

**ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БАЗИТОВОЙ И ГРАНИТНОЙ МАГМ
В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ
(на примере тастауского интрузивного комплекса Восточного Казахстана)**

К.А. Докукина, А.Н. Конилов, Т.В. Каулина*, В.Г. Владимиров**

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Геологический институт КНЦ, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

*** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Приведены результаты комплексных геологических, петрологических, геохимических и геохронологических исследований тастауского кольцевого интрузивного комплекса Зайсанской складчатой области Восточного Казахстана. Изучены проявления процессов смешения кислой и мафической магм. Гибридные породы комплекса представлены габбро и диоритами, внедренными в магматическую камеру гранитного состава. Результирующие гибридные породы включают дайки, пиллоу- и глобулярной формы базитовые тела, в разной степени дезинтегрированные и гомогенизированные с вмещающими гранитоидами. Возраст становления синплутонических пород составляет 242 ± 20 млн лет (циркон, U/Pb), что с учетом аналитической погрешности существенно моложе ранее предполагаемого возраста.

Рассмотрены механизмы взаимодействия кислой и мафической магм, включающие механическое смешение (минглинг) и химическое взаимодействие (миксинг) с формированием композитных смесей и гибридных пород. Пропорции мафического и кислого компонентов, вовлеченных в процесс формирования промежуточных по составу пород, были рассчитаны по главным элементам с помощью регрессионного анализа и протестированы с учетом редких и рассеянных элементов. Модель механического смешения предполагает быстрое закаливание базитового расплава при внедрении его в гранитную магматическую камеру, разрушение закристаллизованных фрагментов, дисперсию фрагментов и кристаллов внутри магматической камеры в режиме быстрого турбулентного течения, обогащение кислой магмы фемическими компонентами с формированием магм монзонитового ряда.

Синплутонические интрузии, сосуществующие магмы, минглинг, миксинг, внутривулканический магматизм.

**INTERACTION BETWEEN MAFIC AND FELSIC MAGMAS IN SUBVOLCANIC ENVIRONMENT
(Tastau igneous complex, eastern Kazakhstan)**

K.A. Dokukina, A.N. Konilov, T.V. Kaulina, and V.G. Vladimirov

The paper reports the results of integrated geological, petrological, geochemical, and geochronological studies of the Tastau igneous ring complex in the Zaisan orogen of eastern Kazakhstan. Interaction between felsic and mafic magmas has been studied. Hybrid rocks are represented by gabbros and diorites injected into a granitic magma chamber. They occur as dikes and pillow-like and globular mafic bodies variously disintegrated and mixed with host granitoids. The age of synplutonic rocks is 242 ± 20 Ma (U/Pb zircon dating), which is, with regard to analytical error, substantially younger than it was presumed.

Mechanisms of interaction between felsic and mafic magmas have been studied. They include mechanical (mingling) and chemical (mixing) interactions, which produce composite mixtures and hybrid rocks. The ratios of mafic to felsic components involved in the formation of intermediate rocks were calculated from major elements by regression analysis and tested with regard to rare and trace elements. The model for mingling includes quenching of the mafic melt when it is injected into the granitic magma chamber, decomposition of crystalline fragments, dispersion of fragments and crystals in the magma chamber under conditions of rapid turbulent flow, and enrichment of felsic magma with femic components to produce monzonitic magmas.

Synplutonic intrusions, coeval magmas, mingling, mixing, intraplate magmatism

ВВЕДЕНИЕ

Важная роль процессов химического (миксинг, mixing) и механического (минглинг, mingling) взаимодействия в петрогенезисе магм широко обсуждается в специальной литературе [Wiebe, 1973; Gambler, 1979; Marshall, Sparks, 1984; Furman, Spera, 1985; Frost, Mahood, 1987; Cook, 1988; Didier, Barbarin, 1991; Литвиновский и др., 1995; Neves, Vauchez, 1995; Складов, Федоровский, 2006; и др.]. Особое внимание уделяется исследованиям химических особенностей [Langmuir et al., 1978], физических факторов

[McBirney, 1979; Blake, 1981; Sparks, Marshall, 1986] и петрографических критериев [Anderson, 1976; Hibbard, 1981] смешения магм.

Процессы магматического смешения наиболее широко проявляются в магматических сериях на активных окраинах плит и во внутриплитных обстановках [Lindline, 2000; Bonin, 2004; Barbarin et al., 2005]. В вулканических сериях общим признаком являются широкие вариации состава сосуществующих магм [MacDonald, Katsurw, 1965], а наиболее надежным критерием магматического взаимодействия является присутствие в породе включений стекла контрастного состава [Anderson 1976] — свидетельство нарушения равновесия минеральных фаз [Gerlach, Grove, 1982]. В plutonic условиях такие свидетельства редко сохраняются вследствие охлаждения и рекристаллизации, но встречаются совершенно ясные законсервированные структуры взаимодействия контрастных магм. В данной работе особенности взаимодействия базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях изучены на примере таастауского интрузивного комплекса (Восточный Казахстан).

УСЛОВИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ БАЗИТОВОЙ И ГРАНИТНОЙ МАГМ

Смешение двух магм определяется совокупностью механических и химических процессов [Snyder, 1997]. Если две взаимодействующие жидкости испытывают межфазовое поверхностное натяжение и деформации [Ottino, 1990; Zimanowski, Büttner, 2002], то может осуществляться химическая реакция, сопровождающаяся высвобождением либо поглощением теплоты, что приводит к осаждению и кристаллизации твердой или выделению газовой фаз. Наиболее значимыми параметрами, контролирующими механическое смешение между двумя магмами без их химического взаимодействия является контраст по плотности и вязкости между расплавами. Одним из главных замечательных свойств магмы является зависимость ее реологических характеристик от динамических условий. Эффективная или видимая вязкость (т.е. вязкость магмы, обусловленная скоростью деформации) постепенно повышается по мере приближения к солидусу. Этот эффект зависит от совокупности нескольких факторов: остывание, рост содержания кремнезема в расплавленном остатке магмы в процессе дифференциации, рост объемной фракции кристаллов. Вязкость остаточной магмы в течение кристаллизации согласуется с изменением содержания водного флюида. Эффективная вязкость зависит также от формы, размера и масштаба распределения кристаллов и кристаллических агрегатов [Sherman, 1968; Jeffrey, Acrison, 1976; Gillespie, 1983], а также от свойств магматической суспензии (соотношение жидкость/кристалл, степень полимеризации) [Fernandez, Gasquet, 1994].

Большинство моделей взаимодействия базальтовых и вмещающих гранитоидных магм сводятся к следующему [Eberz, Nicholls, 1990; Holden et al., 1991; Литвиновский и др., 1995]. Базальтовый расплав с небольшим количеством фенокристов (в основном плагиоклаза) внедряется в частично раскристаллизованную сиенитовую или гранитную магму. Высокие температуры ликвидуса базальтовых расплавов обуславливают их быструю кристаллизацию во вмещающей силикатной магме с выделением плагиоклаза, амфибола и биотита. При кристаллизации порядка 40—50 % и формировании кристаллического каркаса должно происходить повышение эффективной вязкости до 10^{12} — 10^{13} П [Jeffrey, Acrison, 1976; Van der Molen, Paterson, 1979], что обуславливает возможность появления в мафических телах микро- и макротрещин. Количество трещин может возрасти также и за счет дилатации при переходе из жидкого состояния в твердое [Clark, 1966]. С переходом через первый, а затем и через второй реологический порог [Platevoet, Bonin, 1991] мафические тела становятся легкопроницаемыми для инъекций вмещающей силикатной магмы. Проникновение последней по макро- и микротрещинам, трещинам отдельности и по межгранулярным промежуткам обеспечивает эффективное смешение силикатного и остаточного феррического расплава с образованием гибридных порций магм. Авторы модели отмечают, что она реализуется в полной мере лишь при больших объемах силикатных магм, обеспечивающих длительное протекание процесса взаимодействия. В комбинированных дайках, внедряющихся по трещинам в консолидированные породы, запас тепловой энергии ограничен, и описываемый процесс может быть «заморожен» на ранних стадиях.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания главных элементов (мас.%) определялись в ЦНИИ ВСЕГЕИ (г. С.-Петербург) методом РФА. Погрешности определения не превышают 5 отн.%. Концентрации малых элементов (г/т) определялись методом ICP-MS в ЦНИИ ВСЕГЕИ на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой печи из навесок проб массой 50—100 мг. В качестве стандартного образца использовался внутрилабораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составляли от 1—5 мг/т для высокозарядных элементов (U, Th, REE и др.) с возрастанием до 20—50 мг/т для крупноионных литофилов (Ba, Rb и др.). Точность анализа составляла 3—10 отн.%.

Составы минералов анализировались в прозрачно-полированных шлифах после исследований под петрографическим микроскопом на цифровом электронном сканирующем микроскопе CamScan модели MV2300 (VEGA TS 5130MM), оборудованным энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 200 в ИЭМ РАН (г. Черноголовка). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ. Ток поглощенных электронов на эталонном образце кобальта составлял 516—565 пА, на исследуемых силикатных образцах — 540—620 пА, время набора спектра 70 с, размер электронного зонда 157—200 нм. Процедура матричной коррекции и оценки аналитической ошибки определения концентраций элементов выполнялись с помощью программы INCA Energy 200. Точность систематически контролировалась по природным и синтетическими минералогическим стандартам. Одновременно анализировалось 10—12 элементов.

Монофракция цирконов для изотопного датирования была выделена в ИГМ СО РАН (С.Н. Руднев, Новосибирск). U-Pb изотопный анализ циркона проводился Т.В. Каулиной в ГИ КНЦ РАН (Апатиты). Химическое разложение минералов и выделение урана и свинца проведено по методу Т. Кроу [Krogh, 1973]. Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления со смешанным ^{208}Pb - ^{235}U трассером на масс-спектрометре МИ-1201Т. Уран наносился вместе со свинцом на одинарную Re ленточку с H_3PO_4 и силикагелем. Измерения проводились при температурах 1300 и 1500 °С для свинца и урана соответственно. Изотопные возрасты рассчитаны по программам PbDAT и ISOPLOT [Ludwig, 1999].

ТАСТАУСКАЯ БАЗИТ-ГРАНИТОИДНАЯ СЕРИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В настоящее время проявления пермско-триассового основного магматизма в пределах Центрально-Азиатского пояса интерпретируются как следствие отрыва слэба и формирования астеносферного клина в аккреционно-коллизийных условиях [Владимиров и др., 2003] или как проявление глобального пермско-триассового мантийного плюма и подъемом мантийных магм или их дериватов в декомпрессионные зоны, связанные с интенсивными сдвигораздвиговыми деформациями [Добрецов, 2003], или как сочетание плит- и плюм-тектонических факторов [Владимиров и др., 2008].

Тастауская базит-гранитоидная серия мафических пород проявлена в Чарской сдвиговой зоне. Последняя представляет собой центральную часть структуры, сформированной в результате закрытия Обь-Зайсанского океанического бассейна в процессе позднегерцинской коллизии Казахского и Сибирского континентов [Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслев и др., 2003]. Современная структура Чарской зоны рассматривается [Берзин и др., 1994] в качестве аккреционного клина, где тектонически совмещены блоки, пластины, чешуи пород различного состава и возраста, среди которых существенную роль играют отторженцы океанической коры. Изверженные породы тастауской серии пересекают сформированные континентальные комплексы и проявлены в виде кольцевых или линейных вулканических или вулканоплутонических структур, а также интрузивов, которые образуют региональный пояс северо-западного простирания, прослеживающийся более чем на 400 км (рис. 1).

ТАСТАУСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Тастауский интрузивный комплекс представляет собой корневую часть древнего эродированного вулкана. Комплекс представлен широким спектром магматических пород — это многофазные гранитоиды, диориты и габбронориты тастауской серии (рис. 2) [Ермолов и др., 1983]. Среди них наиболее ранними считаются оливиновые габбронориты, которые относятся к габброидам субщелочного ряда (рис. 3).

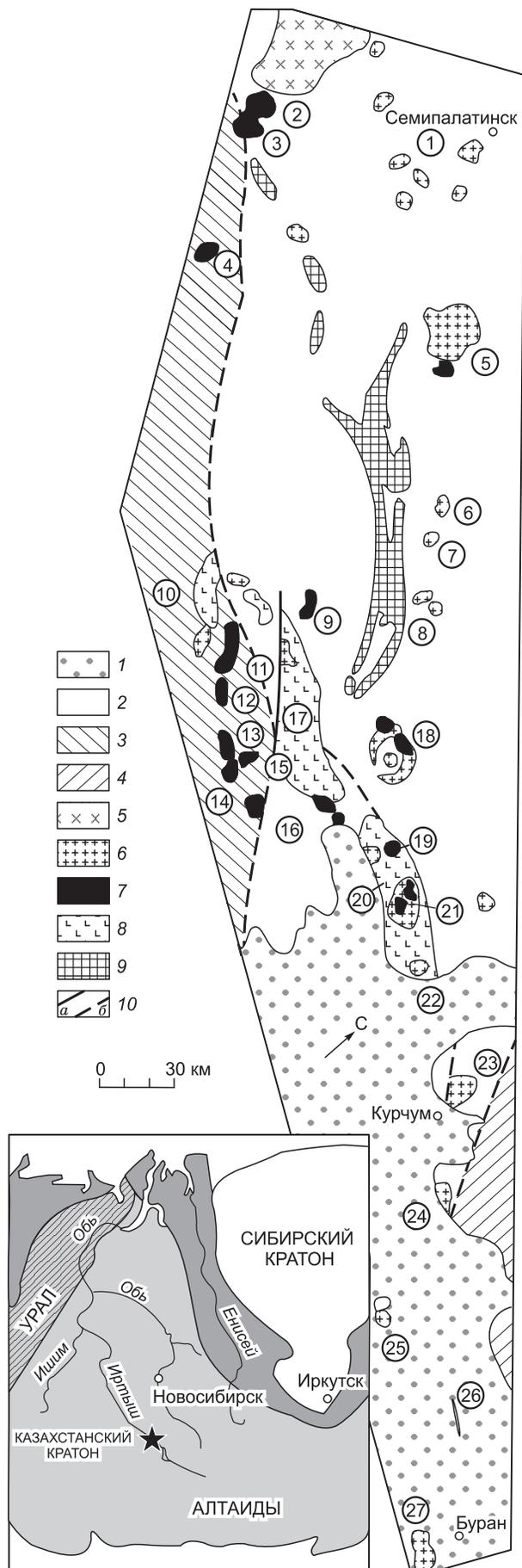
Гранитоиды слагают большую часть кольцевой структуры. По составу и геологическому положению они объединены в две группы [Ермолов и др., 1983]. Первая из них представлена кислыми субвулканическими дайками, которые образуют пояс северо-восточной ориентировки, протягивающийся за пределы внешнего интрузивного кольца. Ко второй группе отнесены гипабиссальные мелано- и лейкократовые граносиениты, граниты и лейкограниты. Это хорошо раскристаллизованные породы, имеющие следы закалки в эндоконтактных зонах. Они слагают внешнее интрузивное кольцо и малый штук в центральной части комплекса. Граносиениты, граниты и лейкограниты формируют отдельные массивы в кольцевом обрамлении и центральный штук. Гранитоиды второй группы тастауской ассоциации не деформированы и секут рой кислых субвулканических даек и линейную зону, насыщенную базитовыми микроинтрузиями [Докукина, Владимиров, 2008].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ КОМБИНИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ

Промежуточное положение между базитами и гранитоидами занимают так называемые «пестрые» диориты, которые представляют собой структуры смешения кислой и мафической магм или комбинированные интрузии (рис. 4). В зависимости от формы и размера базитовых включений в гранитах, их опи-

Рис. 1. Схема размещения вулканических центров и интрузивов тастауской и салдырминской вулкано-плутонических серий в структурах Зайсанской складчатой системы [Ермолов и др., 1983].

1 — рыхлые отложения; 2 — Чарская, 3 — Жарма-Саурская, 3 — Калба-Нарымская структурно-формационные зоны; 5 — Семейтауская вулкано-плутоническая структура; 6—9 — тастауская и салдырминская (в Жарма-Саурской зоне) вулкано-плутонические базит-гранитоидные серии: 6 — гранитоиды тастауской вулкано-плутонической серии; 7 — базиты нерасчлененные, 8 — вулканы аргимбайской ассоциации (даубайский и тюрешокинский комплексы); 9 — Чарский офиолитовый пояс; 10 — тектонические разрывы. Цифры в кружках: 1 — семипалатинская группа малых гранитоидных интрузивов, 2 — Северный Койтас; 3 — Южный Койтас, 4 — Максутский, 5 — Дельбегейский, 6 — Бакырчикский, 7 — Уйтаский, 8 — Филипповские и 9 — Акжальские интрузивы, 10 — Воронцовский вулканический центр, 11 — Аргимбайский, 12 — Зосимовский, 13 — Карасуйский, 14 — Комсомольский, 15 — Петропавловский, 16 — Кокпектинский интрузивы, 17 — Даубайский вулканический центр, 18 — Тастауская вулкано-плутоническая структура, 19 — Буконьские интрузивы и одноименный дайковый пояс, 20 — Майтнубинский вулкано-плутонический центр, 21 — Преображенский и 22 — Караоткельский интрузивы, 23 — Актюбинский вулканический центр, 24 — Турангикульский и 25 — Чекедьмесский интрузивы, 26 — Керишский дайковый пояс, 27 — Буранский интрузив.



сывали как массивы гранитизированных габбро или обозначали послегранитовыми дайками разного состава [Ермолов и др., 1983].

Комбинированные интрузии распределены по площади неравномерно, приурочены в основном к внешнему интрузивному кольцу, хотя встречаются отдельные комбинированные дайки и около центрального штока. Крупный массив находится на северо-западе кольцевой структуры на границе нескольких контрастных по составу интрузивных тел: оливиновых габброноритов, граносиенитов и лейкогранитов тастауской серии.

Характер контактов мафических включений с гранитами типичен для комбинированных интрузий (см. рис. 4): уменьшение размеров зерен минералов базитовых включений непосредственно в контакте с вмещающими лейкогранитами; извилистые, фестончатые, лопастевидные контуры мафических тел с ориентировкой выступов в направлении гранитов; овальная, округлая форма базитовых фрагментов; признаки пластической деформации в базитах (см. рис. 4, б).

Все перечисленные особенности обычно трактуются как свидетельства контакта двух жидкостей с разной вязкостью [Cook, 1988; Lowell, Young, 1999; Титов и др., 2000; и др.]. К этим классическим признакам можно добавить специфическую форму гранитных прожилков внутри базитовых тел, указывающую на проникновение инъекций кислой магмы по контракционным трещинам, разделявшим остывающее базитовое тело на пиллоуподобные фрагменты.

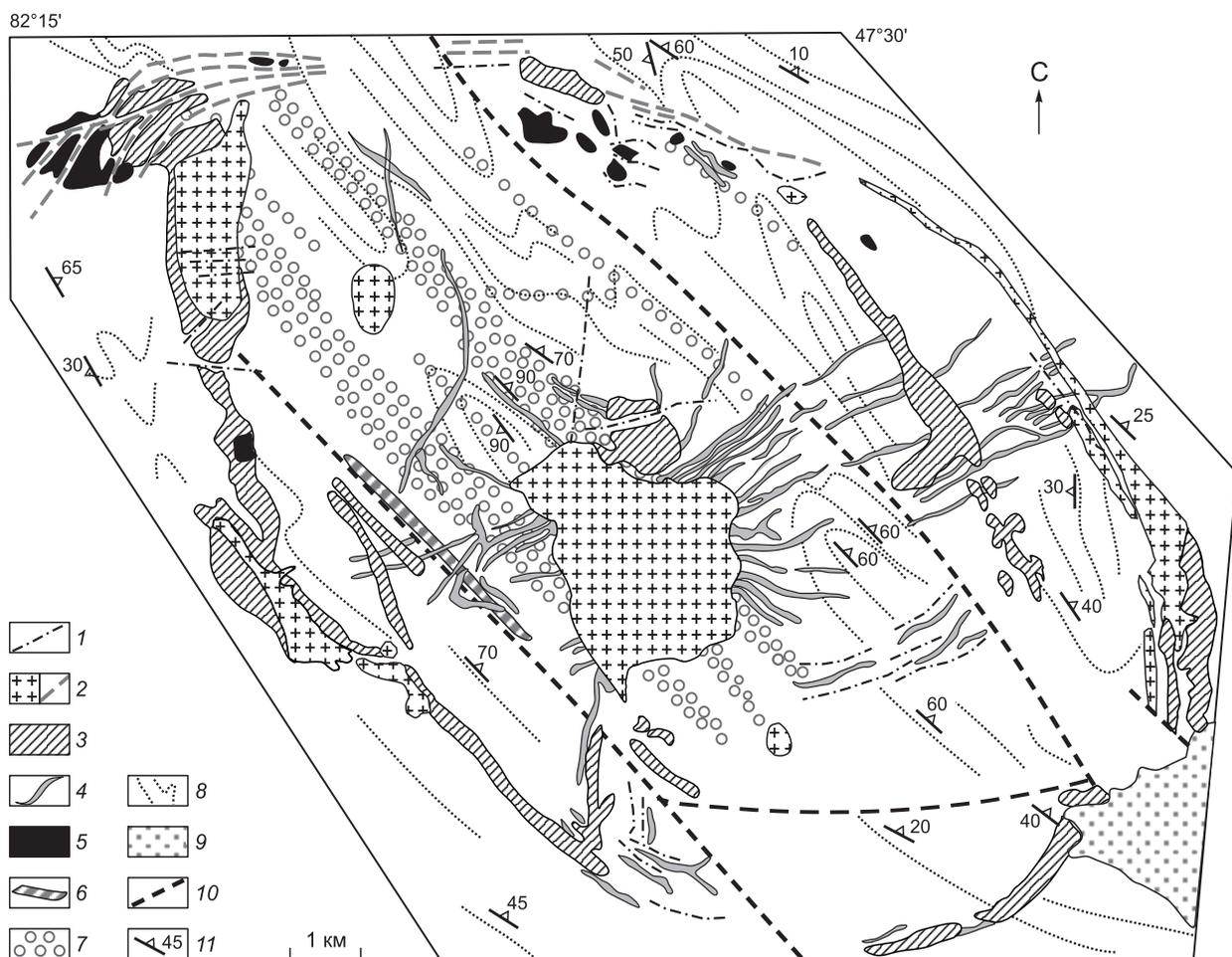


Рис. 2. Схема геологического строения позднепалеозойской Таастауской кольцевой вулканоплутонической структуры (по материалам [Ермолов и др., 1983]).

1 — комбинированные дайки диабазов, диабазовых порфиров, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров и гранитов; 2 — лейкограниты, граниты и граносиениты; 3 — меланократовые граносиениты; 4 — субвулканические кислые дайки; 5 — оливиновые габбро и габбронориты, 6 — плагиоклазовые порфиры, 7 — линейные зоны, насыщенные телами базитовых микроинтрузий; 8 — вмещающие песчано-сланцевые отложения (C_1), 9 — рыхлые отложения, 10 — разломы, 11 — залегание пород.

Кроме перечисленных признаков, нужно специально отметить морфологию фрагментов гранитного вещества внутри мафического (см. рис. 4, з). Как правило, обособления гранитного состава формируют внутри базита либо округлые фрагменты, либо относительно крупные домены иррегулярной формы с округлыми ограничениями.

Фрагментация гранитного расплава внутри базитовой магмы с формированием округлых и иррегулярных доменов нетипичное явление, поскольку вязкость гранитной магмы на порядок выше, чем мафической. Для температуры ликвидуса базитового и дацитового расплава, дацитовый расплав с 65 % SiO_2 имеет вязкость приблизительно 10^4 — 10^6 Па·с, в то же время базальтовая магма при температуре ликвидуса имеет параметры вязкости в интервале 10—100 Па·с [Fernandez, Gasquet, 1994]. Когда гетерогенная смесь двух расплавов подвергается деформации, все дислокации должны сосредоточиваться в менее вязком базальтовом расплаве, в то время как кислый расплав должен вести себя пассивно. В экспериментальной работе Д. Снайдера с соавторами [Snyder et al., 1997] убедительно показано, что когда некая маловязкая жидкость подается внутрь другой более вязкой жидкости, фронт потока часто становится нестабильным, формируя фестончатые структуры, вытянутые по направлению потока. В экспериментах, в которых более вязкая жидкость интродуцировала в другую с менее вязкими параметрами, фронт потока всегда оставался стабильным. Интродуцирующая жидкость приобретала форму клина с остроконечным, движущимся вперед краем, а механического смешения не происходило.

Для объяснения формирования округлых бескорневых гранитных фрагментов можно предложить несколько вариантов. Один из них подразумевает вскипание и фрагментацию водонасыщенной, полно-

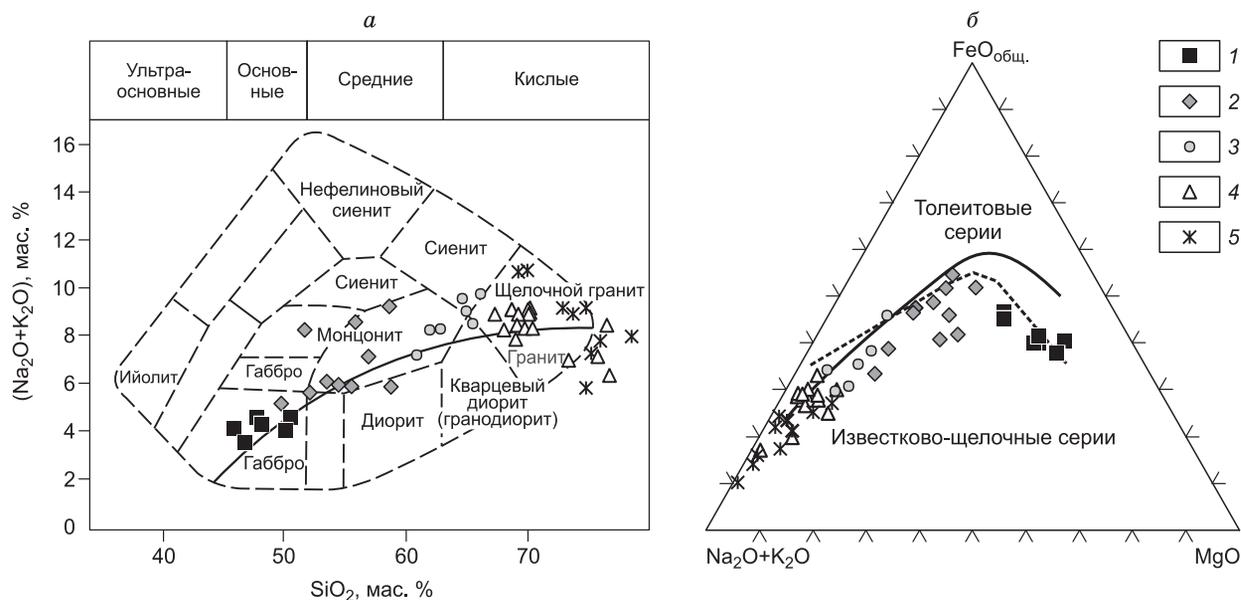


Рис. 3. Диаграммы составов изверженных пород тастауского интрузивного комплекса: *a* — диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ [Wilson, 1989]; *б* — АФМ-диаграмма.

1 — оливиновые габбронориты, 2 — мафические включения в гранитоидах, 3 — меланократовые граносиениты внутреннего интрузивного кольца и малого штока, 4 — граниты и лейкограниты внешнего интрузивного кольца и большого центрального штока, 5 — лейкограниты и гранит-порфиры раннего дайкового роя.

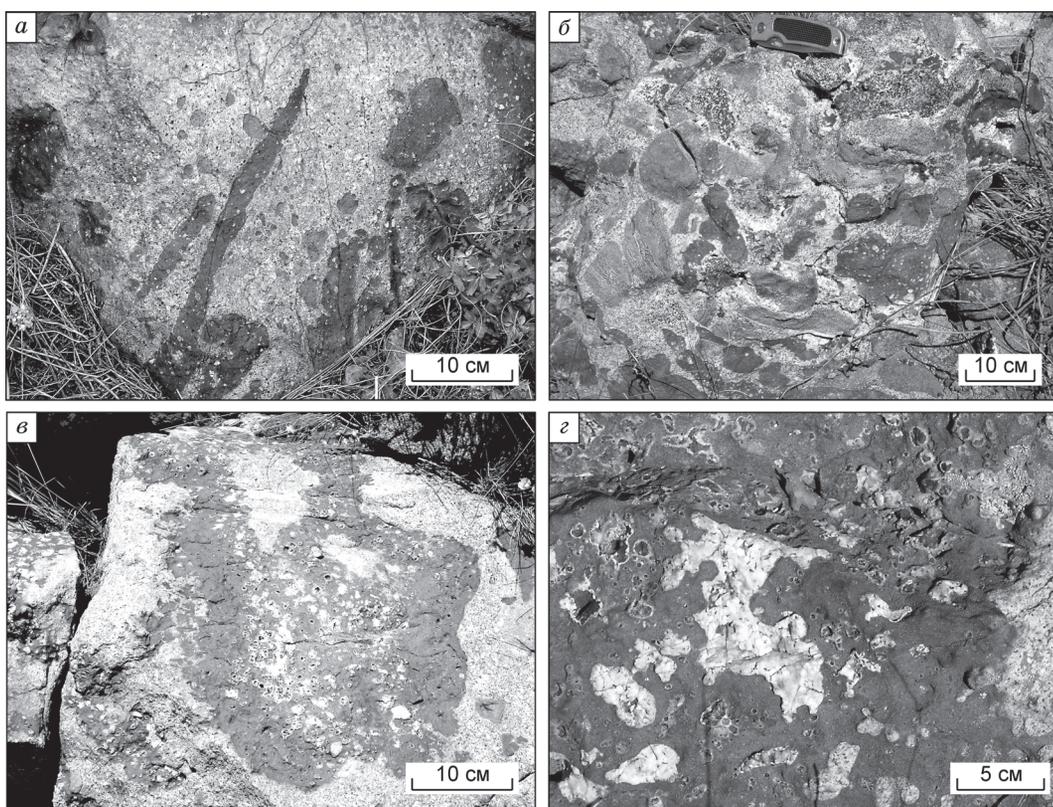


Рис. 4. Фотографии обнажений синплутонических пород Тастауской вулканоплутонической структуры.

a — тела габбро-порфиритов в гранитоидах; *б* — многочисленные мафические тела и роговики в гранитном матрице; *в* — микрогаббро, насыщенное лейкократовыми Qtz-Kfs включениями. Морфология тел свидетельствует об условиях вязкопластического течения и жидкостной несмесимости контрастных по составу магм; *г* — лейкократовые обособления гранитного состава внутри мафического включения.

стью расплавленной гранитной магмы на границе с еще более горячей базитовой. Вторая модель предполагает интенсивное механическое взаимодействие между магмами в условиях термального равновесия, соответствующего температуре ликвидуса базальтовой магмы. Можно предположить, что оба фактора могли действовать одновременно.

Граниты комбинированных интрузий в целом сохраняют лейкократовый облик в контакте с габброидами. Признаки контаминации широко проявлены лишь в инъекциях, проникающих внутрь базитовых тел, и непосредственно в контакте лейкогранитов с базитовыми телами, где изредка отмечаются узкие зоны шириной 1—3 см, в которых граниты обогащены фемическими минералами, а местами изменяют свой состав на более основной. В отличие от гранитов, габброиды несут явные признаки реакционного воздействия гранитной магмы, что визуально выражается в обилии пятен и полос осветления, нередко протягивающихся внутрь габброидных тел непосредственно на продолжении выклинившихся гранитных прожилков.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Оливиновые габбронориты представляют собой мелкозернистые породы или среднезернистые породы с габбровой, габбро-офитовой и офитовой микроструктурами. Они сложены зональным плагиоклазом (ядро An_{55-64} , средние зоны An_{45-38} , каймы An_{30-18} , оливином Fo_{47-81} , ортопироксеном $Wo_{1-8}En_{61-75}Fs_{22-35}$ и клинопироксеном $Wo_{35-45}En_{41-46}Fs_{11-20}$ (табл. 1, 2). Оба пироксена либо окаймляют оливин, либо развиваются между призмами плагиоклаза. Отдельные незональные ($\sim An_{60}$) призматические зерна плагиоклаза проявлены в виде включений в пироксенах. Позднемагматические минералы — красно-корич-

Таблица 1. Представительные анализы оливинов и пироксенов Тагтауской вулканоплутонической структуры

Компонент	Оливиновый габбронорит максутского комплекса (обр. kt 123)							Фенокристы диабазовых порфиритов комбинированных интрузий (обр. kt 88-1)						Матрикс микрогаббро (обр. kt 118-2)		
	O16	O17	O111	Opx18	Opx19	Cpx3	Cpx4	Opx10	Opx22	Opx36	Opx40	Cpx38	Cpx42	Cpx12	Cpx13	Cpx14
SiO ₂ , мас. %	37.75	37.42	37.35	54.12	54.01	50.46	50.91	53.98	54.03	53.79	52.32	51.89	51.54	50.3	51.21	51.16
TiO ₂	—	—	—	0.40	0.24	1.31	1.59	0.78	0.36	0.54	0.77	0.74	0.87	0.28	0.11	0.14
Al ₂ O ₃	—	—	—	1.68	1.88	3.60	3.76	1.64	1.29	1.34	1.73	2.49	3.23	1.33	0.72	0.85
FeO*	25.17	25.42	27.54	15.97	17.08	8.14	7.65	16.52	16.29	18.01	18.11	10.99	10.82	14.57	14.30	14.68
MnO	0.25	0.47	0.6	0.37	0.55	0.22	0.03	0.44	0.7	0.3	0.59	0.39	0.35	0.79	0.86	0.95
MgO	36.59	36.55	34.44	26.16	25.07	15.41	15.01	24.89	25.72	24.0	24.17	15.38	15.04	10.28	10.42	10.05
CaO	0.24	0.14	0.07	1.23	1.11	20.10	20.43	1.75	1.59	1.98	2.31	17.87	17.84	21.76	21.94	21.77
Na ₂ O	—	—	—	0	0	0.76	0.58	0	0	0	0	0.25	0.28	0.47	0.32	0.40
K ₂ O	—	—	—	0.07	0.06	0	0.04	0	0.02	0.04	0	0	0.03	0.22	0.12	0
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	0.996	0.990	0.998	1.958	1.964	1.875	1.884	1.960	1.963	1.968	1.926	1.932	1.918	1.941	1.970	1.970
Al IV	—	—	—	0.042	0.036	0.125	0.116	0.040	0.037	0.032	0.074	0.068	0.082	0.059	0.030	0.030
Al VI	—	—	—	0.030	0.044	0.032	0.048	0.030	0.018	0.026	0.001	0.041	0.059	0.002	0.003	0.008
Ti	—	—	—	0.011	0.006	0.037	0.044	0.021	0.010	0.015	0.021	0.021	0.024	0.008	0.003	0.004
Fe ²⁺	0.556	0.563	0.615	0.483	0.519	0.253	0.237	0.502	0.495	0.551	0.557	0.342	0.337	0.470	0.460	0.473
Mn	0.006	0.011	0.014	0.011	0.017	0.007	0.001	0.013	0.022	0.009	0.018	0.012	0.011	0.026	0.028	0.031
Mg	1.440	1.442	1.372	1.411	1.358	0.854	0.828	1.348	1.393	1.309	1.326	0.854	0.834	0.591	0.597	0.577
Ca	0.007	0.004	0.002	0.048	0.043	0.800	0.810	0.068	0.062	0.078	0.091	0.713	0.711	0.900	0.904	0.898
Na	—	—	—	0	0	0.055	0.042	0	0	0	0	0.018	0.020	0.035	0.024	0.030
K	—	—	—	0.003	0.003	0	0.002	0	0.001	0.002	0	0	0.001	0.011	0.006	0
Сумма	3.004	3.010	3.002	3.997	3.991	4.037	4.012	3.983	4.000	3.989	4.015	4.002	3.998	4.043	4.025	4.022
O	4	4	4	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
X'	0.278	0.281	0.31	0.255	0.276	0.228	0.222	0.271	0.262	0.296	0.296	0.286	0.288	0.443	0.435	0.450
Wo	—	—	—	2.46	2.23	41.82	43.18	3.53	3.15	3.96	4.57	37.10	37.55	45.24	45.42	45.39
En	—	—	—	72.26	70.1	44.6	44.14	69.81	69.81	67.28	66.55	44.45	44.07	29.77	30.03	29.15
Fs	—	—	—	25.28	27.67	13.57	12.69	26.66	26.66	28.76	28.88	18.447	18.38	24.99	24.55	25.46

Примечание. Здесь и далее в таблицах — цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе; X' равно отношению Fe/(Fe + Mg).

* Все железо в виде FeO.

Таблица 3. Представительные составы амфиболов Тастауской вулканоплутонической структуры

Компонент	Оливиновый габбронорит	Микрогаббро	Гранит		Диорит		Микрогаббро	Kfs-Hbl включение	
	обр. kt 123	обр. kt 118-2						обр. kt 118-6	
	Hbl10	Hbl19	Hbl27	Hbl33	Hbl39	Hbl41	Hbl46	Hbl58	
	Паргасит	Эденит	Железистая роговая обманка	Железистая роговая обманка	Железистая роговая обманка	Железистая роговая обманка	Магнезиальная роговая обманка	Магнезиальная роговая обманка	
SiO ₂	42.62	47.18	46.41	46.59	47.38	48.16	49.94	50.95	
TiO ₂	3.64	0.83	0.47	0.89	0.65	0.93	1.43	0.86	
Al ₂ O ₃	11.03	4.98	5.24	5.47	5.32	4.7	4.58	3.73	
Cr ₂ O ₃	0	0	1.11	0.14	0.03	0.07	0	0	
FeO*	12.2	20.3	22.3	22.67	22.53	20.47	16.33	15.93	
MnO	0.41	0.94	0.85	0.92	0.83	0.61	0.39	0.31	
MgO	13.95	10.91	9.63	9.38	9.04	10.7	12.71	13.47	
CaO	11	10.91	10.4	10.57	10.51	10.48	11.03	11.85	
Na ₂ O	2.21	1.44	1.24	0.97	1.2	1.45	1.16	0.6	
K ₂ O	0.94	0.51	0.35	0.4	0.51	0.43	0.43	0.3	
Сумма	98	98	98	98	98	98	98	98	
Si	6.281	7.145	7.098	7.115	7.221	7.257	7.35	7.466	
Al IV	1.719	0.855	0.902	0.885	0.779	0.743	0.65	0.534	
Al VI	0.196	0.034	0.042	0.1	0.176	0.092	0.144	0.111	
Ti	0.403	0.095	0.054	0.102	0.074	0.105	0.158	0.095	
Cr	0	0	0.134	0.017	0.004	0.008	0	0	
Fe ²⁺	1.503	2.571	2.851	2.896	2.87	2.581	2.009	1.952	
Mn	0.051	0.12	0.11	0.118	0.107	0.078	0.049	0.039	
Mg	3.064	2.464	2.194	2.136	2.053	2.405	2.788	2.944	
Ca	1.737	1.771	1.703	1.73	1.715	1.692	1.740	1.861	
Na	0.631	0.423	0.368	0.289	0.354	0.425	0.332	0.17	
K	0.177	0.099	0.068	0.079	0.099	0.083	0.081	0.057	
Сумма	15.762	15.577	15.527	15.466	15.451	15.47	15.301	15.23	
O	23	23	23	23	23	23	23	23	
X'	0.329	0.511	0.565	0.575	0.583	0.518	0.419	0.399	

* Классификация амфиболов, по [Leake et al., 1997].

невая роговая обманка (табл. 3) и красно-коричневый биотит (табл. 4). Акцессорные минералы — ильменит, магнетит, апатит, пирротин, халькопирит.

Амфибол-биотитовые граниты. По своему составу эти граниты попадают в поля значений кислых пород, описанных в работе [Ермолов и др., 1983] как лейкократовые граносиениты (см. рис. 2, табл. 5). Это светлые массивные среднезернистые породы с аллотриоморфно-зернистой либо гипидиоморфной структурой. Они сложены зональным плагиоклазом (ядро An₄₂, край An₂₆₋₂₈, см. табл. 2)*, калиевым полевым шпатом с редкими пертитовыми вростками альбита, кварцем, биотитом (см. табл. 4), редкими вкрапленниками и агрегатами амфибола (см. табл. 3); акцессорные минералы: ильменит, апатит, циркон.

Для **комбинированных интрузий** тастауского комплекса характерны обильные включения базитов и роговиков в гранитном матриксе (см. рис. 4, б), пятнистая текстура с чрезвычайно неравномерным распределением лейкократового и фемического материала и наложенный характер крупных порфировых кристаллов биотита, или, что значительно реже, игольчатого амфибола. В составе комбинированных интрузий присутствуют разные по составу и степени контаминации кислым материалом включения среднего состава преимущественно монзонитового ряда.

Микрогаббро и габбро-порфириты присутствуют в лейкогранитах в виде округлых и деформированных включений, выполняют поздние синплутонические мафические дайки. Микрогаббро представ-

* Индексы минералов, по [Kretz, 1983].

Таблица 4. Представительные составы биотитов Тастауской вулканоплутонической структуры

Компонент	Оливиновый габбронорит		Диабазовый порфирит		Микрогаббро			Граница*	Гранит	Диорит		Диорит	
	кт 123		кт 88-1		кт 118-2							кт 114-6	
	Bt 8	Bt 25	Bt 5	Bt 44	Bt 1	Bt 3	Bt 5	Bt 23	Bt 28	Bt 40	Bt 45	Bt 24	Bt 36
SiO ₂ , мас.%	38.24	38.54	36.1	34.38	36.57	35.75	35.69	36.39	35.41	35.89	35.95	35.09	36.32
TiO ₂	4.38	0.16	4.57	4.41	4.4	4.46	4.34	4.23	4.39	4.23	4.08	2.59	4.80
Al ₂ O ₃	14.37	16.34	12.34	12.96	12.99	12.88	13.46	13.04	12.42	12.89	13	12.00	13.29
Cr ₂ O ₃	0.19	0	0.16	0.01	0.17	0.13	0.02	0.06	0.2	0.12	0.01	0.28	0.03
FeO*	8.41	10.82	24.12	29.01	21.96	22.96	21.91	21.38	23.97	23.16	23.21	21.17	23.45
MnO	0.07	0	0.18	0	0.37	0.33	0.21	0.49	0.19	0.19	0.24	0.25	0.30
MgO	19.32	19.19	8.36	5.93	9.24	9.05	9.52	9.94	8.98	9.34	9.18	11.24	8.56
CaO	0.21	0.08	0.05	0.1	0.29	0.16	0.22	0.08	0	0.13	0.04	0.49	0.04
Na ₂ O	1.08	0.87	0	0	0.2	0.07	0.21	0.1	0.2	0.09	0	0.19	0
K ₂ O	8.73	9	9.12	8.2	8.81	9.19	9.42	9.29	9.24	8.96	9.29	6.61	9.54
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.39	0.69
Сумма	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95	90.3	97.02
Si	2.778	2.816	2.842	2.766	2.843	2.805	2.787	2.83	2.797	2.811	2.819	2.855	2.811
Al IV	1.222	1.184	1.145	1.229	1.157	1.191	1.213	1.17	1.155	1.189	1.181	1.145	1.189
Al VI	0.009	0.223	0	0	0.033	0	0.025	0.024	0	0	0.020	0.005	0.023
Ti	0.239	0.009	0.27	0.266	0.257	0.263	0.255	0.247	0.261	0.249	0.241	0.158	0.279
Cr	0.011	0	0.01	0.001	0.01	0.008	0.001	0.004	0.012	0.007	0.001	0.018	0.002
Fe ²⁺	0.511	0.661	1.588	1.951	1.428	1.506	1.431	1.39	1.583	1.517	1.522	1.44	1.518
Mn	0.004	0	0.012	0	0.024	0.022	0.014	0.032	0.013	0.013	0.016	0.017	0.02
Mg	2.092	2.09	0.982	0.711	1.071	1.058	1.108	1.153	1.057	1.091	1.073	1.363	0.988
Ca	0.016	0.006	0.004	0.009	0.024	0.013	0.019	0.007	0	0.011	0.003	0.043	0.003
Na	0.152	0.124	0	0	0.03	0.011	0.033	0.015	0.03	0.013	0	0.03	0
K	0.809	0.839	0.915	0.841	0.874	0.919	0.938	0.921	0.931	0.895	0.93	0.686	0.942
Сумма	7.843	7.953	7.768	7.774	7.752	7.797	7.824	7.792	7.839	7.796	7.805	7.761	7.774
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	10	10
ОН	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.900	1.832
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.100	0.168
X'	0.196	0.24	0.618	0.733	0.571	0.587	0.564	0.547	0.6	0.582	0.587	0.514	0.606

* Граница между микрогаббро и гранитами.

ляют собой темные мелкозернистые породы массивной текстуры. Породы сложены в основном плагиоклазом — 55—50 об.%, амфиболом — 15—20 об.%, биотитом — 20—25 об.%, рудным материалом, апатитом с высоким содержанием фтора, цирконом. Плагиоклаз отчетливо зональный, в ядрах An₄₉₋₅₀, на краю An₂₁₋₂₃ (рис. 5, а). Встречаются кварцевые и бескварцевые микрогаббро. В качестве породообразующего минерала в основной массе постоянно присутствует калиевый полевой шпат до 10 об.%. В некоторых образцах микрогаббро встречается клинопироксен (5—10 об.%), зернышки которого вместе с плагиоклазом, амфиболом и биотитом слагают основную массу пород (см. табл. 2, рис. 5, б). Формирование амфибол-биотитовых парагенезисов в габбро связывают с процессами кристаллизации базитов на фоне постоянного реакционного взаимодействия с вмещающим водонасыщенным кислым расплавом [Титов и др., 2000]. Структура микрогаббро в центральных частях обособлений равномерно-зернистая, редкие вкрапленники представлены зональным плагиоклазом. Микрогаббро краевых зон и небольших базитовых нодулей представляют собой более тонкозернистые породы, где плагиоклазы формируют сноповидные агрегаты, характерные для магматических пород, формирующихся из расплава при быстром закаливании (рис. 6, а). Вторичные минералы в основной массе представлены амфиболами актинолитового ряда, развивающимися по магматическому амфиболу и клинопироксену, а также мусковитом и хлоритом. Интересно отметить, что вторичные амфиболы развиваются только в матриксе микрогаббро (см. рис. 5, в). В гранитоидах сохраняются магматические амфиболы. Субсолидусные метасоматические изменения минералов базитов в комбинированных интрузиях происходили, по-видимому, в интервале между солидусом мафической и гранитной магм.

Таблица 5. Химические составы синплутонических пород Тагастской вулканоплутонической структуры

Компонент	kt 123	kt 88-1	kt 122	kt 114-6	kt 88-2	kt 284-4	kt 119	kt 317	Gab 11	Dio 47	Dio 48
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас.%	48.1	56.9	58.8	62.8	69.9	67.9	70.3	78.4	51.65	55.83	58.56
Al ₂ O ₃	16.80	15.8	17.5	16.3	15.5	15.5	15.2	12.3	17.22	19.3	19.64
TiO ₂	1.09	1.95	1.01	0.91	0.21	0.49	0.32	<0.1	1.54	0.81	0.75
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.76	0.59	0.51
FeO _{сум}	9.45	7.91	6.08	4.79	1.86	2.84	1.98	0.83	10.66	7.20	4.94
Fe ₂ O ₃	—	<0.3	4.68	<0.3	<0.3	2.92	0.79	0.51	—	—	—
FeO	—	7.77	1.87	4.71	1.87	<0.25	1.27	0.37	—	—	—
MnO	0.15	0.15	0.12	0.11	0.047	0.058	0.051	0.011	0.11	0.11	0.24
MgO	9.74	2.91	3.85	2.39	0.19	1.31	0.68	<0.05	3.44	2.71	1.78
CaO	7.88	4.78	4.38	2.59	0.6	2.28	1.75	0.13	6.35	4.84	4.31
Na ₂ O	3.36	4.42	3.61	4.21	5.68	4.62	4.04	3.93	5.6	6.75	6.23
K ₂ O	1.00	2.75	2.31	4.1	5.09	3.65	4.31	4.09	2.68	1.87	3.04
P ₂ O ₅	0.41	0.65	0.41	0.27	<0.05	0.16	0.1	<0.05	—	—	—
П.п.п.	0.8	0.64	1.05	0.87	0.61	0.77	0.68	0.43	—	—	—
Сумма	99.9	99.8	99.8	99.8	99.9	99.8	99.7	100	100	100	100
V, %	0.011	0.016	0.012	0.006	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	—	—	—
Cr, %	0.0058	0.0022	0.0098	<0.002	<0.002	0.0028	<0.002	<0.002	—	—	—
Ba, %	0.036	0.053	0.032	0.049	0.016	0.037	0.045	<0.005	—	—	—
Co, г/т	54.1	16.6	18.1	13.6	1.43	5.9	3.47	<1	—	—	—
Ni	65.4	6.41	22.4	21.7	9.09	11.3	7.46	7.14	—	—	—
Rb	15.2	47.9	59.4	113	80.3	87.5	121	137	—	—	—
Sr	746	464	497	329	64	289	268	2.14	—	—	—
Y	19.1	38.5	24.6	26.6	33.9	21.2	17.3	42.7	—	—	—
La	15.8	28.6	20.2	23.4	36.5	22.9	27.9	17.2	—	—	—
Ce	35	66.2	47.4	53	79.1	49.4	56	51.4	—	—	—
Pr	4.51	8.63	5.69	6.64	9.12	5.78	6.14	6.8	—	—	—
Nd	19.1	37.6	24.1	26.7	34.7	22.2	22.5	28.4	—	—	—
Sm	4.06	8.29	5.49	5.11	6.44	4.46	4.09	7.46	—	—	—
Eu	1.37	1.99	1.39	1.18	0.51	0.83	0.81	0.015	—	—	—
Gd	4.15	8.18	5.37	5.5	6.58	4.43	3.68	6.72	—	—	—
Tb	0.61	1.17	0.76	0.81	0.96	0.62	0.51	1.23	—	—	—
Dy	3.32	6.98	4.49	4.73	5.66	3.53	2.81	7.71	—	—	—
Ho	0.65	1.37	0.9	0.91	1.19	0.74	0.56	1.6	—	—	—
Er	1.82	3.38	2.38	2.48	3.46	1.96	1.61	4.67	—	—	—
Tm	0.27	0.56	0.36	0.42	0.55	0.29	0.27	0.74	—	—	—
Yb	1.67	3.55	2.46	2.48	3.74	1.94	1.71	5.32	—	—	—
Lu	0.26	0.51	0.33	0.39	0.55	0.32	0.27	0.85	—	—	—
Zr	120	413	140	255	476	213	198	207	—	—	—
Hf	2.74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta	0.33	0.64	0.44	0.76	0.7	0.78	0.94	1.36	—	—	—
Nb	5.94	17.7	10.8	14	16.5	13.1	13.7	22.5	—	—	—
Th	1.29	3.76	3.77	7.88	8.39	11	13.7	13.6	—	—	—
U	0.4	1.23	2.31	2.04	2.83	7.05	4.28	4.22	—	—	—

Примечание. 1 — оливиновые габбронориты максутского комплекса; 2—4 — мафические включения: 2 — габбро-диоритовый порфирит; 3 — синплутоническое тело диоритов; 4 — диоритовые порфириты; 5—7 — синплутонические гранитоиды (по классификации [Ермолов и др., 1983]); 5 — граносениит-порфириты, 6, 7 — лейкократовые граносенииты; 8 — фельзитовая дайка; 9—11 — составы, полученные сканированием по площади на микроскопе Cascan модели MV2300 (VEGA TS 5130MM), Черноголовка: 9 — микрогаббро, 10, 11 — диорит.

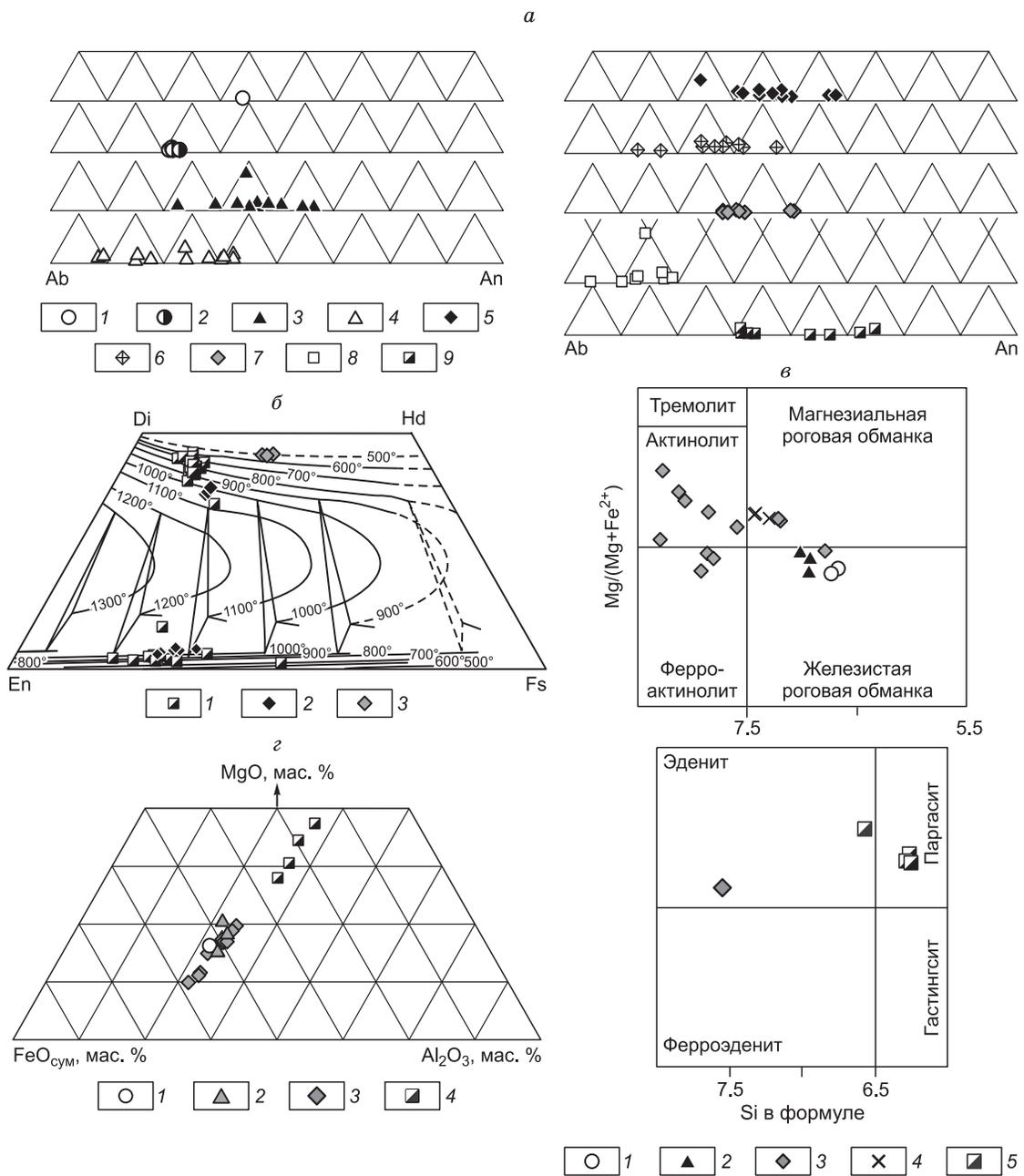


Рис. 5. Композиционные диаграммы главных породообразующих минералов синплутонических пород Тагтауской вулканоплутонической структуры.

а — диаграмма составов плагиоклазов, 1, 2 — составы плагиоклазов из гранитов: 1 — центр, 2 — край зерна; 3, 4 — составы плагиоклазов из диоритов: 3 — центр, 4 — край зерна; 5 — состав фенокристов плагиоклаза из диабазовых порфиритов; *б* — составы фенокристов из диоритовых порфиритов; 7, 8 — составы плагиоклазов из матрикса микрогаббро: 7 — центр, 8 — край зерна; 9 — составы плагиоклазов из оливиновых габброноритов.

б — диаграмма составов пироксенов: 1 — оливиновый габбронорит, 2 — фенокристы габбро-порфиритов, 3 — матрикс микрогаббро. Изотермы проведены по [Lindsley, Andersen, 1983].

в — классификация амфиболов по [Leake et al., 1997]: 1 — граниты, 2 — диориты, 3 — матрикс микрогаббро, 4 — амфибол-калиевополевошпатовые включения в микрогаббро (см. рис. 7, *б*), 5 — оливиновые габбронориты.

г — диаграмма составов биотитов: 1 — гранит, 2 — диорит, 3 — матрикс микрогаббро, 4 — оливиновые габбронориты.

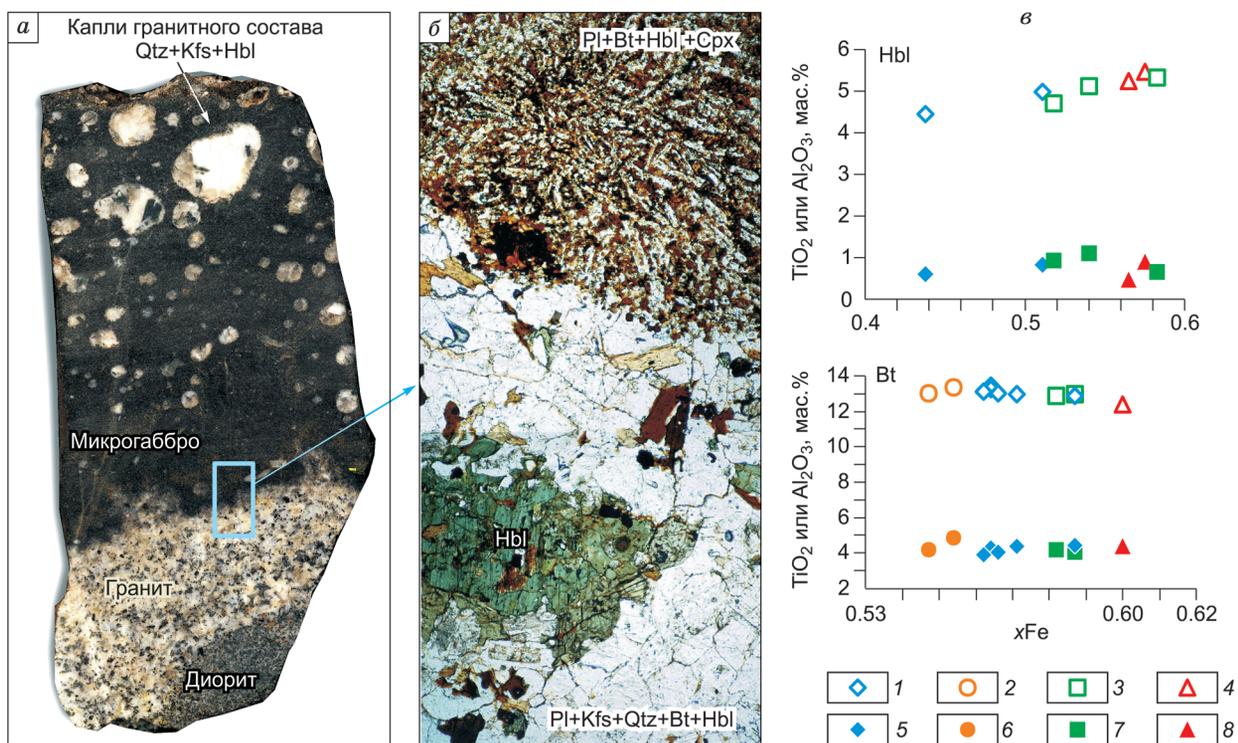


Рис. 6. Пример образца (kt118-2) синплутонических пород Тастауской вулканоплутонической структуры.

a — фотография пластинки; *б* — микрофотография шлифа, обозначенного рамкой на части *a*, николи параллельны. Видны сноповидные структуры матрикса микрогаббро на контакте с гранитами и на крупный агрегат амфибола, характерный для маломощных зон гибридации гранитов на контакте с мафическими включениями; *в* — составы амфиболов и биотитов на диаграмме TiO_2 или Al_2O_3 — $x\text{Fe}$ в обр. kt118-2: 1 — Al_2O_3 микрогаббро, 2 — Al_2O_3 в Bt на границе между микрогаббро и гранитами, 3 — Al_2O_3 диоритов, 4 — Al_2O_3 гранитов, 5 — TiO_2 микрогаббро, 6 — TiO_2 в Bt на границе между микрогаббро и гранитами, 7 — TiO_2 диоритов, 8 — TiO_2 гранитов. $x\text{Fe} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$.

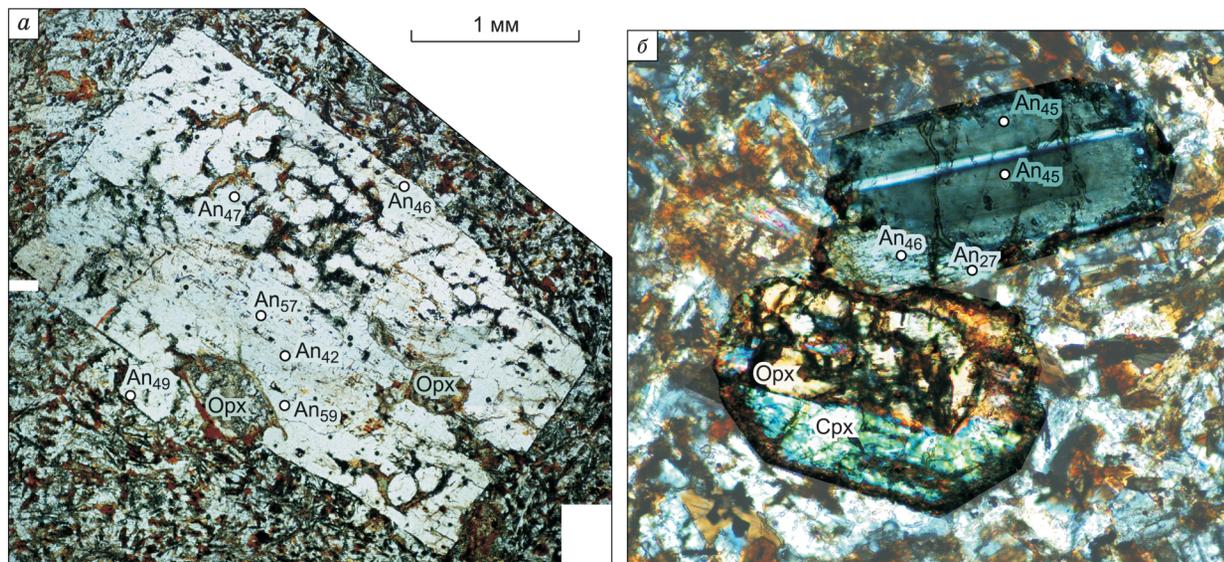


Рис. 7. Микрофотографии фенокристов синплутонических пород Тастауской вулканоплутонической структуры.

a — фенокристал плагиоклаза с включениями ортопироксена в Bt-Hbl-Pl матрице диабазовых порфиритов. Николи параллельны; *б* — сростки фенокристов орто- и клинопироксенов и плагиоклаза в Bt-Hbl-Pl матрице габбро-порфиритов. Николи скрещены.

Для восстановления минерального парагенезиса первичной магмы наиболее информативны фенокристы и их сростки в габбро-порфиритах (рис. 7, а, б). Состав минералов основной массы порфиритов практически не отличается от состава микрогаббро. Фенокристы представлены изоморфными призматическими, редко резорбированными и атоловыми плагиоклазами (An_{45-59}), ортопироксенами $Wo_{3-5}En_{62-70}Fs_{26-32}$ и клинопироксенами $Wo_{37-38}En_{43-44}Fs_{18}$. Размеры фенокристов и их сростков достигают 2—5 см. Составы фенокристов пироксенов и плагиоклазов в порфиритах попадают в поля составов пироксенов негибридизированного оливинового габбронорита (см. рис. 5, б, в). Эти данные предполагают единый источник для габбронорита и габбро-порфиритов комбинированных интрузий. Порфириты с измененными вкрапленниками встречаются в относительно маломощных синплутонических дайках.

В больших синплутонических мафических телах, внедрившихся на заключительных стадиях формирования комбинированной интрузии, фенокристы плагиоклаза обычно резорбированные, зональные, с каймами обрастания. Например (рис. 8, а), плагиоклаз с нормальной зональностью (ядро An_{42} , резорбированный край An_{31-34}) подвергся резорбции, которая маркируется выделением мелких зернышек гематита, а затем подвергся обрастанию пятнистой краевой зоной контрастного состава (диапазон An_{10-46}). Самая краевая часть плагиоклазовой каймы имеет состав альбита An_1 . Этот пример отражает путь гомогенизации магматической смеси. Сформированный ликвидусный кристалл плагиоклаза с нормальной зональностью, принадлежащий, по-видимому, гранитной магме, испытал вместе с ней взаимодействие с мафическим расплавом с резорбцией и последующим обрастанием пятнистой по составу каймой, где основной плагиоклаз имеет анортитовое число (An_{46}) больше, чем в центре резорбированного ядра (An_{42}). Неравновесные текстуры в фенокристах плагиоклазов являются ярким подтверждением процесса химического взаимодействия между магмами [Hibbard, 1981; Stimac, Pearce, 1992; Seaman, 2000]. Неравновесные с матриксом фенокристы плагиоклаза распространены как в мафических включениях, так и в ассоциирующих гранитоидах, и отражают механизмы кристаллического транспорта, резорбции и последующего роста в условиях динамической магматической системы [Barbarin, 1990; Gagnevin et al., 2004].

В некоторых телах микрогаббро широко распространены лейкократовые включения гранитного состава, сильно варьирующие по форме (см. рис. 4, з, 6, а, 8, в). Лейкократовые включения более крупного размера имеют иррегулярную форму и лопастевидные контакты с вмещающими микрогаббро. Большинство относительно крупных (5—10 мм) округлых включений имеют зональное строение (см. рис. 8, в): в ядре находится кварц, на краю развиты кварц, калиевый полевой шпат, иногда игольчатые амфибол или биотит. Кварц и калиевый полевой шпат (микрпертит) формируют гранофировую структуру, указывающую на эвтектическую кристаллизацию из расплава. Строение и состав крупных лейкократовых включений не отличается от вмещающих гранитоидов. Лейкократовые включения мы интерпретируем как гранитный расплав, внедренный в виде капель в мафический. Похожая интерпретация подобных структур была предложена [Castro et al., 1990]. Морфология лейкократовых включений указывает на контраст по вязкости и плотности между двумя жидкими магмами.

Второй тип включений в микрогаббро представлен округлыми сростками амфибола и калиевого полевого шпата размерами до 1 мм (см. рис. 8, з). Хорошо сформированные призматические кристаллы амфибола, их взаимные срастания и однородность состава указывают на свободную равновесную кристаллизацию. Формирование таких образований, вероятно, связано с кристаллизацией из остаточной гибридной магмы на поздних стадиях консолидации.

Метастазис мафических пород, содержащих большое количество лейкократовых включений, чрезвычайно насыщен мелкими изоморфными кристаллами фтористого апатита, свидетельствующего о пониженной вязкости на ликвидусе и относительно низких температурах кристаллизации мафического расплава [Персиков, 1984].

Диориты и диоритовые порфириты — это желтовато-коричневатые или серые с призматически-зернистой структурой мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, биотита, амфибола, калиевого полевого шпата, кварца. В целом минеральный состав диоритов такой же, как гранитов (см. рис. 5, табл. 3, 4). Здесь больше фемических минералов (биотит и амфибол), которые по составу занимают промежуточное положение между составами фемических минералов габбро и гранитов (см. рис. 6, в). Плагиоклазы в диоритах либо не имеют зональности (An_{23-24}), либо зональные (в ядре An_{35-58} , на краю An_{28-40}). Фенокристы в порфиритах представлены зональными плагиоклазами, резорбированными и проплавленными зональными плагиоклазами и их гломеросростками (см. рис. 8, б).

Гибридные породы. Среди кислых пород приконтактных зон различаются разновидности, образованные в условиях контаминации базитовым материалом, и породы, образованные из гибридизированного кислого расплава, а также промежуточные разновидности. В контаминированных гранитах материал базитов присутствует в виде агрегатов биотита, амфиболов, либо в виде отдельных зерен этих минералов (см. рис. 6, б). Гибридные кислые породы имеют призматически-зернистую или гипидиоморфно-зернистую структуру.

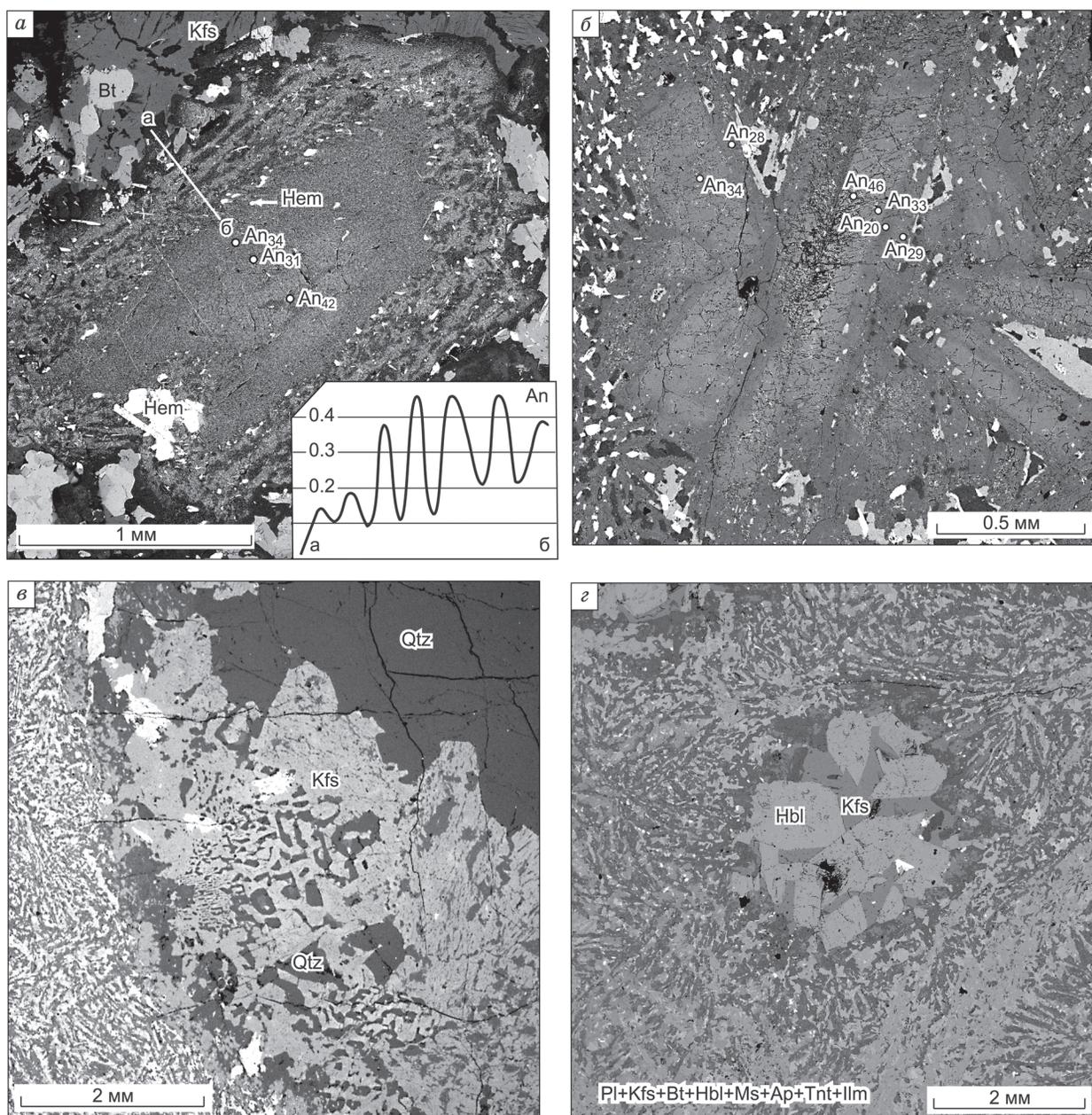


Рис. 8. BSE изображения:

а — BSE изображение резорбированного и рекристаллизованного фенокриста плагиоклаза из поздней синплутонической дайки субшелочного Bt-Hbl габбро. На врезке показано изменение состава краевой зоны плагиоклаза на отрезке *а—б*. *б* — BSE изображениеglomerосростка плагиоклазов в Bt-Qtz-Kfs-Pl матриксе диоритовых порфиритов. *в* — фрагмент капли гранитного расплава в матриксе микрогаббро. Видны гранофировые срастания Qtz и Kfs-микрпертита. *г* — Kfs-Hbl включение в Kfs-Hbl-Bt-Pl матриксе микрогаббро.

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СИНПЛУТОНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ

PT-параметры формирования минеральных парагенезисов определялись в минералах, имеющих между собой прямые контакты, при условии равновесия их кристаллизации.

Средняя температура кристаллизации пироксенов оливинового габбронорита, составляющая ~900 °С, была определена с помощью *Srx-Orx* геотермометров [Bertrand, Mercier, 1985; Fonarev, Graphchikov, 1991] и графического геотермометра [Lindsley, Andersen, 1983] (см. рис. 5, б).

Температура кристаллизации равновесных друг другу фенокристов клинопироксена и ортопироксена в базитовых включениях (см. рис. 7, б) около 1000 °С оценена по *Srx-Orx* геотермометрам [Bertrand, Mercier, 1985; Fonarev, Graphchikov, 1991], что приблизительно на 100 °С выше температур, оцененных

Рис. 9. Спайдер-диаграммы составов изверженных пород Тастауской вулканоплутонической структуры.

a — составы базитов, примитивная мантия, по [McDonough, Sun, 1995]; *б* — составы гранитоидов, нижняя кора, по [Taylor, McLennan, 1985].

для кумулусных фаз негибридизированных габброидов. На графике составов и температур [Lindsley, Andersen, 1983] составы пироксенов оливиновых габброноритов, кристаллизующихся *in situ*, также попадают в низкотемпературное поле относительно составов фенокритов в порфиритах (см. рис. 5, б).

Температуры и давления кристаллизации гранитоидов и включений среднего состава определялись с использованием Hbl-Pl [Holland, Blundy, 1994] и Hbl-Cpx [Плюснина, 1986] геотермометров и амфиболовых [Blundy, Holland, 1990; Schmidt, 1992; Anderson, Smith, 1995] геобарометров. Расчетные результаты параметров кристаллизации варьируют в пределах 600—720 °С при давлениях 0.9—1.2 кбар. Орх-Срх-Pl порфирокластовые сростки в порфиритах, неравновесные по условиям кристаллизации с Hbl-Bt-Pl матриксом (см. рис. 7, б), кристаллизовались из расплава на большей глубине. Давление кристаллизации фенокритов оценено по Срх-Pl барометру [McCarthy, Patiño Douce, 1998] и составляет ~6 кбар.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Магматические породы тастауской серии представлены непрерывной субщелочной серией (см. рис. 3). Спектр пород включает петрографические разновидности от габброноритов до лейкогранитов (табл. 5). Негибридизированные оливиновые габбронориты наиболее магнезиальные породы серии ($Mg\# = 0.50—0.55$). Мафические включения по составу относятся к субщелочному габбро, монцонитам, сиенитам и кварцевым монцонитам. Породы характеризуются широкими вариациями составов по всем главным химическим элементам ($SiO_2 = 46.2—62.8$, $Al_2O_3 = 15.8—19.6$, $TiO_2 = 0.75—2.22$, $FeO_{сум} = 4.7—11.5$, $MgO = 1.8—5.4$, $CaO = 2—7$ мас.%) (рис. 3) и высокими содержаниями щелочей ($Na_2O + K_2O_{сум} = 5.2—9.3$ мас.%). Некоторые из включений характеризуются повышенным содержанием TiO_2 и Na_2O относительно других включений, ассоциирующих с ними гранитов и негибридизированных габброноритов.

Содержание FeO, MgO и K_2O в мафических включениях укладываются в единый тренд между габброноритами и гранитоидами тастауской серии (см. рис. 3).

Относительно габброноритов мафические включения истощены по содержанию Ni, Co, но обогащены этими элементами относительно гранитоидов (см. табл. 5). Содержание Sr и Ca падает по мере увеличения в породе содержания кремнезема. Обратная корреляция наблюдается для Rb и K. Кислые породы обеднены Ba, Sr и обогащены U (рис. 9). У габброноритов спектр РЗЭ характеризуется умеренным наклоном с

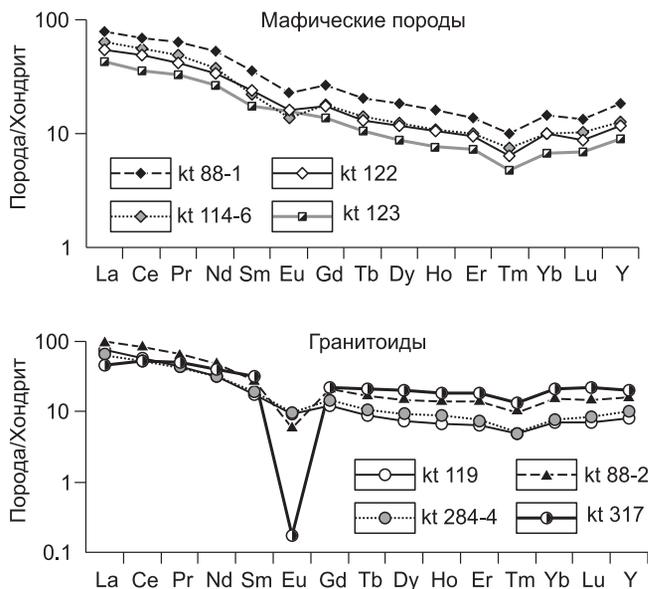


Рис. 10. РЗЭ-диаграммы составов изверженных пород Тастауской вулканоплутонической структуры.

Хондрит, по [Taylor, McLennan, 1985].

Таблица 6.

**U-Pb изотопные данные для цирконов из амфибол-биотитовых гранитов
Тастауской вулканоплутонической структуры (пр. kt 119)**

Образец	Фракция	Навеска, мг	Pb _{сум} , г/г	U, г/г	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U*	σ, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U*	σ, %	Rho	Возраст, млн лет		
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
kt 119-1	<100	0.5	57.7	1031.3	115	5.6196	2.4132	0.2483	2.8	0.0350	0.7	0.50	221.7	225.2	262.2±62
kt 119-2	<100	0.5	51.0	1275.7	304	10.149	4.6676	0.2406	2.7	0.0343	0.7	0.49	217.6	218.9	234.0±59
kt 119-3	<100	0.2	108.3	2633.7	249	9.1479	4.0856	0.2391	3.3	0.0339	0.7	0.55	215.1	217.7	245.1±72
kt 119-4	100—150	1.7	34.8	856.4	296	9.9953	4.5612	0.2381	1.2	0.0339	0.7	0.40	215.2	216.9	235.5±26

* Значения исправлены на масс-фракционирование 0.18 ± 0.06 ат. м. для Pb, холостое загрязнение 0.1—0.3 нг для Pb и 0.05 нг для U. Поправка на обыкновенный свинец введена по модели Стейси—Крамерса.

обогащением лантаноидами и отсутствием европиевой аномалии $(Ce/Yb)_N = 5.34$, $Eu/Eu^* = 1.02$, (рис. 10). Все остальные мафические включения имеют схожие по форме спектры, но с небольшими отрицательными европиевыми аномалиями $(Ce/Yb)_N = 4.99—5.54$, $Eu/Eu^* = 0.68—0.78$. Наклонные, обогащенные легкими REE спектры имеют кислые породы, но с более ярко выраженной отрицательной европиевой аномалией: граниты $((Ce/Yb)_N = 5.48—8.59$, $Eu/Eu^* = 0.24—0.64$) и лейкограниты в ранних дайках $((Ce/Yb)_N = 2.50$, $Eu/Eu^* = 0.006$).

На дискриминационных диаграммах мафические породы тастауского интрузивного комплекса попадают в области внутриплитного магматизма и активных континентальных окраин. Гранитоиды попадают в поля внутриплитных гранитов и гранитов вулканических дуг.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Из амфибол-биотитовых гранитов (см. табл. 5, обр. kt 119) была отобрана цирконовая проба. Цирконы мелкие до 100 мкм, бесцветные, короткопризматические, с четкой магматической зональностью. Дискордия по трем точкам и с нижним пересечением, фиксированным в начале координат, имеет возраст по верхнему пересечению 242 ± 20 млн лет (рис. 11, табл. 6), что соответствует раннему триасу по международной стратиграфической шкале 2006 г. Изотопные отношения $^{207}Pb/^{206}Pb$ дают близкие возрасты 234—262 млн лет. Несмотря на высокую аналитическую погрешность определения, полученное значение существенно моложе прежних оценок возраста тастауской серии [Ермолов и др., 1983].

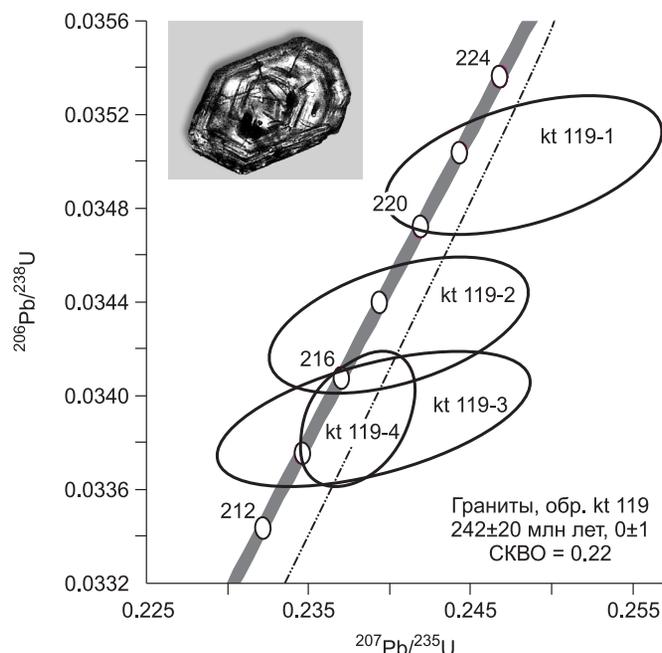


Рис. 11. Диаграмма с конкордией для цирконов амфибол-биотитовых гранитов Тастауской вулканоплутонической структуры с фотографией циркона в иммерсионной жидкости.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изученные мафические породы тастауского комплекса имеют сходные REE спектры, предполагающие для них единый мантийный источник. Наиболее примитивным мафическим членом является оливиновый габбронорит, имеющий высокое содержание магния и транзитных металлов.

Кислые породы характеризуются отрицательной европиевой аномалией и средними концентрациями стронция, предполагающие остаточный плагиоклаз в источнике. Высокая концентрация в гранитоидах калия (K_2O до 5 мас.%) объясняется участием биотита или щелочного шпата (или обоих) в процессе частичного плавления коровых пород [Lindlin et al., 2000]. Биотит и амфибол, кристаллизующиеся на поздней стадии, указывают на то, что гранитные породы кристаллизовались из водонасыщенной гранитной магмы с содержанием воды от 2.5 до 5.0 мас.% H_2O [Maaløe, Wyllie, 1975; Naney, 1983].

В работе [Титов и др., 2001] были изучены расплавные включения в кислых породах тастауской серии. Полученные данные показывают, что образование магмы происходило в нижнекоровых условиях в результате плавления метапелитового источника, при давлениях порядка 10 кбар и температурах выше 1000 °С. Эти данные подтверждают выводы, полученные в работе [Ермолов и др., 1983] на основании изучения реликтовых минеральных парагенезисов в гранитоидах.

Полученные результаты позволяют предполагать, что формирование габбро-гранитной ассоциации согласуется с моделью подъема горячих мантийных расплавов, прогрета коры и анатексиса нижнекоровых пород [Huppert, Sparks, 1988; Lindline, 2000; и др.].

Полевые и петрографические данные демонстрируют, что мафическая и кислая породы интенсивно взаимодействовали с формированием композитных и гибридных пород габбро-диоритового ряда. В композитных зонах, мелкозернистые внешние каймы, зубчатые границы, округлые и пиллоу-подобные формы, и магматические текстуры базитовых включений ясно указывают на их магматическое происхождение: капли мафической магмы, внедренной в частично или полностью жидкую гранитную магму. Механическое смешение магм (минглинг) сопровождалось процессами химического взаимодействия (миксинг), на что указывают наблюдения в шлифах и непрерывный ряд промежуточных по составу синплутонических пород между базитовыми и гранитными компонентами.

Магматический миксинг. Геохимические данные позволяют предполагать, что породы среднего состава синплутонических интрузий тастауского комплекса представляют собой гибридную магму, производную двух компонентов: мантийных габброидов и гранитного расплава, сформировавшегося при анатексисе метапелитов. Этот вывод следует из полевых наблюдений и петрологических исследований.

Модель химического взаимодействия была протестирована с использованием «миксинг теста» [Fourcade, Allègre, 1981]. За крайние члены процесса смешения выбраны образцы негибридизированного оливинового габбронорита (см. табл. 5, обр. kt 123) и наиболее кислые по составу лейкограниты дайкового роя (обр. kt 317). Тест проводился для мафических включений и даек среднего состава (обр. kt 122, kt 114-6). Результаты теста показали, что модель химического взаимодействия хорошо объясняет существующие наблюдения (коэффициенты детерминации 0.94 и 0.97, рис. 12, а), при этом фракция фельзитовой магмы в рассчитанных примерах составляет 37 и 52 % для главных элементов. Результаты расчетов были, в свою очередь, протестированы по содержанию рассеянных и редких элементов. Модельные результаты хорошо коррелируются с реальным составом гибридных пород среднего состава (см. рис. 12, б).

Магматический минглинг. Многообразие синплутонических пород, неравновесные с матриксом фенокристы, текстуры и состав гибридных пород демонстрируют градиент по температуре и вязкости при взаимодействии гранитной и мафической магм. Предлагается модель, в которой близколиквидусная базальтовая магма внедряется и дезинтегрируется в гранитной субликвидусной магме ниже настоящего субвулканического уровня. Базальтовая магма внутри вязкой гранитной субстанции теряет интрузирующую силу, закаливается и вовлекается в движение вместе с гранитной магмой.

Течение и эволюция магмы внутри гранитной камеры, включающей в себя мафические компоненты, происходило, вероятно, в условиях турбулентного течения. Полевые наблюдения структур течения и деформации мафических включений в гранитной магме подтверждают последний вывод. Формирование широкого спектра составов гибридных пород и приобретение всеми породами схожих геохимических характеристик по рассеянным и редким элементам должно было происходить в открытой системе для обмена кристаллами, флюидом, ионами и предшествовать закалке мафических включений. Текстурные данные предполагают, что мафические глобулы остывали быстро и, таким образом, диффузионный обмен между магмами был, вероятно, незначительный. Композиционное сходство между включениями и вмещающей магмой в таком случае, было, вероятно, обусловлено транспортом и обменом остаточным флюидом при температурах между солидусом двух магм и субсолидусными реакциями. Однако при высоких скоростях процессов течения и турбулентности внутри магматической камеры базитовые закаленные фрагменты могли разрушаться и распространяться в виде обломков и кристаллов, обогащая гранитную магму фемическими компонентами. Аргументом в пользу высокой скорости процессов в магматической

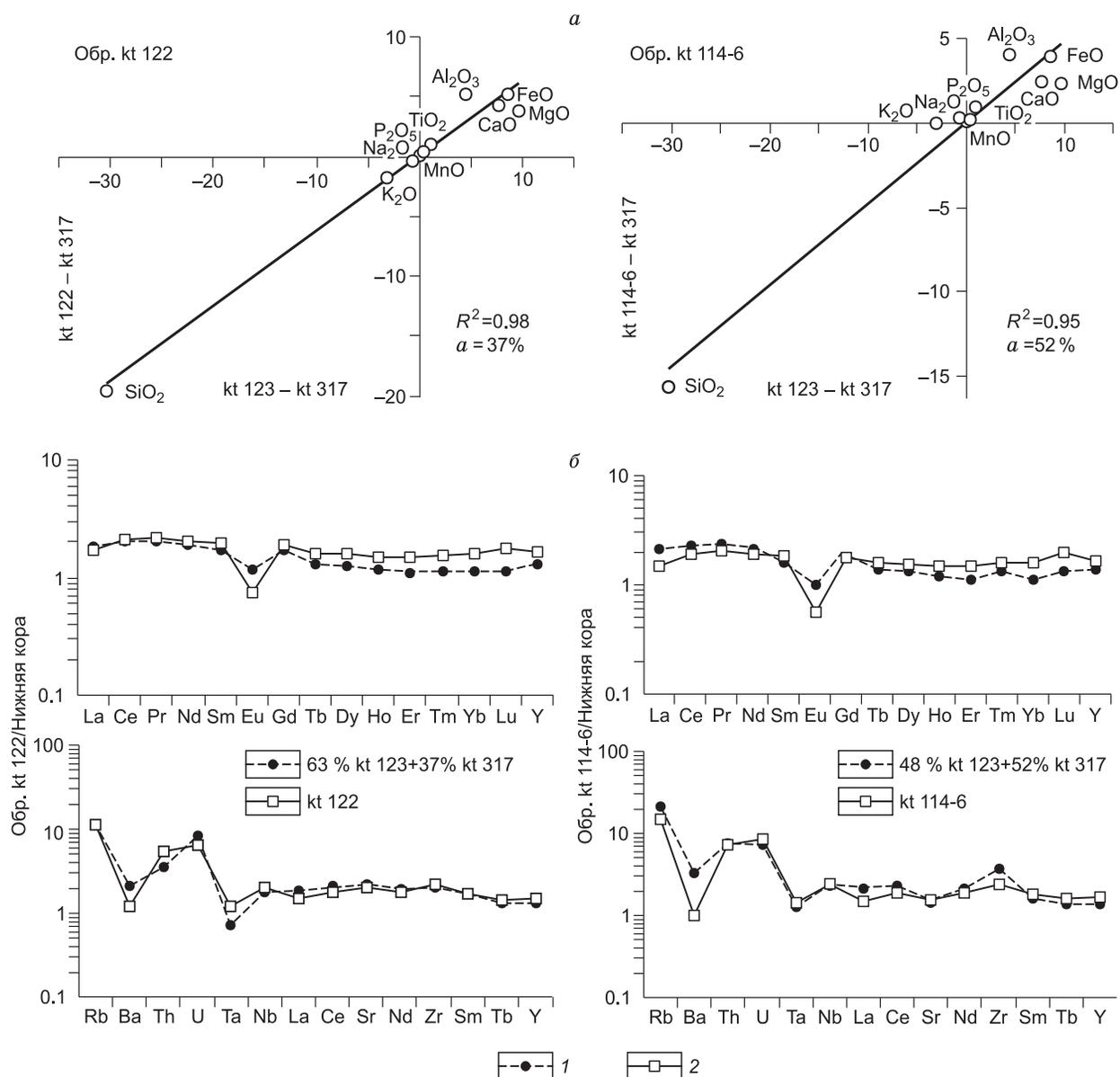


Рис. 12. Результаты миксинга между базитовой и гранитной магмами для промежуточных по составу синплутонических пород Тагтауской вулканоплутонической структуры.

a — «миксинг тест», по [Fourcade, Allègre, 1981] для главных элементов, показывающий, какой процент мафической и кислой магм участвует в формировании пород промежуточного состава. *a* — объемное содержание фельзитового компонента, *R* — коэффициент детерминации.

b — РЗЭ- и спайдер-диаграммы составов, нижняя кора, по [Taylor, McLennan, 1985], для модельных и реальных образцов синплутонических пород. Все составы, использованные в расчетах, приведены в табл. 5. 1 — модельные составы, 2 — реальные составы.

камере является необходимость преодоления плотностного, вязкостного и температурного контраста между двумя магмами для осуществления химического взаимодействия, чтобы было возможно сформировать большие объемы гибридных магм.

Обмен ксенокридами между магмами происходил, по-видимому, в пределах глубинной (относительно настоящего уровня) магматической камеры в условиях термального равновесия, при процессах диспергированного внедрения близколиквидусного базальта в гранитную жидкую магму, содержащую небольшой объем ксенокристов. Вероятно, с этим же процессом связано появление крупных тел синплутонических монзонитов и граносиенитов — продуктов гомогенизации базальтовой и гранитной магм.

В работах [Sparks, Marshal, 1986; Frost, Mahood, 1987] было показано, что объемная составляющая гибридной магмы зависит от температуры и от объема магматического вещества, вовлеченного в процесс

взаимодействия. В истории взаимодействия мафической и гранитной магм тастауского комплекса был, вероятно, период, когда магмы сосуществовали в условиях термального равновесия, что создавало благоприятные условия для гибридизации и приводило к формированию магм промежуточного состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая новые геологические, петрологические, геохимические, геохронологические и литературные данные по магматизму тастауского комплекса можно сделать следующее заключение.

Комбинированные интрузии тастауской базит-гранитной серии одноименного интрузивного комплекса являются следствием взаимодействия мантийной мафической и нижнекоревой гранитоидной магм. Смешение магм контрастного состава и их эволюция (дифференциация и фракционная кристаллизация) породили многообразие изверженных пород промежуточного состава. Процессы смешения включали в себя механическое смешение (минглинг) и химическое взаимодействие (миксинг) с формированием композитных смесей и гибридных пород. Возраст становления синплутонических пород составляет 242 ± 20 млн лет, что (с учетом аналитической погрешности) существенно моложе ранее предполагаемого возраста [Ермолов и др., 1983]. Формирование минеральных парагенезисов синплутонических интрузий на завершающей стадии происходило в гипабиссальных условиях ~ 1 — 1.2 кбар при температуре 600 — 700 °С. При тех же параметрах давления, температура кристаллизации минеральных парагенезисов негибридизированного габбро соответствует ~ 950 °С.

Работа выполнена при поддержке «Фонда содействия отечественной науке» и гранта РФФИ № 09-05-01006.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сучань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семанов Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании андрогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.

Докукина К.А., Владимиров В.Г. Тектонический контроль формирования базитовых интрузий Тастауской вулканоплутонической структуры (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (8), с. 769—783.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана) // Новосибирск, Наука, 1983, 207 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Уха-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология, 1995, т. 3, № 2, с. 133—157.

Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М., Наука, 1984, 160 с.

Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование равновесия в метабазитах, геотермометр // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М., Наука, 1986, с. 174—183.

Склярков Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника, 2006, № 2, с. 47—64.

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.

Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиоров актобинской структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 1, с. 86—90.

Anderson A.T. Magma mixing: petrological process and volcanological tool // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1976, v. 1, p. 3—33.

Anderson J.L., Smith D.R. Al-in-hornblende barometer // *Amer. Miner.*, 1995, v. 80, № 5—6, p. 549—559.

Barbarin B. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 17747—17756.

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.

Bertrand P., Mercier J.-C.C. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 76, № 1/2, p. 109—122.

Blake S. Eruptions from zoned magma chambers // *J. Geol. Soc. London*, 1981, v. 138, p. 281—287.

Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, № 2, p. 208—224.

Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 1—24.

Castro A., de la Rosa J.D., Stephens W.E. Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 105, p. 9—26.

Clark S.P. Handbook of physical constants / Revised edition/Yale University, New Haven, Geol. Soc. Amer., Inc. Memoir, 1966, v. 97, 542 p.

Cook N.D.J. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling // *Lithos*, 1988, v. 21, p. 247—262.

Didier J., Barbarin B. Enclaves and granite petrology // *Developments in petrology*. 13. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, Elsevier, 1991, p. 545—549.

Eberz G.W., Nicholls I.A. Chemical modification of enclave magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, p. 47—55.

Gagnevin D., Daly J.S., Poli G. Petrographic, geochemical and isotopic constraints on magma dynamics and mixing in the Miocene Monte Capanne monzogranite (Elba Island, Italy) // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 157—195.

Gambler J.A. Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the Tertiary central complex of Slieve Gullion, northeast Ireland // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1979, v. 5, p. 297—316.

Gerlach D.C., Grove T.L. Petrology of Medicine Lake Highland volcanism: characterization of end-members of magma mixing // *Contr. Miner. Petrol.*, 1982, v. 80, p. 147—159.

Gillespie T. The effect of aggregation and particle size distribution on the viscosity of Newtonian suspension // *J. Colloid. Interface Sci.*, 1983, v. 94, p. 166—173.

Griggs D. Creep of rocks // *J. Geol.*, 1939, v. 47, p. 225—251.

Jeffrey D.J., Acrisov A. The rheological properties of suspensions of rigid particle // *J. Amer. Inst. Chem. Eng.*, 1976, v. 22, p. 417—432.

Jolly W.T., Dickin A.P., Wu T.-W. Geochemical stratigraphy of the Huronian continental volcanics at Thessalon, Ontario: contributions of two-stage crustal fusion // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 411—428.

Fernandez A.N., Gasquet D.R. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 316—326.

Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // *Intern. Geol. Rev.*, 1991, v. 33, № 8, p. 743—783.

Fourcade S., Allègre C.J. Trace-elements behavior in granite genesis: a case-study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrénées, France) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 76, p. 177—195.

Frost T.P., Mahood G.A. Styles of mafic-felsic magma interaction: the Lamarck granodiorite, Sierra Nevada, California, USA // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1987, v. 99, p. 272—291.

Furman T., Spera F.J. Co-mingling of acid and basic magma with the implications for the origin of mafic *I*-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Saquoia National Park, California, USA // *J. Volcanol. Geother. Res.*, 1985, v. 24, p. 151—178.

- Hibbard M.J.** The magma mixing origin of mantled feldspars // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 76, p. 158—170.
- Holland T., Blundy J.** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 433—447.
- Holden P., Halliday A.N., Stephens W.E. et al.** Chemical and isotopic evidence for major mass transfer between mafic enclaves and felsic magma // *Chem. Geol.*, 1991, v. 92, № 1/3, p. 135—152.
- Huppert H.E., Sparks S.J.** The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, № 3, p. 599—624.
- Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.
- Krogh T.E.** A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1973, v. 37, p. 485—494.
- Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson G.N., Hart S.R.** A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 37, p. 380—392.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association // *Miner. Mag.*, 1997, v. 61, № 3, p. 295—321.
- Lindline J., Crawford W.A., Crawford M.L., Omar G.I.** Post-accretion magmatism within the Kuiu-Etolin igneous Belt, Southeastern Alaska // *Can. Miner.*, 2000, v. 38, p. 951—974.
- Lindsley D.H., Andersen D.J.** A two-pyroxene thermometer // *J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, Suppl., p. A887—A906.
- Lowell G.R., Young G.J.** Interaction between coeval mafic and felsic melts in the St. Francois Terrane of Missouri, USA // *Precam. Res.*, 1999, v. 95, p. 69—88.
- Ludwig K.R.** Isoplot/Ex, version 2.05 // Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 1999, No 1a.
- Maaløe S., Wyllie P.J.** Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions // *Contr. Miner. Petrol.*, 1975, v. 52, p. 175—191.
- MacDonald G.A., Katsurm T.** Eruption of Lassen Peak, Cascade Range, California, in 1915: example of mixed magmas // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1965, v. 76, p. 475—482.
- Marshall L.A., Sparks R.S.J.** Origin of some mixed-magma and net-veined ring intrusions // *J. Geol. Soc. London*, 1984, v. 141, p. 171—182.
- McBirney A.R.** Effects of assimilation // *The evolution of the igneous rocks: fiftieth anniversary perspectives* / Ed. H.S. Yoder. Princeton University Press, Princeton, N.J. 1979, p. 307—338.
- McCarthy T.C., Patiño Douce A.E.** Empirical calibration of the silica—Ca-tschermak's—anorthite (SCAn) geobarometer // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 675—686.
- McDonough W.F., Sun S.S.** The composition of the earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Naney M.T.** Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems // *Amer. J. Sci.*, 1983, v. 283, p. 993—1033.
- Neves S.P., Vauchez A.** Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil // *Lithos*, 1995, v. 34, p. 275—299.
- Ottino J.M.** Mixing, chaotic advection, and turbulence // *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 1990, v. 22, № 207, p. 253.
- Platevoet B., Bonin B.** Enclaves and mafic-felsic associations in the Permian alkaline province of Corsica, France; physical and chemical interactions between coeval magmas // *Enclaves and granite petrology* / Eds. J. Didier, B. Barbarin. Developments in petrology, 1991, v. 13, p. 191—204.
- Seaman S.J.** Crystal clusters, feldspar glomerocrysts, and magma envelopes in the Atascoa Lookout lava flow, southern Arizona, USA: recorders of magmatic events // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 693—716.
- Schmidt M.W.** Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 304—310.
- Sherman P.** Emulsion science. New York, Academic Press, 1968.
- Snyder D., Crambes C., Tait St., Wiebe R.A.** Magma mingling in dikes and sills // *J. Geol.*, 1997, v. 105, p. 75—86.
- Sparks R.S.J., Marshall L.A.** Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1986, v. 29, p. 99—124.
- Stimac J.A., Pearce T.H.** Textural evidence of mafic—felsic magma in dacite lavas, Clear Lake, California // *Amer. Miner.*, 1992, v. 77, p. 795—809.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985, 312 p.

- Van der Molen I., Paterson M.S.** Experimental deformation of partially melted granite // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 70, p. 299—318.
- Wiebe R.A.** Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike // *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 130—151.
- Wilson M.** *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 1989, 466 p.
- Zimanowski B., Buttner R.** Dynamic mingling of magma and liquefied sediments // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2002, v. 114, p. 37—44.

*Рекомендована к печати 1 апреля 2009 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
10 февраля 2009 г.*