

УДК: 553:216(571.54)

МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ, БУРГАССКИЙ КВАРЦ-СИЕНИТОВЫЙ МАССИВ: СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС

© 2013 г. Г. Н. Бурмакина, А. А. Цыганков

Геологический институт СО РАН,

ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047, Россия; e-mail: tsygan@gin.bsnet.ru

Поступила в редакцию 12.08.2012 г.

Получена после доработки 28.11.2012 г.

Изучено геологическое строение и минералого-геохимические особенности позднепалеозойского Бургасского кварц-сиенитового массива (Западное Забайкалье) и содержащихся в нем меланократовых включений. Мафические включения в кварцевых сиенитах Бургасского массива по составу близки к монцитонитоидам первой фазы этого плутона, однако не являются их ксенолитами, а кристаллизовались из самостоятельной порции диспергированного гибридного базальтового расплава. Главным свидетельством базальтоидной природы включений является реликтовый парагенезис кальциевого плагиоклаза (An_{73-60}) и моноклинного пироксена, а также магматические долеритоподобные или микроаббровые структуры. Наблюдаемый монцитонитоидный состав включений обусловлен процессами гибридации, в ходе которых образуются кварц, калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз. Их образование связано с привнесением во включения кремния, калия и ряда других элементов. Гибридизация происходила в пограничном слое кристаллизации, в глубинной (придонной) части магматической камеры. Распределение включений по всему объему плутона обусловлено инверсией плотности гибридного слоя и конвективным переносом. Мафические включения образовались из базальтового расплава внутриплитного геохимического типа. Несмотря на интенсивную гибридизацию они сохранили характерные геохимические “метки” мафических магм, связанных с позднепалеозойским гранитообразованием в Западном Забайкалье. Выявленная базальтоидная природа мафических включений в Бургасском массиве указывает на синхронность мантийного и корового маглообразования при формировании позднепалеозойской магматической провинции рассматриваемого региона.

DOI: 10.7868/S0869590313030035

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды, в отличие от базитов или ультрамафитов, почти всегда содержат разнообразные меланократовые включения, обычно воспринимаемые как ксенолиты вмещающих пород. Вместе с тем, наряду с “настоящими” ксенолитами, сохранившими текстурно-структурные и минералогические признаки ксеногенных образований, нередко встречаются меланократовые включения, природа которых не столь определена. Согласно многочисленным исследованиям, обобщенным в (Didier, Barbarin, 1991), включения в гранитоидах имеют принципиально разное происхождение: реститы, автолиты (кумуляты), ксенолиты, продукты механического смешения разных по составу магм. Очевидно, что в зависимости от происхождения, такие включения несут совершенно разную петрогенетическую информацию, проливающую свет на различные аспекты петрогенезиса вмещающих их гранитоидов. В частности, магматические включения “базальтового” происхождения являются прямым геологи-

ческим свидетельством сосуществования и взаимодействия основных и кислых магм (Попов, 1984; 1986; Didier, Barbarin, 1991; Антонов, 1993; 2000; Биндеман, 1995; Валуй, 1995; 1997; Collins et al., 2000; Arvin et al., 2004; Barbarin, 2005; Castro et al., 2008; Плечов и др., 2008; Докукина и др., 2010 и библиография в этих работах).

В настоящей статье приведены результаты детального изучения меланократовых включений в позднепалеозойских кварцевых сиенитах Бургасского массива (Западное Забайкалье). На основе этих данных мы намерены показать, что: 1) меланократовые включения (mafic microgranular enclaves – MME) имеют магматическое происхождение и представляют собой раскристаллизованные “капли” базальтового расплава, т.е. продукт механического смешения магм (mingling); 2) включения претерпели интенсивную гибридизацию, направленную на выравнивание их состава с составом вмещающих пород; 3) мафические включения образовались из субщелочного ба-

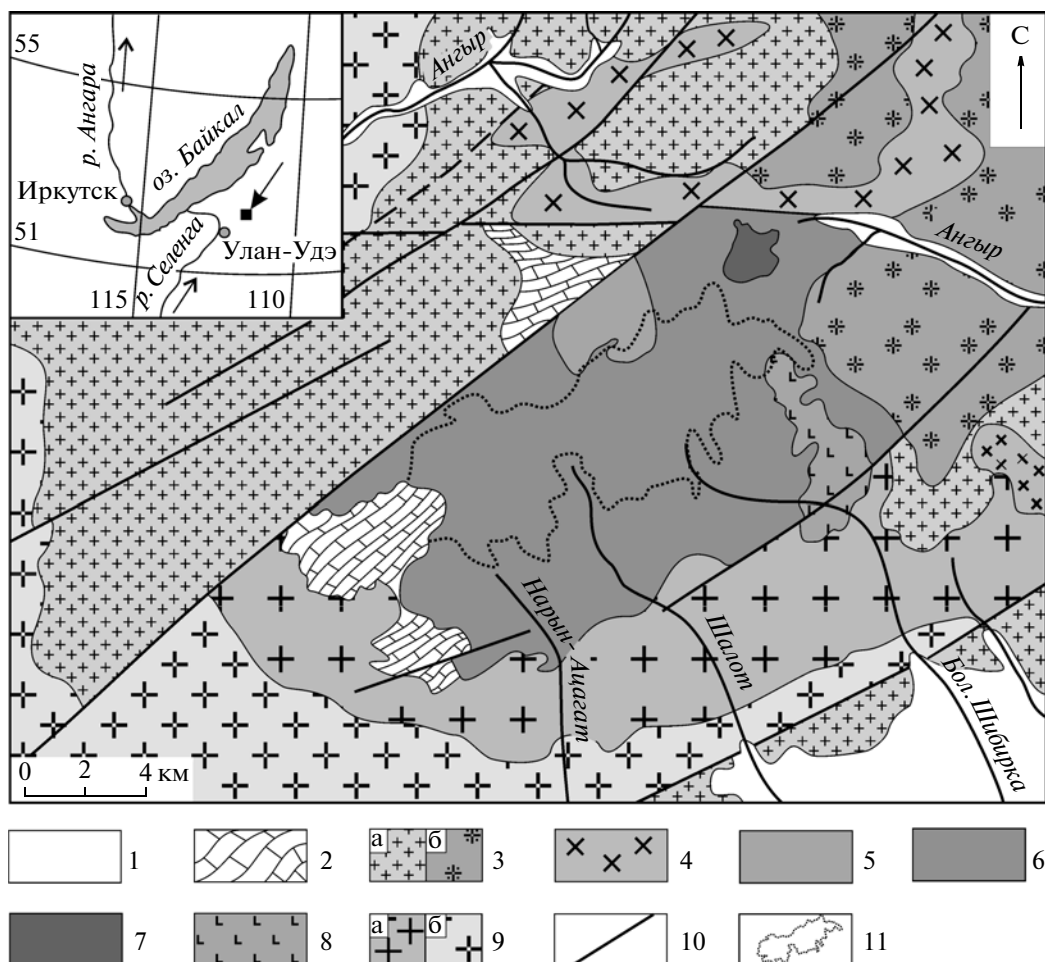


Рис. 1. Схема геологического строения Бургасского кварц-сиенитового массива. Составлена на основе Геологической карты масштаба 1 : 200 000 (Прибайкальская серия, лист N-49-XXXI) и Геологической карты масштаба 1 : 50 000, предоставленной Ф.Г. Рейфом.

1 – кайнозойские отложения; 2 – кембрийские известняки и доломиты (мылдылгенская свита); 3 – граниты зазинского комплекса: (а) мелкозернистые биотитовые, (б) аляскитовые средне-крупнозернистые; 4 – порфировидные кварцевые сиениты чивыркуйского комплекса; 5–7 – Бургасский массив: 5 – габбро, монцогаббро, монцониты и кварцевые монцониты первой фазы, 6 – порфировидные (*Kfs*) кварцевые сиениты второй фазы, 7 – лейкограниты и гранит-порфиры третьей фазы; 8 – трахиандезиты цаган-хунтейской свиты; 9 – биотитовые граниты баргузинского комплекса: (а) среднезернистые, (б) крупнозернистые; 10 – разрывные нарушения; 11 – примерный контур массового распространения меланократовых включений (соответствует гипсометрическому уровню 1450–1500 м над уровнем моря).

зальтового расплава внутриплитного геохимического типа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Геологическое строение

Бургасский кварц-сиенитовый массив (рис. 1) расположен в водораздельной части хр. Улан-Бургасы (Западное Забайкалье), примерно в 50 км к северо-востоку от г. Улан-Удэ. Согласно данным геолого-съёмочных работ (масштаб 1 : 50 000) в строении Бургасского массива выделяют три ин-

трузивных фазы: 1-ая фаза – субщелочные габбро, габбро-монцониты, габбро-диориты, монцодиориты, монцониты и кварцевые монцониты, образующие два небольших тела в северо-восточной части плутона (рис. 1). На их долю приходится порядка 3–4% площади массива; 2-ая – главная фаза (≈90% площади) сложена выдержанными по составу среднезернистыми порфировидными (*Kfs*) кварцевыми сиенитами; к 3-ей фазе относят аляскитовые граниты и гранит-порфиры, слагающие небольшой штوك в восточной части плутона. Общая площадь Бургасского массива составляет ≈100 км². Вмещающими породами являются позднепалеозойские гранитоиды баргузинского и зазинского комплексов (Цыганков и др., 2010) и

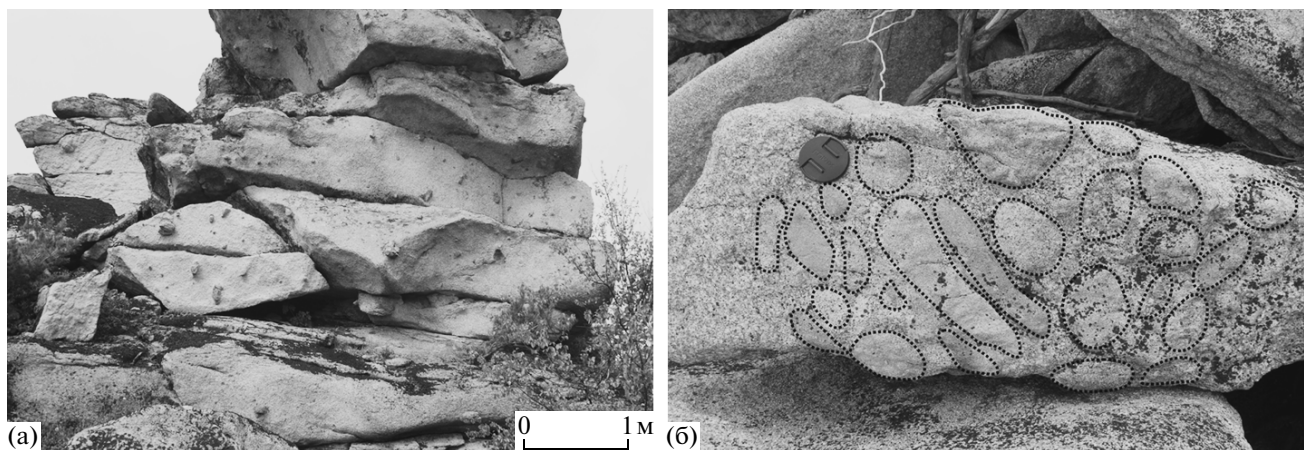


Рис. 2. Характер распределения мафических включений (ММЕ) в кварцевых сиенитах Бургасского массива: (а) – центральная часть массива, относительно равномерное распределение включений (видны только крупные включения размером более 10–15 см в поперечнике); (б) – фрагмент “роя” включений, где на долю ММЕ приходится до 50% общего объема породы.

кембрийские карбонатные отложения мыдылгенской свиты. U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) цирконов из кварцевых сиенитов главной фазы массива составляет 287.3 ± 4.1 млн. лет (Цыганков и др., 2010).

Меланократовые включения, рассматривавшиеся в процессе геологической съемки в качестве ксенолитов, характерны для кварцевых сиенитов второй фазы. Они представляют собой тонко- или мелкозернистые меланократовые амфибол-биотит-полевошпатовые ($\pm Crx$) породы монцодиоритового, монцонитового и кварц-монцонитового состава, обычно содержащие вкрапленники полевых шпатов. Макроскопически эти включения весьма напоминают породы первой интрузивной фазы, однако, как будет показано ниже, не могут быть их ксенолитами. В наибольшем количестве (до 15–20 штук на квадратный метр, рис. 2а) включения встречаются в центральной части массива выше гипсометрической отметки 1450–1500 м над уровнем моря (см. рис. 1), что соответствует водораздельной части хр. Улан-Бургасы. Ниже, в краевых зонах массива количество включений не превышает нескольких штук на несколько десятков квадратных метров. В центральной, наиболее насыщенной включениями части массива, на фоне массового, но относительно равномерного распределения включений, представленного на (рис. 2а), встречаются небольшие (~1.0 × 0.5 м) “рои” (swarms), где на долю включений приходится до 50% от общего объема породы (рис. 2б). При этом включения из одного “роя” различаются зернистостью, окраской (тонкозернистые более темные), наличием или отсутствием вкрапленников полевых шпатов.

Размеры включений варьируют от долей сантиметра до сравнительно крупных, достигающих

0.5 м по длинной оси, однако в большинстве случаев размеры включений составляют 10–15 см в поперечнике. Форма включений округлая (рис. 3а), вытянутая, линзовидная (рис. 3б, 3в), шарообразная (рис. 3г), иногда неправильная (рис. 3д) или близкая к угловатой (рис. 3е), но с очень плавными закругленными контурами.

Контакты включений с вмещающими кварцевыми сиенитами резкие, однако ни каких приконтактных изменений (зернистости, минералогического состава) ни во включениях, ни во вмещающих породах не наблюдается. Крупные включения часто инъецированы кварц-сиенитовым материалом в виде более лейкократовых крупнозернистых ветвящихся прожилков с неясными контурами или в виде “пятен” крупнозернистого кварц-полевошпатового агрегата. Заметные петрографические и в меньшей мере геохимические изменения зафиксированы лишь в кварцевых сиенитах, цементирующих включения в “роях”, где иногда они приобретают такситовую текстуру и становятся более меланократовыми.

Петрография

Состав мафических включений из кварцевых сиенитов Бургасского плутона охватывает широкий диапазон петрографических разновидностей – от монцодиоритов, через монцониты и кварцевые монцониты до кварцевых сиенитов, при этом крайние члены этого ряда пользуются весьма ограниченным распространением, тогда как монцонитоиды являются наиболее типичными представителями ММЕ. Как отмечалось выше, мафические включения – это мелко- или тонкозернистые, массивные, порфировидные (*Pl, Kfs*) породы темно-бурого, в свежем сколе почти черного, или серого (в зависимости от зерни-

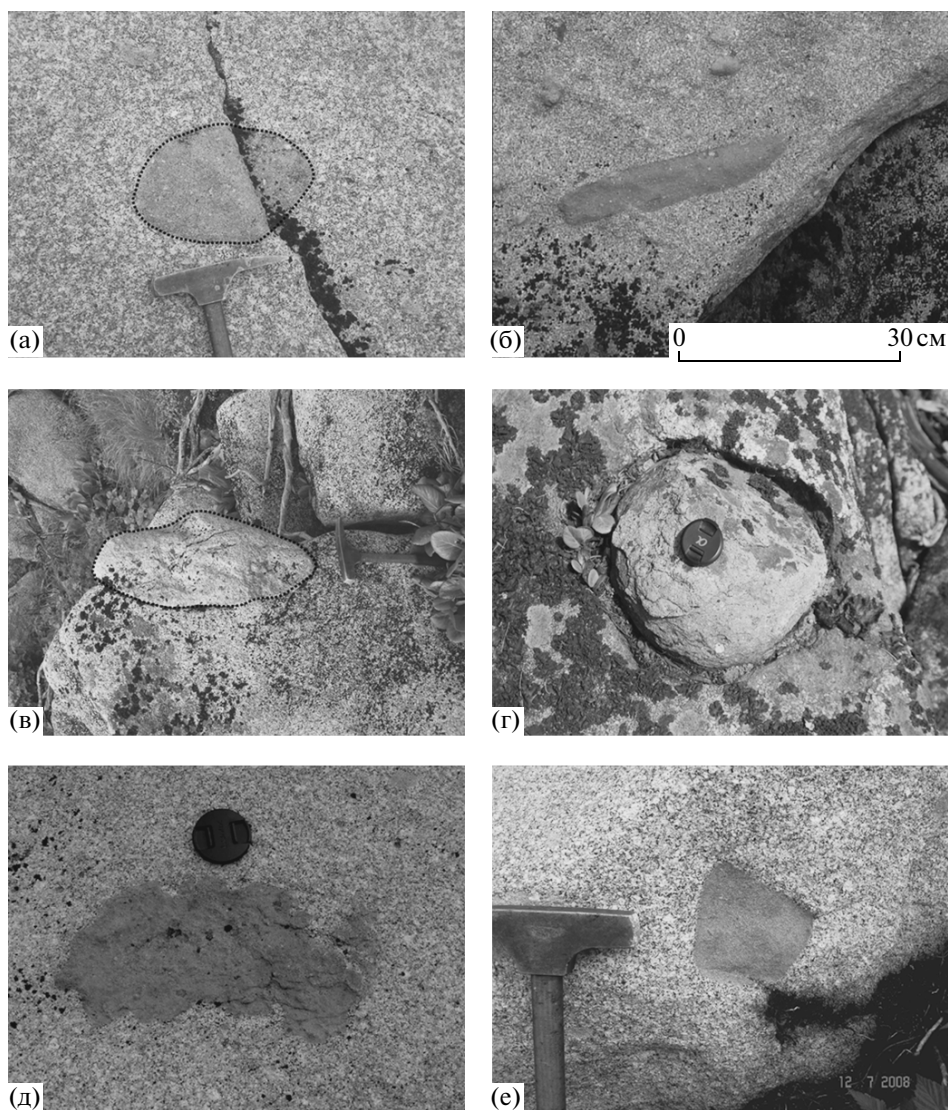


Рис. 3. Морфологические особенности мафических включений: (а) – включения округлой формы; (б, в) – вытянутые, линзовидные; (г) – шарообразные включения; (д) – включения неправильной формы с заливообразными (фестончатыми) краями; (е) – “угловатые” включения с закругленными контурами.

стости) цвета. Микроструктуры включений, в зависимости от состава, варьируют от долеритоподобных и пойкилоофитовых, до гипидиоморфных (микроаббровых) или монцонитовых с характерными порфиробластами щелочного полевого шпата и вкрапленниками плагиоклаза.

Включения сложены плагиоклазом (47–68 об. %), щелочным полевым шпатом (8–32 об. %), темноцветными минералами (*Bt*, *Amph* ± *Срх*) – до 17 об. % и кварцем (3–5 об. %) (здесь и далее объемные соотношения минералов по СРW). Акцессорные минералы: магнетит, марганцо-ильменит (до 8 мас. % MnO), титанит, апатит и циркон.

Плагиоклаз представлен зональными порфиоровыми вкрапленниками и их гломеропорфиоро-

выми срастаниями, а также лейстовидными или удлиненно-таблитчатыми зернами основной массы (An_{39-23}). Среди вкрапленников выделяются две разновидности: а) простые вкрапленники с зональностью роста (An_{47-20}); б) сложно-зональные кристаллы (рис. 4), состоящие из лабрадорбитовнитового ядра (An_{73-60}), в котором иногда отмечается обратная зональность, промежуточной зоны (An_{50-38}), примерно соответствующей составу центральных частей простых вкрапленников, и олигоклазовой каймы (An_{34-15}), близкой по составу к кристаллам основной массы. Следует подчеркнуть, что в большинстве случаев ядра таких кристаллов явно резорбированы, в результате чего они приобретают линзовидную, округлую

или неправильную форму с заливообразными контурами. Природа обратной зональности, обнаруженной в ядрах таких кристаллов, пока не ясна. Переход от ядра к промежуточной зоне достаточно плавный, тогда как от промежуточной к краевой — значительно более резкий, с уменьшением основности более чем на 20 мол. % *Al*. Повидимому, именно этот переход фиксирует резкую смену состава среды минералообразования (состава расплава), что, по нашему мнению, связано с его гибридизацией (см. ниже). Альбитовая зона в начале профиля (рис. 4) имеет, судя по всему, постмагматическое (автометасоматическое) происхождение.

Морфологические особенности щелочного полевого шпата зависят от его содержания во включениях. При минимальном количестве (несколько процентов) он образует редкие ксеноморфные выделения; при максимальном (до 30 об. %) — крупные (до 1 см) порфиробласты с многочисленными пойкилитовыми включениями плагиоклаза и биотита, в результате чего порода приобретает характерную монцитонитовую структуру. При этом независимо от количества и морфологии весь щелочной полевой шпат имеет пертитовое строение.

Амфибол и биотит — главные темноцветные минералы мафических включений. Их соотношение варьирует от $\approx 1 : 1$ до резкого преобладания того или другого минерала. Биотит образует крупные (до 1 мм) относительно идиоморфные порфировидные выделения, присутствует в тонкозернистой основной массе или развивается по амфиболу. Амфибол — магнезиальная роговая обманка (Leake et al., 1978) представлен редкими крупными (до 0.5–0.7 мм) ойкокристами, содержащими пойкилитовые включения плагиоклаза и магнетита, и мелкими зернами основной массы разной степени идиоморфизма.

Моноклинный пироксен (диопсид) имеет резко подчиненное значение (до 1–2 об. %) и встречается исключительно в виде реликтов внутри магнезиальной роговой обманки (рис. 5а), но может и вовсе отсутствовать.

Таким образом, для мафических включений наиболее характерны две петрографические особенности: 1) магматическая, значительно более мелкозернистая, по сравнению с вмещающими кварцевыми сиенитами, структура, указывающая на сравнительно быструю кристаллизацию; 2) наличие неравновесной ассоциации основного плагиоклаза (битовнит) и пироксена с калиевым полевым шпатом, олигоклазом и кварцем. Эти особенности вполне определенно указывают на магматическое происхождение включений, при этом их кристаллизация, судя по микро-структурным характеристикам, происходила непосредственно в магматической камере. Наличие

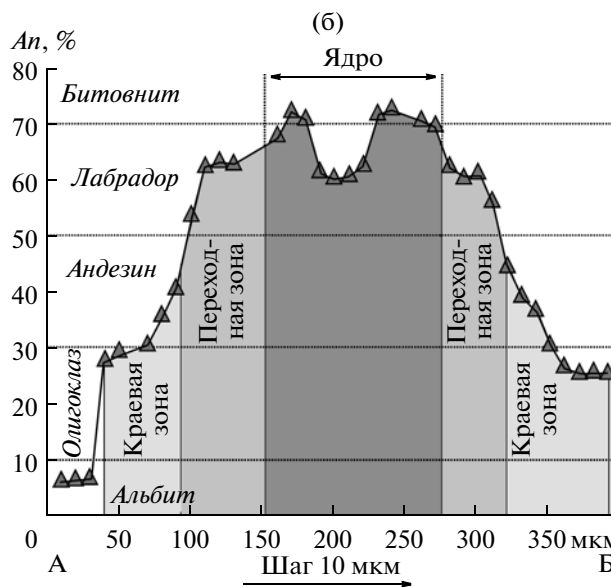
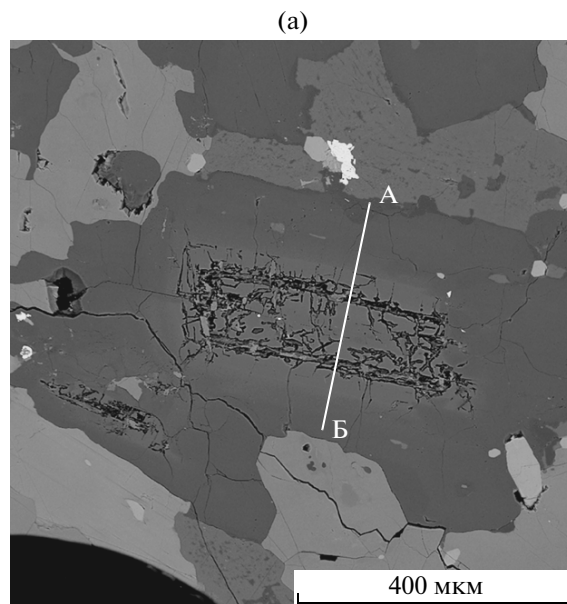


Рис. 4. Изображение сложнзонального порфирового вкрапленника плагиоклаза в обратно-рассеянных электронах (а) и его поперечный профиль (б).

Изображение и состав плагиоклаза получены с помощью растрового электронного микроскопа LEO-1430 VP с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (ГИН СО РАН, Ходырева Е.В.).

высококальциевого плагиоклаза указывает на более основной, по сравнению с наблюдаемым, базальтоидный исходный расплав, из которого формировались включения. При этом кислый плагиоклаз, щелочной полевой шпат и кварц, вероятно, являются результатом дебазификации (гибридизации) включений.

Состав пород первой интрузивной фазы варьирует от субщелочных биотит-ортоклазовых

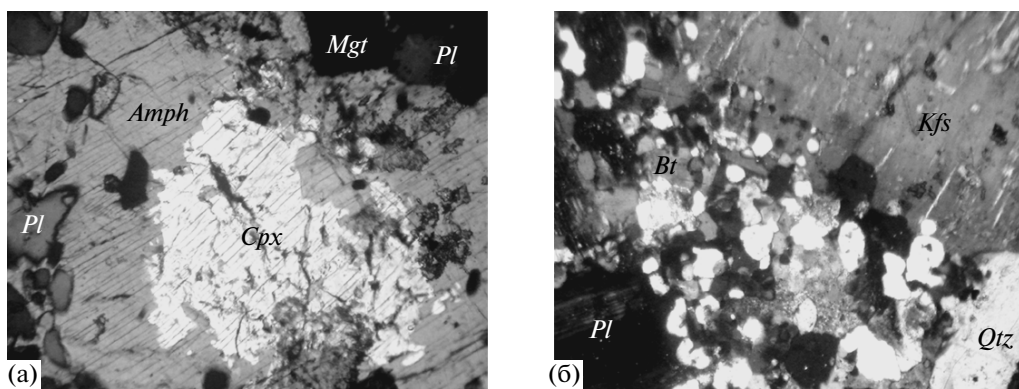


Рис. 5. Замещение моноклинного пироксена (диопсида) магниальной роговой обманкой (а), обр. Ву-114/2-06, увел. $\times 100$, николи скрещены; гибридный кварцевый сиенит из "роя" (б), обр. Ву-3-08-6/4, увел. $\times 40$, николи скрещены.

габбро до кварцевых монцонитов и сиенитов имеющих сходный минеральный состав и различающихся количественными соотношениями породообразующих минералов. Габброиды и сиениты имеют подчиненное значение, тогда как монцониты являются наиболее распространенной разновидностью пород первой интрузивной фазы Бургасского массива.

Монцониты весьма напоминают описанные выше мафические включения. Это зеленовато-серые среднезернистые, нередко порфировидные породы, сложенные плагиоклазом (60–65 об. %), пертитовым щелочным полевым шпатом (до 30 об. %), биотитом, амфиболом и пироксеном, на долю которых приходится в среднем около 20 об. %. В наиболее меланократовых разностях количество темноцветных минералов достигает 30 об. %. Содержание кварца варьирует от 3 до 10 об. %. Структура пород среднезернистая гипидиоморфная в наиболее основных разностях, монцонитовая в средних.

Плагиоклаз слагает основную массу (An_{20-22}), а также редкие порфировидные вкрапленники с нормальной (An_{33-15}) или ритмичной зональностью ($An_{31-23-33-24}$ — от центра к краю). Следует отметить, что даже в монцогаббро основность плагиоклаза не поднимается выше 35% анортитового компонента. Пертитовый щелочной полевой шпат резко ксеноморфен, занимает интерстиции между зернами плагиоклаза, но чаще образуют изометричные выделения, содержащие включения плагиоклаза, биотита, магнетита и апатита (монцонитовая структура). Иногда наблюдаются каймы щелочного полевого шпата вокруг зерен плагиоклаза. Биотит (5–8 об. %) образует небольшие (до 2 мм) ойкокристы, содержащие пойкилитовые включения плагиоклаза, магнетита и крупных кристаллов апатита.

Первичномагматический буровато-зеленый амфибол (до 10 об. %) представлен магниальной роговой обманкой, образующей таблитчатые зерна

размером до 1 мм или неправильные ксеноморфные выделения, часто с реликтами моноклинного пироксена. Иногда пироксен встречается в виде крупных субидиоморфных зерен, слабо затронутых амфиболлизацией. Его количество в породе не превышает 2–3 об. %. Акцессорные минералы монцонитов — магнетит, ильменит, апатит, титанит, циркон.

Таким образом, главным петрографическим отличием монцонитов первой фазы от мафических включений являются: 1) более крупнозернистая структура, характерная для пород плутонической фации; 2) отсутствие реликтов основного плагиоклаза; 3) более кислый состав вкрапленников. В совокупности эти отличия свидетельствуют о разных условиях кристаллизации и, вероятно, разном составе магм, родоначальных для ММЕ и пород первой фазы массива.

Породы второй — главной фазы Бургасского плутона представлены исключительно кварцевыми сиенитами. Это массивные порфировидные (Kfs) среднезернистые породы розовато-серого цвета, сложенные щелочным полевым шпатом (25–30 об. %), плагиоклазом (45–60 об. %), кварцем (10–15 об. %), биотитом и амфиболом, на долю которых в совокупности приходится 5–10 об. %; при этом биотит обычно преобладает над амфиболом. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Вариации состава пород в целом незначительны, за исключением "роев", где кварцевые сиениты, цементирующие мафические включения, становятся заметно более меланократовыми за счет увеличения количества биотита и уменьшения кварца. Кроме того, они приобретают необычную для пород второй фазы структуру (рис. 5б): в них крупные кристаллы кварца, полевых шпатов ($Pl + Kfs$), биотита и амфибола цементируются тонкозернистым гранобластовым кварц-полевошпатовым агрегатом, на долю которого приходится 15–20% от общего объема поро-

ды. В некоторых случаях встречаются реликты пироксена в зернах роговой обманки, аналогичные таковым в мафических включениях (см. ниже). Следует подчеркнуть, что вне “роев” в кварцевых сиенитах пироксен отсутствует. Обращает внимание то, что даже внутри одного “роя” структура и состав кварцевых сиенитов различны. Наряду с описанными, вероятно, гибридными образованиями, присутствуют и “нормальные” кварцевые сиениты, не отличимые от основного объема пород второй фазы. При этом “нормальные” сиениты внутри “роя” могут непосредственно контактировать с включениями, так же как это наблюдается вне “роев”.

Эти наблюдения, в совокупности с заметными структурными различиями включений в “рое” (см. выше), дают основание полагать, что сегрегация включений – это чисто механический процесс (движение твердых частиц в потоке жидкости), который захватывал включения с разной степенью кристаллизации. Соответственно, гибридизация кварц-сиенитового расплава была наиболее эффективна лишь на контакте с наименее раскристаллизованными включениями за счет локального смешения с остаточным расплавом последних.

Для плагиоклазов кварцевых сиенитов характерна зональность нескольких типов: прямая (An_{30-7}), ритмичная, например: $An_{18} \rightarrow An_{41} \rightarrow An_{27}$ (от центра к краю), или “пятнистая”, при которой внутри кристалла участки альбитового (An_{7-8}) и олигоклазового (An_{26}) состава образуют изометричные домены перемежающиеся друг с другом. Часто кристаллы плагиоклаза окружены широкой каймой пертитового полевого шпата. Помимо кайм, K-Na полевой шпат образует крупные (до 1 см) вкрапленники, придающие кварцевым сиенитам порфирированный облик, и ксеноморфные интерстициальные выделения, отличающиеся не только морфологией, но и составом (см. ниже).

Биотит – главный фемический минерал кварцевых сиенитов, представлен идиоморфными кристаллами или крупными ойкокритами, размером до 3 мм, содержащими пойкилитовые включения плагиоклаза, титанита, магнетита и апатита.

Буровато-зеленая магнезиальная роговая обманка имеет в кварцевых сиенитах подчиненное значение. Она образует редкие таблитчатые кристаллы, обычно ассоциирующие с биотитом и магнетитом. Набор аксессуарных минералов кварцевых сиенитов аналогичен монцититоидам первой фазы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Породы третьей интрузивной фазы Бургасского массива представлены аляскитовыми гранитами и гранит-порфирами, представляющими собой массивные желтовато-серые породы с отчетливо различимыми вкрапленниками кварца и пертито-

вого щелочного полевого шпата. Породы сложены плагиоклазом (15–20 об. %), щелочным полевым шпатом (45–50 об. %), кварцем (30–35 об. %) и биотитом (<2 об. %). На долю аксессуарных минералов (магнетит, гематит, апатит, циркон) приходится до 0.5 об. %. Кроме того, гранит-порфиры содержат убогую молибденитовую минерализацию.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Представительные анализы мафических включений, вмещающих их кварцевых сиенитов, пород первой и третьей интрузивных фаз представлены в табл. 1 и на рис. 6 и 7. Согласно химической классификации плутонических пород (Петрографический кодекс, 2009) состав ММЕ варьирует от монцититов до кварцевых монцититов, диапазон кремнекислотности от 54 до 60 мас. %. Содержание суммы щелочей коррелирует с кремнекислотностью, возрастая от ≈ 6.5 до 10.5 мас. %. Кварцевые сиениты характеризуются весьма выдержанным химическим составом – 63–66.5 мас. % SiO_2 , 8–10 мас. % $Na_2O + K_2O$; при этом щелочность пород уменьшается с увеличением содержания кремнезема. Содержание SiO_2 в лейкогранитах в среднем составляет 75 мас. %, при сумме щелочей 8–10 мас. %. Породы Бургасского массива известково-щелочные, высококальциевые (рис. 6). Следует отметить, что граниты третьей фазы содержат столько же щелочей, что и кварцевые сиениты, однако из-за низкого содержания Al_2O_3 их апаитовый индекс выше и они ложатся в субщелочное поле (рис. 6). Породы массива металюминиевые, величина индекса ASI ($Al/(Ca + Na + K)$) варьирует от 0.86 до 1.0. Третья фаза сложена, как отмечалось выше, субщелочными лейкогранитами, индекс глиноземистости которых близок к единице.

На рис. 7 рассматриваемые типы пород образуют дискретные поля, что может свидетельствовать о дискретности исходных магм. Особого внимания заслуживает сопоставление макро- и микроэлементного состава ММЕ и пород первой интрузивной фазы. По сравнению с последними мафические включения заметно обеднены TiO_2 , P_2O_5 , в меньшей мере CaO, но в среднем содержат несколько больше Al_2O_3 . Различия в содержании элементов-примесей более контрастны. ММЕ обеднены Nb, Sr и Zr и обогащены Rb, при этом уровень концентраций указанных элементов вполне сопоставим с вмещающими кварцевыми сиенитами.

Распределение REE в породах Бургасского массива (рис. 8) характеризуется резкой дифференцированностью спектра с обогащением пород LREE. В наибольшей степени это характерно для монцититоидов первой фазы (рис. 8а), в которых величина $(La/Yb)_n$ отношения в среднем составляет 26.4. В кварцевых сиенитах второй фазы

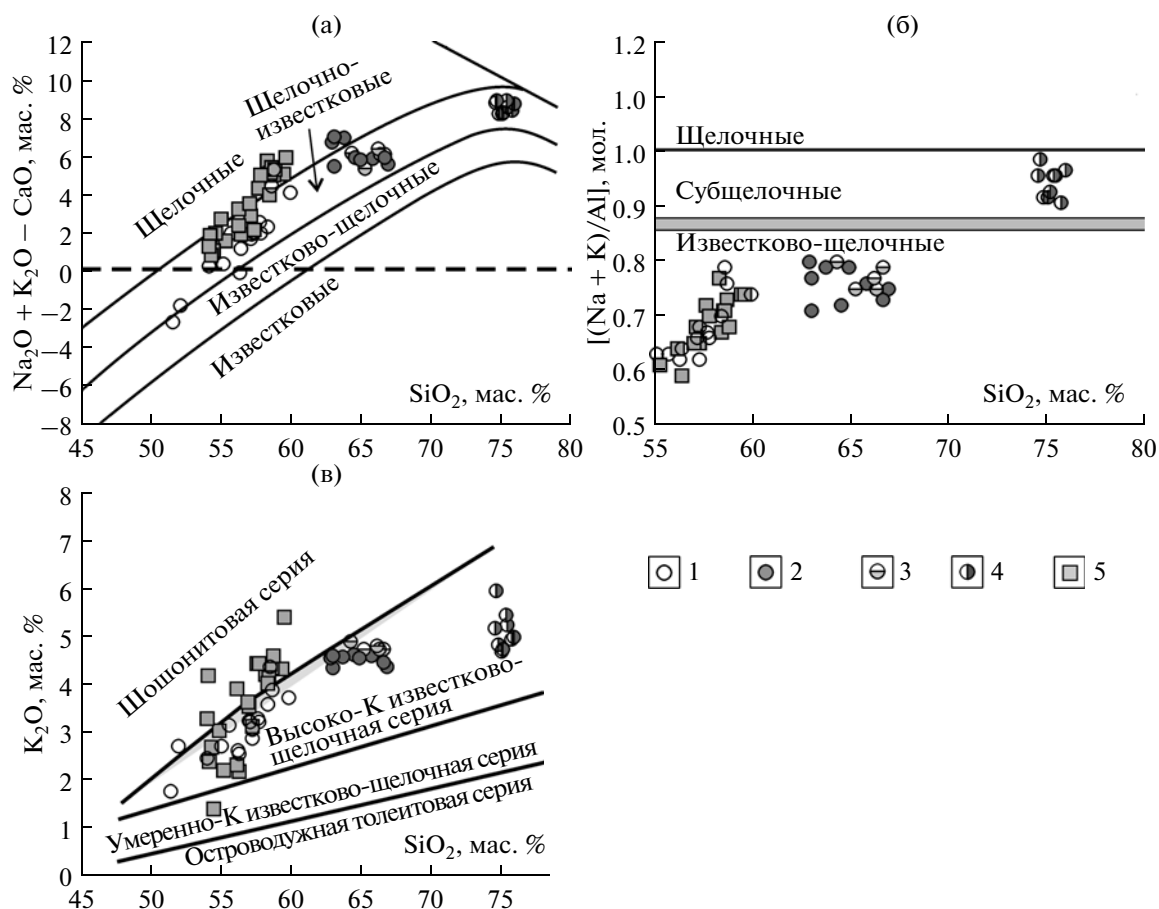


Рис. 6. Состав пород Бургасского массива на классификационных диаграммах: (а) SiO_2 –MALI (модифицированный щелочно-известковый индекс (Frost, et al., 2001)); (б) SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; (в) SiO_2 – K_2O – для известково-щелочных плутонических пород (границные линии по (Rickwood, 1989)).

1 – первая фаза (субщелочные габбро, монцодиориты, монцониты, кварцевые монцониты, сиениты); 2 – кварцевые сиениты второй фазы; 3 – гибридные кварцевые сиениты из “роев”; 4 – лейкограниты и гранит-порфиры третьей фазы; 5 – мафические включения.

(рис. 8б) отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ заметно ниже – 16.2, что коррелирует с более низким общим содержанием REE в этих породах: $\Sigma\text{REE} = 219$ г/т, против 282 г/т в монцонитах.

В лейкогранитах третьей фазы (рис. 8в) $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношение составляет 21.2 при $\Sigma\text{REE} = 207$ г/т, что, с учетом величины Eu-аномалии в кварцевых сиенитах ($\text{Eu}^* = \text{Eu}/\text{Eu}^*$) равной 0.8 (в лейкогранитах 0.36), допускает образование последних за счет фракционной кристаллизации кварц-сиенитового расплава в промежуточной магматической камере.

Содержание (в среднем $\Sigma\text{REE} = 175$ г/т) и характер распределения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 17.4$, $\text{Eu}^* = 0.78$) лантаноидов в ММЕ (рис. 8г) в целом наиболее близки вмещающим кварцевым сиенитам, что характерно для подобных образований и объясняется активным взаимодействием включений с транспортирующим (вмещающим) расплавом (Barbarin, 2005). Кроме того, с ростом калиевой

щелочности в ММЕ, возрастает величина отрицательной Eu-аномалии. В породах первой фазы также наблюдается корреляция ΣREE и калия, однако тренд накопления лантаноидов значительно более крутой по сравнению с ММЕ (рис. 8а). В кварцевых сиенитах второй и лейкогранитах третьей фазы корреляция суммы лантаноидов и калия отсутствует.

На спайдердиаграммах также хорошо видно сходство микроэлементного состава мафических включений и вмещающих их кварцевых сиенитов (рис. 9б, 9г), при этом ММЕ отличаются значительно более низкими концентрациями U и Th, а также резкой отрицательной аномалией Hf, тогда как отрицательная аномалия Nb и положительная Pb полностью совпадают. Сравнение мафических включений с монцонитоидами первой фазы (рис. 9а) показывает, что при сходном типе распределения включения заметно обеднены прак-

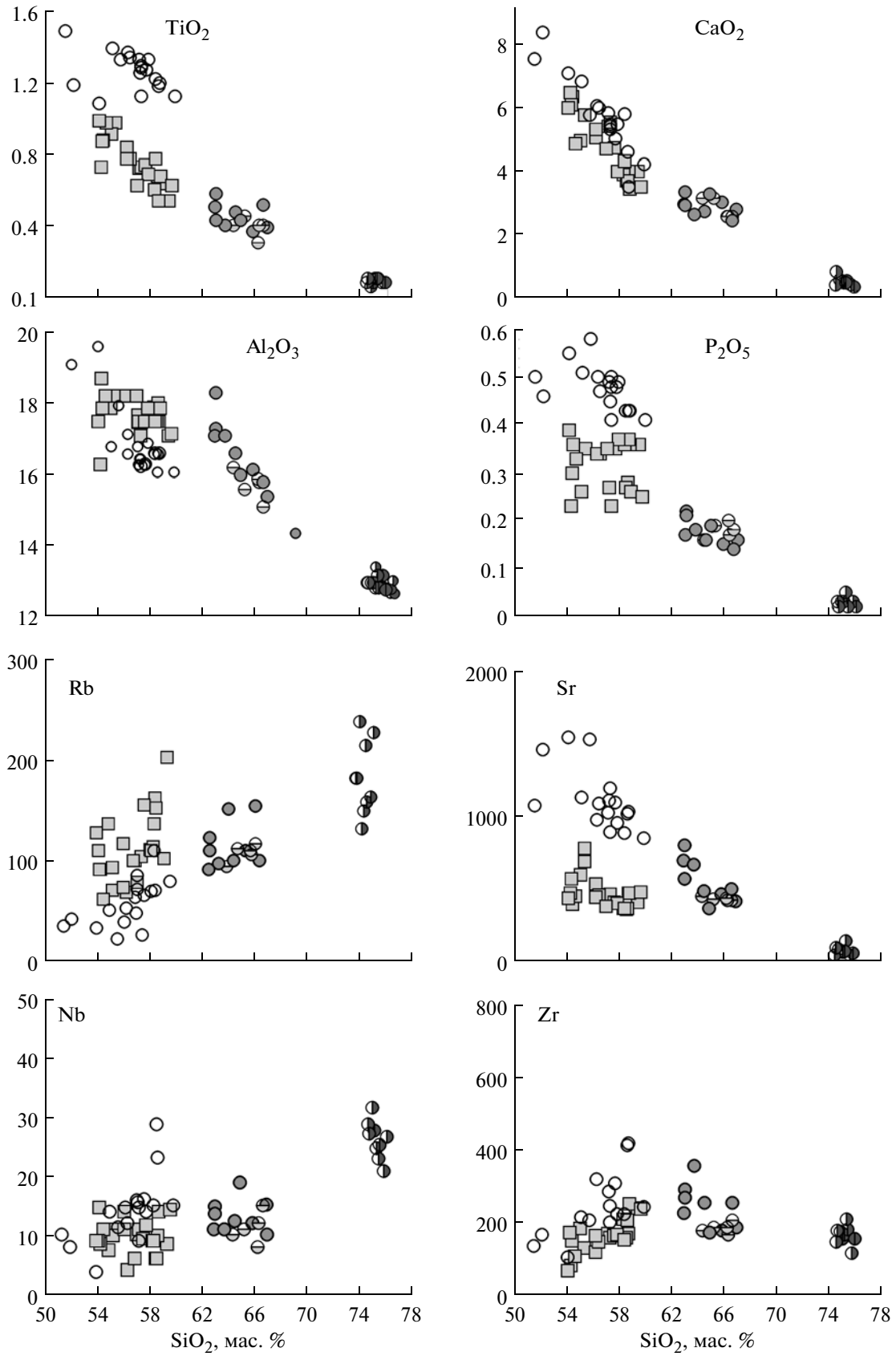


Рис. 7. Соотношение петрогенных оксидов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) с кремнеземом. Условные обозначения см. на рис. 6.

Таблица 1. Химический состав представительных проб пород Бургасского массива

Компо- ненты	07-68/6	19/1-02	07-68/7b	07-69/1	07-70a	19/2-02	113-04	113/5-06
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51.40	52.00	55.60	56.20	57.10	58.60	62.90	62.90
TiO ₂	1.49	1.21	1.34	1.38	1.27	1.22	0.50	0.64
Al ₂ O ₃	13.10	19.00	17.85	13.75	16.20	16.50	18.20	17.20
Fe ₂ O ₃	4.66	2.89	2.58	5.30	2.88	2.38	1.83	2.13
FeO	6.61	4.29	3.99	5.11	4.13	4.10	1.61	2.19
MnO	0.16	0.11	0.10	0.13	0.10	0.11	0.10	0.11
MgO	6.70	3.92	2.62	4.09	3.11	2.55	1.07	1.46
CaO	7.56	8.37	5.78	6.05	5.56	3.52	2.94	3.35
Na ₂ O	3.13	3.85	4.66	3.38	4.32	4.98	5.40	4.51
K ₂ O	1.74	2.69	3.11	2.59	3.18	3.86	4.56	4.32
P ₂ O ₅	0.50	0.46	0.58	0.50	0.45	0.43	0.21	0.22
П.п.п.	2.41	0.70	1.16	1.73	1.28	1.26	0.84	0.98
Сумма	99.46	99.49	99.37	100.21	99.58	99.51	100.16	100.01
Ba	688	961	2700	989	1311	3422	2084	1240
Rb	39	47	25	43	52	78	121	134
Sr	1088	1481	1553	992	1128	1050	814	577
Ga	19.6	19.9	22.4	20.3	21.6	23.4	20.1	18.2
Ta	0.57	0.41	0.65	0.85	0.91	1.37	0.40	0.96
Nb	10.1	8.0	11.3	14.7	15.7	23.4	13.7	14.8
Hf	3.3	3.5	4.6	6.9	6.1	8.8	6.5	7.5
Zr	137	170	209	325	291	424	271	296
Y	22	22	23	23	23	27	19	27
Th	8.3	3.4	7.5	12.0	11.1	17.9	11.0	14.1
U	2.13	0.80	1.48	2.64	2.89	2.87	3.12	2.87
Co	42	22	18	27	21	18	5	10
Sc	19.0	18.2	9.6	13.2	10.2	9.6		10.5
V	238	148	127	199	135	125	43	90
Pb	621	13	148	109	25	26	37	29
La	54	44	75	64	70	88	52	56
Ce	92	84	146	112	130	182	95	98
Pr	12.0	8.9	16.3	14.0	15.7	17.2	9.6	10.6
Nd	46	35	60	50	55	62	34	39
Sm	8.4	6.8	9.3	8.1	8.2	10.4	5.0	7.0
Eu	2.09	1.97	3.38	1.92	2.41	2.00	1.58	1.59
Gd	6.35	5.66	7.23	5.17	5.67	9.02	4.47	6.32
Tb	0.76	0.89	0.84	0.75	0.79	0.99	0.61	0.84
Dy	4.13	4.15	4.82	4.22	4.05	5.41	3.66	4.87
Ho	0.84	0.85	0.85	0.85	0.85	1.02	0.57	0.89
Er	1.71	2.53	1.87	2.11	1.91	2.63	1.82	2.43
Tm	0.31	0.31	0.27	0.32	0.30	0.40	0.33	0.41
Yb	1.81	1.67	1.65	1.94	1.85	2.34	2.26	2.93
Lu	0.31	0.28	0.24	0.26	0.24	0.34	0.35	0.37
Eu/Eu*	0.84	0.94	1.21	0.85	1.03	0.62	1.01	0.72
(La/Yb) _n	21.2	18.9	32.7	23.5	27.2	27.1	16.4	13.7
NK/A	0.54	0.49	0.62	0.61	0.65	0.75	0.76	0.70
A/CNK	0.63	0.78	0.83	0.71	0.78	0.88	0.95	0.94

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	18/1-02	114-06	115/1-06	15/4-02	210/1	15/1-02	07-214/1	14-02
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	63.60	64.40	66.50	74.50	74.70	75.20	75.30	75.80
TiO ₂	0.47	0.54	0.58	0.19	0.15	0.19	0.19	0.17
Al ₂ O ₃	17.00	16.50	15.70	12.90	12.90	13.10	12.75	12.70
Fe ₂ O ₃	1.89	1.98	1.91	0.59	0.75	0.35	0.70	0.62
FeO	1.63	1.82	1.67	0.57	0.73	0.42	0.46	0.23
MnO	0.09	0.08	0.06	0.07	0.02	0.02	0.01	0.04
MgO	1.03	1.27	1.15	0.20	0.12	0.20	0.08	0.10
CaO	2.65	2.76	2.44	0.83	0.58	0.50	0.54	0.36
Na ₂ O	5.06	4.12	3.94	3.81	4.00	3.98	3.91	4.12
K ₂ O	4.54	4.59	4.42	5.92	4.80	5.40	5.20	4.96
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.14	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
П.п.п.	1.26	1.24	0.93	0.81	0.48	0.51	0.49	0.57
Сумма	99.40	99.46	99.44	100.39	99.23	99.87	99.63	99.67
Ba	1726	1074	1136	271	181	227	273	199
Rb	107	166	169	199	260	234	173	248
Sr	677	490	500	80	82	65	136	51
Ga	18.8	17.7	19.2	20.8	20.4	20.2	18.9	20.4
Ta	0.72	0.92	1.22	2.08	1.94	1.52	1.83	1.83
Nb	10.9	12.4	15.5	27.5	31.9	23.2	25.4	26.9
Hf	7.4	7.2	7.5	5.8	6.1	6.1	5.6	4.8
Zr	362	260	257	181	179	212	183	157
Y	20	22	23	22	14	16	21	18
Th	11.8	16.8	16.3	32.5	35.5	29.2	32.4	31.3
U	3.60	3.81	3.08	4.34	4.20	3.47	3.90	3.49
Co	5	19	8	0.56	1.10	0.44	0.84	0.74
Sc	5.8	6.8	7.1	2.4	3.7	2.1	2.6	2.6
V	43	66	65	5	5	5	6	4
Pb	28	25	22	13	24	25	67	12
La	65	50	55	60	74	44	59	46
Ce	107	89	95	103	127	77	99	77
Pr	10.5	9.3	9.9	10.2	11.6	7.9	10.1	8.0
Nd	36	33	35	32	33	26	30	25
Sm	5.3	4.9	5.4	5.0	4.6	3.9	4.3	3.9
Eu	1.53	1.07	1.25	0.53	0.45	0.42	0.51	0.42
Gd	4.16	4.77	5.50	4.15	3.24	3.19	3.77	3.40
Tb	0.58	0.73	0.84	0.60	0.47	0.40	0.46	0.51
Dy	3.18	3.25	4.21	3.10	2.49	2.07	2.73	2.84
Ho	0.75	0.73	0.70	0.74	0.57	0.51	0.69	0.61
Er	1.96	1.87	2.08	2.13	1.28	1.47	1.62	1.78
Tm	0.34	0.33	0.35	0.37	0.24	0.26	0.33	0.29
Yb	2.06	2.40	2.62	2.36	1.68	1.84	2.04	1.63
Lu	0.34	0.33	0.36	0.39	0.32	0.27	0.32	0.28
Eu/Eu*	0.96	0.67	0.70	0.35	0.34	0.35	0.38	0.34
(La/Yb) _n	22.5	14.9	15.1	18.3	31.8	17.0	20.7	20.1
NK/A	0.78	0.71	0.72	0.98	0.91	0.95	0.95	0.96
A/CNK	0.94	0.98	1.00	0.91	1.00	0.98	0.98	0.99

Таблица 1. Окончание

Компоненты	113/3-06	114d-06	114/6-06	114/3-06	114e-06	114v-06
	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	54.20	61.50	56.10	57.70	58.70	59.50
TiO ₂	0.91	0.57	0.88	0.74	0.73	0.68
Al ₂ O ₃	18.60	16.85	18.10	17.75	17.75	17.05
Fe ₂ O ₃	3.37	2.84	3.16	3.58	3.40	2.98
FeO	4.19	2.35	3.77	3.21	2.79	2.72
MnO	0.16	0.11	0.18	0.15	0.15	0.14
MgO	3.45	1.67	3.08	2.65	2.21	2.19
CaO	6.10	2.70	5.05	4.00	3.45	3.52
Na ₂ O	4.56	3.88	4.40	4.59	4.19	4.06
K ₂ O	2.37	6.34	3.88	4.40	4.56	5.36
P ₂ O ₅	0.30	0.29	0.34	0.37	0.26	0.25
П.п.п.	1.64	1.12	1.40	1.09	1.25	1.02
Сумма	99.85	100.22	100.34	100.23	99.44	99.47
Ba	465	769	866	695	677	815
Rb	100	128	128	170	166	221
Sr	578	397	537	400	475	481
Ga	19.6	20.0	18.9	18.3	22.3	21.3
Ta	0.97	0.86	0.89	0.70	0.63	0.85
Nb	14.6	13.4	13.9	11.7	14.0	14.4
Hf	1.1	5.9	0.7	1.2	5.7	5.4
Zr	84	256	120	170	255	242
Y	19	23	21	19	23	30
Th	7.4	10.5	6.4	8.4	11.7	11.3
U	2.41	4.11	4.12	2.10	4.77	3.87
Co	19	11	15	14	14	13
Sc	16.8	8.7	11.8	10.6	11.5	12.3
V	155	58	133	95	69	59
Pb	59	33	17	18	25	33
La	43	56	49	58	57	54
Ce	75	101	92	91	88	97
Pr	7.9	8.7	9.4	8.4	8.8	9.6
Nd	30	29	33	29	31	36
Sm	5.2	4.8	5.5	4.9	5.4	7.0
Eu	1.27	0.68	1.32	0.81	0.84	0.91
Gd	4.61	4.45	4.79	3.98	4.35	5.94
Tb	0.60	0.56	0.56	0.56	0.67	0.87
Dy	3.40	3.68	3.36	2.88	3.77	5.16
Ho	0.70	0.81	0.76	0.64	0.84	1.09
Er	1.98	2.33	1.99	1.70	2.21	2.92
Tm	0.27	0.39	0.27	0.25	0.37	0.50
Yb	1.77	2.41	1.81	1.63	2.34	3.28
Lu	0.25	0.41	0.28	0.25	0.43	0.50
Eu/Eu*	0.78	0.44	0.77	0.54	0.51	0.42
(La/Yb) _n	17.4	16.7	19.3	25.7	17.4	11.7
NK/A	0.54	0.79	0.63	0.69	0.67	0.73
A/CNK	0.88	0.93	0.88	0.91	0.98	0.90

Примечание. 1–2 – монцогаббро, 3–6 – монцониты и кварцевые монцониты первой фазы; 7–11 – кварцевые сиениты второй фазы; 12–16 – лейкограниты и гранит-порфиры третьей фазы; 17–22 – мафические включения – монцониты, кварцевые монцониты.

Петрогенные элементы определены методом “мокрой химии” в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), аналитики А.А. Цыренова, Г.И. Булдаева, И.В. Боржонова; элементы-примеси определены Е.В. Смирновой ICP-MS методом (масс-спектрометр ELEMENT-2) в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Оксиды даны в мас. %, элементы-примеси – в г/т.

$Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{1/2}$; $NK/A = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$, мол.%; $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, мол. %.

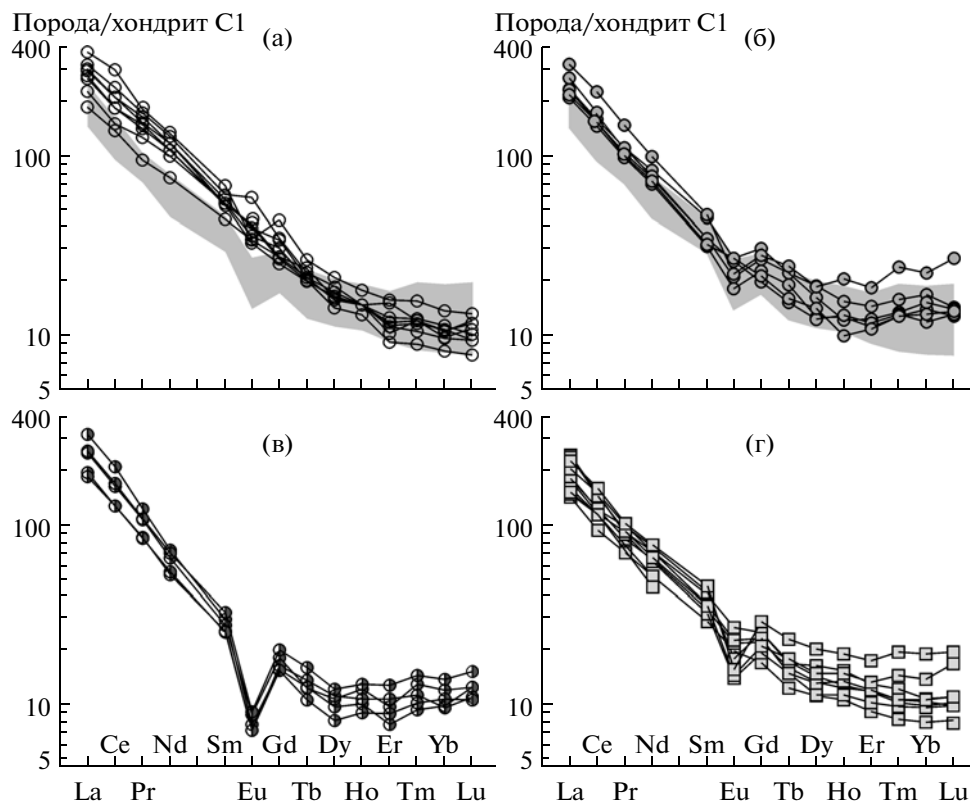


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в породах Бургасского массива. (а) — монцонитоиды первой фазы; (б) — кварцевые сиениты второй фазы; (в) — лейкограниты третьей фазы; (г) — мафические включения. Серое поле на рисунках (а) и (б) — ММЕ. Нормировано по (Sun, McDonough, 1989).

тически всеми элементами правой части диаграммы, начиная со стронция.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

В ходе петрографических наблюдений в составе мафических включений выявлено несколько генераций породообразующих минералов, что позволяет проследить процесс образования и преобразования ММЕ. Более того, наличие реликтовых минералов является одним из наиболее надежных свидетельств магматического происхождения включений.

Плагиоклаз из пород Бургасского массива варьирует по составу от битовнита до альбита (рис. 10). Наиболее основные плагиоклазы битовнит-лабрадоритового состава образуют ядра сложнзональных вкрапленников и характерны только для мафических включений. Подобная зональность весьма характерна для продуктов смешения контрастных магм и зафиксирована не только в плутонических, но и в вулканогенных образованиях (Gioncada et al., 2005). Вкрапленники с зональностью роста присутствуют во всех разновидностях пород, при этом в мафических включениях центральные части таких вкраплен-

ников содержат до 55% анортитового минала, в кварцевых сиенитах соответствуют основному андезину, а в монцонитоидах первой фазы их основность не поднимается выше среднего андезина. Эти соотношения подтверждают тезис о том, что первая интрузивная фаза не могла продуцировать ни кварцевые сиениты, ни мафические включения. Плагиоклаз основной массы рассматриваемых пород представлен в основном олигоклазом, также образующим краевые зоны вкрапленников. В лейкогранитах третьей фазы основность плагиоклаза не выше 12–13% *An*. “Чистый” автотасоматический (?) альбит образует тонкие каймы и прожилки во всех разновидностях пород, за исключением первой фазы.

Щелочной (К-Na) полевой шпат широко распространен в породах массива и имеет, судя по всему, разное происхождение. Морфологически, можно выделить две основные разновидности: 1) порфиробласты *Kfs* в мафических включениях и вкрапленники в кварцевых сиенитах, придающие породам порфиристый облик; 2) интерстициальный щелочной полевой шпат, присутствующий во всех разновидностях пород. При этом валовой состав порфиробластов из ММЕ заметно более калиевый ($Or_{91-87}, Ab_{9-11}, An_{1-2}$) по

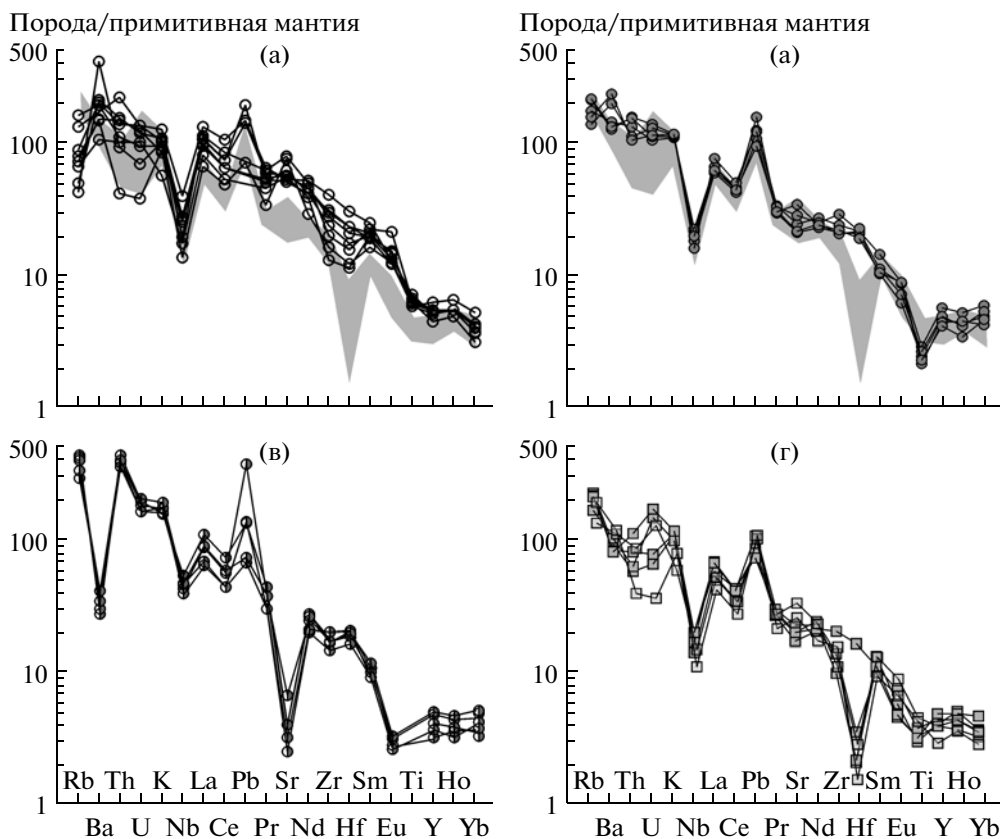


Рис. 9. Спайдердиаграммы для пород Бургасского массива:

(а) — монцонитоиды первой фазы; (б) — кварцевые сиениты второй фазы; (в) — лейкограниты третьей фазы; (г) — мафические включения. Серое поле на рисунках (а) и (б) — ММЕ. Нормировано по (Palme, O'Neill, 2003).

сравнению с вкрапленниками из кварцевых сиенитов (Or_{66} , Ab_{33} , An_1). Кроме того, содержание бария (BaO) в калиевой фазе порфиروبластов не превышает 1.5 мас. %, тогда как во вкрапленниках достигает 3.5 мас. % при крайней неоднородности распределения даже в пределах одного зерна.

Состав интерстициального К-На полевого шпата кварцевых сиенитов резко отличается от вкрапленников большей долей ортоклазового минала (Or_{73-83} , Ab_{17-27}) и низким, ниже предела обнаружения, содержанием бария. Во включениях, напротив, состав интерстициального щелочного полевого шпата практически не отличается от состава порфиروبластов.

Для монцонитоидов первой интрузивной фазы вкрапленники Kfs не характерны, а интерстициальные выделения характеризуются весьма неоднородным составом (Or_{75-84} , Ab_{13-24} , $An_{1.5-3}$), причем пертитовые выделения представлены не чистым альбитом, как в других разновидностях пород, а содержат до 20% анортитового компонента. Содержание бария в калиевой фазе достигает 1.7 мас. %, что соизмеримо с Kfs из ММЕ.

Моноклинный пироксен присутствует в габбро-монцонитах, монцодиоритах и монцонитах первой интрузивной фазы, где его количество убывает с уменьшением основности пород, а также встречается в виде реликтов в мафических включениях и в виде единичных зерен в гибридных кварцевых сиенитах из “роев”. На рис. 11а, 11б пироксены из мафических включений (En_{42-35} , Wo_{49-43} , Fs_{17-13}) и пород первой интрузивной фазы (En_{44-37} , Wo_{49-41} , Fs_{18-13}) образуют практически полностью перекрывающиеся компактные ареалы в поле салита–диопсида. Для них характерны низкие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , диапазоны вариаций которых также перекрываются. Единственным четким отличием пироксенов пород первой фазы от ММЕ является более низкое содержание MnO (рис. 11в) и, напротив, более высокое TiO_2 (рис. 11г), при несколько более широких, по сравнению с пироксенами включений, вариациях соотношений ферросилитового и волластонитового миналов. Пироксен, обнаруженный в гибридных кварцевых сиенитах из “роя” (En_{38-36} , Wo_{48-45} , Fs_{16-15}), идентичен таковому во включениях, что, согласно (Didier, Barbarin,

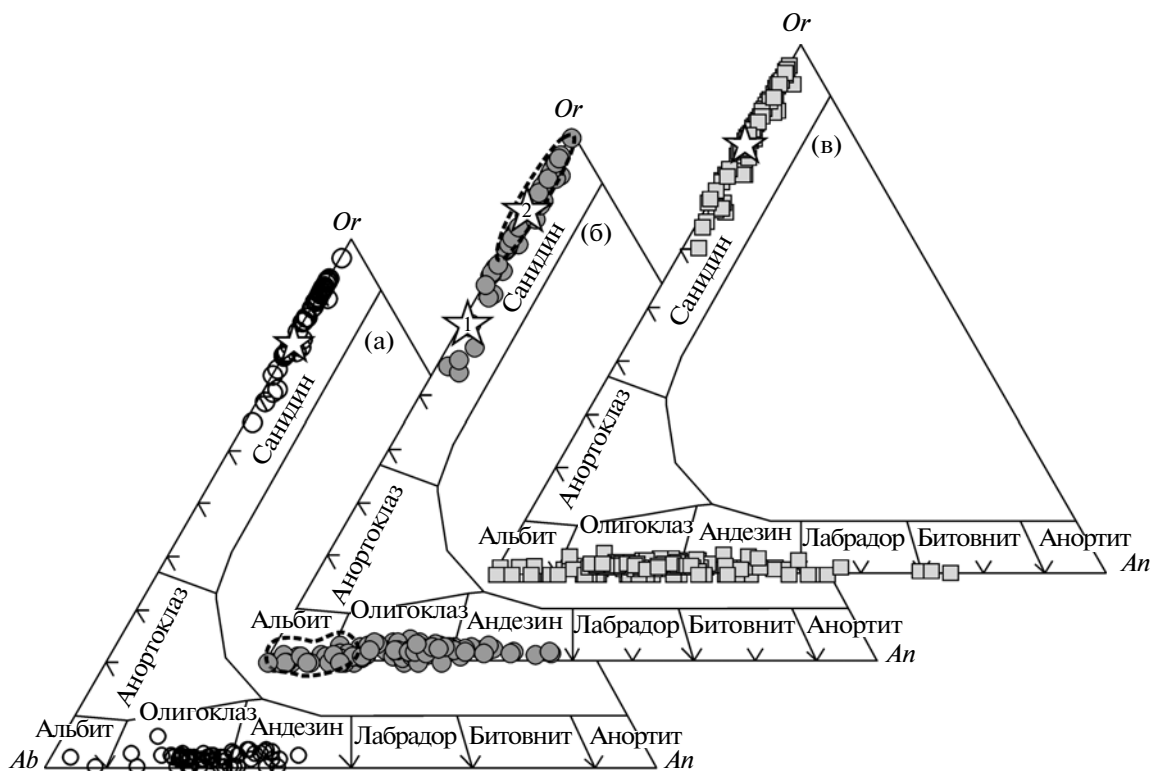


Рис. 10. Состав полевых шпатов из пород Бургасского массива.

(а) – породы первой интрузивной фазы; (б) – кварцевые монцитоны второй фазы; (в) – мафические включения. Пунктирный контур на рисунке (б) – состав плагиоклазов и щелочных полевых шпатов из лейкогранитов третьей фазы; звездочками обозначен валовой состав пертитового полевого шпата, полученный путем сканирования по площади зерна; цифры в звездочках: 1 – полевой шпат с неравномерно-пятнистыми пертитами, 2 – с субпараллельными альбитовыми вросками.

1991), может свидетельствовать о его механическом захвате кварц-сиенитовым расплавом.

Амфибол – наиболее распространенный темноцветный минерал мафических включений и пород первой интрузивной фазы Бургасского массива. В кварцевых сиенитах второй фазы содержание амфибола невелико, в количественном отношении он уступает биотиту. В целом амфиболы рассматриваемых пород образуют непрерывный ряд от магнезиальной роговой обманки, через актинолитовую роговую обманку, до актинолита (рис. 12). В контексте настоящей работы наибольший интерес представляет амфибол из ММЕ, причем его ранняя – магматическая генерация. Следует подчеркнуть, что составы амфиболов из ММЕ, содержащие реликты пироксена и без таковых (рис. 12), не различаются и соответствуют магнезиальной роговой обманке (Leake, 1978), по которой в свою очередь развивается актинолит. Из этих данных следует, что в определенный момент кристаллизации, когда содержание водного флюида в остаточном расплаве превысило некоторое критическое значение ~3 мас. %

(Holloway, Burnham, 1972), рост кристаллов пироксенов прекратился и сменился образованием роговой обманки, развивающейся как путем замещения пироксена, так и непосредственно кристаллизующейся из расплава.

Биотит в переменных количествах присутствует во всех разновидностях пород Бургасского массива, причем в кварцевых сиенитах второй фазы и лейкогранитах третьей биотит является главным или единственным темноцветным минералом. Прежде всего, обращает внимание сходство состава биотитов из мафических включений и вмещающих кварцевых сиенитов (рис. 13), хотя в среднем железистость биотитов из ММЕ и содержание в них хлора несколько выше. Отличие *Bt* из ММЕ от монцитонитоидов первой фазы более контрастно: на диаграммах они образуют практически не перекрывающиеся поля, что может указывать на разный исходный состав расплава и флюида (рис. 13). Кроме того, следует отметить самое низкое содержание TiO_2 в биотитах из лейкогранитов и низкое содержание хлора в них (ниже предела обнаружения).

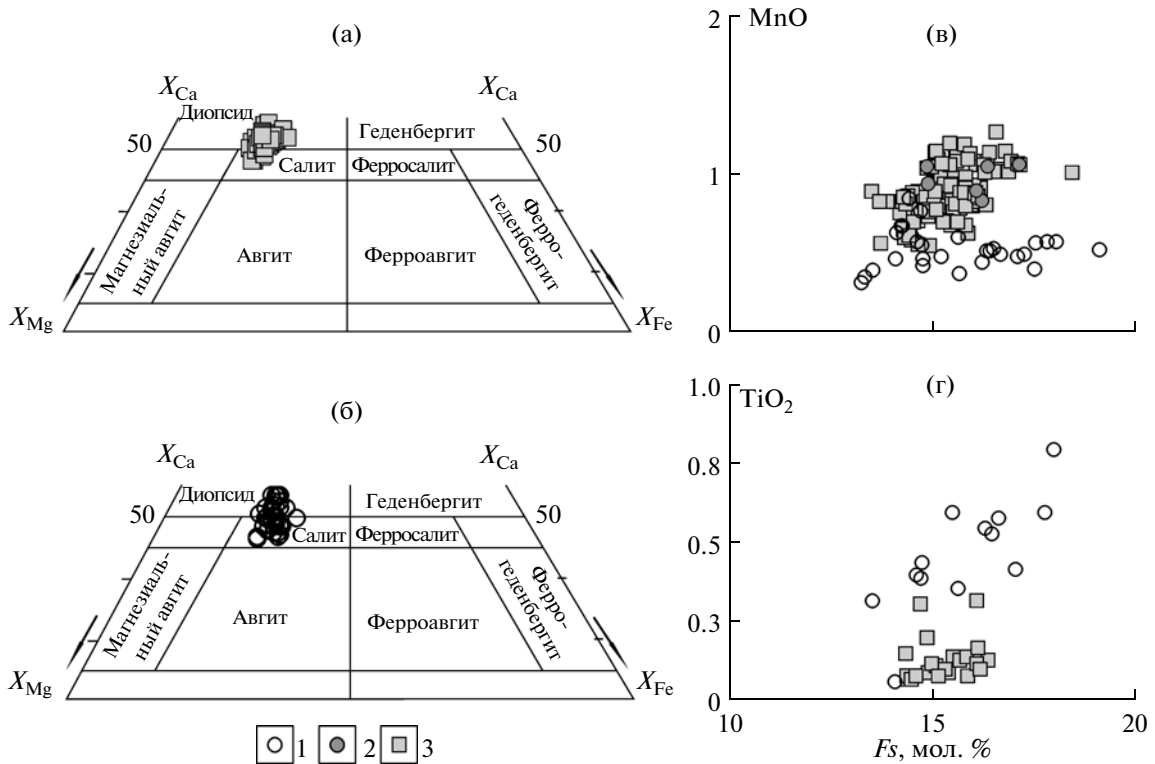


Рис. 11. Положение точек состава пироксенов Бургасского массива на “пироксеновом” тетраэдре и соотношение MnO и TiO₂ с ферросилитовым (Fs) компонентом.

1 – габбро-монциты, монцодиориты и монциты первой интрузивной фазы; 2 – мафические включения; 3 – гибридные кварцевые монциты из “роев”. Расчет пироксеновых миналов проводился с помощью программы MINPET 2.0.

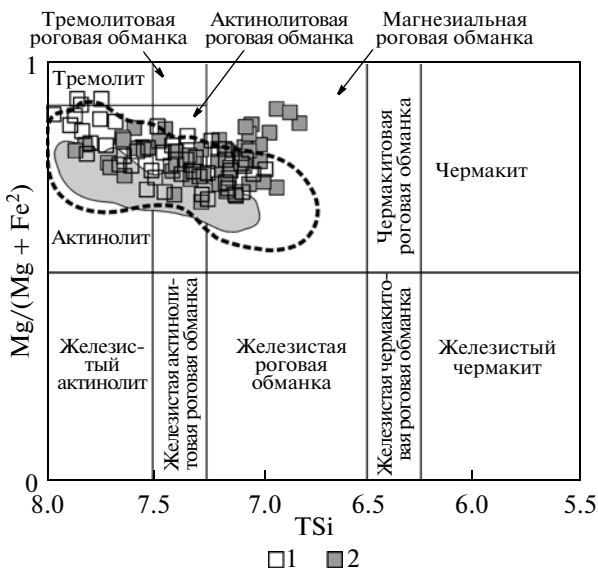


Рис. 12. Состав амфиболов из пород Бургасского массива.

Амфиболы из мафических включений: 1 – первично-магматический амфибол и продукты его замещения, 2 – амфибол, содержащий реликты пироксена; пунктирной линией показан ареал составов амфиболов из пород первой фазы, серое поле – из кварцевых сиенитов, содержащих ММЕ. Названия полей по (Leake, 1978).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование включений

Выше было показано, что главным аргументом, доказывающим магматическое происхождение мафических включений в кварцевых сиенитах Бургасского массива, являются их минеральный состав, наличие порфировых вкрапленников, долеритоподобная и микрогаббровая структура основной массы. Вместе с тем эти признаки, равно как и геохимические характеристики, могут принадлежать как ксенолитам магматических пород, захваченных в твердом состоянии, так и продуктам смешения магм, что предполагает их жидкое (частично раскристаллизованное) состояние в момент захвата. Сложность решения этого вопроса связана с тем, что в plutonic series, в отличие от даек и вулканогенных образований, не сохраняются наиболее характерные морфологические признаки сосуществования двух жидкостей: зоны закалки, фестончатые края включений и др., а сами включения приобретают диоритовый, монцодиоритовый или монцититовый состав. Поэтому, лишь совокупность всех данных может пролить свет на условия образования таких включений, что в полной мере относится и к рассматриваемому Бургасскому массиву.

В этом контексте наиболее важное значение, наряду с очевидными свидетельствами магматического происхождения, имеют следующие характеристики включений. Мафические включения в Бургасском массиве распространены на большей части его площади, при этом в краевых зонах редки или отсутствуют. В обрамлении массива отсутствуют породы близкие по составу к включениям. Более того, вмещающие образования на 90% представлены предшествующими гранитоидами, мощность которых в рассматриваемом регионе составляет 7–10 км (Литвиновский и др., 1993; Турутанов, 2007), тогда как микроструктурные особенности включений свидетельствуют об их достаточно быстрой кристаллизации, т.е. малоглубинных условиях формирования. Иными словами, нет свидетельств глубинного (нижняя, средняя кора) происхождения включений. Включения имеют округлую, иногда почти идеально сферическую форму, характерную для эмульсий. Зональность во включениях отсутствует, при этом диапазон вариаций состава достаточно широк. Имеет место неравновесная ассоциация высококальциевого плагиоклаза и пироксена с кислым плагиоклазом, кварцем и щелочным полевым шпатом, причем полевые шпаты идентичны наблюдаемым в кварцевых сиенитах. Следовательно, кварц-сиенитовый расплав оказал существенное воздействие на включения, однако ни какой зональности во включениях не выявлено, равно как и зависимости их состава от размеров, что трудно объяснимо с точки зрения “ксеногенной” гипотезы в силу очень низких скоростей диффузии (Эпельбаум, 1980). Простые расчеты показывают, что мощность диффузионной зоны во включениях (в случае их исходно твердого состояния) за геологически обозримое время кристаллизации плутона могла бы составить лишь несколько сантиметров.

Таким образом, приведенные выше характерные особенности рассматриваемых образований могут быть реализованы лишь в том случае, если включения попали в кварц-сиенитовый расплав в жидком состоянии. Исходя из этого положения можно предложить сценарий их формирования, в основе которого лежит численная модель ретроградной везикуляции (Биндеман, 1995), дополненная представлениями о существенной роли процессов гибридизации и конвективного переноса (Arvin et al., 2004).

Образование массива началось с внедрения сравнительно небольшой порции трахиандезитового или андезибазальтового расплава, что согласуется с преобладанием трахиандезитов среди коматматических вулканитов (см. рис. 1). В результате внутрикамерной фракционной кристаллизации трахиандезитов образовались породы первой интрузивной фазы, в составе которой доминируют монцониитоиды, а основность плагиоклаза не под-

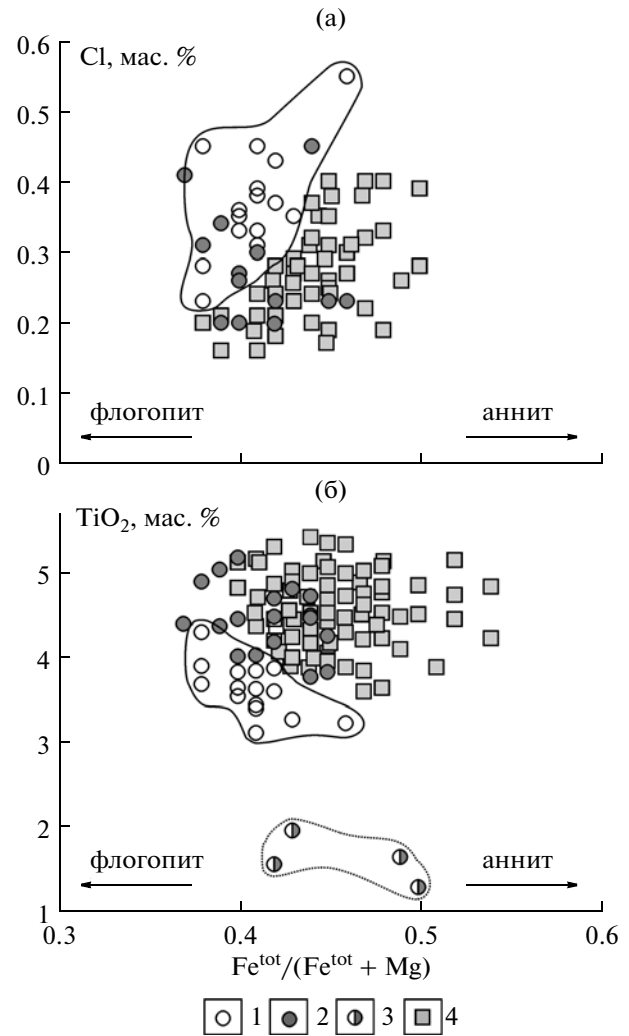


Рис. 13. Соотношение $Cl - Fe^{tot}/(Fe^{tot} + Mg)$ и $TiO_2 - Fe^{tot}/(Fe^{tot} + Mg)$ в биотитах из пород Бургасского массива.

- 1 – первая фаза (субщелочные габбро, монцодиориты, монцониты, кварцевые монцониты, сиениты);
- 2 – кварцевые сиениты второй фазы; 3 – лейкограниты и гранит-порфиры третьей фазы; 4 – мафические включения.

нимается выше среднего андезина даже в наиболее основных разновидностях пород.

Вслед за этим, вероятно, еще до охлаждения пород первой фазы (отсутствуют реакционные взаимоотношения) произошло внедрение кварц-сиенитового расплава. Исходя из данных, приведенных в работах (Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011), есть основания предполагать гибридное происхождение этого расплава, образованного за счет смешения в глубинных условиях мантийного трахибазальтового и корового гранитоидного расплавов (см. ниже). В данном контексте это является дополнительным аргументом

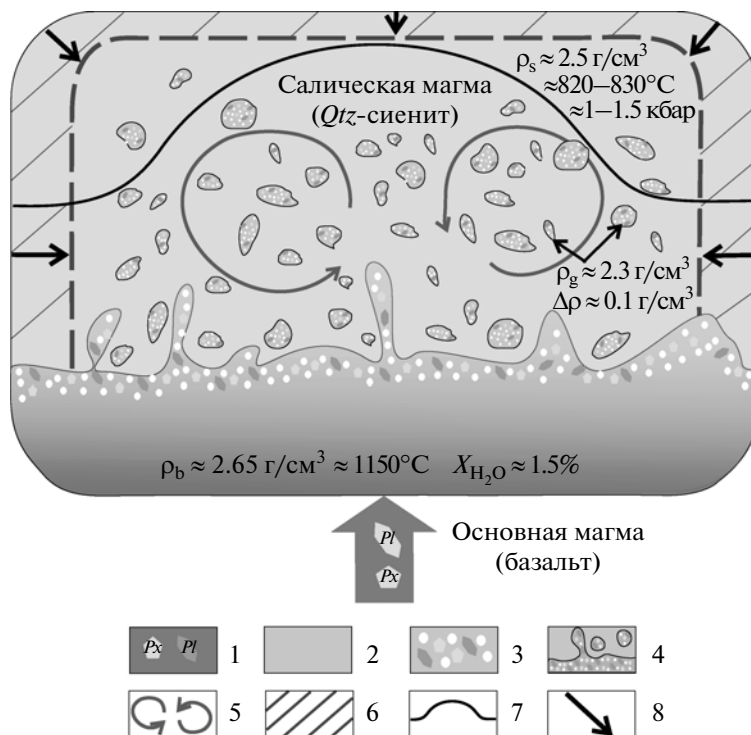


Рис. 14. Модель формирования мафических включений в кварцевых сиенитах Бургасского массива.

1 – базальтовый расплав с интрателлурическими кристаллами плагиоклаза и клинопироксена; 2 – салический (кварц-сиенитовый) расплав; 3 – гибридный частично раскристаллизованный газонасыщенный расплав; 4 – диапиры гибридного расплава и мафические включения; 5 – конвективные течения; 6 – краевая зона интрузива; 7 – уровень эрозионного среза; 8 – направление кристаллизации.

ρ_b – плотность базальтового и ρ_s салического (кварц-сиенитового) расплавов; ρ_g – плотность частично раскристаллизованного и насыщенного газовыми пузырьками гибридного расплава; $\Delta\rho$ – разница в плотности гибридного и кварц-сиенитового расплавов; объемные соотношения базитовой и салической составляющих вне масштаба; остальные пояснения в тексте.

в пользу сосуществования мантийной и коровой областей магмогенерации.

Судя по данным амфиболовой барометрии, становление плутона происходило в малоглубинных условиях при давлении не более 1.5 кбар (Геря и др., 1997). Температура расплава, рассчитанная на основе соотношения концентрации Zr и катионного отношения $(Na + K + 2Ca)/(Al \cdot Si)$ составляла $\sim 820\text{--}830^\circ\text{C}$ (Watson, Harrison, 1983), плотность $\sim 2.4\text{--}2.5\text{ г/см}^3$ (Биндеман, 1995; Плечов и др., 2008). Сразу после образования кварц-сиенитовой магматической камеры произошло внедрение свежей порции трахибазальтового расплава, содержащего интрателлурические вкрапленники основного плагиоклаза и пироксена (рис. 14). Доказательством интрателлурической природы вкрапленников, по крайней мере пироксена, является высокое давление при его образовании – порядка 8 кбар, рассчитанное по методу (Nimis, Ulmer, 1998). Плотность базальтового расплава принята 2.65 г/см^3 , температура 1150°C , содержание воды порядка 1.5 мас. %, что вполне реалистично для внутриплитных базаль-

тов (Коваленко и др., 2007) и согласуется с большим количеством магматического амфибола и биотита во включениях. Объемные соотношения базальтовой и салической магм оценить трудно, однако, исходя из общего объема включений, наблюдаемых на уровне современного эрозионного среза, а также литературных данных (Didier, Barbarin, 1991; Bindeman, 1993; Плечов и др., 2008), доля базальтового расплава может варьировать от 1–2 до 10% от объема магматической (кварц-сиенитовой) камеры.

Базальтовый расплав, по-видимому, занял придонную часть магматической камеры, и на границе с салической магмой начался активный процесс химического взаимодействия (см. ниже), протекавшего на фоне фракционной кристаллизации базальтового расплава. При достижении насыщения остаточного расплава флюидом, что, согласно расчетам (Биндеман, 1995), соответствует 40–50% кристаллизации, начинается выделение свободной газовой фазы, т.е. ретроградное “вскипание” расплава. Этот процесс возможен

лишь в малоглубинных условиях, где давление не превышает 1.5 кбар (Биндеман, 1995).

Одновременное действие трех процессов — фракционной кристаллизации (зональность роста в плагиоклазах), гибридации (неравновесная ассоциация минералов) и выделения свободной газовой фазы — привело к образованию гибридного субслоя кристаллизации, плотность которого, в определенный момент времени, становится меньше (~ на 0.1 г/см³) плотности перекрывающей салической магмы (Биндеман, 1995). Судя по литературным данным (Yang et al., 2006; Плечов, 2008), фракционирование базитового компонента может играть существенную или даже определяющую роль в формировании наблюдаемого состава мафических включений, однако в данном случае мы не можем даже на качественном уровне оценить вклад этого процесса.

Инверсия плотности гибридного субслоя сопровождается образованием на его верхней границе диапиров, их всплыванием, разрушением и переносом отдельных фрагментов (ММЕ) конвективными потоками. Последнее доказывается наличием “роев”, т.е. участков сегрегации включений. Мощность гибридного субслоя, вероятно, составляла около 0.5 м, что определяется максимальным размером включений (Плечов и др., 2008). В этом контексте становится понятной резкая “обедненность” включениями краевых зон массива. Поскольку кристаллизация магматической камеры в близповерхностных условиях происходила центростремительно, т.е. от контактов во внутрь, в краевые зоны могли попасть лишь самые первые включения.

Важно подчеркнуть, что всплывающие диапиры и продукты их разрушения, т.е. собственно ММЕ, уже имели не базальтовый, а монцитонитидный состав и, соответственно, более низкую температуру кристаллизации, не на много превышающую температуру кварц-сиенитового расплава. Этим объясняется хорошая раскристаллизованность включений, отсутствие характерных морфологических признаков сосуществования двух жидкостей с разной температурой и плотностью, в частности, отсутствие зон закалки, как это наблюдается в комбинированных дайках и вулканогенных образованиях, где включения сохраняют свой исходный состав.

Процессы гибридации

Исходя из приведенных выше аргументов, мы предполагаем, что гибридация базальтового расплава и образование минеральных ассоциаций, наблюдаемых непосредственно в мафических включениях, начались сразу после внедрения базальтового расплава и формирования двухслойной магматической камеры. Разница

ликвидусных температур базитового и кварц-сиенитового расплава, вероятно, не многим превышала 300°C, а в приконтактной области была, скорее всего, еще меньше, что способствовало интенсивному диффузионному обмену компонентами, направленному на выравнивание составов контактирующих магм. В результате в пограничном слое кристаллизации битовнит-лабрадорный плагиоклаз (интрателлурический) стал растворяться (коррозионные контуры), а затем по мере охлаждения на нем начала формироваться промежуточная андезитовая зона. Одновременно, уже из частично гибридированного расплава, выкристаллизовались идиоморфные вкрапленники, зональность которых обусловлена, с одной стороны, гибридацией (привнос K, Na, Si и др. компонентов в расплав), с другой — фракционной кристаллизацией. Инверсия плотности кристаллизующегося пограничного слоя, как отмечалось, может наступить при степени кристаллизации 40–50% (Биндеман, 1995), однако эта величина сильно зависит от давления и исходного содержания воды в базальтовом расплаве.

Таким образом, на момент инверсии плотности и начала образования диапиров пограничный слой содержал вкрапленники плагиоклаза двух типов (с реликтовыми ядрами и с зональностью роста), вероятно, большую часть магматической роговой обманки, гибридный обогащенный щелочами и кремнеземом остаточный расплав и свободную флюидную фазу.

Геохимический аспект гибридации выразится, прежде всего, в существенном отклонении состава ММЕ от предполагаемого базальтового состава исходного для них расплава. Показателем степени гибридации, по нашему мнению, может служить нормированное на кремнезем содержание оксида калия во включениях (рис. 15). На диаграмме 15г имеющиеся в нашем распоряжении анализы ММЕ условно можно разделить на три группы в порядке возрастания калиевой щелочности и, соответственно, увеличения калий-кремниевое отношения. Есть все основания предположить, что возрастание калиевой щелочности, т.е. увеличение содержаний щелочного полевого шпата и биотита, отражает возрастание степени воздействия кварц-сиенитового расплава на исходный базальт. Для подтверждения этого предположения мы пронормировали средний состав выделенных групп ММЕ на средний состав кварцевых сиенитов (рис. 15а–15в). Из представленных диаграмм видно, что по мере возрастания калиевой щелочности (от первой группы к третьей) происходит сближение составов ММЕ и вмещающих кварцевых сиенитов. Важно подчеркнуть, что изменяются концентрации не только относительно мобильных компонентов, таких как щелочи, LILE, но и инертных, таких как Zr и Ti.

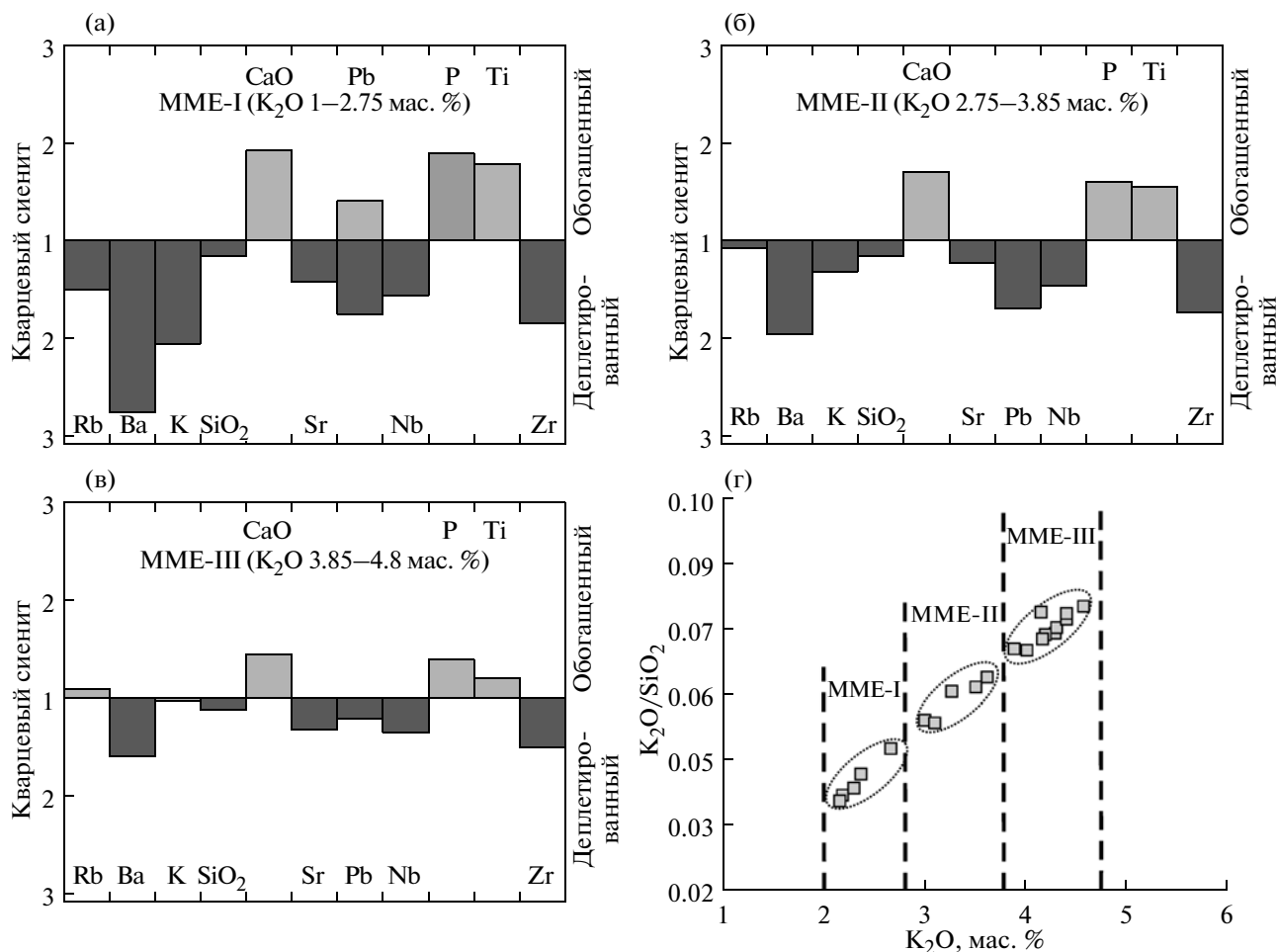


Рис. 15. Содержание элементов-примесей в ММЕ разной степени гибридации (а–в); нормированно на средний состав вмещающих кварцевых сиенитов (пояснения в тексте).

Очевидно, что процесс гибридации идет в обе стороны – в мафические включения привносятся Si, щелочи и некоторые другие элементы, а из включений выносятся Ca, Fe, Mg, P, Ti, т.е. элементы, концентрация которых во включениях значительно выше по сравнению с кварцевыми сиенитами. Этим, в частности, объясняется сходство редкоземельного спектра ММЕ и вмещающих кварцевых сиенитов, отмечаемое во многих плутонах (Didier, Barbarin, 1991; Collins et al., 2000; Arvin et al., 2004; Barbarin, 2005). Более того, в ряде работ показано, что меняется не только компонентный, но и изотопный состав включений (Barbarin, 2005). При этом следует иметь в виду, что объем салической магмы был несоизмеримо большим по сравнению с базитовой, причем не всей, а только находящейся в пределах пограничного слоя. Поэтому в кварцевых сиенитах “базитовая” добавка практически не фиксируется, за исключением “роев”, где на долю включений приходится более 50% общего объема породы.

Состав исходного расплава

Магматическая – исходно базальтоидная природа мафических включений в Бургасском массиве однозначно указывает на синхронность процессов мантийного и корового магмообразования при формировании этого плутона. В региональном аспекте эти данные подтверждают представления о важной, а, возможно, и решающей, роли мантийного магматизма в формировании позднепалеозойской гранитоидной провинции Западного Забайкалья (Литвиновский и др., 1993; Ярмолюк и др., 1997; Гордиенко и др., 2003; Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011). Прямыми геологическими свидетельствами синхронности мантийного и корового магмообразования, помимо мафических включений, являются синплутонические базитовые интрузии, габброидные плутоны близкого возраста и комбинированные дайки (Литвиновский и др., 1995а; 1995б; Титов и др., 2000; Цыганков и др., 2010). Обобщенная геохимическая характеристика этих образований

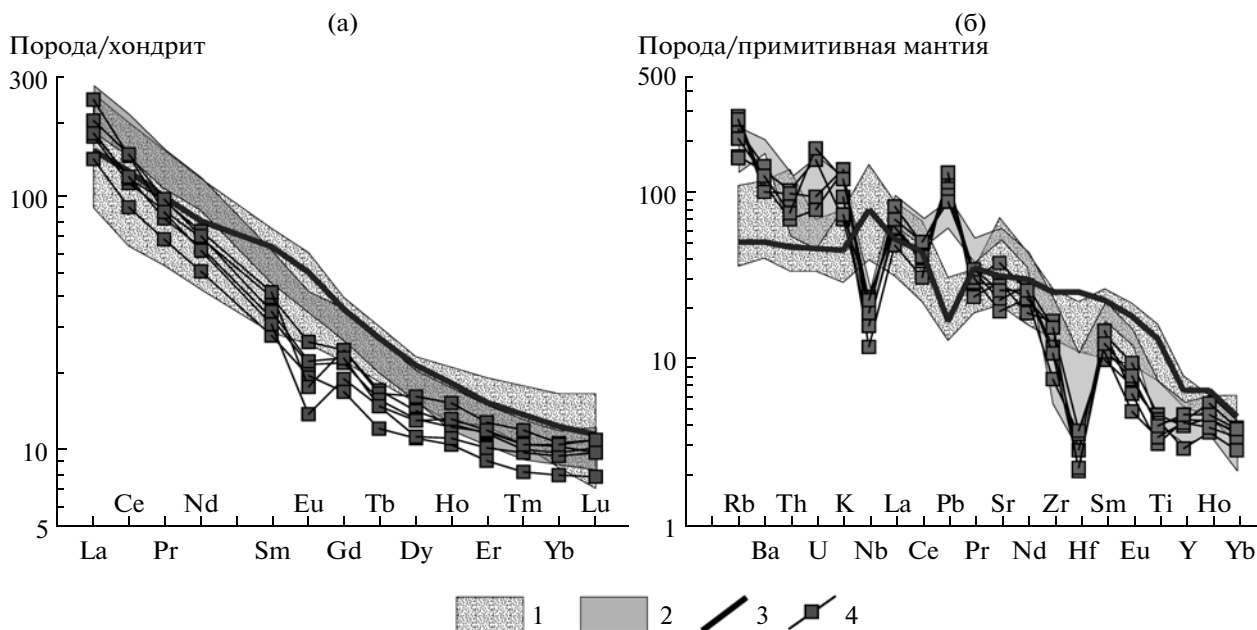


Рис. 16. Графики распределения REE (а) и спайдердиаграмма (б) для мафических включений, внутриплитных базальтов и комбинированных даек.

1 – натриевые кайнозойские внутриконтинентальные базальты; 2 – базитовая составляющая позднепалеозойских комбинированных даек Западного Забайкалья; 3 – базальт ОИВ-типа; 4 – мафические включения Бургасского массива. Нормировано: (а) по (Sun, McDonough, 1989); (б) по (Palme, O'Neill, 2003).

приведена в (Litvinovsky et al., 2011). В частности, показано, что базиты принадлежат к высоко-кальциевой известково-щелочной и шощонитовой сериям и характеризуются отрицательными или близкими к нулевым значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, “перекрываясь” по этому параметру с ассоциирующими гранитоидами. В самих гранитоидах во времени увеличивается доля “мантийной компоненты”, достигающей максимума в раннетриасовых щелочных разностях. Кроме того, позднепалеозойские базиты имеют так называемые “субдукционные геохимические метки”, такие как отрицательные аномалии Nb, Hf, Zr, положительные Sr и Pb на спайдердиаграммах, что рассматривается в качестве унаследованной характеристики источника (Litvinovsky et al., 2011) либо как свидетельство надсубдукционной (АКО) природы позднепалеозойского магматизма рассматриваемого региона (Рыцк и др., 1998; Zorin, 1999; Донская и др., 2011).

Мафические включения в Бургасском массиве, не смотря на интенсивную гибридизацию исходного расплава, характеризуются теми же самыми геохимическими “метками”. Исходя из этого, можно попытаться более точно определить состав исходного для них базальтового расплава. Для решения этого вопроса могут быть использованы комбинированные дайки (Weibe, Ulrich, 1997). Они ассоциируют с позднепалеозойскими гранитоидами и образуют протяженный пояс в

центральной части Западного Забайкалья. Следует отметить, что такие дайки обнаружены нами и в непосредственной близости от Бургасского массива. Базитовая составляющая комбинированных даек представлена пиллоуподобными обособлениями (глобулы, нодулы), сцементированными салическим (аплитовым, микрогранитным, кварц-сиенитовым) материалом. Базальтовые глобулы, в силу быстрой кристаллизации дайковых тел, обычно имеют зоны закалки и в целом, как показывают исследования, в том числе и наши (Бурмакина, Цыганков, 2010), сохраняют свой исходный состав, который приведен в табл. 2.

На рис. 16 показаны спектры распределения REE в мафических включениях, в базитах комбинированных даек, в том числе, из обрамления Бургасского плутона, а также в базальте ОИВ-типа (Sun, McDonough, 1989) и в натриевых кайнозойских базальтах континентов (Farmer, 2003). Из представленных графиков (рис. 16) видно, что базиты комбинированных даек и мафические включения (даже с учетом их интенсивной гибридизации) весьма сходны. При этом и в тех и в других отчетливо проявлены геохимические аномалии, такие как отрицательные Nb, Hf и положительная Pb. Это сходство подтверждается близостью средних значений канонических отношений элементов (Коваленко и др., 2009), характеризующих источники магм. Так, отношения La/Yb, Nb/U, Th/Ta, Zr/Nb в мафических вклю-

Таблица 2. Химический состав представительных проб базитов комбинированных даек центральной части Западного Забайкалья

Компо- ненты	08-10*	08-11	08-12*	08-7b	08-7f*	08-8b	08-9*	Сред. (n = 8)
SiO ₂	52.00	52.00	51.10	50.10	52.10	50.70	51.20	51.45
TiO ₂	1.41	1.43	1.43	1.60	1.60	1.79	1.40	1.52
Al ₂ O ₃	17.90	18.00	17.65	17.75	18.25	17.95	18.40	17.91
Fe ₂ O ₃	3.09	3.13	3.30	4.86	3.15	3.75	3.33	3.51
FeO	5.35	5.50	5.34	5.22	4.82	5.18	5.50	5.27
MnO	0.14	0.18	0.13	0.14	0.12	0.14	0.13	0.14
MgO	4.17	3.99	4.16	4.70	3.42	4.56	4.13	4.14
CaO	6.63	6.43	6.85	6.98	5.80	6.81	6.33	6.54
Na ₂ O	4.68	5.10	4.35	4.50	5.00	4.90	4.25	4.69
K ₂ O	2.35	1.80	3.44	1.93	3.72	2.05	3.06	2.62
P ₂ O ₅	0.72	0.76	0.81	0.55	0.74	0.66	0.61	0.7
П.п.п.	1.69	1.43	1.63	1.90	1.33	1.77	1.85	1.66
Сумма	100.13	99.75	100.19	100.23	100.05	100.26	100.37	100.16
Ba	1332	589	1415	639	1459	312	1213	1020
Rb	82	67	153	56	94	73	101	92
Sr	1116	793	1192	1012	1215	987	1139	1058
Ga	21.0	н.д.	21.0	н.д.	21.0	н.д.	19.0	21
Ta	0.66	н.д.	0.69	н.д.	0.56	н.д.	0.62	0.63
Nb	12.8	12.0	14.7	5.0	10.5	10.0	12.5	11.3
Hf	1.1	н.д.	1.9	н.д.	2.9	н.д.	0.9	1.7
Zr	94	233	251	122	205	139	231	192
Y	24	24	25	13	14	16	22	21
Th	5.4	н.д.	5.2	н.д.	4.4	н.д.	4.7	4.93
U	1.20	н.д.	1.19	н.д.	1.02	н.д.	1.02	1.11
Co	26	130	25	н.д.	23	н.д.	27	46
Sc	16	н.д.	17	н.д.	13	н.д.	14	15
V	160	170	170	220	185	220	136	180
Pb	17	11	16	н.д.	11	н.д.	15	14
La	62	н.д.	66	н.д.	43	н.д.	49	55
Ce	122	н.д.	131	н.д.	88	н.д.	97	109
Pr	13.9	н.д.	14.7	н.д.	10.2	н.д.	11.1	12.5
Nd	54	н.д.	56	н.д.	43	н.д.	44	49
Sm	9.1	н.д.	9.5	н.д.	7.5	н.д.	7.7	8.4
Eu	2.29	н.д.	2.45	н.д.	2.19	н.д.	1.99	2.23
Gd	7.10	н.д.	7.30	н.д.	5.50	н.д.	6.30	6.55
Tb	0.95	н.д.	1.03	н.д.	0.67	н.д.	0.83	0.87
Dy	4.89	н.д.	5.20	н.д.	3.21	н.д.	4.10	4.35
Ho	0.95	н.д.	0.98	н.д.	0.58	н.д.	0.89	0.85
Er	2.40	н.д.	2.49	н.д.	1.28	н.д.	2.11	2.07
Tm	0.32	н.д.	0.33	н.д.	0.18	н.д.	0.30	0.28
Yb	1.85	н.д.	2.02	н.д.	0.99	н.д.	1.79	1.66
Lu	0.27	н.д.	0.27	н.д.	0.14	н.д.	0.24	0.23
Eu/Eu*	0.84		0.87		1.00		0.85	0.89
(La/Yb) _n	24.4		23.4		31.2		19.6	24.6

Примечание. н.д. — элемент не определялся; в пробах, помеченных (*) эл-ты примеси определены ICP-MS методом, в остальных — РФА. Оксиды даны в мас. %, элементы-примеси — в г/т.

чениях и базитах комбинированных даек составляют: 22.7 и 32.8, 3.36 и 9.4, 12.1 и 14.1, 16.8 и 18.35 соответственно. Следует отметить, что величины этих отношений в ММЕ не коррелируются ни с содержанием K_2O , ни с SiO_2 . Иначе говоря, процессы гибридизации существенным образом не отразились на отношениях этих элементов, что делает наше сопоставление вполне правомерным. Очевидно, что полного тождества между ММЕ и дайками ожидать трудно, однако даже максимальные расхождения в величинах некоторых отношений не выходят за пределы, установленные, например, для долеритов первой фазы Халдзан-Бурегтейской группы массивов (Коваленко и др., 2009). Кроме того, включения отличаются наличием отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.78 - 0.42$) (рис. 16а), вероятно, свидетельствующей о фракционированном характере исходного базальтового расплава.

Геодинамическая природа позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья – дискуссионна. Обсуждение этого вопроса выходит за рамки настоящей работы, однако точка зрения о внутриконтинентальном характере магматизма рассматриваемого этапа представляется более обоснованной (Литвиновский и др., 1993; Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2010). Исходя из этого, логично предположить, что и базитовая составляющая позднепалеозойского магматизма, в том числе рассматриваемые ММЕ и комбинированные дайки, должны обладать внутриплитной геохимической спецификой.

Для проверки этого предположения на рис. 16 показан состав базальтов OIB-типа (Sun, McDonough, 1989), а также состав кайнозойских внутриконтинентальных базальтов разных районов мира (Farmer, 2003). Из представленных графиков видно, что мафические включения, так же как и базиты комбинированных даек, сопоставимы с OIB по характеру распределения REE и концентрациям LREE, и в меньшей мере HREE, однако существенно отличаются в области MREE. На спайдердиаграмме эти отличия более существенны, что согласуется с общей спецификой позднепалеозойских базитов, отмеченной выше. Вместе с тем кайнозойские континентальные базальты обнаруживают гораздо большее сходство с рассматриваемыми образованиями (рис. 16), что, вероятно, отражает геохимический “вклад” континентальной коры, в то время как различия обусловлены составом мантийного источника.

Мафические включения в Бургасском массиве, судя по полевым наблюдениям и геохимическим данным, не оказали практически ни какого заметного влияния на состав кварцевых сиенитов, что объясняется неизмеримо большим объемом последних. Вместе с тем, согласно (Litvinovsky et al., 2011), салические породы чивыркуй-

ского комплекса в целом, в том числе и Бургасский плутон, характеризуются повышенной основностью (кварцевые сиениты, кварцевые монцониты) и изотопными характеристиками, указывающими на присутствие в их составе “мантийной компоненты”. Известно (Litvinovsky et al., 2000), что образование сиенит–кварц–сиенитовых магм трудно объяснить прямым плавлением каких-либо коровых протолитов, но достаточно просто – смешением собственно гранитных и базальтовых расплавов. Исходя из факта синхронности внедрения базитового и салического расплава при формировании Бургасского плутона, свидетельством чего являются ММЕ (mingling), можно предположить, что и кварц–сиенитовый расплав является результатом смешения (mixing), но в более глубоких условиях. Для проверки этого предположения мы провели масс-балансовые расчеты модели смешения (табл. 3). В качестве компонентов смешения принят средний состав базитовой части комбинированных даек (табл. 2) и средний состав баргузинских гранитов (Litvinovsky et al., 2011), поскольку их формирование несколько предшествует (Цыганков и др., 2010) или совпадает (Ковач и др., 2011) со становлением гранитоидов чивыркуйского комплекса и они широко распространены в рассматриваемом районе (см. рис. 1). Баргузинские граниты, по имеющимся геологическим (ксенолиты метатерригенных пород) и геохимическим (изотопный состав) данным (Цыганков, 2009; Litvinovsky et al., 2011) могут рассматриваться в качестве чисто коровых производных.

Выполненные расчеты показывают, что при соотношении базальт/гранит от 29.2 к 70.8% полученный состав весьма близок к среднему составу кварцевых сиенитов Бургасского плутона (табл. 3). Численным выражением этого сходства является сумма квадратов отклонений ($R = 1.07$), которая не должна значительно превышать единицу.

Таким образом, можно констатировать, что мафические включения в Бургасском плутоне это лишь “вершина айсберга”. Значительно большее значение для формирования этого, а, возможно, и других кварц–сиенит–монцонитоидных массивов, имели процессы смешения базальтовых и коровых магм, протекавшие в глубоких условиях. Возможно, именно этим обусловлена тесная пространственно-временная сопряженность (Цыганков и др., 2007; 2010) “коровых” баргузинских гранитов Ангаро-Витимского батолита и многочисленных монцонитоидных и кварц–сиенитовых массивов чивыркуйского комплекса. Вместе с тем изотопные данные допускают различную интерпретацию, например, плавление смешанного корового источника с существенной долей метабазитов (Patiño Douce, 1999), тогда как нали-

Таблица 3. Масс-балансовые расчеты модели смешения для кварцевых сиенитов Бургасского массива

Компоненты, мас. %	Компоненты смешения		Дочерние породы	
	базальт	гранит	Qtz-сиениты	
	комбинированные дайки	Баргузинский комплекс	наблюдаемый состав	расчетный состав
SiO ₂	52.23	72.34	65.81	66.49
TiO ₂	1.54	0.29	0.56	0.66
Al ₂ O ₃	18.18	14.78	16.78	15.78
FeO*	8.56	1.86	3.6	3.82
MnO	0.14	0.03	0.09	0.06
MgO	4.2	0.44	1.19	1.54
CaO	6.64	1.58	2.96	3.06
Na ₂ O	4.76	4.01	4.63	4.23
K ₂ O	2.66	4.57	4.54	4.01
P ₂ O ₅	0.71	0.09	0.18	0.27
<i>n</i>	8	101	9	
Сумма квадратов отклонений:		R = 1.07		
Пропорции исходных компонентов, %:	29.2	70.8		

Примечание. Расчеты выполнены с использованием программы Iqpet 6.0; все составы приведены к 100%. Остальные пояснения в тексте.

чие ММЕ однозначно указывает на синхронность мантийного и корового магмообразования.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Меланократовые включения в кварцевых сиенитах Бургасского массива по составу близки к монцонитоидам первой фазы, однако не являются их ксенолитами, а кристаллизовались из самостоятельной порции диспергированного гибридного расплава. Главным свидетельством базальтовой природы включений является реликтовый парагенезис кальциевого плагиоклаза и моноклинного пироксена, а также магматические долеритоподобные или микрогаббровые структуры, сохраняющиеся во включениях.

2. Наблюдаемый монцонитоидный состав включений обусловлен процессами гибридизации, в ходе которых образуются кварц, калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз. Их образование связано с привнесением во включения кремния, калия и ряда других элементов из кварц-сиенитового расплава. Гибридизация происходила в пограничном слое кристаллизации, в глубинной (придонной) части магматической камеры. Распределение включений по всему объему плутона обусловлено инверсией плотности гибридного слоя и конвективным переносом.

3. Мафические включения образовались из базальтового расплава внутриплитного геохимического типа. Несмотря на интенсивную гибридизацию

они сохранили характерные геохимические “метки” мафических магм, связанных с позднепалеозойским гранитообразованием в Западном Забайкалье. Выявленная базальтоидная природа мафических включений в Бургасском массиве указывает на синхронность мантийного и корового магмообразования при формировании позднепалеозойской магматической провинции рассматриваемого региона.

4. Кварцевые сиениты, содержащие ММЕ, вероятно, имеют гибридное происхождение и образовались за счет смешения мантийного базальтового и корового гранитоидного расплава, происходившего в глубинных условиях.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), РФФИ и Министерства Науки и Технологий Израиля (06-05-72007), Интеграционных проектов СО РАН № 37, 17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антонов А.Ю. Мафические гомогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 20–32.

Антонов А.Ю. К вопросу о генезисе мафических шлировидных включений в позднемезозойских гранитоидах Станового хребта // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 4. С. 29–51.

- Биндеман И.Н.* Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // *Петрология*. 1995. Т. 3. № 6. С. 632–644.
- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.* Комбинированные дайки Западного Забайкалья: состав, условия образования // *Наука, природа и общество*. Материалы конф. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 4–8.
- Валуи Г.А.* Кавитация и ее проявление в процессе формирования гранитоидов // *Вестник ДВО РАН*. 1995. № 3. С. 43–50.
- Валуи Г.А.* Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // *Тихоокеанская геология*. 1997. Т. 16. № 1. С. 11–20.
- Геря Т.В., Перчук Л.Л., Трибуле К. и др.* Петрология Туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 6. С. 563–595.
- Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В.* Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // *Проблемы глобальной геодинамики*. Материалы теоретического семинара ОГГН РАН, 2000–2001 гг. Ред. Рундквист Д.В. М., 2003. С. 185–199.
- Докукина К.А., Конюхов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г.* Взаимодействие базитовой гранитной магм в субдукционных условиях (на примере тастаусского интрузивного комплекса Восточного Казахстана) // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 6. С. 804–826.
- Донская Т.В., Гладкоуб Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В.* Роль субдукции в формировании позднепалеозойских-раннемезозойских магматических комплексов северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. Вып. 9. С. 78–80.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др.* Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 4. С. 361–396.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Вариации изотопного состава неомита и канонических отношений содержаний несоместимых элементов как отражение смешения источников щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 3. С. 249–275.
- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др.* Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита и проблема использования геохронологических данных при исследованиях фанерозойских магматических комплексов // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. Вып. 9. С. 103–105.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю.* Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А.* Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // *Петрология*. 1995а. Т. 3. № 2. С. 133–157.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М. и др.* Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 1995б. Т. 36. № 7. С. 3–22.
- Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
- Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горихова Н.В.* Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // *Вестник МГУ. Серия геология*. 2008. № 4. С. 35–44.
- Попов В.С.* Смешение магм – важный петрогенетический процесс // *Записки ВМО*. 1984. Вып. 1. Ч. СХІІІ. С. 229–3–236.
- Попов В.С.* Коровые включения в изверженных горных породах // *Записки ВМО*. Вып. 3. Ч. СХV. 1986. С. 311–322.
- Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.* Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // *Геотектоника*. 1998. № 5. С. 46–60.
- Титов А.В., Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г.* Явления гибридизации в комбинированных базит-лейкогранитных дайках Усть-Хилокского массива (Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41. № 12. С. 1714–1728.
- Турутанов Е.Х.* Объемная модель Ангаро-Витимского Батолита // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Вып. 5. Т. 2. С. 131–132.
- Цыганков А.А.* Ангаро-Витимский батолит: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные, петрологические следствия // *Отечественная геология*. 2009. № 3. С. 70–77.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др.* Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
- Эпельбаум М.Б.* Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 256 с.
- Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др.* Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.
- Arvin M., Dargahi S., Babaei A.A.* Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling // *J. Asian Earth Sci.* 2004. V. 24. P. 105–113.

- Barbarin B.* Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // *Lithos*. 2005. V. 80. P. 155–177.
- Bindeman I.N.* A practical petrological method for the determination of volume proportions of magma chamber refilling // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 1993. V. 56. P. 133–1.
- Castro A., Martino R., Vujovich G. et al.* Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fertil magmatic complex (Early Ordovician, San Juan, Argentina) // *Geologica Acta*. 2008. V. 6. № 3. P. 217–229.
- Collins W.J., Richards S.R., Healy B.E., Ellison P.I.* Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 2000. V. 91. P. 27–45.
- Didier J., Barbarin B.* Enclaves and Granite Petrology // *Developments in Petrology*, 13. Amsterdam: Elsevier, 1991. 625 p.
- Farmer G.L.* Continental basaltic rocks // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 85–121.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A Geochemical Classification for Granitic Rocks // *J. Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Gioncada A., Mazzuoli R., Milton A.J.* Magma mixing at Lipari (Aeolian Islands, Italy): Insights from textural and compositional features of phenocrysts // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 2005. V. 145. P. 97–118.
- Holloway J.R., Burnham C.W.* Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure // *J. Petrology*. 1972. № 13. P. 1–29.
- Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles // *Mineralogical Magazine*. 1978. V. 42. № 324. P. 533–563.
- Litvinovsky B.A., Steele I.M., Wickham S.M.* Silicic Magma Formation in Overthickened Crust: Melting of Charnockite and Leucogranite at 15, 20 and 25 kbar // *J. Petrology*. 2000. V. 41. P. 717–737.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al.* Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.
- Nimis P., Ulmer P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Pt. 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. № 1–2. P. 122–135.
- Palme H., O'Neill H.St.C.* Cosmochemical Estimates of Mantle Composition // *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 2. P. 1–38.
- Patiño Douce A.E.* What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? // *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Eds. Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1999. V. 168. P. 55–75.
- Rickwood P.C.* Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*. 1989. V. 22. P. 247–263.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Yang J.H., Wu F.Y., Chung S.L. et al.* A Hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 89–106.
- Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effect in a variety of crustal magma types // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.
- Wiebe R.A., Ulrich R.* Origin of composition dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // *Lithos*. 1997. V. 40. P. 157–178.
- Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 33–56.