

## ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТИЗАЦИИ И МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ ОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ В КОНТАКТОВОМ ОРЕОЛЕ ЮРЧИКСКОГО ГАББРО-НОРИТОВОГО ИНТРУЗИВА ГАНАЛЬСКОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

© 2013 г. И. А. Тарарин\*, З. Г. Бадреднинов\*, С. И. Дриль\*\*, Н. С. Герасимов\*\*, Г. П. Сандимирова\*\*, Т. А. Владимирова\*\*

\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
690022, Владивосток, просп. 100-лет Владивостоку, 159  
e-mail: itararin@mail.ru

\*\*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а  
e-mail: sdril@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 07.07.2011 г.  
Принята к печати 16.02.2013 г.

Геологические и геохимические данные свидетельствуют, что образование гранулитоподобных пород в контактовом ореоле Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки обусловлено процессами контактового метаморфизма, метасоматоза и локального плавления исходных осадочно-вулканогенных отложений вахталкинской толщи ганальской серии. Во внутренней части ореола, где температура достигала 700°–800°С, основные вулканы толщи преобразованы в двупироксен-плагиоклазовые, клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые роговики, а осадочные породы – в гранат-биотитовые ± кордиерит роговики. В локальных участках ороговикованных базитовые вулканы подверглись метасоматическим изменениям и магматическому замещению с формированием тел биотит-ортопироксен-плагиоклазовых метасоматитов, содержащих биотит-ортопироксен-плагиоклазовые ± гранат мигматитовые прожилки и обособления. Осадочные прослои при этих процессах преобразованы в гранатовые эндербиты, термодинамические условия образования которых отвечают температуре 700°–800°С и давлению 3.2–4.8 кбар. Сравнение химического состава основных вулканических пород вахталкинской толщи и продуктов их преобразования свидетельствует, что по химизму метасоматические изменения и магматическое замещение отвечают кремниевому-щелочному метасоматозу (гранитизации) и обуславливают последовательный и неравномерный привнос в замещаемые породы SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос Fe, Mg, Mn, Ca, Cr, Co, Ti, Y и S. Данные по содержанию РЗЭ в основных метавулканиках, роговиках и метасоматитах свидетельствуют, что при процессах ороговикования, метасоматического преобразования и магматического замещения исходных вулканических пород содержание легких РЗЭ значительно возрастает, а концентрация тяжелых РЗЭ несколько снижается. Изучение изотопных отношений стронция и неодима в породах ореола показало, что исходные основные вулканы вахталкинской толщи близки по изотопным характеристикам к толеитам зрелых островных дуг, так и базальтам срединно-океанических хребтов. Процессы метасоматического изменения и магматического замещения вулканических пород ореола приводят к снижению изотопных отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и увеличению изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr примерно параллельно мантийному тренду. Свинцовая изотопная система изученных пород реагирует на метасоматическое воздействие некоторым ростом радиогенности свинца от исходных метавулканических пород к метасоматитам. Предполагается, что процессы метаморфизма, метасоматоза и магматического замещения происходили под влиянием высокоминерализованных глубинных флюидов, фильтровавшихся по магматическим каналам, по которым осуществлялся подъем габброидной магмы.

**Ключевые слова:** основные вулканы, роговики, габбро-нориты, метасоматиты, гранитизация, магматическое замещение, Ганальский хребет, Камчатка.

DOI: 10.7868/S0016752513080062

### ВВЕДЕНИЕ

Влияние флюидов на перенос химических компонентов при магматических и метасомати-

ческих процессах — одна из остро дискутируемых проблем в современной геологической литературе. В рамках этой проблемы новым достижением являются публикации, обосновывающие форми-

рование гранитоидов океанического дна за счет метасоматического преобразования базитового фундамента флюидными компонентами. Геохимически сопоставимые процессы высокотемпературного метасоматического преобразования базитов можно наблюдать в экзоконтактной зоне Юрчикского габбро-норитового массива на Камчатке, характеристике которого посвящена данная работа.

Высокотемпературные гранулитоподобные метаморфические породы (гранатовые эндробиты), обнаруженные в контактовом ореоле Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки, обусловили длительную дискуссию об их происхождении и фациальной принадлежности [1–7]. Часть исследователей рассматривало эти образования в качестве самостоятельного древнего (преимущественно докембрийского) комплекса сиалического фундамента Восточной Камчатки [1–3], на котором происходило формирование всех последующих отложений. По мнению других, эти метаморфические породы образовались при контактово-реакционных процессах, обусловленных внедрением крупного Юрчикского габбро-норитового интрузива в меловые осадочно-вулканогенные отложения ганальской серии [4–8].

В предыдущих работах авторы обращались к этому региону, рассматривая процессы эндробитизации, габброизации и магматического замещения в контактовом ореоле Юрчикского габбро-норитового интрузива [6, 9–13]. В данной работе использованы новые материалы по геохимии РЗЭ и изотопов Sr, Nd и Pb метаморфических пород вахталкинской толщи ганальской серии, измененных процессами метасоматоза, гранитизации и магматического замещения в контактовом ореоле Юрчикского интрузива и обсуждаются вопросы происхождения “гранулитоподобных” образований.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализы РЗЭ выполнены методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Содержания SiO<sub>2</sub> и П.п.п. определены методом гравиметрии, остальных петрогенных элементов – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500 в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Ряд рассеянных элементов определен рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S<sub>4</sub> Pioneer в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод сплавления с метабора́том лития (LiBO<sub>2</sub>) в соотношении навеска : плавень 1 : 3. При определении микроэлементов

величина относительного стандартного отклонения не превышала 10%.

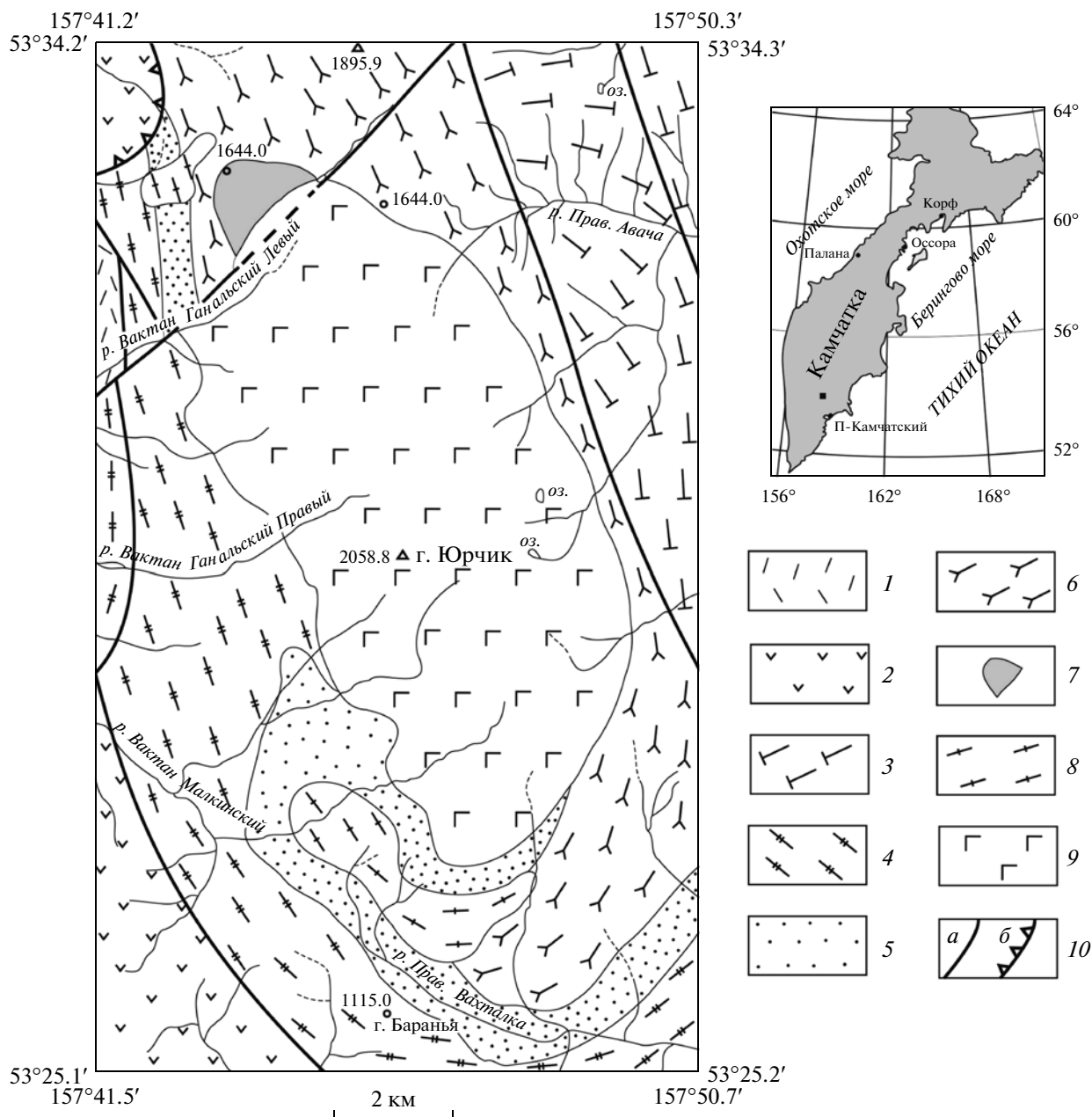
Изотопный анализ Sr, Nd и Pb выполнен в Институте геохимии СО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, г. Иркутск). Правильность измерения изотопного состава Sr контролировалась по стандарту NBS-987, измеренная величина <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в котором составила 0.71024 ± 1, при рекомендованном значении <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.71025. Правильность изотопного анализа Nd контролировалась по стандарту JND-1, измеренная величина которого составила <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512100 ± 5 при рекомендованном значении <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512116. Для расчета <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd и <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr в пробах использовались данные ICP-MS анализа, выполненного в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Нормирование измеренных величин изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в пробах к рекомендованному значению стандарта ВНИИМ не проводилось.

Учет приборного масс-фракционирования при изотопном анализе Pb осуществлялся по методу “коррекции в нулевое время” [14, 15]. При этом величина измеренного изотопного состава Pb стандарта NBS-981 составила <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 16.939 ± 2; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.492 ± 2; <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 36.706 ± 8 при рекомендованном значении <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 16.937; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.491; <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 36.721.

## КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Юрчикский интрузив, прорывающий и метаморфизующий осадочно-вулканогенные отложения ганальской серии, представляет собой факолитообразное тело длиной около 22 км (рис. 1). Наиболее значительная мощность габброидных пород (до 1500 м), фиксируемая по интенсивности магнитного поля, установлена в северной части массива (рис. 2). Здесь отмечается максимальный прогрев вмещающих пород вахталкинской толщи ганальской серии и развитие в них интенсивных процессов ороговикования, на которые наложены процессы метасоматического преобразования и магматического замещения.

Юрчикский массив сложен ранними габбро-норитами с небольшими телами кортландитов и более поздними магматическими образованиями, варьирующими по составу от лерцолитов, верлитов и троктолитов до меланократовых клинопироксен-амфиболовых габбро [5, 9]. Поздние постметаморфические габброиды обнажаются в основном в южной и юго-восточной частях интрузива, прорывая ранние габбро-нориты, вмещающие породы ганальской серии и гнейсовидные амфибол-биотитовые гранитоиды, являющиеся, по нашему мнению, кремнекислыми дифференциатами Юрчикского интрузива. Геохимически поздние габброиды сходны с продуктами фракционирования



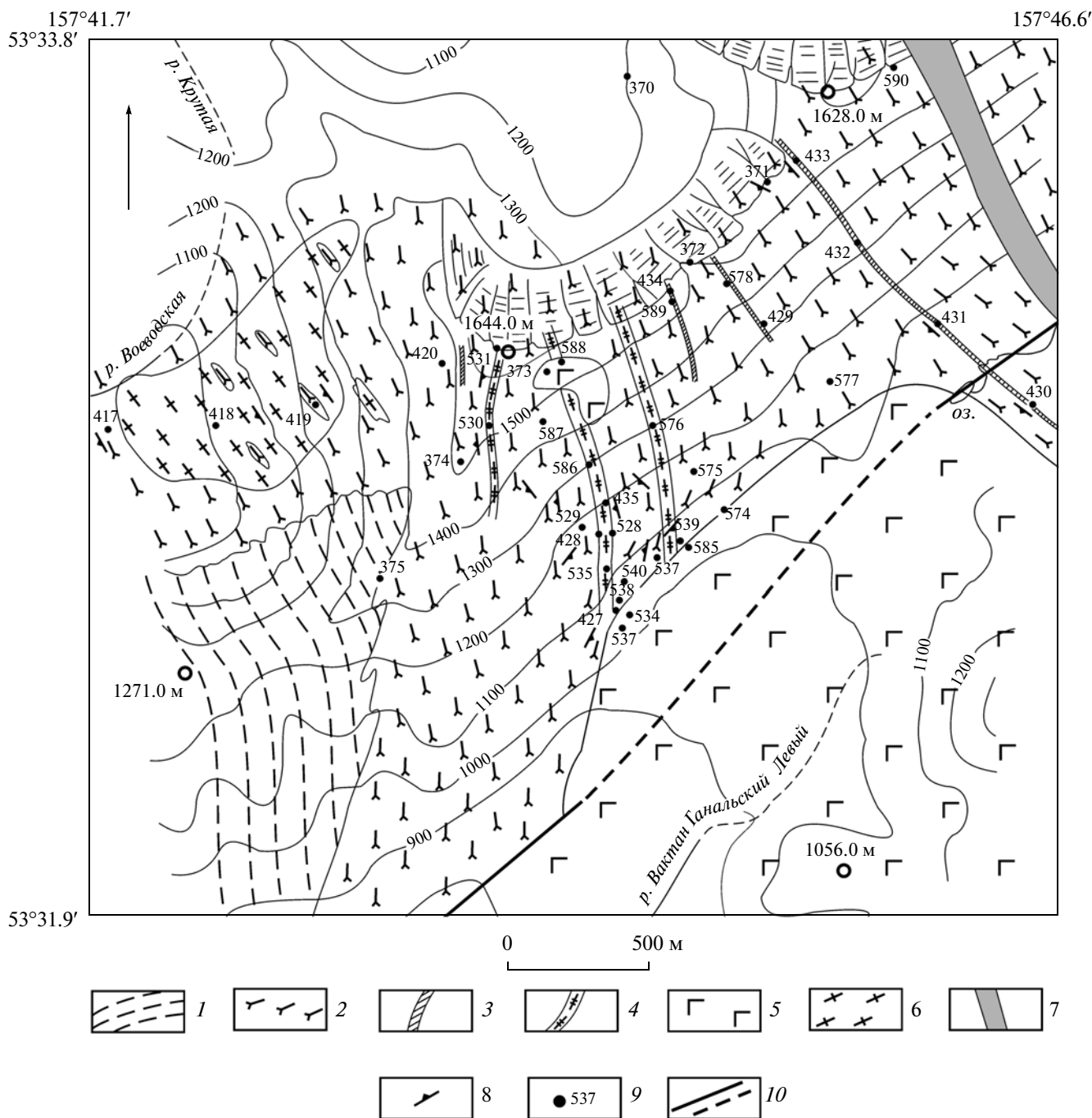
**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Юрчицкого габбро-норитового интрузива Ганальского хребта.

1 – туфы и эффузивы неогена; 2 – ирунейская свита (поздний кампан-маастрихт) – кремнистые сланцы, алевролиты, туффиты, туфы, измененные базальтоиды, глинистые сланцы, песчаники; 3 – стеновая серия (поздний мел) – зеленокаменно измененные кислые, средние и меньше основные эффузивы и их туфы, терригенные породы; 4–6 – ганальская серия (мел): 4 – терригенно-вулканогенная (дявольская), 5 – терригенная (воеводская), 6 – существенно вулканогенная (вахталкинская) толщи; 7 – зона интенсивного ороговикования, метасоматоза и магматического замещения пород вахталкинской толщи; 8 – гнейсовидные амфибол-биотитовые плагиограниты; 9 – гнейсовидные габбро-нориты и постметаморфические клинопироксен-амфиболовые габбро и перидотиты Юрчицкого массива (неразчлененные); 10 – разломы (а), надвиги (б). На врезке – положение Юрчицкого интрузива.

рования высокоглиноземистых низкокальциевых толеитов островных дуг [16].

В краевых зонах ранние габбро-нориты разгнейсованы, катаклазированы и диафторированы (вплоть до образования габбро-амфиболитов) в результате наложенного регионального метаморфизма

амфиболитовой фации [5, 7, 9], охватившего также роговики ореола, осадочно-вулканогенные отложения ганальской серии и амфибол-биотитовые гранитоиды. Этот региональный метаморфизм обусловлен, вероятно, интенсивными процессами надвигообразования и скупивания

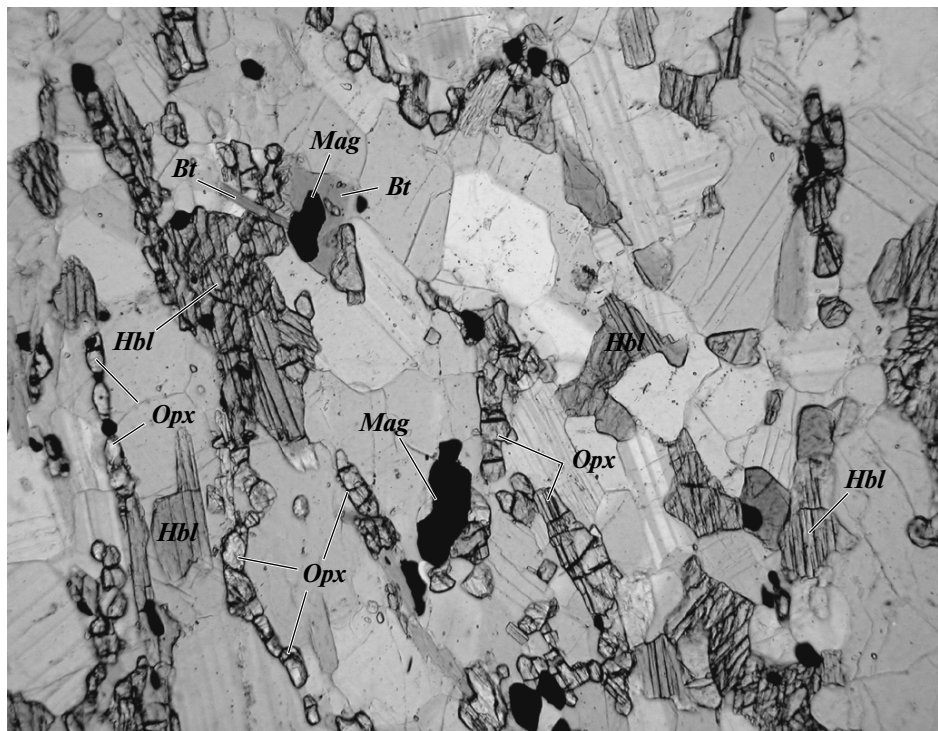


**Рис. 2.** Схема геологического строения контактового ореола северной части Юрчикского габброидного интрузива (истоки р. Вахтанганальский Левый).

1–3 – метаморфические образования ганальской серии: биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы воеводской толщи (1), амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и дупироксен-амфиболовые рогики по базитовым вулканитам вахталкинской толщи, биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты (2), прослой биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов (3), 4 – тела гранат-ортопироксен-кордиерит-биотитовых эндербитов, 5 – гнейсовидные габбро-нориты, 6 – гнейсовидные амфибол-биотитовые плагиограниты, 7 – зона интенсивной пиритизации пачки переслаивания основных, средних и кремнекислых метавулканитов, 8 – элементы залегания сланцеватости, гнейсовидности, полосчатости, 9 – точки наблюдений, 10 – тектонические нарушения. Горизонтالي проведены через 100 м.

различных структурно-вещественных комплексов с образованием пакета литопластин при формировании современной чешуйчато-надвиговой

тектонической структуры Ганальского хребта [17]. Предполагается, что этот метаморфизм был синхронен региональному метаморфизму отложе-



**Рис. 3.** Метасоматическое замещение буровато-зеленой роговой обманки (*Hbl*) ортопироксеном (*Opx*) в базитовых роговиках контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива. Обр. 537-С, без анализатора. *Bt* – биотит, *Mag* – магнетит.

ний Срединнокамчатского кристаллического массива (52–55 млн. лет). Время регионального метаморфизма пород Ганальского хребта определяется интервалом между внедрением ранних габбро-норитов и перидотитов Юрчикского интрузива (U–Pb SHRIMP возраст 85 млн. лет [18]) и формированием постметаморфических габброидов, возраст которых по данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и U–Pb SHRIMP определений, равен 20–25 млн. лет [16, 19].

Вахталкинская толща (мощностью 800–900 м), залегающая в основании ганальской серии, сложена основными метавулканитами – амфиболитами, амфиболовыми и клинопироксен-амфиболовыми сланцами, содержащими разбудинированные пролои метаосадочных гранат-биотитовых ± кордирит плагиогнейсов мощностью от 10–20 сантиметров до 10–15 и более метров, дацитовых метавулканитов, кварцитов и изредка мраморов [13]. Время формирования базитовых вулканитов вахталкинской толщи по данным U–Pb SHRIMP изотопии цирконов датируется возрастом  $116.2 \pm 1.3$  и  $120 \pm 1.5$  млн. лет [20]. Кроме того, эти вулканиты содержат большое количество ксеногенных цирконов триас-карбонового, раннепалеозойского и протерозойского возрастов [20].

### ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Основные вулканиты вахталкинской толщи во внутренних частях контактового ореола превращены в мелкозернистые амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые роговики [12, 13], состоящие из магнезиальной роговой обманки или железистого паргасита ( $X_{Mg} = 0.60–0.67$ )<sup>1</sup>, плагиоклаза ( $X_{An} = 0.8–0.5$ ), клинопироксена ( $X_{Mg} = 0.68–0.77$ ) и реже ортопироксена ( $X_{Mg} = 0.70–0.72$ ). Максимальная температура контактового метаморфизма достигала 700–800°C [13].

Базитовые роговики в локальных участках ореола подверглись метасоматическим преобразованиям. На начальных этапах метасоматоза в роговиках формировались отдельные мелкие кристаллы и цепочки кристаллов ортопироксена, замещающего амфибол исходных пород (рис. 3). Фактически все роговики северной части контактового ореола в различной степени изменены этими процессами замещения парагенезисов роговиков ассоциацией тонко- и мелкозернистых метасоматитов (рис. 4), состоящих из ортопироксена ( $X_{Mg} = 0.58–0.63$ ), плагиоклаза  $An_{45}$ , переменного количества биотита ( $X_{Mg} = 0.60–0.75$ ), апатита и Fe–Ti-оксидов.

<sup>1</sup>  $X_{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$ ;  $X_{An} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ .

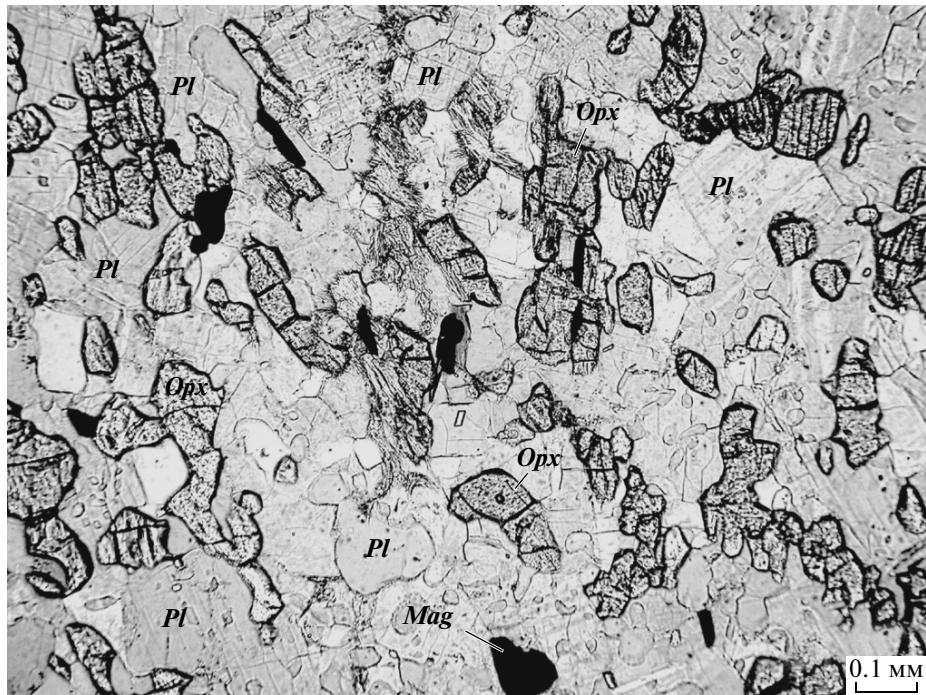


Рис. 4. Мелкозернистый биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматит. Обр. 427-И, без анализатора. *Orx* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Mag* – магнетит.

Усиление метасоматических процессов обуславливает интенсивную дебазификацию роговиков и их локальное магматическое замещение, выражающееся в развитии маломощных лейкократовых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых  $\pm$  гранат мигматитовых прожилков и обособлений (рис. 5) с магматической гипидиоморфнозернистой структурой и более крупными (до 1–2 и более миллиметров) кристаллами минералов. Детально минералогия метасоматических преобразований и магматического замещения базитовых роговиков ореола рассмотрена в работе [13].

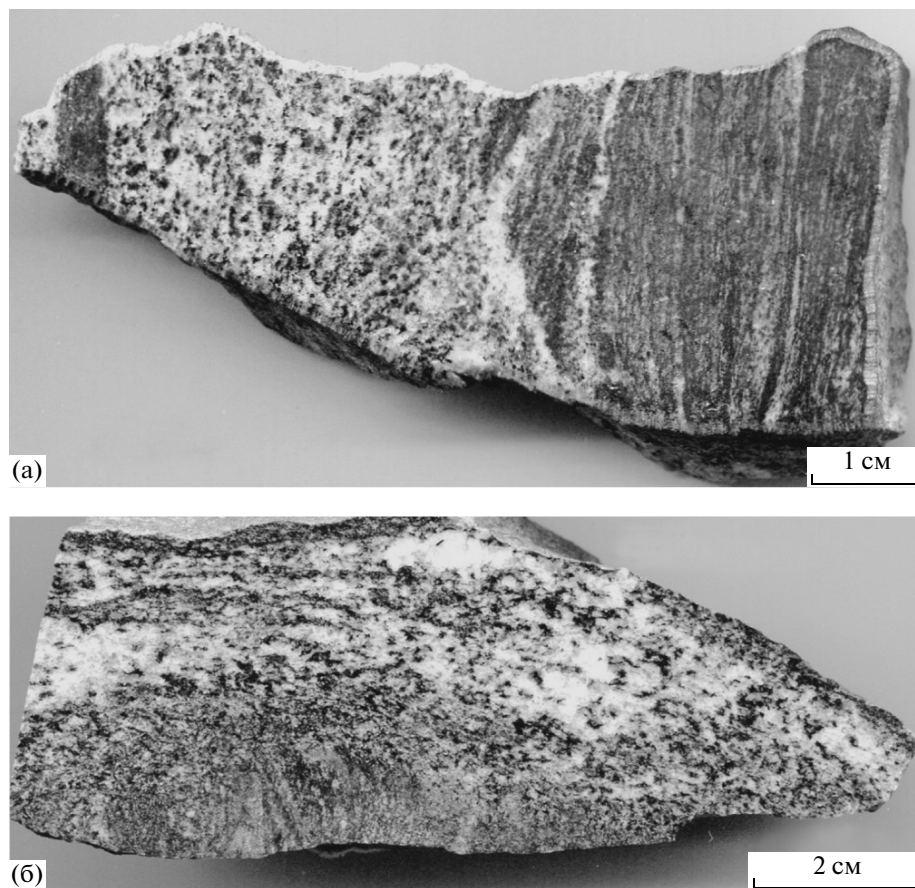
Образование в метасоматитах биотит-ортопироксен-плагиоклазовых  $\pm$  гранат лейкократовых прожилков и обособлений, аналогичных лейкосоме типичных мигматитов, свидетельствует о локальном плавлении (магматическом замещении) исходных роговиков, предварительно измененных метасоматическими процессами. Особенностью метасоматитов и мигматитовых прожилков и обособлений является резко повышенное содержание в них апатита, указывающее на высокую концентрацию летучих компонентов (воды, фосфора, хлора, фтора) в метаморфизирующих флюидах. Новообразованные ортопироксен и биотит метасоматитов и мигматитовых прожилков характеризуются более высокой железистостью, а плагиоклаз более низкой основностью по сравнению с аналогичными минералами роговиков [13]. Количество граната в мигматитовых прожилках обычно

не превышает нескольких процентов. Его минимальный состав следующий: *Alm* – 60–63%, *Prp* – 15–17, *Sps* – 13–14, *Grs* – 8–10,  $X_{Mg} = 0.17–0.18$ .

Дальнейшая интенсификация метасоматических процессов и магматического замещения роговиков обуславливает усиление дебазификации исходных основных вулканитов и появление в метасоматитах единичных маломощных прожилков гранатовых эндербитов, в парагенезисы которых кроме ортопироксена, биотита и плагиоклаза входят кварц, кордиерит, гранат и иногда калиевый полевой шпат. Крупные тела гранатовых эндербитов образуются исключительно при магматическом замещении разбужденных пластов терригенных пород, залегающих среди основных метавулканитов вахталкинской толщи (рис. 2). Термодинамические условия формирования гранатовых эндербитов, определенные по гранат-ортопироксеновому геотермобарометру [21], отвечают температуре 700–800°C и давлению 3.2–4.8 кбар [13].

## ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Сравнение химического состава исходных основных вулканитов вахталкинской толщи контактового ореола и продуктов их преобразования [12, 13] показывает, что процессы метасоматоза и магматического замещения отвечают кремнево-щелочному метасоматозу (гранитизации), при



**Рис. 5.** Лейкократовые мигматитовые биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые прожилки в тонкозернистых биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых метасоматитах. а – обр. 535-К, б – обр. 574.

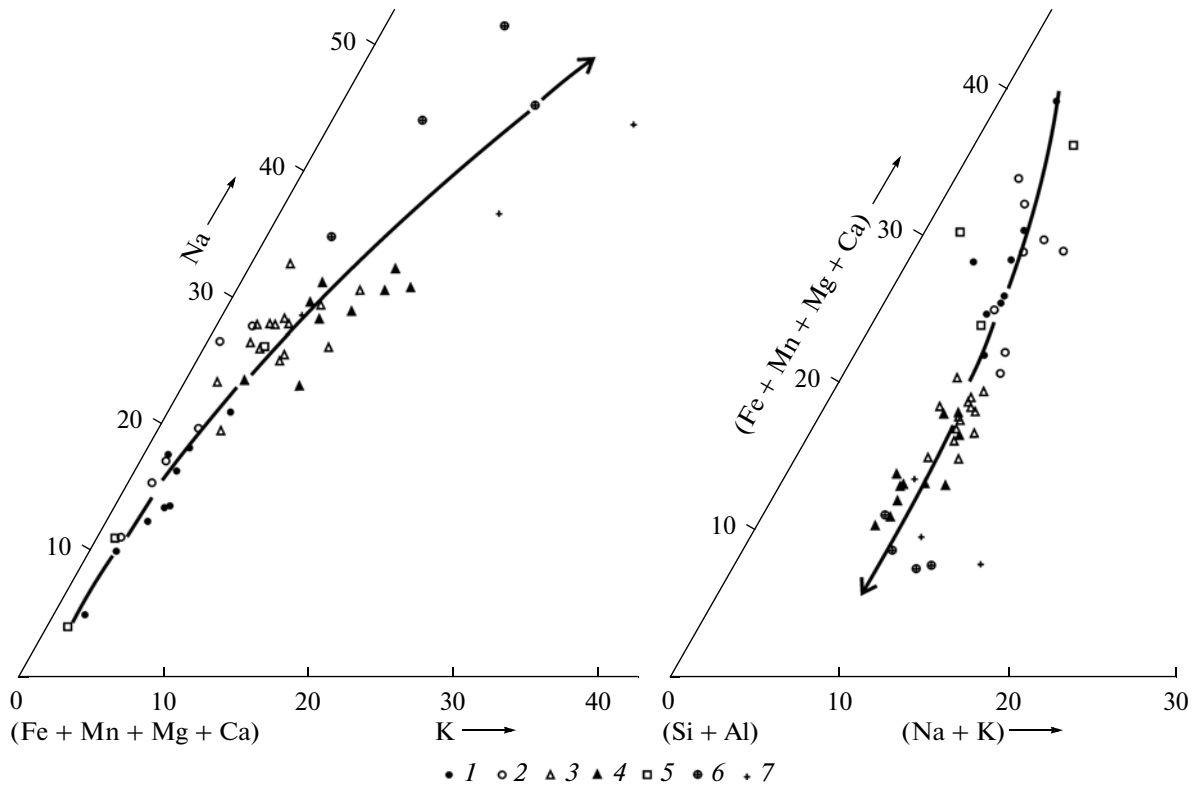
котором в исходные породы происходит последовательный, но неравномерный привнос  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос Fe, Mg, Mn, Ca и некоторых рассеянных компонентов – Sr, Co, Ti, Y, S, обуславливая интенсивную дебазификацию исходных образований (рис. 6). Аналогичный вывод о поведении элементов при процессах гранитизации сделан в работе [22]. Несмотря на то, что масштабность процессов гранитизации при региональном и контактовом метаморфизмах различна, поведение химических элементов (привнос-вынос) подчиняется одним и тем же закономерностям.

Сравнение содержаний РЗЭ в основных вулканитах вахталкинской толщи, их ороговикуванных разностях и метасоматитах свидетельствует, что при процессах метасоматического преобразования и магматического замещения исходных образований содержание легких РЗЭ значительно возрастает, а концентрация тяжелых РЗЭ несколько снижается (табл. 1, рис. 7). Многокомпонентные дискриминантные диаграммы вулканитов вахталкинской толщи и продуктов их метасоматического преобразования и магматического заме-

щения, нормированные по примитивной мантии, характеризуются отсутствием надсубдукционных геохимических меток.

Результаты исследования изотопного состава Sr, Nd и Pb в породах вахталкинской толщи, вмещающих Юрчикский габброидный массив, представлены в табл. 2, 3 и на рис. 8–10. Изотопная Nd–Sr<sup>2</sup> систематика исходных вулканитов, роговиков и метасоматитов (рис. 8) свидетельствует, что все три группы пород близки к тренду мантийной корреляции. На диаграмме рис. 8 составы изученных вулканитов приурочены к полям толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов ( $\epsilon\text{Nd}(0) = +10.1$ ) [25], а также вулканитов зрелых островных дуг, таких как Камчатка ( $\epsilon\text{Nd}(0) = +9.4$ ) [26] или Хонсю ( $\epsilon\text{Nd}(0) = +4.5$ ) [27, 28]. Вариации изотопного состава Nd в роговиках лежат в области крайних обнаруженных положительных значений этого изотопного отношения –  $\epsilon\text{Nd}(0) = +9.5 \div (+10.7)$ , тогда как для метасоматитов харак-

<sup>2</sup> Исследования показали [4], что в изотопном составе стронция и неодима изученных пород не обнаруживаются признаков существования в Ганальском хребте древней силической коры.



**Рис. 6.** Петрохимические диаграммы, характеризующие метасоматическое преобразование и магматическое замещение ороговикованных основных вулканитов и осадочных пород вахталкинской толщи в контактовом ореоле Юрчикского интрузива, по [12, 13].

1–2 – ороговикованные вулканиты: клинопироксен-амфибол-плаггиоклазового (1) и амфибол-плаггиоклазового (2) состава, 3 – биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые метасоматиты, 4 – гранатовые эндербиты, 5 – ксенолиты основных метавулканитов (роговиков) в гранатовых эндербитах, 6 – чарнокитоиды, 7 – метаморфизованные кислые вулканиты (метадациты). Стрелки – направление изменения состава ороговикованных базитовых метавулканитов вахталкинской толщи при процессах гранитизации и магматического замещения.

терны более низкие его величины –  $\epsilon\text{Nd}(0) = +4.0 \div (+9.1)$ .

В метаморфических породах вахталкинской толщи наблюдается отчетливая бимодальность в распределении величин  $\epsilon\text{Nd}$  (табл. 2), позволяющая наметить две группы пород: 1)  $\epsilon\text{Nd}(0) = +4.0 \div +4.5$ , в которую попадают как исходные вулканиты, так и метасоматиты, и 2)  $\epsilon\text{Nd}(0) = +7.8 \div +10.7$ , к которой принадлежат вулканиты, роговики и метасоматиты. Фиксируемые значения  $\epsilon\text{Nd}$  не зависят от воздействия на вулканиты метасоматических и метаморфических процессов и могут быть объяснены либо различием составов протолитов, из которых выплавлялись вулканиты вахталкинской толщи, либо селективной контаминацией коровым материалом с низким значением  $\epsilon\text{Nd}$ .

Вариации изотопного состава свинца исходных вулканитов, роговиков и метасоматитов (табл. 3, рис. 9) находятся в пределах поля составов четвертичных вулканитов Камчатки [26] и толеитовых базальтов Тихого океана [25], располагаясь вблизи

линии эволюции изотопного состава свинца деплетированной мантии [31].

Анализ распределения РЗЭ (табл. 1) показывает, что по сравнению с исходными вулканитами и роговиками в метасоматитах существенно возрастают величины  $\text{La}/\text{Yb}$  отношения, т.е. процесс метасоматического преобразования вмещающих пород сопровождается привнесением легких редкоземельных элементов. В связи с этим важно рассмотреть поведение изотопных систем комплементарного изменения этого параметра, как индикатора степени преобразования вмещающих пород. На диаграмме (рис. 10а) зависимости величины  $\epsilon\text{Nd}(0)$  от  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  прослеживаются два субгоризонтальных тренда, соответствующие группам пород 1 и 2, выделенным выше, что свидетельствует об отсутствии связи между привнесением легких редкоземельных элементов при гранитизации и изменениями первичных изотопных  $\text{Sm}-\text{Nd}$  характеристик протолита.

Величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изученных породах ведут себя более сложным образом. На диаграмме  $\text{Sr}-\text{Nd}$  изотопной корреляции (рис. 8) видно, что некото-



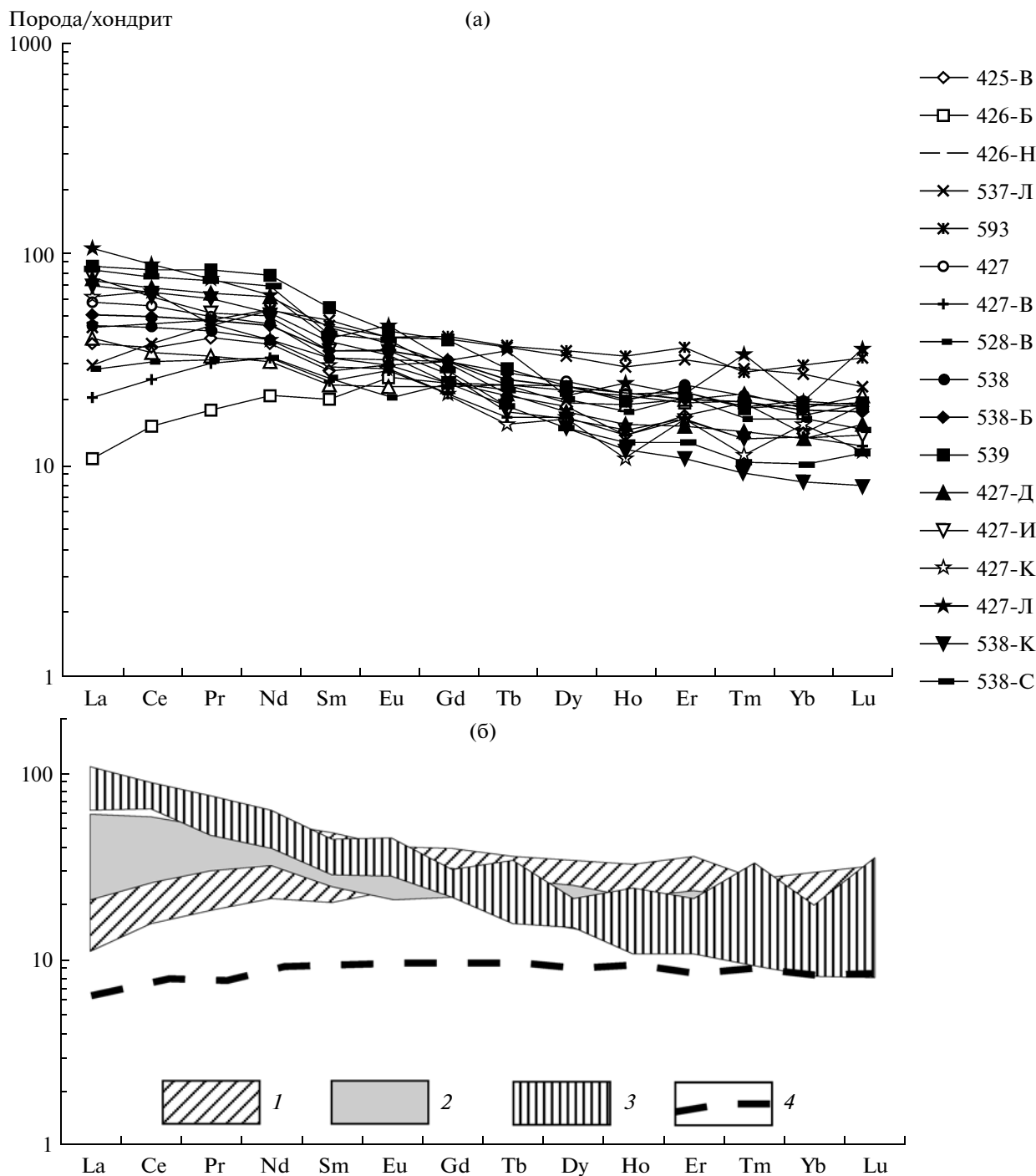
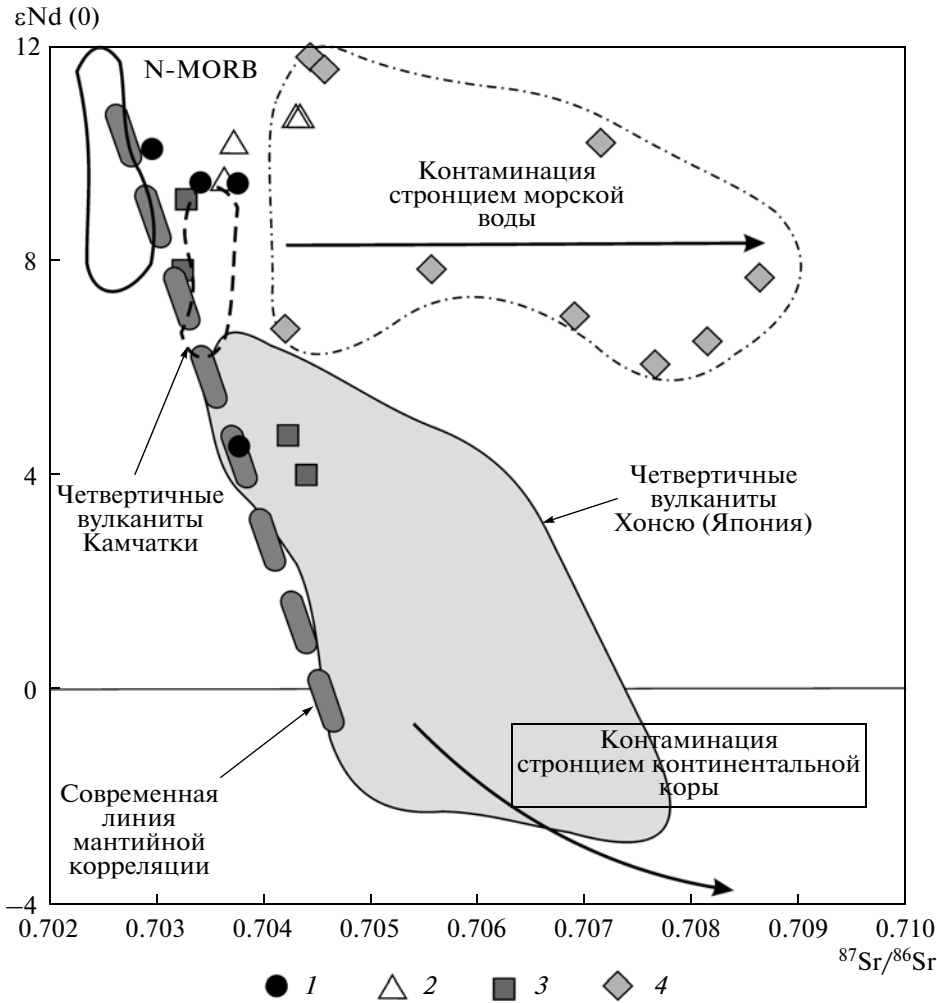


Рис. 7. Нормированные по хондриту [23] содержания РЗЭ (табл. 1) исходных основных вулканитов вахталкинской толщи, амфиболовых и амфибол-клинопироксеновых роговиков и биотит-ортопироксен-плагиоклазовых метасоматитов (а). Поля нормированных содержаний РЗЭ основных вулканитов (1), роговиков (2) и метасоматитов (3) контактового ореола Юрчикского интрузива (б). 4 – средний состав толеитового базальта срединно-океанических хребтов [24].

рые составы роговиков и метасоматитов отчетливо смещены вправо от линии мантийной корреляции, что может быть обусловлено участием в процессах метасоматоза и гранитизации некоторого количества флюидной фазы, содержащей стронций морского происхождения. Однако влияние этого фак-

тора на состав пород вахталкинской толщи в целом сказалось гораздо менее значительным по сравнению с метаморфическими породами Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки [29].

На диаграмме зависимости величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (рис. 10б) в ряду метавулканиты – ме-



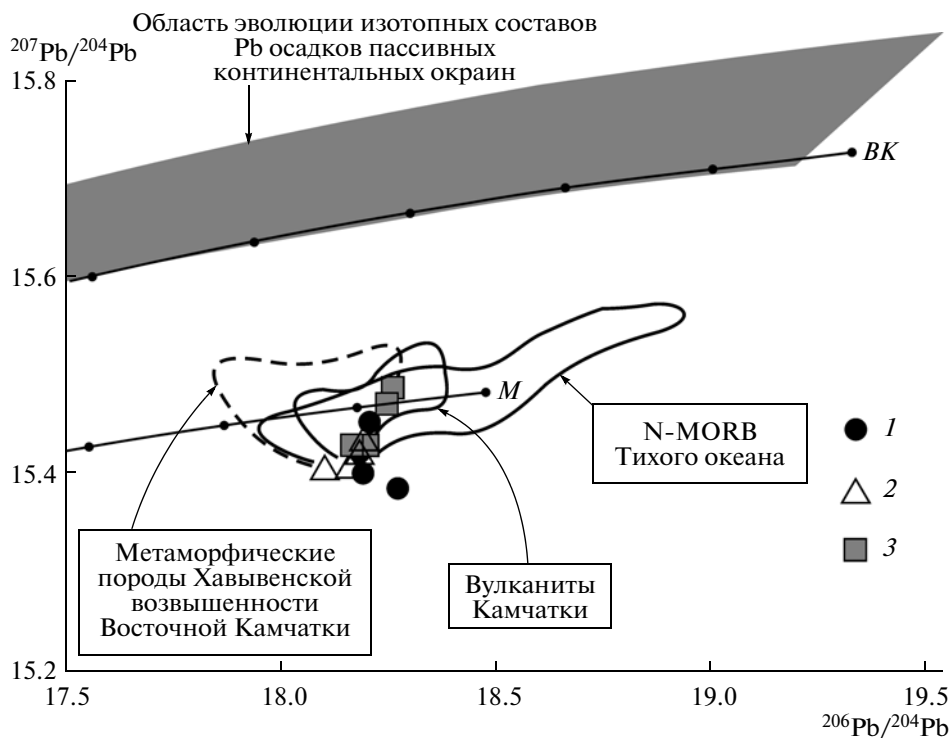
**Рис. 8.** Изотопная Sr–Nd систематика метаморфических и метасоматических пород контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива (табл. 2) в сравнении с базальтами N-MOR Тихого океана [25]; четвертичными базальтами Камчатки [26] и Хонсю [27, 28]. Условные обозначения: 1 – основные метавулканиты; 2 – амфиболовые и клинопироксен-амфиболовые роговики, 3 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты; 4 – метаморфические породы Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки [29].

тасоматиты группы (1) намечается отчетливая положительная корреляция, т.е. изотопный состав стронция становится более радиогенным в результате метасоматических преобразований, что может служить указанием на участие в этих процессах стронция морского генезиса. Для пород группы (2) наблюдается рост радиогенности стронция в ряду вулканиты – роговики с низкими величинами  $(La/Yb)_N = 1.8–3.7$  и  $Sr < 400$  мкг/г, тогда как в роговиках и метасоматитах с более высокими  $(La/Yb)_N$  отношениями и высокими содержаниями Sr изотопный состав этого элемента остается таким же, как и в исходных вулканитах. Наиболее вероятным объяснением этого является, видимо, буферизирующий эффект значительного количества первичного стронция в протолите, что существенно снижает степень его разбавле-

ния стронцием, привнесенным метасоматическими процессами.

Свинцовая изотопная система обеих групп пород реагирует на метасоматическое воздействие некоторым ростом радиогенности свинца от исходных вулканитов к метасоматитам (рис. 10в), что может свидетельствовать о привносе незначительной доли более радиогенного – “корового” свинца метаморфизирующей флюидной фазой по сравнению с составом свинца протолита.

Таким образом, процессы метасоматического преобразования и гранитизации базитовых вулканитов вахталкинской толщи, вмещающих Юрчикский габброидный массив, нашли свое отражение в вариациях изотопного состава Sr, Nd и Pb в ряду вулканиты (протолит) – роговики – метасоматиты. Изотопная Sm–Nd изотопная система в рамках исследованного метасоматического про-



**Рис. 9.** Зависимость  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для метаморфических и метасоматических пород контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива:

Условные обозначения 1–3 см. рис. 8. Область эволюции изотопного состава Pb в породах пассивных континентальных окраин рассчитана по данным [30]. По литературным данным показаны поля изотопного состава свинца: 1 – четвертичных базальтов Камчатки [26]; 2 – базальтов N-MOR Тихого океана [25]; 3 – метаморфических пород Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки [29]; BK – линия эволюции изотопного состава Pb в верхней континентальной коре, M – то же, в истощенной мантии [31].

пеще остается инертной и отражает первичные свойства пород. Rb–Sr система пород реагирует на этот процесс ростом радиогенности изотопного состава стронция за счет мобилизации во флюидную фазу некоторого количества стронция морского происхождения, однако этот эффект может буферироваться в случае присутствия значительного количества первичного стронция в исходном протолите. Изотопный состав свинца метасоматитов становится несколько более радиогенным по сравнению с протолитом за счет вовлечения в метасоматическую систему некоторого количества “корового” свинца.

## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возможность гранитизации основных и ультраосновных пород под воздействием высокоминерализованных флюидов с образованием гранитоидов была теоретически показана Д.С. Коржинским [32] и подтверждена экспериментальными и теоретическими исследованиями [33–35]. Согласно этим представлениям, гранитизация является магматическим замещением исходных базитов под воздей-

ствием сильно минерализованных щелочно-кремнекислых мантийных флюидов, образующихся в процессе дегазации мантии и обуславливающих дегазацию и “осветление” пород, идущих параллельно с нарастающим их плавлением (формированием темных и полосчатых мигматитов).

Экспериментальные данные подтверждают, что в мантии может возникать сильно минерализованный водно-углекислый щелочной флюид, который инконгруэнтно растворяет в мантийных породах преимущественно кремнезем и щелочи, а также некоторые литофильные элементы Rb, Li, TR и др. [33]. По мере подъема в верхние горизонты земной коры, в условиях более низких температур и давления во флюидах снижается растворимость щелочей и кремнезема, обуславливая метасоматические изменения и неизохимическое парциальное плавление корового субстрата, вызывая его гранитизацию. Необходимым условием проявления этих процессов, по мнению [33], являются высокий тепловой прогрев зоны флюидного воздействия (температура в зоне “разгрузки” флюида должна быть не ниже гранитного солидуса) и достаточная мощность корового субстрата (около 15 км), обеспечивающая высо-

**Таблица 1.** Содержание петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов в основных метавулканитах, роговиках и метасоматитах контактового ореола Юрчического габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки

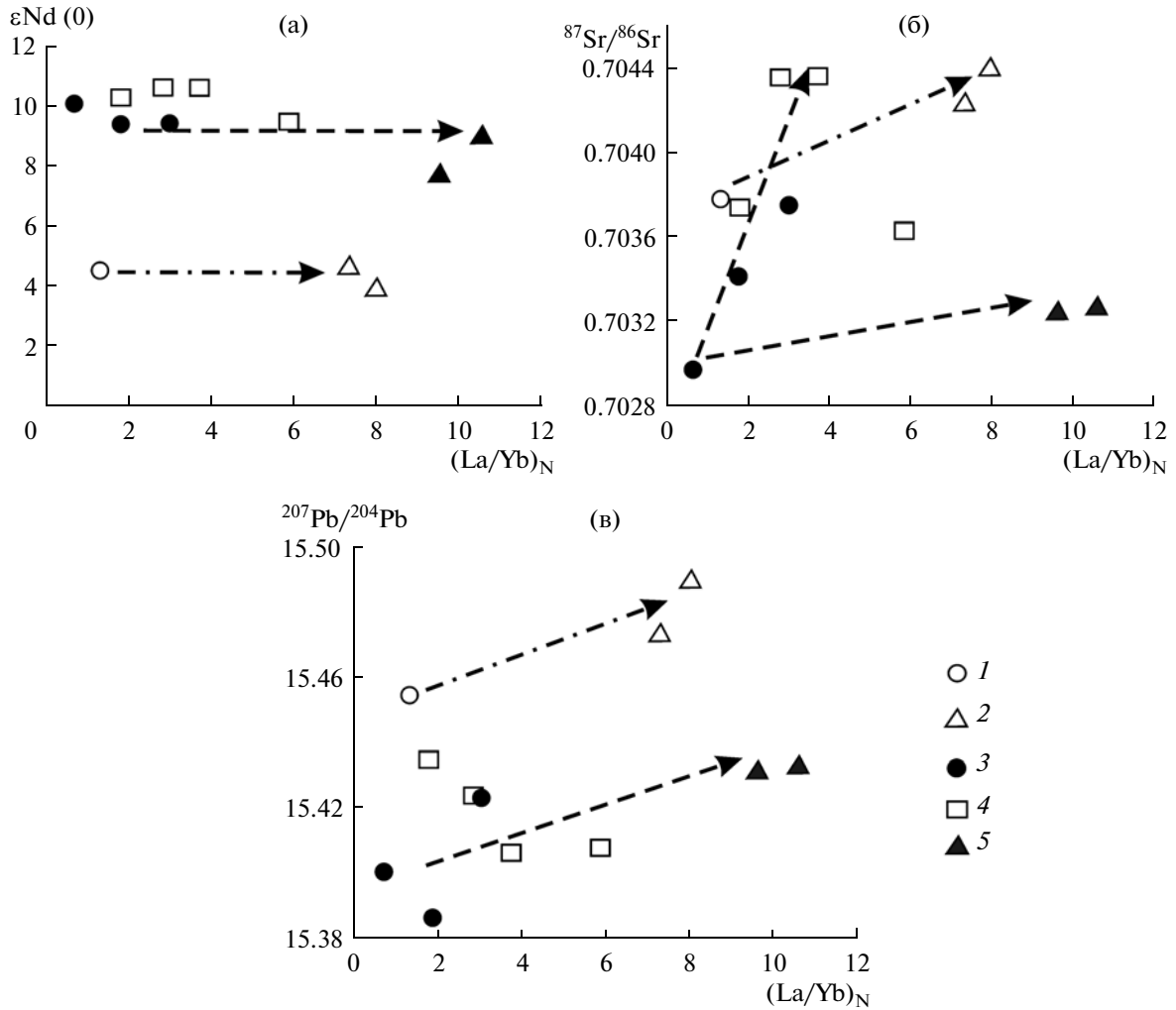
Компонент	Основные метавулканиты – амфиболовые сланцы, амфиболиты					Амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и дупироксен-амфиболовые роговики					Биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты						
	425-В	426-Б	426-Н	537-Л	593	427	427-В	528-В	538	538-Б	539	427-Д	427-И	427-К	427-Л	538-К	538-С
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	51.37	47.82	59.30	45.10	48.86	44.78	43.90	48.50	46.55	47.20	48.51	50.72	55.60	54.05	50.30	48.26	49.70
TiO <sub>2</sub>	0.93	1.44	0.76	1.16	1.40	1.86	0.88	1.08	1.66	1.69	1.16	0.81	1.05	0.94	0.77	0.70	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.14	16.38	14.96	18.39	18.60	15.09	17.33	14.16	16.59	16.75	18.40	19.82	17.49	18.27	21.78	22.58	21.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.18*	10.30*	4.14	3.09	5.74	4.66	6.16	2.76	4.75	3.22	6.25	5.77	2.52	2.26	8.87*	4.52	5.11
FeO			5.25	7.15	6.30	5.41	6.09	7.83	4.40	5.95	6.05	3.65	8.26	7.49		3.50	3.57
MnO	0.13	0.21	0.22	0.19	0.26	0.14	0.21	0.20	0.12	0.14	0.15	0.17	0.20	0.22	0.13	0.16	0.14
MgO	6.31	8.58	4.27	10.27	5.94	10.80	11.04	11.64	7.63	8.98	6.66	4.30	3.75	3.81	3.44	3.48	3.71
CaO	5.31	10.98	6.27	10.91	7.57	12.05	10.65	8.39	13.40	10.40	7.29	8.93	7.43	8.12	7.24	9.70	8.67
Na <sub>2</sub> O	4.65	2.94	3.22	2.19	3.97	2.27	1.90	2.28	2.29	3.26	3.11	3.89	2.79	3.10	3.89	4.14	3.84
K <sub>2</sub> O	1.98	0.43	0.66	0.53	0.86	1.47	0.42	1.26	1.59	1.16	1.74	0.83	0.43	0.57	1.40	1.15	0.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.11	0.18	0.25	0.21	0.33	0.16	0.16	0.34	0.27	0.46	0.49	0.29	0.30	0.22	0.83	1.16
П.п.л.	1.16	0.35	1.26	1.05	0.80	0.98	1.33	1.46	0.95	1.06	0.36	0.35	0.10	0.60	0.84	0.43	0.43
Сумма	99.37	99.56	100.49	100.28	100.51	99.84	100.07	99.72	100.27	100.08	100.14	99.73	99.91	99.73	98.86	99.45	99.96
Rb	18.85	2.46	8.576	4.26	6.103	12.84	2.995	18.35	20.37	2.615	19.41	2.258	2.63	5.05	32.69	6.487	5.174
Sr	519.3	177.8	410.7	723.4	353.4	334.4	632.7	250.9	289.8	375.6	771.2	1561	639.8	673.9	691.1	1501	1569
Y	17.56	21.95	19.89	31.61	36.48	23.37	15.72	19.9	22.61	22.57	23.76	16.89	16	13.817	19.84	13.01	16.78
Ba	547	63.16	726.7	213.3	208.1	255	150.9	211.2	142.8	92.59	1061	925.6	728.2	843.7	1904	574.5	556.3
Zr	79.59	77.22	66.87	41.44	139.8	175.9	32.52	67.71	157.8	124.7	240.1	107.7	138.3	138.36	159.7	63.53	128
Nb	4.72	7.08	2.33	2.38	2.49	13.82	1.12	4.45	9.58	8.13	3.54	1.89	15.99	6.06	7.08	1.62	2.34
Cs	0.531	0.055	0.446	0.091	0.070	0.174	0.089	0.536	0.382	0.033	0.205	0.093	0.181	0.22	1.16	0.081	0.090
La	8.929	2.583	9.483	7.077	10.72	14.10	4.998	6.762	10.79	12.15	20.58	18.18	18.41	14.803	25.23	16.57	20.01
Ce	22.26	9.347	21.12	23.14	28.67	34.91	15.53	18.89	27.69	30.98	51.20	41.91	38.55	40.8	54.1	39.64	47.88
Pr	3.686	1.714	3.057	4.288	4.497	4.699	2.805	2.924	3.982	4.553	7.819	6.07	4.849	4.351	7.114	5.689	6.863
Nd	17.15	9.816	14.26	24.94	24.8	21.37	14.77	14.74	17.90	20.96	36.02	28.70	23.13	18.074	28.97	23.84	32
Sm	4.20	3.04	3.56	7.24	6.80	4.74	3.67	3.84	4.86	5.14	8.18	6.63	5.13	4.29	5.90	5.65	6.18

Таблица 1. Очочание

Компонент	Основные метавулканикиты – амфиболиты					Амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые роговики					Биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты						
	425-В	426-Б	426-Н	537-Л	593	427	427-В	528-В	538	538-Б	539	427-Д	427-И	427-К	427-Л	538-К	538-С
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Eu	1.67	1.47	1.34	2.27	2.31	1.79	1.59	1.19	1.69	1.97	2.44	2.14	1.95	1.60	2.57	1.87	2.19
Gd	4.93	4.87	4.66	8.00	8.11	6.21	4.38	4.90	6.12	6.35	7.84	6.05	5.38	4.35	6.13	4.89	5.57
Tb	0.775	0.861	0.859	1.307	1.324	0.993	0.614	0.823	0.872	0.921	1.028	0.792	0.654	0.571	1.25	0.690	0.686
Dy	4.68	5.54	4.87	8.07	8.54	6.20	4.18	5.06	5.93	5.81	5.81	4.38	4.10	4.12	5.31	3.71	3.69
Ho	0.982	1.173	1.06	1.587	1.799	1.194	0.757	0.979	1.107	1.086	1.112	0.855	0.813	0.593	1.352	0.654	0.704
Er	2.77	3.15	3.31	5.019	5.773	3.579	2.671	3.382	3.824	3.27	3.60	2.448	2.667	2.648	3.45	1.735	2.062
Tm	0.491	0.502	0.535	0.707	0.688	0.466	0.329	0.412	0.528	0.489	0.465	0.361	0.331	0.276	0.833	0.230	0.257
Yb	2.298	2.768	3.011	4.362	4.788	3.275	2.20	2.669	3.112	2.963	3.146	2.16	2.224	2.5274	3.244	1.347	1.632
Lu	0.478	0.491	0.523	0.575	0.798	0.470	0.305	0.360	0.464	0.446	0.488	0.385	0.341	0.289	0.881	0.198	0.282
Hf	2.973	2.825	2.767	2.008	5.568	5.333	1.685	2.76	4.377	4.034	7.826	3.939	4.685	3.516	5.809	2.265	4.263
Ta	0.631	1.935	0.566	0.296	0.287	1.248	0.222	0.473	2.472	0.682	0.345	1.65	1.646	0.628	2.205	0.228	0.465
W	0.177	0.259	0.807	0.470	0.185	0.198	0.315	0.361	0.368	0.185	0.368	0.261	0.489	<0.1	0.907	0.355	0.550
Pb	3.183	1.52	9.164	6.617	2.601	1.970	1.535	3.489	2.041	2.117	9.543	10.64	6.582	7.48	16.8	9.886	8.590
Th	0.834	0.168	2.172	0.124	1.22	0.950	0.132	0.280	0.815	0.179	1.552	0.734	2.42	0.69	7.554	0.988	0.398
U	0.511	0.122	0.718	0.035	0.504	0.243	0.021	0.159	0.390	0.092	0.689	0.181	0.498	0.18	1.521	0.181	0.120
V	235.9	229.5	202.3	300.7	290.5	108.3	302.1	278.6	93.73	265.3	302.6	185.6	299	257.55	220.4	167.5	187.1
Cr	62	243	76	246	51	195	314	492	173	244	107	11	35	34	43	50	41
Co	29	40	20	31	27	37	38	41	29	35	29	21	24	23	24	18	26
Ni	24	127	32	34	18	156	48	149	84	102	32	16	22	23	25	46	52

\* Все железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Примечание. Содержание петрогенных элементов в мас. %, рассеянных и редкоземельных элементов – г/т.



**Рис. 10.** Диаграммы зависимости величин  $\epsilon Nd(0)$  (а),  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (б) и  $^{207}Pb/^{204}Pb$  (в) от  $La/Yb_{(N)}$  для вмещающих пород Юрчикского массива: 1, 2 – основные метавулканыты и метасоматиты группы (1); 3–5 – основные метавулканыты, роговики и метасоматиты группы (2). Стрелки – направление изменения состава ороговикованных базитовых вулканитов вахталкинской толщи при процессах гранитизации и магматического замещения.

кую растворимость флюидами мантийного вещества.

Проведенные исследования показывают, что высокий тепловой прогрев вмещающих пород вахталкинской толщи характерен для северной части контактового ореола Юрчикского интрузива, где массив характеризуется наибольшей мощностью (истоки р. Вактан Ганальский Левый) и его кристаллизация проходила на глубинах около 15 км, что определило развитие здесь интенсивных процессов ороговикования, метасоматического преобразования и магматического замещения (гранитизации) исходных базитовых вулканитов и переслаивающихся с ними осадочных пород (рис. 1, 2). Аналогичные явления высокотемпературного ороговикования, метасоматического изменения и магматического замещения

основных метавулканитов и метаосадочных пород вахталкинской толщи отмечаются также в южной части Юрчикского интрузива (в истоках р. Вактан Малкинский) на контакте с постметаморфическими габброидами, но масштабы этого преобразования ограничиваются первыми десятками сантиметров [5, 9].

Таким образом, изучение измененных пород вахталкинской толщи ганальской серии в контактовом ореоле Юрчикского габбро-норитового интрузива свидетельствует, что их преобразование обусловлено процессами высокотемпературного ороговикования, сопровождавшегося наложенным метасоматическим изменением роговиков и их локальным магматическим замещением. Все эти процессы комплементарно связаны между собой в пространстве и во времени, и обусловле-

**Таблица 2.** Изотопные отношения Sr и Nd в основных метавулканитах (амфиболитах, амфиболовых сланцах), роговиках и метасоматитах вахталкинской толщи контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки

№ п/п	Образец	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$
1	425-В	Основной метавулканит (амфиболит)	25.11	547.4	$0.703817 \pm 20$	3.71	14.62	$0.513111 \pm 7$
2	426-Б	»	2.51	193.5	$0.703053 \pm 29$	2.99	9.06	$0.513156 \pm 6$
3	537-Л	»	4.35	762.2	$0.703786 \pm 14$	6.29	21.73	$0.512866 \pm 6$
4	593	»	6.69	376.7	$0.703440 \pm 21$	5.72	21.02	$0.513115 \pm 6$
5	539	Роговик	21.22	807.3	$0.703670 \pm 18$	7.06	31.76	$0.513111 \pm 7$
6	538	»	29.22	309.7	$0.704494 \pm 25$	4.12	16.53	$0.513174 \pm 6$
7	427-В	»	2.79	677.0	$0.703742 \pm 13$	3.65	13.78	$0.513152 \pm 9$
8	427	»	15.34	368.0	$0.704415 \pm 15$	4.56	19.99	$0.513171 \pm 7$
9	427-Л	Метасоматит	47.74	743.7	$0.704504 \pm 22$	4.90	25.34	$0.512825 \pm 7$
10	427-К	»	5.12	729.8	$0.704249 \pm 20$	4.10	20.58	$0.512863 \pm 11$
11	538-С	»	7.92	1649.0	$0.703291 \pm 27$	5.80	29.14	$0.513089 \pm 6$
12	538-К	»	8.70	1523.0	$0.703261 \pm 22$	4.43	21.70	$0.513021 \pm 5$

Примечание. Концентрации Rb, Sr, Sm и Nd (мкг/г) определялись методом ICP-MS анализа в Аналитическом центре ДВ геологического института ДВО РАН.

**Таблица 3.** Изотопные отношения Pb в основных метавулканитах (амфиболитах, амфиболовых сланцах), роговиках и метасоматитах контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки

№ п/п	Образец	Порода	U	Th	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	425-В	Основной метавулканит	0.18	0.38	3.18	18.182	15.423	37.672
2	426-Б	»	0.03	0.06	1.52	18.190	15.402	37.604
3	537-Л	»	0.01	0.08	6.62	18.207	15.454	37.908
4	593	»	0.25	0.77	2.60	18.272	15.387	37.634
5	539	Роговик	0.23	0.98	9.54	18.162	15.408	37.605
6	538	»	0.25	0.60	2.04	18.185	15.424	37.679
7	427-В	»	0.02	0.08	1.53	18.193	15.435	37.838
8	427	»	0.17	0.70	1.97	18.105	15.406	37.638
9	427-Л	Метасоматит	0.69	5.43	16.80	18.206	15.491	38.128
10	427-К	»	0.29	1.82	7.48	18.245	15.474	38.064
11	538-С	»	0.05	0.30	8.59	18.174	15.433	37.749
12	538-К	»	0.09	0.61	9.89	18.199	15.432	37.777

Примечание. Измерение изотопных отношений свинца проводилось с точностью не хуже 0.05% (отн.). Концентрации U, Th, Pb (мкг/г) определялись методом ICP-MS анализа в Аналитическом центре ДВ геологического института ДВО РАН.

ны интенсивностью воздействия на исходные породы фильтрующихся высокоминерализованных флюидов. Предполагается, что процессы метасоматоза и магматического замещения базитовых вулканитов и осадочных пород вахталкинской толщи происходили под влиянием высокоминерализованных глубинных флюидов, фильтрующихся по

магматическим каналам, по которым осуществлялся подъем габброидного расплава.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные геологические и геохимические данные свидетельствуют, что образование грану-

литоподобных пород в контактовом ореоле Юрчического габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки обусловлено процессами контактового метаморфизма, метасоматоза и локального плавления исходных осадочно-вулканогенных отложений вахталкинской толщи ганальской серии. Во внутренней части ореола, где температура достигала 700–800°C, основные вулканиды толщи преобразованы в дупироксен-плагиоклазовые, клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые роговики, а осадочные породы – в гранат-биотитовые ± кордиерит роговики. В локальных участках ороговикованные основные вулканиды подверглись метасоматическим изменениям с формированием тел биотит-ортопироксен-плагиоклазовых метасоматитов. В зонах наиболее интенсивной фильтрации флюидов метасоматиты испытали локальное магматическое замещение с образованием биотит-ортопироксен-плагиоклазовых ± гранат мигматитовых прожилков и обособлений, а за счет осадочных прослоев сформировались тела гранатовых эндербитов, термодинамические условия образования которых отвечают температуре 700–800°C и литостатическому давлению 3.2–4.8 кбар.

Сравнение химического состава основных вулканидов вахталкинской толщи и продуктов их преобразования свидетельствует о том, что по химизму метасоматические изменения и магматическое замещение отвечают кремниевому-щелочному метасоматозу (гранитизации) и обуславливают последовательный и неравномерный привнос в замещаемые породы SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос Fe, Mg, Mn, Ca и некоторых рассеянных компонентов – Cr, Co, Ti, Y и S. Сравнение содержаний РЗЭ в исходных вулканидах, их ороговикованных разностях и метасоматитах свидетельствует, что при процессах метасоматического преобразования и магматического замещения метавулканидов содержание легких РЗЭ значительно возрастает, а концентрация тяжелых РЗЭ несколько снижается. Изучение изотопных отношений стронция и неодима в породах ореола показало, что исходные основные вулканиды вахталкинской толщи близки по изотопным характеристикам как толеитам зрелых островных дуг, так и базальтам срединно-океанических хребтов. Процессы метасоматического изменения исходных вулканидов и их ороговикованных разностей приводят к снижению изотопных отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и увеличению изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr согласно общей мантийной последовательности. Свинцовая изотопная система изученных пород реагирует на метасоматическое воздействие некоторым ростом радиогенности свинца от исходных вулканидов к метасоматитам, что может свидетельствовать о привносе незначительной доли более радиогенного – “корового”

свинца метаморфизирующей флюидной фазой по сравнению с составом свинца протолита.

Предполагается, что процессы метасоматоза и магматического замещения пород контактового ореола Юрчического интрузива происходили под влиянием высокоминерализованных глубинных флюидов, фильтровавшихся по магматическим каналам, по которым осуществлялся подъем габброидной магмы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Дальневосточного отделения Российской академии наук (грант 09-III-A-08-409).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герман Л.Л. Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Сов. геология. 1975. № 7. С. 118–126.
2. Герман Л.Л., Шульдинер В.И., Шека С.А. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 25–35.
3. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция // Геотектоника. 1979. № 2. С. 80–93.
4. Виноградов В.И., Бужайте М.И., Горощенко Г.А., Луканин А.О., Покровский Б.Г. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа Камчатки // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 930–936.
5. Ханчук А.И. О геологическом положении пород гранулитовой фации и габброноритов Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 45–51.
6. Тарарин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 677–680.
7. Шека С.А. Окологабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки / Петрология и геохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока (Под ред. С.А. Коренбаума и др.). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 167–196.
8. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Беляцкий Б.В., Львов А.Б., Пузанков Ю.М. Кайнозойские гранулиты Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 3. С. 371–375.
9. Тарарин И.А. Магматическое замещение на контакте габброидов и плагиогнейсов в Ганальском хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 1. С. 179–184.
10. Тарарин И.А. Образование чарнокитоподобных пород в метаморфическом комплексе Ганальского хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 45–57.
11. Тарарин И.А., Чубаров В.М., Филоsoфова Т.И. Базификация плагиогнейсов на контакте с габброидами Юрчического массива в Ганальском хребте Камчатки // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 29–47.
12. Тарарин И.А. Гранитизация основных вулканидов в контактовом ореоле габбро-норитового интрузива



- (Ганальский хребет, Камчатка) // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 6. С. 802–805.
13. Тарарин И.А., Чубаров В.М. Гранитизация и магматическое замещение в контактовом ореоле Юрчического габбро-норитового массива Ганальского хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 1. С. 44–65.
  14. Koide Y., Nakamura E. Lead isotope analyses of standard rock samples // Mass. Spectroscop. 1990. V. 38. P. 241–252.
  15. Kiritani J.-I., Nakamura E. Precise isotope analysis of nanogram-level Pb for natural rock samples without use of double spikes // Chem. Geol. 2002. V. 186. № 1–2. P. 31–43.
  16. Конников Э.Г., Некрасов А.Н., Родионов Н.В., Травин А.В., Полетаев В.А., Сидоров Е.Г., Чубаров В.М. Формационная принадлежность и возраст Юрчического массива (Камчатка) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1200–1211.
  17. Рихтер А.В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
  18. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П. U–Pb SHRIMP геохронология цирконов из ультрамафитов Ганальского хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и геофизика. 2009. № 1. С. 67–69.
  19. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб: изд-во СПб картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
  20. Кузьмин В.К., Шокальский С.П., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Новые данные о U–Pb возрасте метабазитов Камчатки / Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропав.-Камчатский: ИВ и С ДВО РАН, 2009. С. 388–391.
  21. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
  22. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2005. 340 с.
  23. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
  24. Arevalo R., McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // Chemical Geol. 2010. V. 271. № 1–2. P. 70–86.
  25. White M.W., Hofmann A.W., Puchett H. Isotope geochemistry of Pacific Mid-Ocean ridge basalts // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B6. P. 4881–4893.
  26. Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
  27. Kimura J.-I., Manton W.I., Sun C.-H., Iizumi S., Yoshida T., Stern R. Chemical diversity of the Ueno basalts, Central Japan: identification of mantle and crustal contributions to arc basalts // J. Petrol. 2002. V. 43. № 10. P. 1923–1946.
  28. Kimura J.-I., Yoshida T. Contribution of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc // J. Petrol. 2006. V. 47. № 11. P. 2185–2232.
  29. Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Бадрединов З.Г., Татарников С.А., Владимирова Т.А. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // ДАН. 2010. Т. 431. № 2. С. 238–241.
  30. White M.W., Dupre B., Vidal P. Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic ocean // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 9. P. 1875–1886.
  31. Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bi-directional transport // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. № 6. P. 1327–1339.
  32. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.
  33. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Экспериментальное исследование возможности гранитизации под действием глубинных флюидов // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 462–465.
  34. Кориковский С.П., Ходоревская Л.И. Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандалакшского залива, о. Горелый) // Петрология. 2006. Т. 14. № 5. С. 453–481.
  35. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль / Очерки метасоматических процессов. Под ред. В.А. Жарикова. Вып. 14. М.: Наука, 1987. С. 24–38.