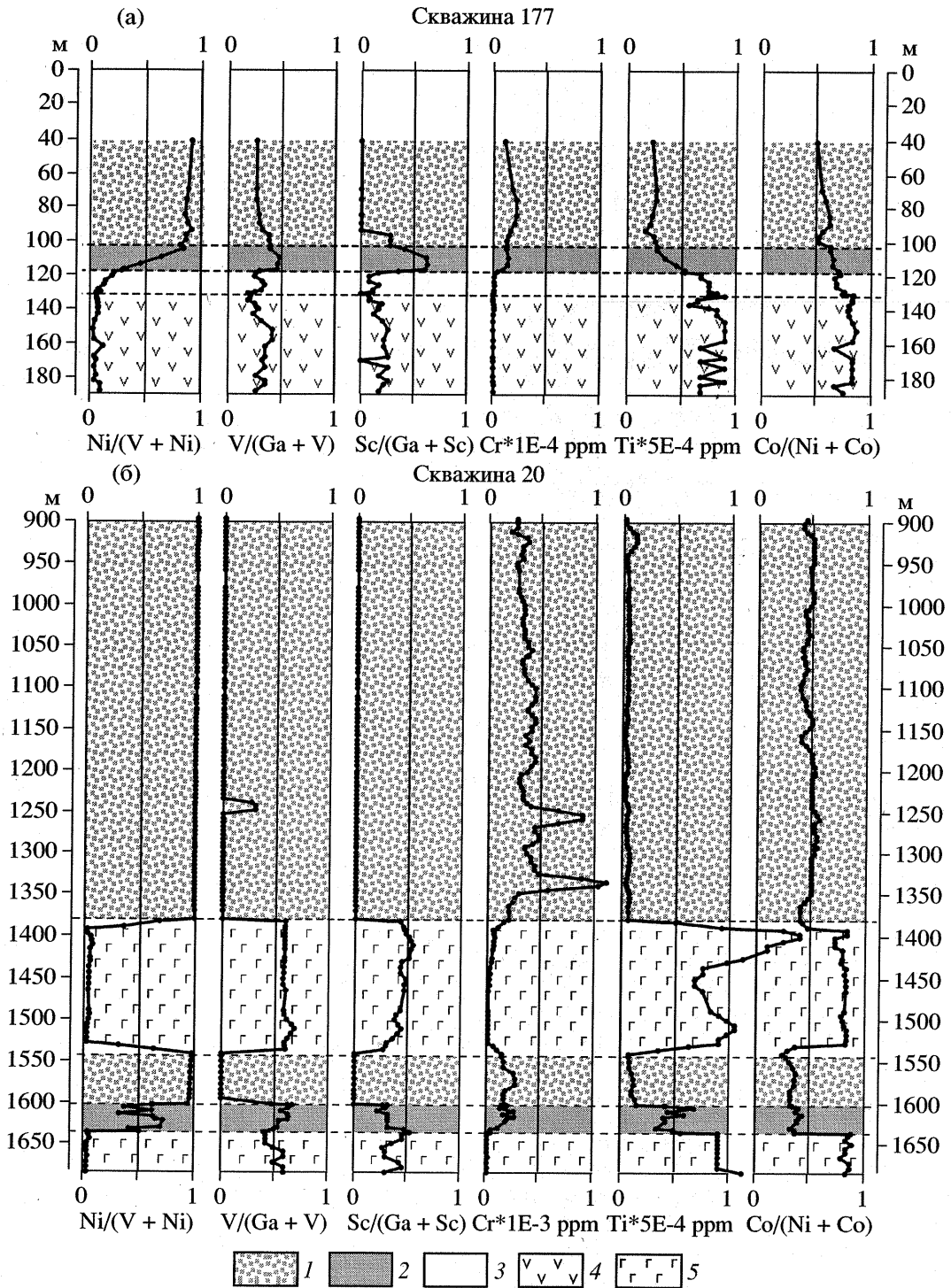


Рис. 2. Геохимическая структура скважин 177 и 20, вскрывающих породы Краевой группы на Аганозёрском блоке. Условные обозначения: 1 – породы сложенные преимущественно оливинами, 2 – породы сложенные преимущественно пироксенами, 3 – породы сложенные преимущественно габброидами, 4 – амфиболиты, 5 – диабазы.

ность пород следует рассматривать как неполный разрез краевой зоны, видимой мощностью 90 м.

Особый петрологический интерес представляет скв. 20, глубиной более 1680 м. Это единствен-

ная горная выработка, вскрывающая практически неизменённые оливиновые кумулаты из нижних горизонтов расслоенной серии и пород краевой группы. Они представлены пойкилитовыми перидотитами и пойкилитовыми верлитами, которые в

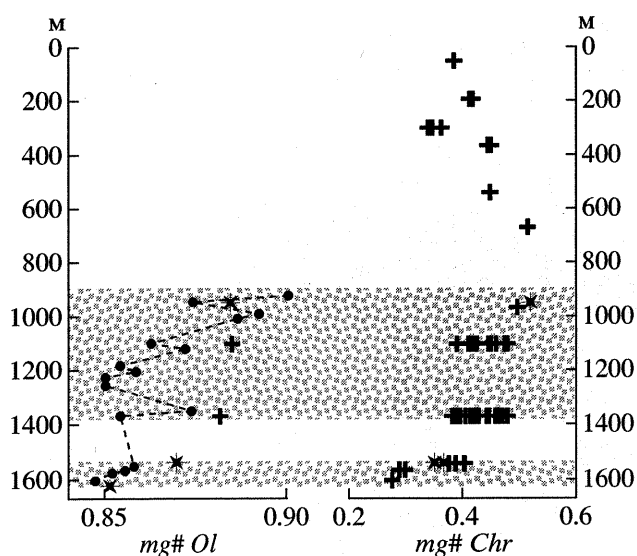


Рис. 3. Вариации состава оливина и хромита по разрезу зоны оливиновых кумулатов Аганозёрского блока, вскрытом скв. 20.

Условные обозначения: кресты – данные, полученные в результате настоящего исследования, кружки – данные М.М. Лаврова [5], звезды – данные А.В. Чистякова [14]; крапом отмечены породы не подвергшиеся интенсивной серпентинизации.

направлении от контакта переходят в дуниты (см. интервал глубин 1542–1636 м на рис. 26). Эта направленность осложняется присутствием подстилающего и перекрывающего горизонтов габбро-диабазов, геохимические характеристики которых резко отличны от соответствующих показателей остальных пород Аганозёрского блока (рис. 26). Это не позволяет рассматривать габбро-диабазы из скв. 20 как породы сингенетичные ранним стадиям затвердевания интрузива. Можно предполагать, что к контакту массива здесь приурочена более поздняя интрузия габброидов, нарушающая полный разрез пород краевой группы и не дающая возможности в керне скважины проследить их непосредственный переход во вмещающие породы. Тем не менее, несмотря на фрагментарную сохранность последовательности приконтактных пород интрузива, закономерное изменение индикаторных геохимических показателей (аналогично тому, которое наблюдается в скв. 177) дает основания уверенно отнести около 100 м керна из скв. 20 к краевой группе пород массива.

Составы породообразующих минералов краевой группы блока исследованы фрагментарно и несистематично [5, 13, 14]. В разрезе скв. 20 по мере удаления от контакта магнезиальность  $Ol$  возрастает примерно от  $Fo_{85}$  до  $Fo_{87}$  (рис. 3). Наиболее железистый оливин краевых пород ( $Fe_{84}$ ) установлен в обр. 196/20<sup>3</sup>. Аналогичная законо-

мерность наблюдается в скв. 196 для клинопироксена: показатель магнезиальности возрастает от #mg67 в приподошвенных габбро-норитах (обр. 196/119, 196/83.5) до #mg85 в перекрывающих пойкилитовых перидотитах (обр. 196/20). Состав плагиоклаза ( $An_{40}$ ) измерен в единственном образце 196/83.5. Широкие вариации состава  $Cr_x$  и кислый состав  $Pl$  могут указывать, что часть этих анализов представляют интеркумулятивный материал, кристаллизовавшийся *in situ* из межзерновой жидкости.

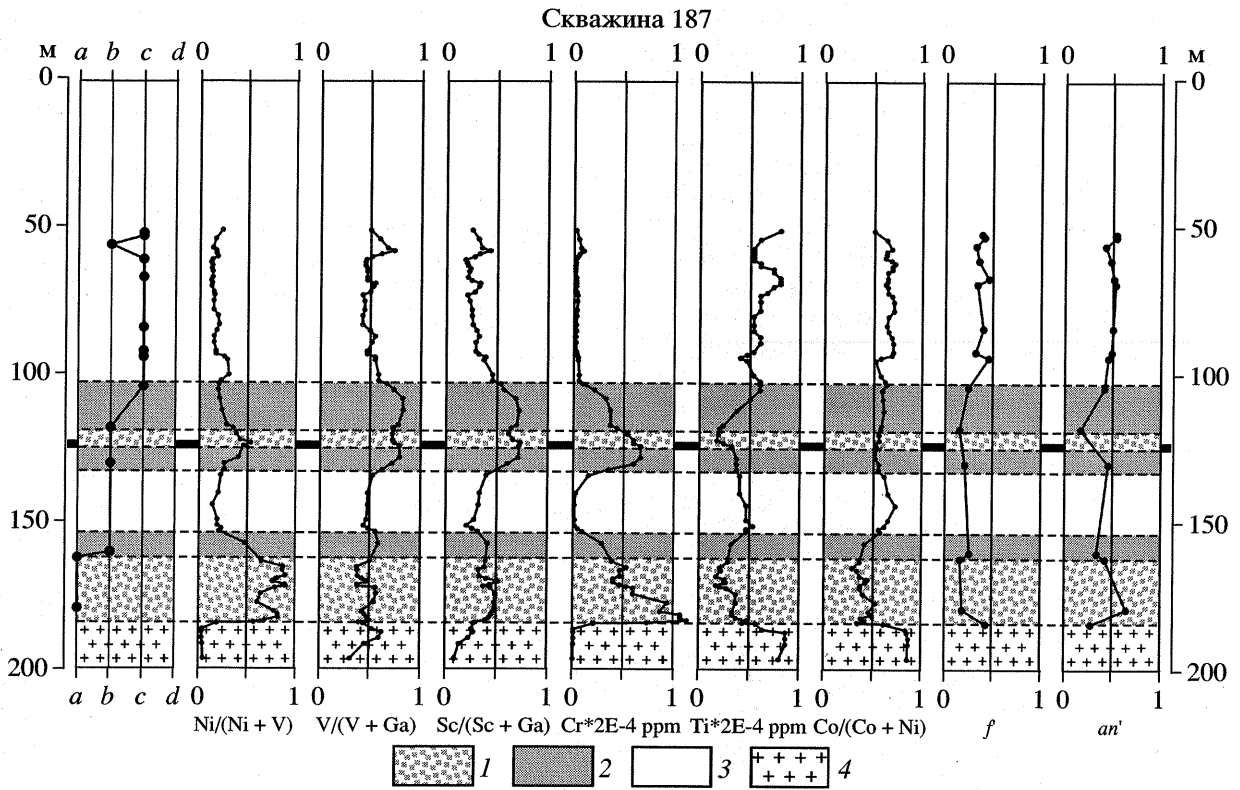
**Краевая группа Шалозёрского блока** разбурена на северной, южной и восточной окраинах блока (рис. 1). В кернах скважин можно выделить два типа разреза. Первый тип, вскрыт на восточной окраине блока (скв. 28, 28а, 84, 85) и аналогичен разрезу краевой зоны Аганозёрской части массива. Второй тип представлен в кернах скважин, пробуренных на севере и юге блока (скв. 67, 93, 94, 184, 187).

Геохимическая структура разреза краевой группы II типа характеризуется сложным, но выдержанным от скважины к скважине строением, которое нагляднее всего проявлено в керне скв. 187 (рис. 4). Расслоенная серия, слагающая верхние 125 м керна и перекрывающая породы краевой группы, имеет здесь легко узнаваемую геохимическую структуру. Она отражает последовательную смену оливиновых, дупироксеновых и дупироксен-плагиоклазовых кумулатов [1].

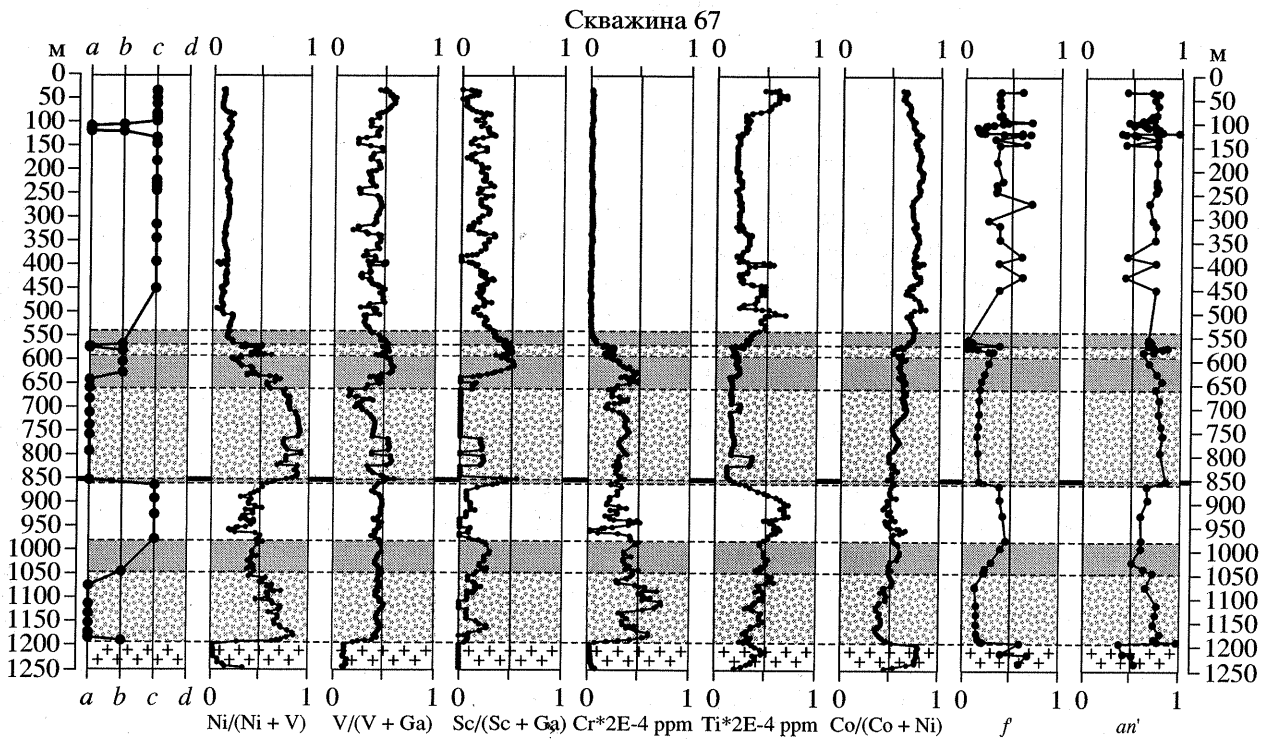
Разрез краевой группы имеет видимую мощность около 60 м и по мере удаления от нижнего контакта плутона характеризуется последовательным переходом от обогащенных оливином пород (пойкилитовых перидотитов) к пироксенитам и габброидам. Однако в верхней части этого разреза габброиды вновь сменяются пачкой пироксенитов, что дает картину распределения пород, напоминающую зеркальное отображение расслоенной серии. Характерно, что этой симметрии подчиняются тренды отношения  $Co/(Ni + Co)$  и показателя валовой железистости  $f'$ . В разрезе краевой группы в направлении от контакта плутона наблюдается уменьшение величины этих показателей, тогда как вверх по разрезу расслоенной серии – их увеличение. С этим хорошо согласуется изменение анортитового отношения  $an'$ : в разрезе краевой зоны этот показатель растет, в расслоенной серии понижается.

Скважина 67 – вторая глубокая скважина, пробуренная на теле массива; ее глубина составляет около 1250 м (рис. 5). Это самая загадочная скважина плутона, поскольку последовательность вскрытых ею пород до сих пор не имеет общепринятой интерпретации. Ранее она трактовалась как сдвоенный разрез, позднее – как разрез с увеличенными мощностями [15]. Под влиянием идеи, что Бураковско-Аганозёрский массив представляет ком-

<sup>3</sup> Здесь и далее числитель номера образца соответствует номеру скважины, а знаменатель – интервалу керна.



**Рис. 4.** Геохимическая структура скважины 187, вскрывающей породы Краевой группы на Шалозёрском блоке. Условные обозначения: 1 – породы сложенные преимущественно оливином, 2 – породы сложенные преимущественно пироксенами, 3 – породы сложенные преимущественно габброидами, 4 – гранитоиды.



**Рис. 5** Геохимическая структура скважины 67, вскрывающей породы Краевой группы на Шалозёрском блоке. Условные обозначения на рис. 4.

плекс двух интрузивных тел [16, 17], для объяснения строения скв. 67 предлагались гипотезы дополнительных интрузивных фаз. Так М.И. Богиной с соавторами [18] было выдвинуто предположение, что нижние 350 м керна представляют разрез некой первой фазы интрузии, породы которой существуют вблизи гипотетического подводящего канала Шалозёрско-Бураковского тела. В дальнейшем последовательность пород, вскрытая скважиной, интерпретировалась как разрез расслоенной серии, осложненный более поздней интрузивной фазой [14]. Предполагалось, что к дополнительно внедрению принадлежат перидотитовые породы, вскрытые скважиной на интервале 650–850 м.

Действительно, разрез скважины можно разделить на два ритма – нижний и верхний. Верхний ритм вскрывается первыми 850 метрами керна, причем его геохимическая структура ритма в деталях повторяет структуру характерную для пород Шалозёрского блока [1]. Снизу вверх наблюдается последовательная смена оливиновых, двупироксеновых и двупироксен-плаггиоклазовых кумулатов, а зона двупироксеновых кумулатов осложнена перидотитовым прослоем (интервал керна 567–589 м.). В разрезе нижнего ритма (850–1180 м) также наблюдается последовательная смена преимущественно оливиновых, двупироксеновых и двупироксен-плаггиоклазовых пород, но в отличие от разреза верхнего ритма он характеризуется совершенно другим мотивом геохимической структуры. Для этой толщи характерны повышенные содержания когерентных элементов (Ni, Cr, V) и “относительно некогерентного” титана при пониженных концентрациях Sc. Это находит отражение в увеличении показателей  $Ni/(V + Ni)$  и  $V/(Ga + V)$  на фоне снижения  $Sc/(Ga + Sc)$ . Указанные геохимические различия верхнего и нижнего ритмов позволяют высказать сомнения в реалистичности предположений о механическом сдвоении одного и того же разреза в керне этой скважины, которое могло произойти за счет тектонических сдвигов.

Показательно поведение трендов изменения параметров  $f'$ ,  $an'$  и  $Co/(Ni + Co)$  в разрезах обоих ритмов. Если не рассматривать породы дополнительного внедрения (перидотитовый прослой), осложняющего зону двупироксеновых кумулатов, то для верхнего ритма характерны монотонные тренды “нормальной” магматической эволюции. Напротив, разрез нижнего ритма отличается сложной картиной поведения индикаторных отношений: например, график изменения показателя валовой железистости  $f'$  отчетливо делится здесь на три части (рис. 5). Преимущественно оливиновые породы характеризуются обратным трендом изменения  $f' = 0.21 \rightarrow 0.13$ . Для обогащенных пироксеном пород вверх по разрезу отмечаются положительные приращения этого показателя ( $f' = 0.22 \rightarrow 0.45$ ), а в габброидной части ритма они вновь становятся отрицательными

( $f' = 0.45 \rightarrow 0.17$ ). Вариации  $an'$  и отношения  $Co/(Ni + Co)$  характеризуются графиками, которые можно разделить на две части: нижняя обогащенная оливином часть ритма снизу вверх имеет “нормальный” наклон, а верхняя (пироксениты и габброиды) – “обратный”. Очевидно, что подобное распределение элементов, составляющих рассмотренные отношения, не могут быть объяснены в рамках обычной фракционной кристаллизации магматического расплава. Это позволяет отклонить гипотезы, как ранней [18], так и более поздней [14], интрузивных фаз плутона.

Последовательность элементов геохимической структуры нижнего ритма (рис. 5) хорошо коррелирует с аналогичной последовательностью для скв. 187 (рис. 4), что позволяет интерпретировать породы нижнего ритма как разрез краевой группы интрузива. Отличительной особенностью рассмотренных разрезов является разная относительная мощность двупироксен-плаггиоклазовых пачек, связанная, возможно, с разной высотой разрезов, относительно дна магматической камеры. Столь значительная мощность ритма (340 м), вступающая в противоречие с такой интерпретацией, может быть легко объяснена маленьким углом наклона ствола скважины относительно расслоенности. Это предположение хорошо согласуется с общим наклоном блока в северо-западных румбах, и как следствие, увеличение угла падения расслоенности в южной части Шалозёрского блока. В этом случае наблюдаемая мощность ритма будет являться кажущейся, а скв. 67 представляет уникальный случай столь детального опробования относительно маломощной пачки пород.

*Составы породообразующих минералов* краевой группы Шалозёрского блока получены М.М. Лавровым и А.В. Чистяковым в кернах скважин 28А [13] и 67 [5, 15, 14].

В разрезе первого типа, вскрытом скважиной 28А, сохраняется закономерность, установленная для краевой группы Аганозёрского блока: магнетиальность темноцветных минералов возрастает по мере удаления от контакта. Так для низкокальциевого пироксена наблюдается увеличение  $mg\#$  от 66 в габброидах (обр. 28А/199.7) до  $mg\# = 83$  в пойкилитовых перидотитах (обр. 28А/175). Вариации состава  $Pl$  демонстрируют обратную тенденцию: в габброидах –  $An_{48}$ , в пироксенитах (обр. 28А/195) и перидотитах –  $An_{35}$  и  $An_{38}$ , соответственно. Состав  $Ol (Fo_{81})$  установлен в обр. 28А/175.

Вариации составов минералов для разреза второго типа охарактеризованы в керне из скв. 67. Здесь обращают внимание различия показателя магнетиальности в пределах одного шлифа, которые для высоко-Са пироксена могут достигать 4–6 номеров (обр. 67/1039, 67/900), а для низко-Са пироксена – 24 (обр. 67/991) [14]. При ограниченном

объёме имеющихся аналитических данных попытка установить характер скрытой расслоенности разреза имеет мало шансов на успех. Однако, для целей нашего исследования важны самые "высокотемпературные" составы. Отметим, что наиболее магнезиальный  $Ol$  соответствует составу  $Fo_{87}$  (обр. 67/1161, 67/1110.2), а наиболее тугоплавкие низко- и высококальциевые пироксены (обр. 67/1110.2) имеют магнезиальность  $\#mg_{87}$  и  $\#mg_{88}$ , соответственно.

Таким образом, в пределах массива установлено два типа разреза, принадлежащих к краевой группе плутона. Первый тип выявлен в пределах Аганозёрского блока и в наиболее эродированной части Шалозёрского. Второй тип разреза вскрыт в тех частях Шалозёрского блока, где степень эрозии значительно меньше. Поэтому, породы разреза первого типа следует интерпретировать как разрезы придонных частей краевой группы, тогда как разрезы второго типа, по-видимому, надо трактовать как породы ее боковой фации.

### СОСТАВ ОЛИВИНА ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ВКРАПЛЕННИКОВ

Важнейшим петрологическим параметром, накладывающим ограничения на физико-химические характеристики родоначальной магмы, является состав интрателлурических вкрапленников. Около половины объёма плутона составляют оливиновые кумулаты и адкумулаты, поэтому фазовый состав внедрившейся магмы устанавливается однозначно: родоначальный расплав и интрателлурические кристаллы  $Ol$ . Это утверждение верно, как в случае внедрения магмы в субликвидусном состоянии (высокомагнезиальный расплав и незначительное количество кристаллов  $Ol$ ), так и в случае высокой степени "раскристаллизации" исходной смеси. Для оценки состава этих первичных кристаллов рассмотрим данные по вариациям магнезиальности  $Ol$  в разрезе зоны оливиновых кумулатов.

На Аганозёрском блоке непосредственно измерить состав оливина удается только в нижней несерпентинизированной части разреза (скв. 20). Данные, полученные предшественниками [5, 14], дополнены результатами собственных микрозондовых исследований и представлены на рис 3. На протяжении 700 м керна наблюдается увеличение магнезиальности  $Ol$  вверх по разрезу от  $Fo_{85}$  вблизи контакта до  $Fo_{90}$  вблизи фронта серпентинизации. Аналитические данные М.М. Лаврова показывают, что той же закономерности подчиняется распределение Ni и Sr: их содержания, в  $Ol$  возрастают по мере удаления от контакта плутона.

Представление о вариациях состава  $Ol$  в серпентинизированной части разреза дают также ре-

зультаты изучения составов акцессорного хромита. Этот минерал обладает высокой устойчивостью в процессах серпентинизации силикатов. В частности, хромиты Бураковско-Аганозёрского плутона не имеют магнетитовых "рубашек", что характерно для более высокотемпературных вторичных изменений [19]. Известно, что для шпинелидов характерен быстрый диффузионный обмен ионами  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  с сосуществующими фемическими минералами. Это обусловлено тем, что коэффициенты диффузии двухвалентных катионов в шпинелиде примерно в 1.5 раза выше, чем в оливине [20]. Таким образом, можно предположить, что магнезиальность реально наблюдаемого хромита должна коррелировать с изменением состава  $Ol$ , который на 95–98% слагает исследуемые адкумулаты. Эти вариации привнесены на рис 3. Как и следовало ожидать, в неметаморфизованной части разреза состав хромита изменяется параллельно составу  $Ol$ . Далее вверх по разрезу магнезиальность минералов понижается до значений, характерных для приконтактных пород. Таким образом, зона оливиновых кумулатов Аганозёрского блока до серпентинизации характеризовалась максимумом показателя валовой магнезиальности, расположенного вблизи середины ее разреза.

Очевидно, что наблюдаемое распределение элементов в оливиновых адкумулатах не может быть описано ни последовательным фракционированием магматического расплава, ни осаждением интрателлурических кристаллов оливина. Мы полагаем, что на Аганозёрском блоке валовый состав пород зоны изменился в процессе адкумулятивного дорастания кристаллов преципитата, а составы слагающего их оливина не отвечает ликвидусным. Таким образом, наиболее надежной оценкой состава интрателлурических вкрапленников следует признать наиболее магнезиальные составы, установленные в краевой группе пород, которые для обоих блоков плутона отвечают  $Fo_{87}$ .

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ ПОРОД КРАЕВОЙ ГРУППЫ

Метод геохимической термометрии объединяет несколько подходов к решению обратных петрологических задач, направленных на оценку температуры и состава магматических расплавов, из которых кристаллизовались базиты и гипербазиты [9]. В основе метода лежит предположение о равновесном распределении компонентов между первичными кристаллами и жидкостью, а его практическая реализация связана с проведением расчетов по ЭВМ-моделированию равновесной кристаллизации расплавов конкретных пород. В случае интрузивных массивов образцы для вычислений выбираются на основе геологических данных по принципу приуроченности к одним и тем же гори-



зонтам или близости расположения в вертикальных разрезах. Это дает основание предполагать общую температуру и состав интеркумулусного расплава.

Сравнительный анализ составов модельных расплавов при одних и тех же значениях температур позволяет найти области сгущения и пересечения эволюционных линий. Было показано, что наиболее компактные кластеры составов по петрогенным компонентам формируются в ограниченном диапазоне температур (в пределах 10–15°C), которые отражают начальные условия формирования генетически родственных пород [2]. При этом среднее значение для температурного интервала пересечений линий эволюции состава жидкости рассматривается как наиболее вероятная температура исходной расплавно-кристаллической смеси, а “равновесный” состав минералов принимается в качестве первичного (исходного). Состав жидкости, находящейся в равновесии с первичными кристаллами, определяет исходный расплав – в том смысле, что он соответствует состоянию смеси до того, как в ней пройдут процессы докристаллизации и (возможно) перекристаллизации.

Реализация геохимической термометрии проводится с помощью ЭВМ-модели COMAGMAT-3.0 [21, 4]. Ранее этот подход использовался при реконструкции температурно-композиционных и фазовых характеристик исходных магм для ряда интрузивов, включающих небольшие (мощностью 100–200 м) слабо дифференцированные силы Сибирской платформы и Восточной Камчатки [9, 22, 2], контрастно расслоенные массивы Партридж Ривер и Талнах [23–25], а также крупные плутоны Скергаард, Киглапейт и Довырен [4, 26, 10, 27].

Успех применения геохимической термометрии к этим объектам связан с котектической природой исходных магм, которые во всех случаях представляли смеси кристаллов оливина, плагиоклаза и жидкости. Это наиболее благоприятная ситуация, когда расчетные траектории эволюции остаточного расплава образуют ярко выраженную область пересечения, что дает возможность надежной аппроксимации содержания главных компонентов в исходном расплаве – с погрешностью ~0.5–1 мас. %. Неопределенности оценки температуры магмы составляют при этом 10–15°C, приближаясь к точности используемых геотермометров [2]. Менее надежны оценки, полученные в поле совместной кристаллизации *Ol*, *Pl* и пироксенов, поскольку в этом случае незначительное понижение температуры системы могут приводить к сильному повышению степени кристаллизации системы. Очевидно, что слабая зависимость состава расплава от температуры для эв-

тектоидных систем снижает разрешающую способность метода.

Третий вариант (к которому относятся попытки реконструкции исходной магмы Бураковско-Аганозёрского плутона) является наименее благоприятным для применения геохимической термометрии. Выше отмечалось, что смесь интрателлурических вкрапленников и исходной жидкости находилась в поле кристаллизации одного силикатного минерала – оливина. Топология линий эволюции состава расплава в поле избыточного компонента такова, что при практических расчетах (в силу аналитических и вычислительных неопределенностей) модельные траектории образуют не пересечение, а систему субпараллельных линий, которые накладываются друг на друга, образуя “полосообразный” тренд эволюции в координатах температура – состав (см. ниже рис. 9). Это осложняет интерпретацию результатов моделирования, требуя привлечения дополнительной и независимой от расчетов информации о составе первичных кристаллов *Ol* (см. выше), которые используются для конкретизации температуры внедрения исходной магмы.

**Условия проведения вычислений.** При проведении термодинамических расчетов по методу геохимической термометрии необходимо задать значения интенсивных параметров, приближающиеся к условиям внедрения расплавно-кристаллической смеси. Главные характеристики включают давление, окислительно-восстановительные условия и содержание в системе воды.

Бураковско-Аганозёрский плутон целиком залегает среди архейских пород, поэтому оценить мощность перекрывающих отложений и литостатическое давление вблизи его кровли не представляется возможным. Однако нижний предел давления можно оценить из следующих соображений. В рамках гипотезы единого интрузивного тела правомочно предположить, что к началу эрозионных процессов объемные соотношения мафитов и ультрамафитов в разных блоках были близкими. По данным петрофизического моделирования [11] доля дунитов в Бураковско-Шалозёрском блоке составляет 44% от современного объема блока. Если учесть, что этот блок частично эродирован, то на основании модели строения плутона [1] можно сделать вывод, что доля зоны оливиновых кумулатов в первичном залегании составляла не более 35–40% первичного объема. Если теперь допустить, что первоначальная форма Аганозёрского блока была близка к современной конусовидной, то это означает, что эрозией уничтожено не менее 1/2 его разреза, а максимальная первоначальная мощность блока (по высоте конуса) составляла 10–12 км. Столь значительная мощность интрузивной камеры обеспечивает гидростатический перепад давления 3–4 кбар. Кро-

ме того, в породах плутона отсутствуют реакционные взаимоотношения  $O1$  и  $Pl$ , поэтому верхний предел давления можно отнести к условиям устойчивости плагиоклаза, которые по данным [28] отвечают  $P \leq 8$  кбар. При моделировании фазовых равновесий в расплавах придонных пород, общее давление принято равным 6 кбар, как среднее между минимальной и максимальной оценками. Заметим, что небольшие погрешности в оценке общего давления (порядка 1–2 кбар) не должны значительно сказываться на результатах геохимической термометрии, поскольку увеличение давления на 1 кбар влечет за собой повышение железистости  $O1$  на 0.2 мол. %  $FeO$  [29]. Это практически не сказывается на положении траекторий эволюции состава расплава в координатах состав–температура.

Присутствие магнетита в верхних частях разреза позволяет предполагать “умеренно окислительные” условия формирования последовательности пород, которые отвечают небольшому окислению железа в расплаве (10–15 отн. %) и характеризуются интервалом буферных равновесий примерно от QFM-1 до QFM [30]. Такая неопределенность оценки летучести кислорода незначительно сказывается на составе модельного оливина и приводит к погрешностям не выше 0.5 мол. %  $FeO$  [2]. При проведении вычислений значения  $f_{O_2}$  задавались в соответствии с буферным равновесием вюстит-магнетит (WM), которое близко к нижнему пределу вероятного диапазона редокс-условий.

Отсутствие гидроксил-содержащих минералов даже в поздних кумулятивных парагенезисах [1] указывает на то, что с ранних до заключительных стадий накопления кумулата исходный расплав был недосыщен по содержанию  $H_2O$ . Вместе с тем о наличии некоторого количества воды в системе свидетельствует присутствие магматических амфиболов и слюд в мезостазисе. Грубую оценку для максимально возможного содержания воды в исходной жидкости можно получить, если принять, что верхние наиболее дифференцированные породы разреза отвечают ~80% кристаллизации исходной магмы. Это отвечает пятикратному накоплению  $H_2O$  в продуктах поздних стадий дифференциации. В случае насыщения остаточной магмы водой при  $P = 6$  кбар содержание  $H_2O$  в конечном (предположительно “андезито-базальтовом”) расплаве составляло бы 8–10 мас. %. Это означает, при отсутствии признаков насыщения водой конечных продуктов содержание  $H_2O$  в исходном расплаве не могло превышать 1.6–2.0 мас. %. По нашим оценкам на основе экспериментальных данных такие содержания воды приводят к понижению ликвидусной температуры оливина примерно на 30–40°C [31]. Таким образом, масштабы этого эффекта не сильно выходят за пре-

делы точности ЭВМ-модели КОМАГМАТ, что оправдывает последующие расчеты ликвидусных полей для оливина в сухих условиях.

**Выбор образцов.** Краевая группа плутона характеризуется широким набором дифференциатов и, как следствие, большим диапазоном вариаций содержаний петрогенных компонентов. Распределение главных пороодообразующих элементов в породах Краевой группы приведено на рис. 6. На серии графиков представлены составы пород группы, вскрытых как на Аганозёрском, так и на Шалозёрском блоках. Для целей геохимической – термометрии главный интерес представляют дуниты и пойкилитовые перидотиты как наименее дифференцированные. Эти породы содержат от 25 до 45 мас. %  $MgO$  и при близких значениях магнезиальности характеризуются значительным разбросом содержаний  $FeO$ ,  $CaO$  и  $SiO_2$ . Вероятно это связано с неизохимичностью процессов серпентинизации. Поэтому для термометрических расчетов следует выбирать образцы с наименьшими вторичными изменениями: такие породы вскрыты глубокими скважинами 20 и 67. Для последующих вычислений были отобраны 9 составов (табл. 1, ан. 1–9), представляющих 4 образца из скв. 20 и 5 образцов из скв. 67. Характерно, что на графиках (рис. 6) фигуративные точки их составов “выстраиваются” в сублинейные тренды.

По нашему мнению, природа этих трендов не связана с кристаллизационным фракционированием  $O1$  и обусловлена различиями первичных пропорций оливиновых кристаллов и магматической жидкости в кумулатах Краевой группы. Эта ситуация отвечает условиям применимости метода геохимической термометрии, когда валовый состав каждой породы можно выразить как комбинацию комплементарных количеств  $O1$  и исходного расплава при одной и той же температуре (см. выше).

**Контроль состава первичного оливина.** Если принять, что составы оливина и интеркумулусной жидкости в “наименее дифференцированных” породах Краевой группы отвечают интрателлурическим кристаллам и исходному магматическому расплаву, то имеется возможность оценить (проконтролировать) состав первичного  $O1$ , не привлекая данные микронзондовых анализов или результаты моделирования фазовых равновесий. Этот простой графический подход основан на условии сохранения баланса масс, которое позволяет рассматривать произвольные продукты смешения двух крайних компонентов вдоль линии, соединяющей их составы на вариационных диаграммах. Одним из компонентов является исходный расплав (состав которого заранее не известен), а другим – оливин, в отношении состава которого можно сделать реалистичный прогноз. Этот минерал более чем на 99% сложен  $MgO$ ,  $FeO$  и  $SiO_2$  [5], поэтому на графиках содержаний этих

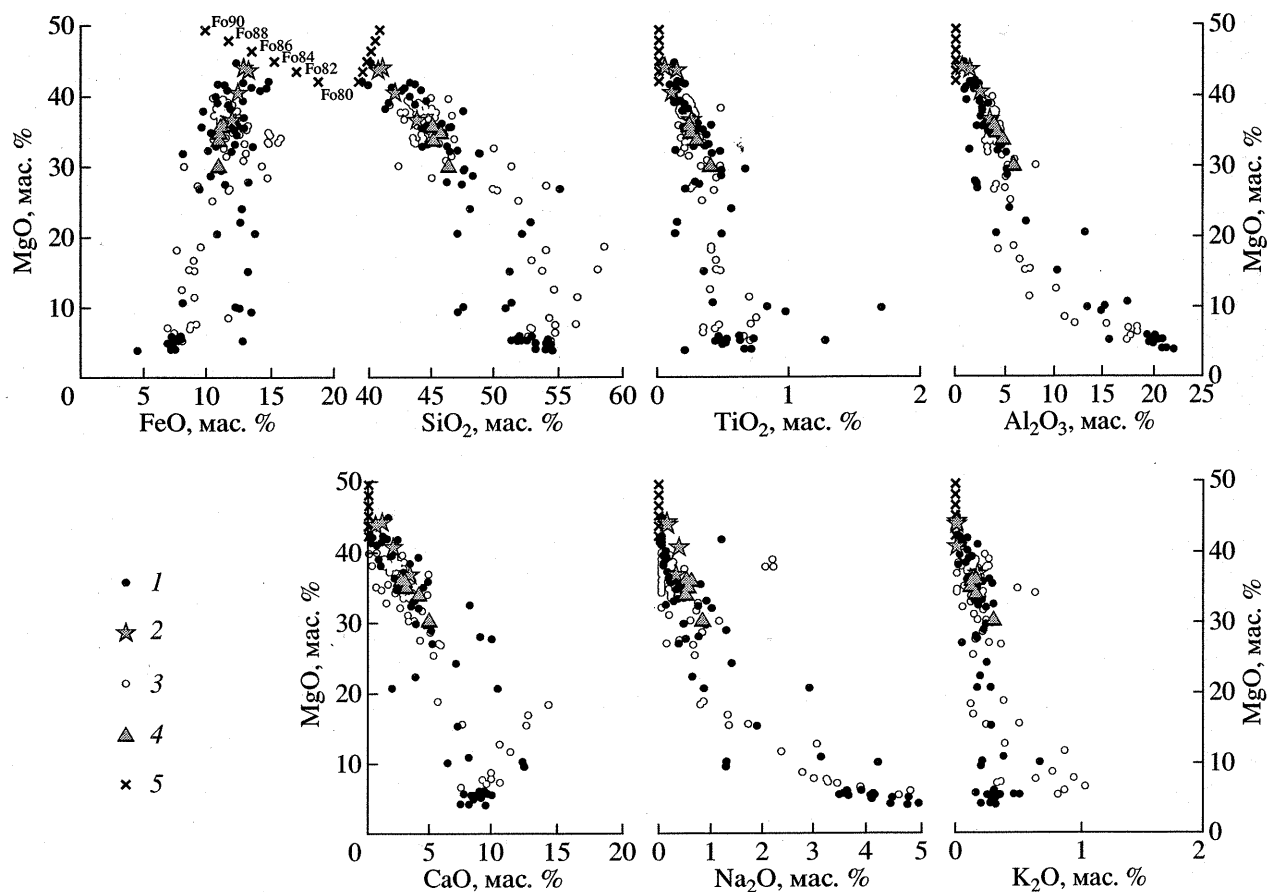


Рис. 6. Распределение главных петрогенных оксидов в породах Краевой группы Бураковско-Аганозерского плутона. 1, 2 – Аганозёрский блок: 1 – полная выборка составов, 2 – образцы, отобранные для моделирования; 3, 4 – Шалозёрский блок: 3 – полная выборка составов, 4 – образцы, отобранные для моделирования; 5 – модельные составы оливина.

компонентов составы стехиометричных оливинов формируют линию, отвечающую переходу от крайнего магниезиального члена ( $Fo$ ) к железистому ( $Fa$ ). На рис. 6 крестиками показан отрезок этой линии, включающий вероятный диапазон составов первичного оливина 80–90 мол. %  $Fo$ . Очевидно, что тренд “смещения” и “линия оливина” должны пересекаться в точке, которая отвечает исходному составу  $Ol$ , как одного из крайних компонентов.

Для 4-х образцов из скв. 20 (Аганозерский блок) это пересечение указывает на вероятный состав исходного оливина  $Fo_{86 \pm 0.3}$ . В случае 5-ти образцов из скв. 67 (Шалозерский блок) такой подход дает чуть более магниезиальный состав  $Fo_{88 \pm 0.6}$  (погрешности указаны в равномерной метрике). Обе эти оценки близки исходному составу  $Fo_{87}$ , который принят на основании микрозондовых данных (см. выше). В дальнейшем, интервал содержаний 87–88 мол. %  $Fo$  будет использован в качестве главного критерия поиска температуры и состава исходного магматического расплава по

результатам моделирования первичных расплавно-кристаллических равновесий<sup>4</sup>.

**Результаты вычислений.** Численное моделирование равновесной кристаллизации для 9 выбранных составов (табл. 1) проводилось в безводных условиях (буфер WM,  $P = 6$  кбар) по мере последовательного увеличения закристаллизованности расплава с шагом в 1 мол. %. Расчеты прекращались при содержании 85–90% кристаллов (15–10% “интеркумулусной” жидкости). При этом установлено, что все исследуемые составы имеют сходную последовательность кристаллизации:  $Ol \rightarrow$  высоко-Са  $Px \rightarrow Pl \rightarrow$  низко-Са  $Px$  и близкие температуры “выхода” расплава на

<sup>4</sup> Небольшие различия исходных составов  $Ol$ , полученных графическим методом для Аганозерского и Шалозерского блоков, статистически незначимы. Однако, учитывая размеры интрузива, нет оснований утверждать, что в разных частях столь крупной интрузивной камеры средний состав интрателлурического оливина должен быть идентичен до десятых долей процента. Кроме того, надо учитывать возможность перераспределения Fe и Mg при серпентинизации, а также вследствие частичного переуравновешивания с остаточным расплавом.

Таблица 1. Составы пород Краевой группы Бураковско-Аганозёрского плутона (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	36.26	35.70	38.49	40.08	44.75	44.23	44.08	41.42	44.21	38.02	39.12
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.12	0.09	0.23	0.24	0.23	0.23	0.27	0.38	0.11	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	1.22	2.22	3.10	4.01	3.75	3.77	4.32	5.54	0.83	3.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>общ</sup>	12.57	12.85	12.57	12.08	11.83	12.22	11.95	11.05	11.46	9.71	12.63
MnO	0.12	0.12	0.13	0.11	0.16	0.15	0.15	0.10	0.11	0.14	0.17
MgO	38.82	38.24	36.99	33.41	34.21	35.34	35.10	31.14	28.85	39.46	34.63
CaO	0.96	0.48	1.80	3.06	2.98	2.57	2.86	3.73	4.66	0.36	1.28
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.15	0.3	0.31	0.56	0.53	0.62	0.48	0.81	0.12	0.35
K <sub>2</sub> O	<0.02	<0.02	<0.02	0.16	0.12	0.16	0.13	0.15	0.29	0.02	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.07
ппп	9.24	9.94	6.29	6.57	0.18	0.34	0.30	7.98	5.01	10.35	6.53
φ, %	91.0	91.0	84.4	75.4	69.7	71.8	72.0	67.5	57.3	91.5	77.4

Примечание. 1 – обр. 20/1546, дунит; 2 – обр. 20/1590, дунит; 3 – обр. 20/1603, пойкилитовый верлит; 4 – обр. 20/1627, пойкилитовый перидотит; 5 – обр. 67/1110, пойкилитовый перидотит; 6 – обр. 67/1130, пойкилитовый перидотит; 7 – обр. 67/1150, пойкилитовый гардбургит; 8 – обр. 67/1170, пойкилитовый перидотит; 9 – обр. 67/1181, пойкилитовый верлит; 10 – обр. 20/1603.1, дунит; 11 – 20/1627.5, пойкилитовый перидотит; Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом в ОМЭ ПГО “Севзапгеология” (1–9), лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (10, 11). Модельный показатель φ отражает степень закристаллизованности системы в момент равновесия с оливином состава  $Fo_{87}$  для образцов Аганозёрского блока и  $Fo_{88}$  – для Шалозёрско-Бураковского.

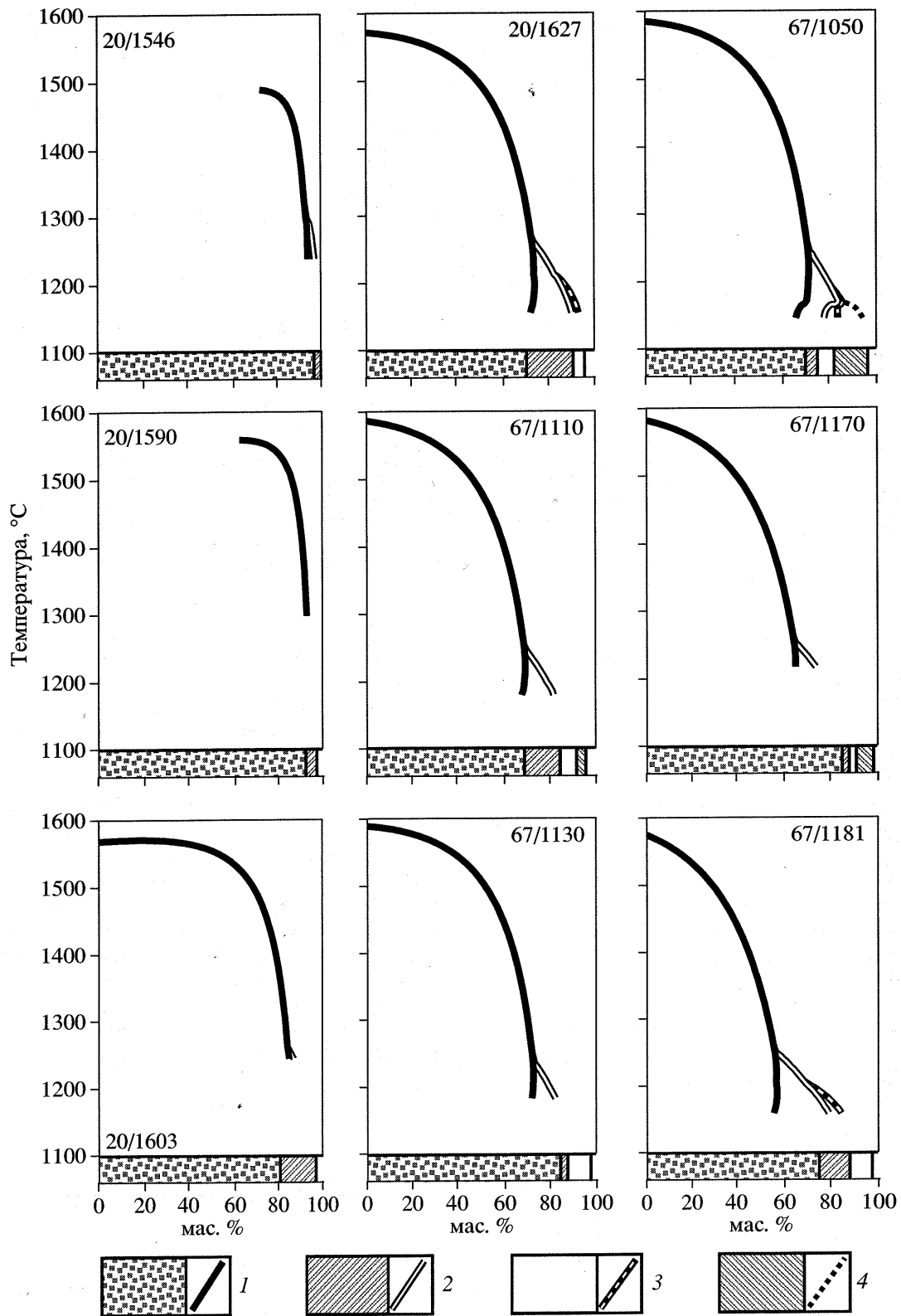
*Ol-CPx* котектику (1236–1261°C). Изменение фазового состава модельных систем при понижении температуры показано на рис. 7. По этим данным появление *Ol* на ликвидусе происходит при 1560–1590°C; *CPx* начинает выделяться при степени кристаллизации 60–90%. Около 1200°C после раскристаллизации 70–80% расплава к этим минералам “присоединяется” *Pl* – обр. 20/1627, 67/1050 и 67/1181. Появление низко-Са пироксена отмечено только для одного образца (67/1050).

Тот факт, что расчеты проводились до высоких значений степени закристаллизованности, позволяет проводить сравнение модельных соотношений *Ol*, *CPx* и *Pl* с реальными модальными пропорциями минералов в породах. Как видно из рис. 7, в шести случаях расчеты дают близкие наблюдаемым соотношения минеральных фаз (прежде всего – *Ol* и авгита), а для образцов 67/1170, 67/1130 и 67/1181 количество оливина занижается на 10–20 мас. %, что сопоставимо с точностью петрографического анализа. В целом, эти сопоставления показывают, что модель СОМАГМАТ вполне удовлетворительно предсказывает минеральный состав пород Краевой группы. Заметим также, что стадия кристаллизации, отвечающая переходу системы на *Ol-CPx* котектику (1236–1261°C), может быть принята за нижнюю (минимальную) оценку вероятной температуры внедрения исходной магмы, которая не была насыщена в отношении клинопироксена.

Эволюция модельного состава оливина. Составы *Ol* для 9-ти выбранных образцов при мо-

дельных температурах ликвидуса 1560–1590°C варьируют в диапазоне 94–95 мол. % *Fo*, что намного превышает диапазон составов первичного оливина интрателлурических вкрапленников ( $Fo_{87-88}$ , см. выше). С другой стороны, появление клинопироксена в кристаллизационной последовательности по результатам расчетов происходит при содержаниях в *Ol* 86.7–88.2 мол. % *Fo*. Таким образом можно ожидать, что температура внедрения Бураковской магмы была близка или несколько превышала температуры выхода *CPx* на котектику с оливином. Более точные оценки могут быть получены при анализе расчетных зависимостей состава *Ol* от температуры (рис. 8). На этом рисунке линии эволюции состава оливина приведены для всех 9-ти исходных образцов (табл. 1), причем верхний предел искусственно ограничен температурой 1450°C. Составы *Ol* в образцах Аганозёрского блока (залитые символы) дают широкий “веер” траекторий, тогда как образцы Шалозёрского блока (незалитые символы) образуют на графике серию субпараллельных линий. Такая структура модельных траекторий заслуживает специального обсуждения.

Во-первых, отметим, что линии составов “аганозерских” оливинов расположены левее “шалозерских”. Это означает, что в условиях одинаковой или близкой температуры внедрения средний состав интрателлурических вкрапленников *Ol* при заполнении магмой Аганозерской части камеры был менее магнезиальный, чем в Шалозерском блоке. Однако эти различия не велики (порядка



**Рис. 7.** Эволюция фазового состава модельных систем при равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих породам Краевой группы.

В нижней части каждой диаграммы приведены модальные составы исследуемых пород.

Условные обозначения: 1 – Оливин, 2 – Высоко-кальциевый пироксен, 3 – Плаггиоклаз, 4 – Низко-кальциевый пироксен.

1 мол. %  $Fo$ ) и могут свидетельствовать о высокой “степени равновесности” исходного парагенезиса оливиновых кристаллов и расплава. В то же время, обращает внимание, что максимальные отклонения для линий 1 и 2 (рис. 8) коррелируют с максимальными значениями потерь при прокаливании (обр. 20/1546 и 20/1590 в табл. 1). Это подразумевает возможность вторичных изменений, последствия которых кажутся несущественными при анализе вариационных диаграмм (рис. 6), но проявляются при попытках моделирования первичных фазовых равновесий. По этой причине результаты расчетов для двух данных образцов из последующего “термометрического” анализа были исключены.

Этот шаг оправдывается и тем обстоятельством, что линии эволюции обр. 20/1546 и 20/1590 демонстрируют крутые, практически вертикальные зависимости состава  $OI$  от температуры. Такой тип трендов характерен для сильно уплотненных кумулатов низкой пористости, имеющих наиболее высокие содержания  $MgO$  (табл. 1); использование подобных температурных зависимостей приводит к большим погрешностям оценки исходной температуры по результатам ЭВМ-моделирования. Расчеты для пород Шалозерского блока дают систему относительно “пологих” эволюционных линий (рис. 8), которые отражают повышенную пористость первичных кумулатов (долю захваченного расплава – сравните содержания  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и щелочей в табл. 1). Такие траектории дают более надежные и реалистичные оценки температуры.

Таким образом, если принять, что для Аганозерского блока средний “равновесный” состав интрателлурических кристаллов отвечал  $Fo_{87}$ , то температура исходного магматического расплава могла варьировать от  $1285^\circ C$  (обр. 20/1627, линия 4 на рис. 8) до  $1321^\circ C$  (обр. 20/1603, линия 3 на рис. 8). В этом случае получаем среднюю температуру внедрения “аганозерской” магмы  $T_{AGL} = 1303 \pm 18^\circ C$ . Для Шалозерского блока постулируем исходный состав оливина  $Fo_{88}$  и устанавливаем диапазон возможных температур от  $1297^\circ C$  (обр. 67/1170, линия 8 на рис. 8) до  $1349^\circ C$  (обр. 67/1130, линия 6 на рис. 8). Средняя температура внедрения “шалозерской” магмы (по 5-ти образцам) составляет  $T_{SHL} = 1323 \pm 26^\circ C$ . На основании этих оценок можно уверенно утверждать, что исходная магма Бураковско-Аганозерского массива поступала в общую камеру при температуре около или несколько выше  $1300^\circ C$ . Это главный результат, на основании которого можно пытаться оценить общий для интрузива состав родоначального магматического расплава. Что касается различий температуры и среднего состава интрателлурических кристаллов в Аганозерской и Шалозерской части интрузивной камеры, то они могут свидетельствовать о небольших вариациях состава этой ис-

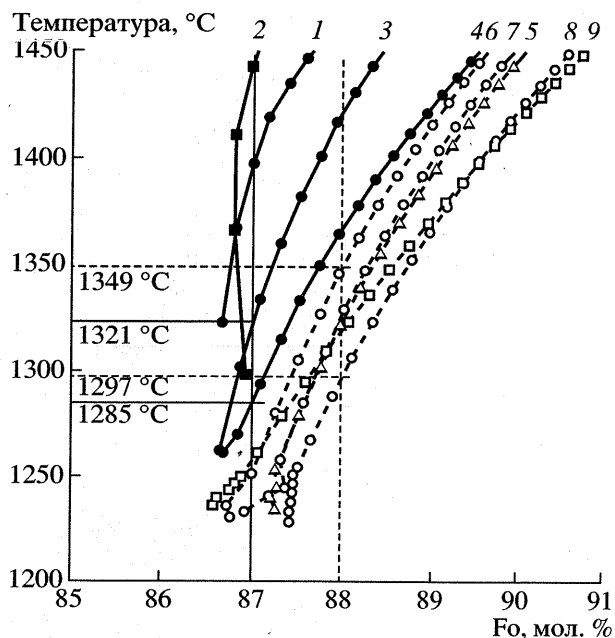


Рис. 8. Эволюция состава  $OI$  при равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих породам Краевой группы.

Условные обозначения: 1 – 20/1546, 2 – 20/1590, 3 – 20/1603, 4 – 20/1627, 5 – 67/1110, 6 – 67/1130, 7 – 67/1150, 8 – 67/1170, 9 – 67/1181.

ходной жидкости. Результаты, представленные ниже, характеризуют масштабы этих предполагаемых вариаций.

*Эволюция модельных расплавов и оценки состава исходной жидкости.* Результаты расчета линий эволюции расплава при равновесной кристаллизации оставшихся 7 составов (Аганозерский блок – 2, Шалозерский блок – 5) приведены на рис. 9. Эти модельные траектории составляют систему субпараллельных линий, которые отражают протяженное поле кристаллизации избыточного оливина и дают представление о погрешности последующих оценок. Мы уже отмечали, что для подобных совокупностей трендов не применима геохимическая термометрия в “классическом исполнении”, когда температура первичного равновесия и состав родоначального расплава определяются по области пересечения эволюционных линий [2]. Тем не менее, наличие предварительных оценок температур первичного равновесия  $OI$  – расплав позволяет получить реалистичные концентрационные характеристики исходной жидкости посредством соотнесения  $T_{AGL}$  и  $T_{SHL}$  с рассчитанными температурно-композиционными зависимостями.

Смысл этой операции очевиден из графиков рис. 9, где присутствуют по две горизонтальные линии: сплошная отвечает вероятной температуре исходной магмы в аганозерской части камеры

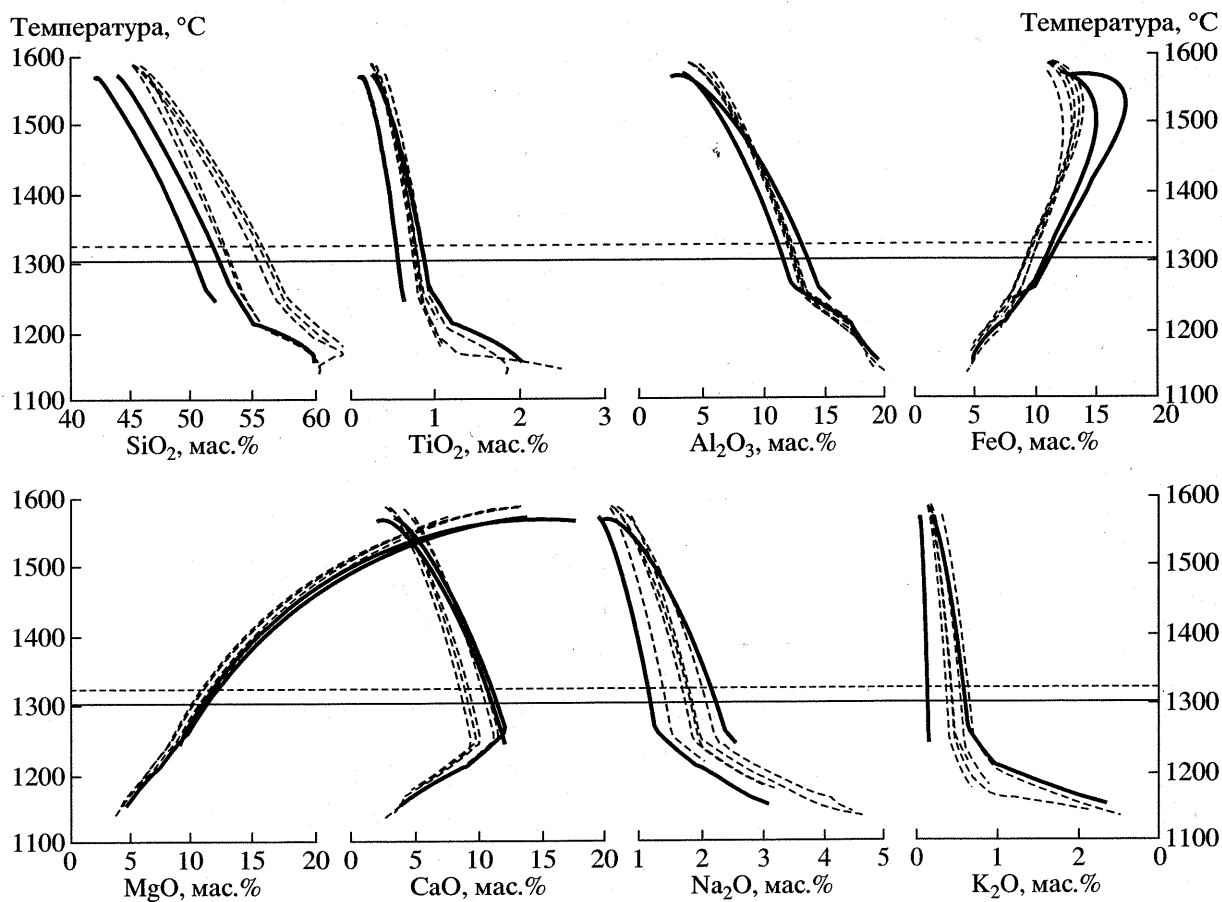


Рис. 9. Модельные линии эволюции состава жидкости при равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих породам Краевой группы.

Сплошные линии отвечают траекториям составов пород Аганозёрского блока, пунктир – Шалозёрского.

( $T_{AGL} = 1303^{\circ}\text{C}$ ), а пунктирная – в шалозерской ( $T_{SHL} = 1323^{\circ}\text{C}$ ). При пересечении этих линий с траекториями эволюции состава расплава отсекается интервал концентраций, которые представляют вероятный диапазон содержаний петрогенных оксидов в исходной жидкости. Модельные составы родоначального расплава для каждого блока могут быть получены усреднением составов остаточных жидкостей в установленных концентрационных диапазонах. Рассчитанные таким образом составы исходных расплавов для Аганозёрского (AGL) и Шалозёрского (SHL) блоков приведены в табл. 2. По большинству петрогенных компонентов полученные оценки практически совпадают.

Оба состава представляют несколько пересыщенные  $\text{SiO}_2$  магматические расплавы, содержащие ~11 мас. %  $\text{MgO}$  – их можно характеризовать как высокомагнезиальный базальт (AGL) и/или бонинитоподобный андезит-базальт (SHL). Эти названия подчеркивают различия средней кремнеземистости модельных расплавов, которая составляет ~3 мас. %  $\text{SiO}_2$ . Другой компонент, для

которого получены существенные отличия –  $\text{CaO}$  (разница около 2 мас. %). Различия концентраций этих компонентов в модельных составах заметно превышают аналитические погрешности силикатного анализа и неопределенности вычислений. Здесь допустимы два объяснения этих расхождений. Первое можно связать с неоднородностью состава родоначального расплава в пределах разных блоков Бураковско-Аганозерского интрузива. С другой стороны, нельзя исключать, что в этих отличиях мы наблюдаем последствия влияния на валовый состав породы процессов метаморфизма, поскольку породы из разных блоков изменены с разной интенсивностью.

В пользу второго предположения свидетельствует тот факт, что одна из двух траекторий пород Аганозерского блока (обр. 20/1627) фактически по всем компонентам примыкает к линиям эволюции для “шалозерских” расплавов (рис. 9). Поэтому главный вклад в обсуждаемые различия дает присутствие сильно отклоняющейся от основной последовательности траектории обр. 20/1603 (табл. 1). В этом случае приходится признать, что наши по-

**Таблица 2.** Оценки состава родоначальной магмы и материнского расплава для Бураковско-Аганозёрского плутона (мас. %)

Компонент	LVR [5]	KPD [7, 8]	AGL	SHL	LVR*	KPD*
SiO <sub>2</sub>	49.96	47.05	51.36 (±1.00)	54.28 (±1.63)	52.79	53.65
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.38	0.70 (±0.15)	0.77 (±0.06)	0.59	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.08	7.76	12.58 (±1.02)	12.11 (±0.21)	15.19	15.38
FeO <sup>общ</sup>	9.55	10.24	10.84 (±0.19)	9.74 (±0.30)	8.91	8.00
MnO	0.16	0.14	0.16 (±0.02)	0.16 (±0.04)	0.17	0.15
MgO	16.62	27.46	11.06 (±0.19)	11.27 (±0.57)	9.19	8.28
CaO	7.66	5.13	11.22 (±0.19)	9.50 (±1.05)	9.64	10.17
Na <sub>2</sub> O	2.42	1.51	1.68 (±0.52)	1.67 (±0.31)	3.04	2.99
K <sub>2</sub> O	0.32	0.29	0.36 (±0.24)	0.50 (±0.14)	0.40	0.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.03	0.05 (±0.01)	0.05 (±0.02)	0.08	0.06
Fe/Mg	0.58	0.38	0.97	0.87	0.96	0.96
Ca/Al	0.63	0.66	0.90	0.77	0.63	0.66
T <sub>ликв</sub> , °C			1303 (±18)	1323 (±26)	1281	1250
Fo <sub>ликв</sub> , мол. %			87.04	88.03	87	87

Примечание. В скобках приведена половина размаха.

**Таблица 3.** Концентрации второстепенных элементов в породах и модельных составах Бураковско-Аганозёрского плутона (в г/т)

Элемент	20/1603.1	20/1627	20/1627.5	LVR [5]	KPD [32]	AGL	LVR*	KPD*
Cr	643	925	874	677	1512	968 (±27)	691	1591
Ni	2377	2561	2717	1006	1696	517 (±93)	361	291
Co	166	136	152	110	100	146 (±33)	96	67
V	30	50	48	185	–	184 (±4)	232	–
Cu	15	64	80	240	107	240 (±26)	297	201

Примечание. Анализы на Cr, Ni, Co, V выполнены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре PW 2400, на Cu – ICP MS методом на спектрометре PLASMA QUAT в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН; в скобках приведена половина размаха.

пытки минимизировать проявления серпентинизации пород Аганозёрского блока не имели успеха и в оценках состава исходного магматического расплава надо больше опираться на данные полученные для пород Шалозёрского блока (состав SHL).

Для того, чтобы охарактеризовать родоначальный расплав Бураковско-Аганозёрского плутона по содержанию второстепенных и редкоземельных элементов было проведено дополнительное исследование. Три образца пород краевой группы Аганозёрского блока (20/1603.1, 20/1627 и 20/1627.5) были проанализированы рентгенофлуоресцентным и ICP MS методами. Результаты этих анализов приведены в табл. 1 (ан. 10, 11), табл. 3 и 4. При моделировании равновесной кристаллизации этих составов

вместе с расчётом главных компонентов учитывалось распределение микропримесей. Их содержания в остаточных расплавах, равновесных с оливином Fo<sub>87</sub>, приняты за модельные оценки их содержаний в интеркумулятивных (исходных) расплавах исследованных образцов. Помимо состава интеркумулусного расплава эти расчеты позволяют оценить количество равновесной твердой фазы. Установлено, что доля этих первичных кумулятивных кристаллов в исследованных образцах варьирует от 77 до 92% (табл. 1). Низкое содержание остаточного расплава влечет за собой увеличение как аналитических, так и вычислительных погрешностей, что сказывается на результатах моделирования. Это наглядно демонстрирует мо-



**Таблица 4.** Концентрации лантаноидов в породах и модельном составе родоначальной магмы Бураковско-Аганозёрского плутона (в г/т)

Элемент	20/1603.1	20/1627	20/1627.5	AGL
La	1.2	3.2	3.9	13.5 ( $\pm 1.3$ )
Ce	2.4	6.7	8.5	28.8 ( $\pm 3.4$ )
Pr	0.3	0.9	1.1	3.8 ( $\pm 0.4$ )
Nd	1.4	3.7	4.1	14.75 ( $\pm 0.75$ )
Sm	0.34	0.88	0.99	3.54 ( $\pm 0.21$ )
Eu	0.06	0.25	0.29	1.02 ( $\pm 0.07$ )
Gd	0.25	0.81	0.90	3.23 ( $\pm 0.17$ )
Tb	0.03	0.12	0.12	0.45 ( $\pm 0.00$ )
Dy	0.23	0.78	0.75	2.87 ( $\pm 0.06$ )
Ho	0.06	0.15	0.12	0.51 ( $\pm 0.06$ )
Er	0.11	0.42	0.34	1.41 ( $\pm 0.15$ )
Tm	0.01	0.06	0.04	0.19 ( $\pm 0.04$ )
Yb	0.11	0.27	0.27	0.99 ( $\pm 0.01$ )
Lu	0.03	0.06	0.04	0.18 ( $\pm 0.04$ )

Примечание. Анализы выполнены ICP MS методом на спектрометре PLASMA QUAT в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН; в скобках приведена половина размаха.

дельный спектр редкоземельных элементов состава 20/1603.1 (рис. 11). В силу этого, характеристика AGL по второстепенным и редкоземельным элементам является усреднением модельных остаточных расплавов образцов 20/1627 и 20/1627.5 (табл. 3 и 4).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Реалистичность результатов геохимической термометрии можно оценить, исходя из следующих соображений. Тот факт, что родоначальная магма интрузива находится в равновесии с оливинном составе  $Fo_{87-88}$ , позволяет оценить соотношение FeO и MgO в расплаве. Диапазон возможных вариаций этого соотношения демонстрируют две сплошные линии, показанные в координатах FeO–MgO и отвечающие двум значениям  $K_D^{Fe-Mg}$  – 0.29 и 0.33 (рис. 10). Ранее мы постулировали, что краевые породы представляют смесь интрателлурических кристаллов оливина  $Fo_{87-88}$  и исходной жидкости. Поэтому пересечение тренда, образуемого фигуративными точками составов этих пород с линией равновесных соотношений FeO и MgO определяет их содержания в расплаве. Известное содержание MgO дает возможность определить концентрации других элементов на трендах соответствующих графиков. Подобные оценки хорошо согласуются с результатами геохимической термометрии (рис. 10). Это соответствие не удивительно, поскольку основой термометрических расчетов и

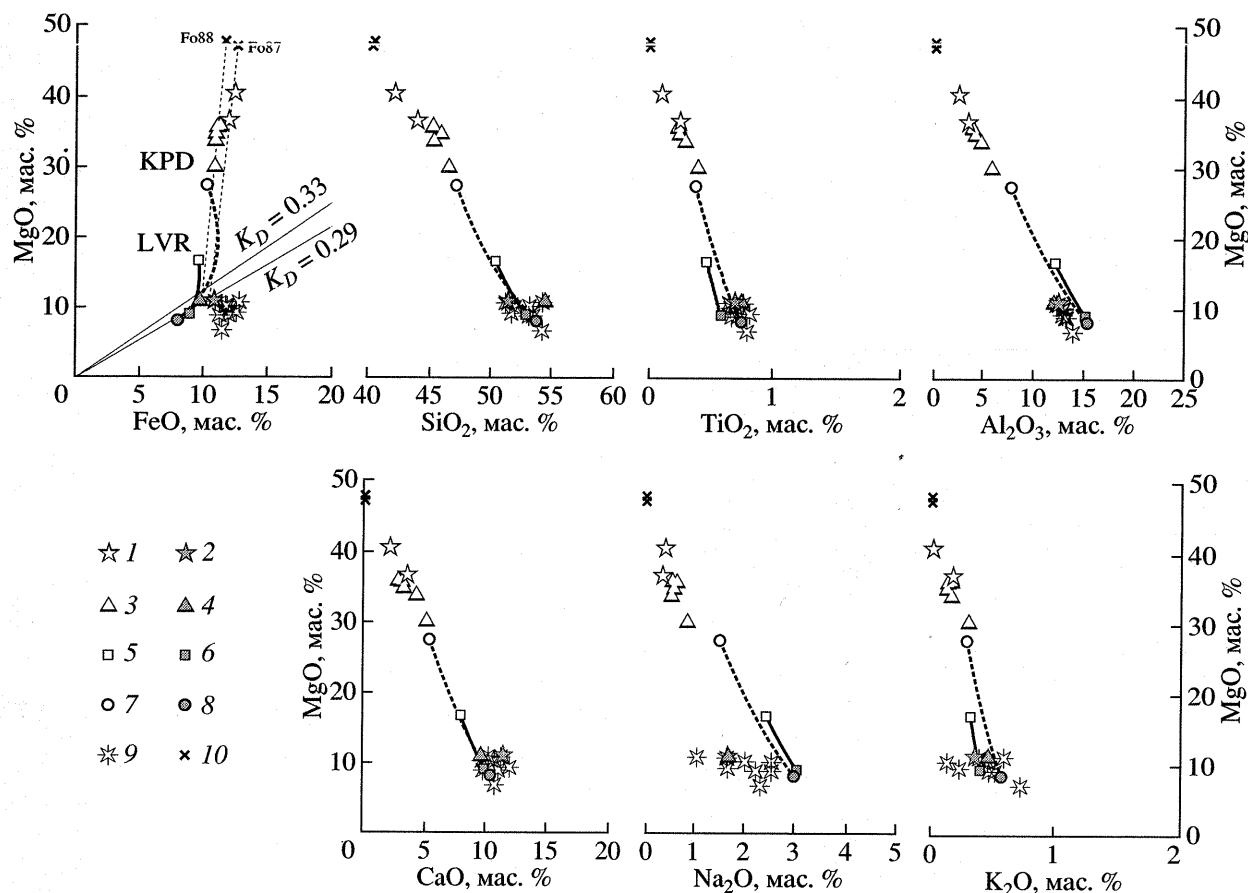
графических построений является условие сохранения баланса масс [2].

Оценки состава родоначального расплава, полученные в результате моделирования, имеют смысл сопоставить с результатами, полученными в предшествующих исследованиях. Как уже упоминалось, существуют две независимые оценки состава родоначальной магмы плутона: оценка М.М. Лаврова [5] и оценка Е.В. Коптева-Дворникова с соавторами [7, 8], которые в данной работе обозначены как “LVR” и “KPD”, соответственно. Очевидно, что прямое сопоставление этих оценок с составами AGL и SHL (табл. 2) не имеет смысла, поскольку характеристики родоначальной магмы представляют валовый состав исходной расплавно-кристаллической смеси ( $Ol + L$ ), а результаты термометрии – состав жидкой части исходной магмы. Для того чтобы привести предшествующие оценки к сопоставимому виду необходимо вычлени “расплавную” составляющую исходной магмы. Для этого были проведены расчеты равновесной кристаллизации составов LVR и KPD до появления на ликвидусе  $Fo_{87}$ . Эти вычисления проводились при тех же параметрах, что и расчеты для краевых пород (безводные условия,  $P = 6$  кбар, буфер WM).

Составы модельных жидкостей LVR\* и KPD\* приведены в табл. 2. Для появления на ликвидусе  $Fo_{87}$  составы необходимо закристаллизовать на 19.9 и 49.5 мас. %, соответственно. Модельные траектории эволюции этих составов приведены на рис. 10. Обращает внимание близость модельных составов остаточных жидкостей. Различия между ними превышают погрешность силикатного анализа только по содержаниям  $TiO_2$  и  $K_2O$ . Более высокие содержания этих элементов в составе KPD\* может быть следствием несколько большей доли поздних дифференциатов в выборке при вычислении среднего.

Таким образом, обе модели строения плутона практически одинаково отражают состав габброидной части плутона, но по-разному оценивают объём зоны оливиновых кумулатов. В первом случае она составляет 21 об. %, в другом – 53 об. %. По сравнению с нашими оценками, основанными на результатах петрофизического моделирования (35–40 об. %, см. выше) состав LVR представляет заниженную оценку, а состав KPD “завышает” долю зоны оливиновых кумулатов.

Оценки LVR и KPD по содержаниям микроэлементов [5, 32] приведены в табл. 3. Эти данные позволяют вычислить модельные содержания второстепенных элементов микроэлементов в модельных расплавах LVR\* и KPD\*, которые также приведены в табл. 3. Сравнение характеристик составов LVR\* и KPD\* приводит к выводу о том, что влияние относительной доли оливиновых кумулатов в модельном разрезе интрузива не



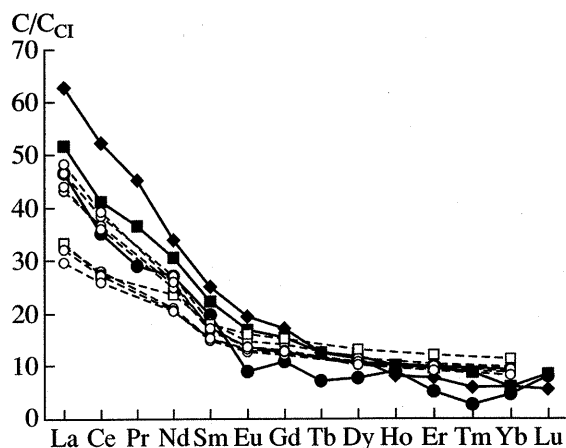
**Рис. 10.** Сопоставление модельных оценок родоначального расплава Бураковско-Аганозерского плутона с предшествующими оценками и вулканитами Ветреного пояса.

1, 2 – Аганозёрский блок: 1 – образцы, отобранные для моделирования, 2 – модельный состав родоначального расплава; 3, 4 – Шалозёрский блок: 3 – образцы, отобранные для моделирования, 4 – модельный состав родоначального расплава; 5, 6 – модель строения плутона по [8]: 5 – оценка состава родоначальной магмы (KPD), 6 – оценка состава родоначального расплава (KPD\*); 7, 8 – модель строения плутона по [5]: 7 – оценка состава родоначальной магмы (LVR), 8 – оценка состава родоначального расплава (LVR\*); 9 – составы вулканитов свиты Ветреного пояса по [33]; 10 – составы стехиометричного оливина  $Fo_{87}$  и  $Fo_{88}$ .

так “безобидно”, как может показаться на первый взгляд. При описанном выше способе реконструкции родоначального расплава, использующем состав материнской магмы, возможно значительное смещение получаемых оценок. Рассмотрим несколько характерных вариантов. Петрогенные и когерентные по отношению к  $O1$  элементы (такие как Ni, Co) могут быть учтены при балансовых расчётах. Величина смещения оценок некогерентных элементов пропорциональна количеству интеркумулятивного расплава, захороненного в зоне оливиновых кумулатов. Наиболее сильные искажения оценок происходят в случае высоко когерентных элементов, образующих собственную минеральную фазу. Показательным в этом отношении является Cr и Cu. В силу того, что Cr в составе хромита практически полностью сконцентрирован в зоне оливиновых кумулатов, оценка KPD\* по Cr в 2.5 раза превосходит LVR\*. Характерно, что это пропорционально доле оливиновых вкрапленников в

KPD и LVR (50 и 20%, соответственно). Напротив, Cu концентрируется в сульфидной фазе, которая приурочена к габброидным дифференциатам, поэтому оценка KPD\* в 1.5 раза ниже по сравнению с LVR\*.

Сопоставление содержаний петрогенных элементов остаточных жидкостей LVR\* и KPD\* с полученными в результате данного исследования составами AGL и SHL можно наглядно провести на рис. 10. Различия оценок, полученных в данном и предшествующих исследованиях, по большинству петрогенных элементов не превышают интервала неопределенности этих методов. Значимыми являются различия по Al и Na. Действительно, составы LVR\* и KPD\* имеют ощутимо более высокие концентрации этих элементов. Это может указывать на то, что в оценке средневзвешенных составов LVR и KPD завышена доля лейкократовых габброидов в верхних частях раз-



**Рис. 11** Спектры распределения лантаноидов в модельных исходных расплавах пород краевой группы Аганозёрского блока, нормализованные на состав хондрита С1 [36]; для сравнения приведены спектры вулканитов свиты Ветреного пояса [33].

Условные обозначения: залитые символы – модельные расплавы: ромбы – обр. 20/1627.5, квадраты – 20/1627, круги – 20/1603.1, незалитые – эффузивы Ветреного пояса.

реза, в которых сосредоточена значительная часть глинозема и окиси натрия. Как и следовало ожидать, по Сг и Си оценка AGL занимает промежуточное положение по отношению к LVR\* и KPD\*. Это можно рассматривать как дополнительное свидетельство неадекватности определений доли дунитовой составляющей массива, положенных в основу предшествующих исследований [5, 8].

Основываясь на структурно-геологическом анализе региона, сходных петрохимических характеристиках пород и близости абсолютных датировок В.С. Куликов [34] выдвинул гипотезу о том, что Бураковско-Аганозёрский плутон вместе с эффузивами свиты Ветреного пояса принадлежит к единой магматической формации, являясь их глубинным аналогом. Полученные характеристики родоначального расплава Бураковско-Аганозёрского плутона позволяют провести более детальное сопоставление химизма этих образований. Для сравнительного анализа были привлечены наименее магнезиальные ( $MgO < 11\%$ ) составы лавовых потоков [33, 35], как содержащие минимальное количество интрателлурических вкрапленников оливина. Близость петрохимических составов вулканитов и модельных составов AGL и SHL демонстрирует рис. 10. Сравнение хондрит-нормализованных [36] спектров пород краевой группы Аганозёрского блока с составами вулканитов Ветреного пояса также приводит к выводу об их близости (рис. 11). Наблюдаются только незначительные отклонения: по легким лантаноидам спектры краевой группы соответствуют верхней огибающей поля составов базальтов, а по тяже-

лым – нижней. По-видимому, это связано с наличием в расплаве базальтов свиты кристаллов оливина, интрателлурические вкрапленники которого наблюдаются даже в шлаковой корке потока [35]. Занижение концентраций легких лантаноидов и некоторое завышение содержаний тяжелых происходит из-за различий их коэффициентов распределения оливин-расплав.

Таким образом, наблюдаемая близость составов по петрогенным и редкоземельным элементам является дополнительным свидетельством в пользу гипотезы о комагматичности плутона свите Ветреного пояса, а также подтверждением реалистичности представленных модельных построений.

## ВЫВОДЫ

Настоящую публикацию следует завершить перечислением основных выводов, следующих из представленного материала.

1. В пределах пород Краевой группы плутона выделено два типа разреза. Разрез I типа вскрыт на Аганозёрском блоке и в наиболее эродированной части Шалозёрского. Разрез II типа выявлен в тех частях Шалозёрского блока, где степень эрозии значительно меньше. В силу этого, породы разреза первого типа интерпретированы как разрезы придонных частей краевой группы, тогда как разрезы второго типа трактуются как породы ее боковой фации.

2. На момент внедрения состав интрателлурических вкрапленников определен как оливин состава  $Fo_{87}$ .

3. Методом геохимической термометрии по породам Краевой группы плутона получена оценка состава и температуры родоначального расплава (жидкой составляющей материнской магмы). По образцам Аганозёрского блока получена оценка  $1303 \pm 18^\circ\text{C}$ , по породам Шалозёрского блока –  $1323 \pm 26^\circ\text{C}$ .

4. Сопоставление предшествующих оценок средневзвешенного состава интрузива с результатом модельных расчетов позволяет говорить, что они адекватно отражали строение базитовой части плутона и неверно оценивали объём зоны оливиновых кумулатов.

5. Установлена близость составов родоначального расплава Бураковско-Аганозёрского плутона и эффузивов свиты Ветреного пояса по петрогенным и редкоземельным элементам. Это является дополнительным аргументом в пользу гипотезы об их комагматичности.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта 6-го конкурса-экспертизы молодых ученых РАН 1999 г. (грант № 300), гранта РФФИ № 02-05-64118.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Николаев Г.С., Хворов Д.М. Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья: I. Геохимическая структура расслоенной серии плутона // Геохимия. 2003. № 8. С. 847–865.
2. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации баальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.
3. Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.
4. Ariskin A.A. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 90. P. 115–162.
5. Лавров М.М. Оливины и пироксены Бураковской расслоенной интрузии // В кн. Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, Институт геологии, 1994. С. 6–41.
6. Коптев-Дворников Е.В., Николаев Г.С., Ганин В.А. и др. Вертикальное строение Аганозерско-Бураковского рудоносного расслоенного интрузива (юго-восток Балтийского щита) // В кн. VII Международный платиновый симпозиум, тез. докл. Москва. Россия. 1–4 августа 1994. С. 48.
7. Николаев Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Ганин В.А., Гриневиц Н.Г. Пространственная структура Бураковско-Аганозёрского расслоенного массива и распределение петрогенных элементов в его разрезе // Отчет. Геология. 1995. № 10. С. 56–64.
8. Николаев Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Ганин В.А. и др. Вертикальное строение Бураковско-Аганозерского расслоенного массива и распределение петрогенных элементов в его разрезе // Докл. АН. 1996. Т. 347. № 6. С. 799–801.
9. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
10. Бармина Г.С., Арискин А.А. Оценка химических и фазовых характеристик исходной магмы троктолитового интрузива Киглапейт (Лабрадор, Канада) // Геохимия. 2002. № 10. С. 1071–1083.
11. Соболев П.О. Глубинное строение Бураковского массива // В кн. Геология Северо-Запада Российской Федерации / Под ред. Проскурякова В.В. и Гаскельберга В.Г. СПб.: Северо-Западный геологический центр, 1993. С. 193–207.
12. Горошко А.Ф. Новый геолого-промышленный тип месторождений комплексного никель-магнетитового сырья в ультрамафитах Карелии // В кн. Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1 / Под ред. Голубева А.И., Рыбакова С.И. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1998. С. 24–35.
13. Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Grokhovskaya T.L. et al. Petrology and Ni–Cu–Cr–PGE mineralization of the largest mafic pluton in Europe: The early Proterozoic Burakovsky layered intrusion, Karelia, Russia // Intern. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 509–525.
14. Chistyakov A.V., Sharkov E.V., Grokhovskaya T.L. et al. Petrology of the Europe-Largest Burakovka early Paleoproterozoic layered pluton (Southern Karelia, Russia) // Russian J. of Earth Sci. 2002. V. 4. № 1. P. 35–75.
15. Гриневиц Н.Г., Ганин В.А., Бондарева Т.В. Разработка петрологической модели расслоенного Бураковско-Аганозёрского массива ультраосновных пород на основе обобщения материалов ГТК-200, ГТК-50. Отчет за 1996–2000 гг., Петрозаводск: Карельская геологическая экспедиция, 2000.
16. Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И. и др. Строение Бураковско-Аганозёрского расслоенного комплекса, петрологические выводы // Петрология. 2000. Т. 8. № 6. С. 650–672.
17. Чистяков А.В., Богатиков О.А., Гроховская Т.Л. и др. Бураковский расслоенный плутон (Южная Карелия) как результат пространственного совмещения двух интрузивных тел: петрологические и изотопно-геохимические данные // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 2. С. 228–235.
18. Богина М.М., Красивская И.С., Шарков Е.В. и др. Жильные граниты Бураковского расслоенного плутона, Южная Карелия // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 409–429.
19. Burkhard D.J.M. Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 6. P. 1297–1306.
20. Lehmann J. Diffusion between olivine and spinel: application to geothermometry // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. № 1. P. 123–138.
21. Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
22. Бармина Г.С., Арискин А.А., Френкель М.Я. Петрохимические типы и условия кристаллизации плагиодолеритов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 2. С. 192–206.
23. Chalokwu C.I., Grant N.K., Ariskin A.A., Barmina G.S. Simulation of primary phase relations and mineral compositions in the Partridge River intrusion, Duluth Complex, Minnesota: implications for the parent magma composition // Contribs Mineral. and Petrol. 1993. V. 114. P. 539–549.
24. Chalokwu C.I., Ariskin A.A., Koptev-Dvornikov E.V. Forward modeling of the incompatible element enrichment at the base of the Partridge River intrusion, Duluth Complex, Minnesota: Magma dynamics in a lower mushy zone // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 4997–5011.
25. Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени раскристаллизованности исходной магмы // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 451–479.
26. Ariskin A.A. The compositional evolution of differentiated liquids from the Skaergaard Layered Series as determined by geochemical thermometry // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. V. 5. № 1. P. 1–29.
27. Арискин А.А., Конников Э.Г., Кислов Е.В. Моделирование равновесной кристаллизации ультрама-

- фитов в приложении к проблемам формирования фазовой расслоенности Довыренского плутона (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия*. 2003. № 2. С. 1–25.
28. *Kushiro I., Yoder H.S., Jr.* Anorthite–forsterite and anorthite–enstatite reactions and their bearing on the basalt–eclogite transformation // *J. Petrol.* 1966. V. 7. P. 337–362.
  29. *Takahashi E., Kushiro I.* Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // *Amer. Miner.* 1983. V. 68. № 9/10. P. 859–879.
  30. *Арискин А.А.* Расчет устойчивости титаномagnesита на ликвидусе базальтов и андезитов в связи с проблемой дифференциации толеитовых магм // *Геохимия*. 1998. № 1. С. 18–27.
  31. *Альмеев Р.Р., Арискин А.А.* ЭВМ-моделирование расплавно-минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе // *Геохимия*. 1996. № 7. С. 624–636.
  32. *Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В.* Геохимия расслоенных Кивакского и Бураковского интрузивов и концентрирование благородных металлов в процессе их становления // *Матер. Всерос. научной конф. “Геология, Геохимия, Геофизика на рубеже XX и XXI веков”, к 10-летию РФФИ*. Т. 2. “Петрология, геохимия, минералогия, геология месторождений полезных ископаемых, геоэкология”. М.: ООО “Связь-Принт”, 2002. С. 164–165.
  33. *Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. № 6. P. 1205–1222.
  34. *Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Зудин А.И.* Коматиитовый магматизм палеопротерозоя юго-востока Феноскандии // *Матер. Всерос. научной конф. “Геология, Геохимия, Геофизика на рубеже XX и XXI веков”, к 10-летию РФФИ*. Т. 2. “Петрология, геохимия, минералогия, геология месторождений полезных ископаемых, геоэкология”. М.: ООО “Связь-Принт”, 2002. С. 120–121.
  35. *Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetreny Belt, Baltic Shield // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1996. V. 124. № 3/4. P. 273–290.
  36. *Wasson J.T., Kallemeyn G.W.* Composition of chondrites // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1988. V. A325. P. 535–544.