Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 2, с. 254—272

УДК 553.81(571.63)

ПЕТРОЛОГИЯ

ПРИЧИНЫ ПОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД *А*-ТИПА НА АКТИВНЫХ ОКРАИНАХ КОНТИНЕНТОВ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (*Дальний Восток России*)

А.В. Гребенников, С.О. Максимов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Представлены новые изотопно-геохимические данные для вулканических комплексов Южно-Якутинской и Мартелевской вулканотектонических структур Приморья. Об их образовании в раннем эоцене (54.3 млн лет) и позднем мелу (83.5 млн лет) соответственно свидетельствует средневзвешенный U-Pb возраст циркона, полученный методом LA-ICP-MS. На основе вещественных характеристик сделан вывод о принадлежности пород к типичным магматическим образованиям *А*-типа. Их формирование совпадает с резким изменением вектора движения Тихоокеанской плиты относительно континента в кампане и палеоцен—эоцене. Это способствовало деструкции слэба с возможным разрывом его сплошности и внедрению астеносферных диапиров. Воздействие мантийных флюидов на процесс плавления пород континентальной литосферы определило генерацию магм со специфическими геохимическими признаками магматических пород *А*-типа. Закономерности их состава обусловлены участием глубинных восстановленных богатых фтором флюидов, вызвавших глубокую дифференциацию магмы в очагах с накоплением в их апикальной части облегченных флюидизированных расплавов, обогащенных подвижными компонентами.

Магматические породы А-типа, флюидно-магматическая дифференциация, кампан, Сихотэ-Алинь

CAUSES OF THE OCCURRENCE OF *A*-TYPE VOLCANIC ROCKS IN ACTIVE CONTINENTAL MARGINS (*southern Sikhote-Alin*, *Russian Far East*)

A.V. Grebennikov, S.O. Maksimov

New isotope-geochemical data on the volcanic complexes of the South Yakut and Martel volcanic depressions in southern Primorye are presented. Their formation in the early Eocene (54.3 Ma) and Late Cretaceous (83.5 Ma), respectively, is evidenced by U–Pb zircon dating (LA-ICP-MS). Based on the geochemical characteristics, it is concluded that the volcanics are typical *A*-type igneous rocks. Their formation coincides with the sudden change in the vector of motion of the Pacific slab with respect to the continent in the Campanian and Paleocene–Eocene, which caused destruction of the slab with its probable discontinuity and the injection of the subslab asthenosphere. The effect of mantle fluids on the continental lithospheric-rock melting determined the generation of magmas with the specific geochemical features of *A*-type igneous rocks. The regularities of their composition are due to the deep-seated reduced F-rich fluids that caused the intense differentiation of magmas accumulating fluidized melts enriched in mobile components in the apical part.

A-type igneous rocks, fluidal magmatic differentiation, Campanian, Sikhote-Alin

ВВЕДЕНИЕ

Выявление связи эндогенных процессов с геодинамическими обстановками взаимодействия литосферных плит является одной из приоритетных задач современной геологии. Тихоокеанская окраина Азии и, в частности Сихотэ-Алинь, представляет уникальную область, где в позднем мезозое проявились геодинамические условия, включающие разномасштабные процессы сжатия и растяжения. Процессы растяжения связывают с развитием сдвиговых деформаций, обусловленных динамикой взаимодействия континентальных блоков [Уткин, 1980, 2005], либо с трансформным скольжением океанической плиты относительно континентальной, сопровождавшимся специфическим магматизмом, в том числе и *А*-типа [Jahn et al., 2015; Kemkin et al., 2016; Martynov et al., 2017; Zhao et al., 2017]. Условия образования кислых расплавов этого геохимического типа остаются достаточно неопределенными [Bonin, 2007; Dall'Agnol et al., 2012; Гребенников, 2014]. Вместе с тем их индикаторная роль как фактора внутриконтинентального растяжения, вызванного сменой геодинамического режима (от транспрессии к транстенсии), согласно выводам большинства исследователей, достаточно обоснована [Bonin et al., 1998; Grebennikov et al., 2016; Robinson et al., 2017; и др.].

✉e-mail: greandr@hotmail.com

DOI: 10.15372/GiG2020114

В то же время степень изученности магматических пород Сихотэ-Алиня прецизионными аналитическими методами пока невысока, что часто приводит к некорректным выводам о геохимической специфике магматических пород в зависимости от структурных условий проницаемости континентальной коры.

В статье анализируются результаты геохронологического и геохимического изучения вулканических пород Южного Сихотэ-Алиня с целью выявления процессов, происходящих на уровне промежуточной камеры, и геодинамических причин их появления. На основе полученных результатов предложен механизм формирования магматических пород *A*-типа в условиях подтока глубинных мантийных флюидов, приводящих к образованию обогащенных щелочами расплавов специфического геохимического типа с закономерным перераспределением в процессе их генерации и эволюции петрогенных и рассеянных элементов. Выявлена связь формирования магматических пород *A*-типа с условиями крупномасштабных сдвиговых дислокаций на фоне геодинамической перестройки Тихоокеанской окраины.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования являлись экструзивно-лавовые и пирокластические образования Южно-Якутинской и Мартелевской вулканотектонических структур (ВТС), расположенные в южной части Восточного Сихотэ-Алиня (рис. 1).

По своей морфологии Южно-Якутинская ВТС представляет вулканический массив депрессионного типа, овальной формы, достигающий в поперечнике 14 км и ограниченный от пород фундамента прямолинейными и дуговыми разломами. Вмещающий комплекс пород представлен многократно повторяющимися пачками кремней с остатками триасово-юрских микрофоссилий, согласно перекрытыми преимущественно берриас-валанжинскими песчаниковыми турбидитами, представляющими фрагмент раннемеловой аккреционной призмы Таухинского террейна. В кровле разрезов установлена олистострома мощностью до 1100 м с глыбами и пластинами палеозойских и раннемезозойских известняков, кремней, базальтов и терригенных пород [Геодинамика..., 2006 и ссылки в ней].

По данным А.П. Матюнина [1988], Южно-Якутинская ВТС сложена сияновским риолит-дацитовым комплексом, стратотип которого был выделен в 1955 г. (ключ Сиянов, левый приток р. Зеркальная) Р.И. Соколовым и Е.В. Быковской [Геология…, 1969]. Покровные образования объединены в сияновскую свиту, состоящую из двух подсвит. Нижнесияновская подсвита сложена игнимбритами и спекшимися туфами биотитовых риолитов и риодацитов, в меньшей степени — туффитами и агломератовыми туфами риолитов. Верхнесияновская подсвита включает туфы, игнимбриты и игниспумиты базокварцевых риодацитов и дацитов. Ее маастрихтский возраст установлен по ряду находок соответствующих палеофлористических комплексов [Назаренко, Бажанов, 1989]. Однако С.И. Неволина отметила предварительный характер подобных определений и сделала вывод о возможном палеоценовом возрасте содержащих флору отложений [Геология…, 1969, с. 308]. Непосредственно для района исследований Е.В. Быковской с соавторами [1960] было выполнено K/Ar датирование кварцевых порфиров и их туфолав (название сохранено согласно цитируемому материалу) и получены значения возраста — 53—49 млн лет.

Линейно-концентрическое расположение большинства субвулканических тел в Южно-Якутинской ВТС подчеркивает внутреннюю структуру изометричных кальдер обрушения и преимущественно трещинный (по кольцевым сбросам) тип подводящих каналов. Широкое развитие пирокластических образований, преобладание флюидальных и сферолитовых текстур в вулканических породах, наличие газовых полостей и миароловых пустот в лавах и центральных частях сферолоидов свидетельствует о насыщенности исходных магм летучими компонентами. Южно-Якутинская ВТС относится к типу открытых магматических систем, в которых развитие игнимбритообразующего очага завершается взрывом и выбросом на поверхность магматической и газовой компонент. Субвулканические и экструзивные тела заключительных стадий магматизма относятся к типу условно закрытых (переходных) систем, в которых уже более четко проявлены процессы близповерхностной дифференциации, отделения летучих компонентов и автометасоматические изменения пород [Попов, Гребенников, 1996]. Следует отметить, что на прилегающих к ВТС площадях локализованы золото-серебряные и бериллиевые с флюоритом рудопроявления [Коваленко и др., 1968].

Мартелевская ВТС в числе других входит в состав обширного (площадью около 5000 км^2) Терней-Кемского вулканического поля [Ветренников, 1976] и представляет собой часть Солонцовского (Шандуйского) палеовулкана. Она размещена в пределах Кемского террейна (лужкинская и кемская свиты) — фрагмента раннемелового задугового бассейна, сложенного баррем-альбскими терригенными, главным образом флишевыми отложениями с вулканитами основного, значительно реже среднего и кислого составов [Малиновский и др., 2002].

В строении Терней-Кемского вулканического поля участвуют разнообразные по возрасту и составу породы, типовые разрезы которых приведены в ряде публикаций [Ветренников, 1976; и др.] и

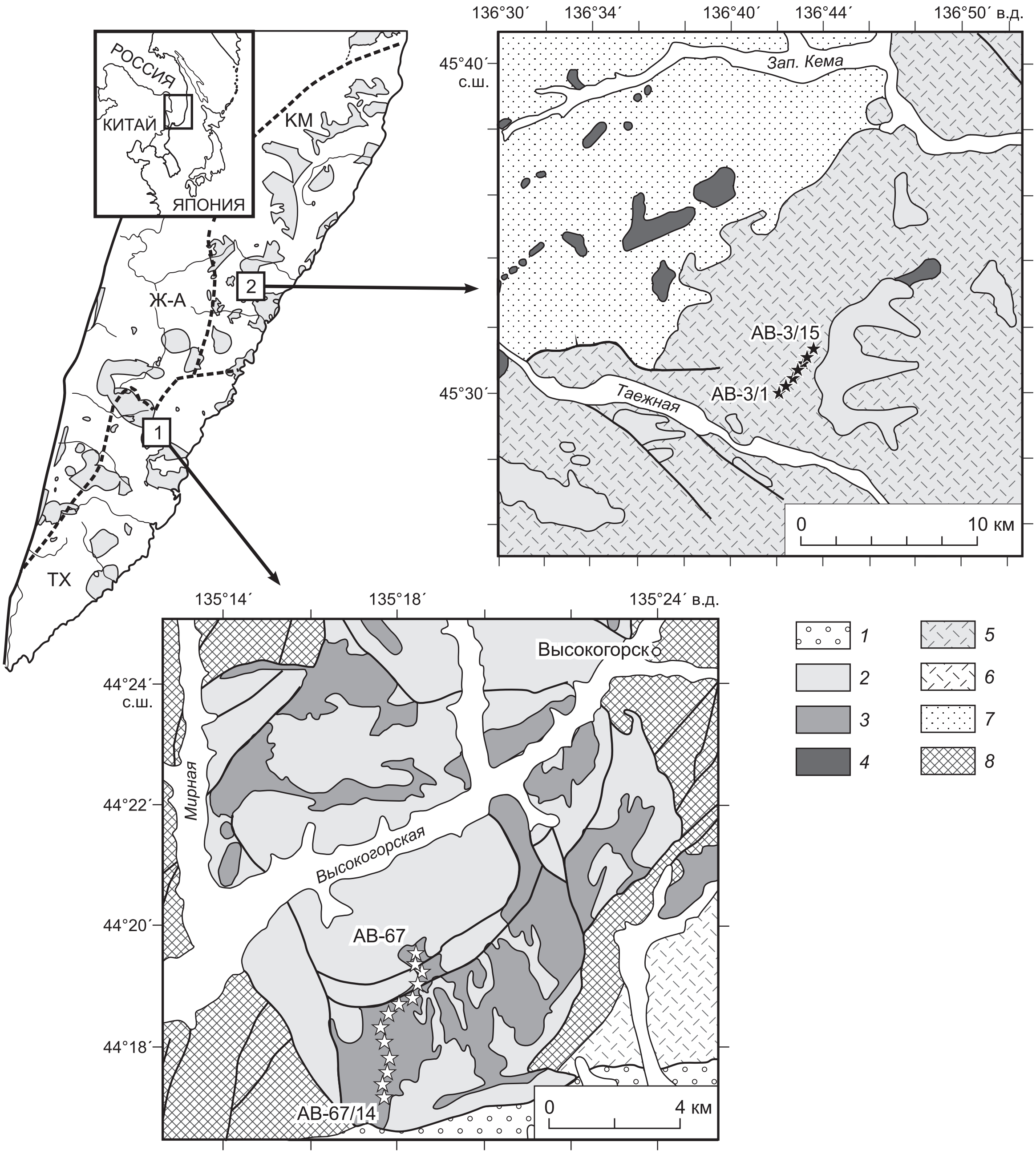

Рис. 1. Схема распространения меловых и палеогеновых магматических комплексов Южного Сихотэ-Алиня.

На врезке террейны позднетитон-валанжинской аккреционной призмы: ТХ — Таухинский; баррем-раннеальбской островной дуги: КМ — Кемский; раннемелового турбидитового бассейна: Ж-А — Журавлевско-Амурский. Цифрами обозначены вулкано-тектонические структуры: 1 — Южно-Якутинская; 2 — Мартелевская.

Основные поля осадочных и магматических пород: *1* — верхний миоцен—плиоцен: галечники, валунники, супеси, суглинки; *2* — палеоцен: туфы, игнимбриты, игниспумиты риолитов и риодацитов, туффиты; *3* — палеоцен: субвулканические экструзивные и жерловые образования, риолиты, риодациты и дациты; *4* — позднемеловые интрузивы: граниты, гранит-порфиры, гранодиориты, диориты; *5* — кампан—маастрихт: литокристаллокластические туфы и игнимбриты риолитов, туффиты, туфопесчаники, агломератовые туфы; *6* — коньяк—сантон: туфы и игнимбриты риолитов, риодацитов, дацитов, прослои андезидацитов, андезитов и их туффов, туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников; *7* — нижний мел: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, известняки, туффиты, туфы и туфобрекчии. туфопесчаники КМ террейна; *8* — триас—юра: песчаники, реже алевролиты, конгломератобрекчии, кремни, кремнисто-глинистые сланцы, базальты ТХ террейна. Звездочками обозначены места отбора проб.

многочисленных геолого-съемочных отчетах. Позднемеловые вулканиты Мартелевской ВТС представлены туфами и игнимбритами риолитов и риодацитов псефитовой и псефитопсаммитовой размерности. Обломочная фракция состоит из кварца, полевого шпата, биотита, единичных зерен амфиболизированного пироксена, а также литокластического материала (андезиты, дациты, риолиты) и вулканического стекла. Экструзивные породы слагают немногочисленные дайковые тела и жерловины и представлены флюидальными и сферолитовыми риолитами, реже перлитами.

Активность Солонцовского палеовулкана, возникшего около 80 млн лет назад, фиксируется покровами грубообломочных туфов, перекрытых мощной толщей пирокластики — производной «палящих» туч [Ветренников, 1976]. Последующее излияние риолитовых лав сопровождалось формированием растекающегося купола над дном структуры [Паничев и др., 2012].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Все аналитические исследования проводились в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток.

U-Pb изотопный возраст циркона. Изотопные измерения выполнены методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500а, соединенном с системой лазерной абляции обр. UP-213. Акцессорный циркон из образцов выделяли по стандартной методике. Конечный отбор цирконов осуществляли вручную под бинокуляром. Для выбора конкретных участков датирования использовали изображения цирконов в проходящем и отраженном свете, в обратнорассеянных электронах (BSE) и катодолюминесцентные снимки (CLI), на которых видны внутренняя структура, зональность, трещиноватость, включения.

Технические особенности методики, применяемой при исследованиях, приведены в [Киселев и др., 2008]. Измеренные величины обрабатывали с помощью программ Glitter v. 4.4.2 (Access Macquarie Ltd). U-Pb отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2, 91500, возраст которых принят равным 416.8 [Black et al., 2004] и 1065.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995] соответственно. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией на уровне 2σ.

Ионометрическое определение фтора. Особенностью используемого метода для определения фтора (F) является осаждение мешающих элементов (Al, Th, Be, REE и др.) с помощью раствора $FeCl_2$. Пробы предварительно сплавляли с $KNaCO_3$ при температуре 850 °C и выщелачивали горячей дистиллированной водой. Аликвоты фильтрата (25 мл) нейтрализовались HCl (1:1) с последующим добавлением ацетатного буферного раствора для установления необходимого pH 5.5. Измерения концентрации фторид-иона проводились на иономере IONOMETER I-500. Ионометрическое определение F осуществляли с использованием фторидного ЭЛИТ 221 и вспомогательного хлорсеребряного ЭВЛ-1М3.1 электродов. Относительная ошибка этого метода составила не более 10 %, что допустимо при низких содержаниях F-иона.

Геохимические исследования выполнены методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) по стандартным методикам. Петрогенные элементы исследуемых образцов в пересчете на оксиды определены методом ИСП-АЭС на спектрометре iCAP 6500 Duo (Thermo Scientific, USA) с добавлением в качестве внутреннего стандарта раствора кадмия (концентрация 10 г/т). Определения H_2O^- и SiO_2 выполнены методом гравиметрии, содержания железа закисного (FeO) – с помощью метода титриметрии. Определение примесных элементов выполнено методом ИСП-МС на спектрометре Agilent 7500с (Agilent Technologies, USA) с использованием в качестве внутренних стандартов ^{115}In и ^{209}Bi при конечной концентрации их в растворе 10 мг/т.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Возраст пород. В Южно-Якутинской ВТС изучались экструзивные образования, кристаллокластические туфы и игнимбриты риолитов предположительно завершающего этапа палеогенового магматизма Южного Сихотэ-Алиня. Выделенные зерна циркона представлены прозрачными бесцветными идиоморфными кристаллами. Часть их сохранила удлиненно-призматические и дипирамидальные очертания с коэффициентом удлинения 1.5–3.0, остальные цирконы являются обломками различного от 50 до 100 мкм размера. В катодолюминесцентном изображении для большинства зерен и их обломков наблюдается концентрическая зональность.

Полученные изотопные данные и средневзвешенные U-Pb возрасты приведены в Дополнительных материалах, табл. S1 (http://sibran.ru/journals/Dop_materials.doc) и на рис. 2, *а, б*. Средневзвешенный U-Pb возраст для образца Южно-Якутинской ВТС (АВ-67/14) составил 54.3 ± 2.9 млн лет (эоцен, ипр).

Возраст для обр. АВ-67/6 из средней части пирокластического разреза ВТС (52.2 ± 2.5 млн лет) может быть некорректным, в связи с малым количеством проанализированных зерен.

В Мартелевской ВТС изучен литокристаллокластический туф риолита предположительно турон-сантонского возраста. Выделенные зерна циркона из обр. АВ-3/3 представлены бесцветными идиоморфными кристаллами. Часть их сохранила удлиненно-призматические и дипирамидальные очертания

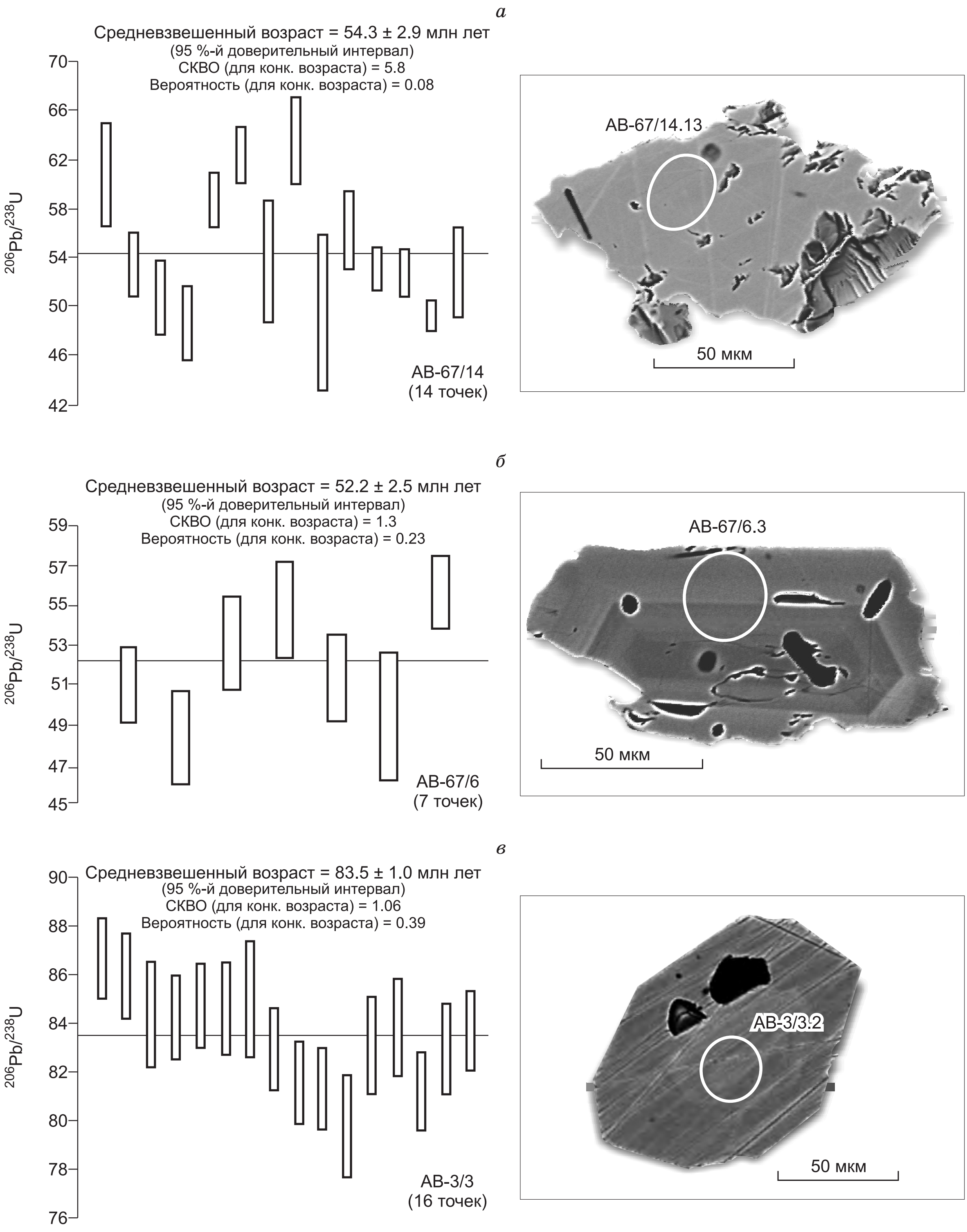

Рис. 2. Результаты LA-ICP-MS датирования представительных проб.

а—в — описание см. в тексте.

с коэффициентом удлинения 1.5–2.5, остальные цирконы являются обломками различного размера. Размер зерен преимущественно от 50 до 120 мкм. В катодолюминесцентном изображении у большинства зерен и их обломков наблюдается концентрическая зональность.

Полученные изотопные данные приведены в табл. S1 (http://sibran.ru/journals/Dop_materials.doc). Средневзвешенный U-Pb возраст на основе 16 определений по цирконам для обр. АВ-3/3 (см. рис. 2, *в*) из средней части стратифицированного разреза составляет 83.5 ± 1.0 млн лет (поздний мел, кампан).

Петрографические особенности пород. *Мартелевская ВТС.* В геологическом разрезе руч. Буреломный (лев. приток р. Белембе, 45°31′12″ с.ш., 136°43′ в.д.) фиксируются три ритма пирокластических извержений, выраженных в смене топографических элементов рельефа на уровне отбора проб (АВ-3/1–АВ-3/3; АВ-3/5–АВ-3/8; АВ-3/10–АВ-3/15, снизу вверх). По петроструктурным особенностям выделяются кристалло- и литокристаллотуфы, кристаллоигнимбриты, витрофиры и гиалоигнимбриты. Вулканические породы содержат переменные количества обломочных кристаллов кварца, плагиоклаза, санидина, редкие псевдоморфозы хлорита по первичному биотиту с сыпью вторичного магнетита и псевдоморфозы по пироксену или амфиболу. Каждый ритм начинается с предельно высококремнеземистых разностей, однако, если туфы первого и третьего ритмов обогащены ксенокристаллами кварца, то начальные извержения второго ритма отвечают ультракремнеземистым гиалоигнимбритам (табл. 1). Для них характерно не только более высокое содержание кварца, но и существенно кварцевый состав фельзитового матрикса. Завершаются ритмы извержениями существенно риодацитовой пирокластики с Ab > Or при обогащенности пород темноцветами и титаномагнетитом. По петрографическим особенностям пирокластических пород не прослеживается последовательность переходов, которую можно было бы связать с механизмом фракционирования кварца — фактора, объясняющего контрастность вариаций составов по кремнекислотности. Ультракремнеземистые вулканиты не несут признаков наложенного окремнения и закономерно вписываются в вариации составов сопряженных разностей.

Южно-Якутинская ВТС. В разрезе экструзивно-лавовых и пирокластических образований по водораздельной гривке кл. Сиянова (44°17′10″ с.ш., 135°17′59″ в.д.) Южно-Якутинской ВТС вулканические породы представлены преобладающими базокварцевыми риолитами, литовитрокластическими базокварцевыми игнимбритами риолитов, литовитрокластическими туфами, обогащенными кварцем, иногда псефитовыми разностями туфов. Породы содержат варьирующие количества кристаллокластов кварца, плагиоклаза, санидина, редкие псевдоморфозы хлорита по биотиту с сыпью вторичного магнетита. Туфы и игнимбриты, хотя и содержат переменные количество ксеногенного вещества, но статистически их петрографические характеристики выдержаны и определяются вариациями собственного кластического вещества; они не несут признаков наложенного окремнения или иных вторичных изменений.

Геохимические характеристики. Вулканические образования Южно-Якутинской и Мартелевской ВТС соответствуют по составу риодацитам, риолитам и трахириолитам (см. табл. 1, рис. 3, *а*) и варьируют по кремнекислотности (SiO_2 от 70.1 до 82.1 мас. %); им свойственны нормальная и повышенная щелочность натриево-калиевого ряда (K_2O от 1.6 до 8.0 мас. % и Na_2O от 1.9 до 5.5 мас. %). Содержание Al_2O_3 изменяется от 9.1 до 15.2 мас. %, что в сочетании с содержаниями щелочей характеризует их как умеренно- и высокоглиноземистые, реже агпаитовые разности (A/NK = 0.84–1.38, A/CNK = = 0.80–1.33) (см. табл. 1, рис. 3, *б*). Повышенные содержания Al_2O_3 типичны для риодацитов относительно обогащенных CaO, Eu, Sr, Ba. Все образцы имеют высокий коэффициент железистости от 0.86 до 0.98, подобный железистым гранитоидам, по [Frost et al., 2001] (см. рис. 3, *в*) и характеризуются низкими содержаниями (мас. %) MnO (0.01—0.11), MgO (0.02—0.52), CaO (0.05—0.78), TiO_2 (0.07—0.31) и P_2O_5 (< 0.06). Присущи широкие вариации концентраций щелочных и щелочноземельных элементов (K, Rb, Cs, Sr и Ba), повышенные — высокозарядных (Zr, Nb, Ga и Y) и редкоземельных элементов (за исключением Eu). На многокомпонентных диаграммах нормализованные к хондриту составы пород близки по характеру редкоземельных спектров, фиксируя незначительное обогащение LREE/HREE (3.5—10.5) при невысоких значениях $(La/Yb)_N$ отношений (0.9 и 2.2—10.6) и отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu* = 0.1—0.6) (см. рис. 3, *з*). Общее содержание REE варьирует от 38 до 193 г/т (см. табл. 1). На спайдер-диаграмме нормализованные к примитивной мантии значения имеют отрицательные аномалии Ba, Sr и Ti и положительные K, Th, U и Pb, а также отчасти Ce, Zr и Hf (см. рис. 3, *ж*), т. е. характеризуются *A*-геохимическим типом магматических пород [Eby, 1990]. Об этом же свидетельствует их положение на дискриминантных диаграммах [Whalen et al., 1987; Frost et al., 2001; Dall'Agnol, Olivera, 2007; Гребенников, 2014] (см. рис. 3, *г–е*).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Причины геохимической специфики вулканических пород. Изучение геохимического состава пирокластических образований исследуемых вулканоструктур показало сходную для игнимбритовых извержений Сихотэ-Алиня цикличность [Grebennikov, Maksimov, 2006]. В Мартелевской ВТС выделяются три последовательных ритма извержений, выраженные в смене петрохимического состава каждой

Таблица 1. **Химический (мас. %) и микроэлементный составы (г/т) вулканических пород**

Компонент	АВ-67	АВ-67/1	АВ-67/2	АВ-67/3	АВ-67/6	АВ-67/11	АВ-67/12	АВ-67/14	АВ-67/9	АВ-3/1	АВ-3/2	АВ-3/3	АВ-3/5	АВ-3/6	АВ-3/8	АВ-3/10	АВ-3/13	АВ-3/15
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	74.40	74.31	73.35	73.65	76.90	77.67	76.34	76.55	82.10	80.40	76.00	70.20	81.00	77.09	75.00	81.00	75.50	70.10
TiO_2	0.16	0.15	0.14	0.16	0.14	0.07	0.09	0.09	0.05	0.11	0.10	0.30	0.10	0.14	0.23	0.15	0.21	0.31
Al_2O_3	13.08	12.88	12.93	13.19	11.41	11.41	12.01	11.04	9.07	9.10	13.00	15.20	8.33	11.40	12.84	9.60	12.30	14.50
Fe_2O_3	1.52	1.37	0.97	1.21	1.11	0.58	0.73	0.58	0.33	0.36	0.79	2.17	1.09	1.02	1.59	1.12	1.38	2.70
FeO	0.36	0.45	1.13	0.32	0.45	0.35	0.42	0.56	0.47	0.33	0.21	1.01	0.48	0.49	0.53	0.35	0.68	0.67
MnO	0.05	0.05	0.06	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.06	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.04
MgO	0.11	0.08	0.09	0.10	0.05	0.03	0.05	0.02	0.02	0.05	0.05	0.52	0.11	0.04	0.10	0.05	0.17	0.50
CaO	0.18	0.22	0.68	0.16	0.10	0.10	0.08	0.20	0.06	0.30	0.55	0.89	0.07	0.60	0.27	0.07	0.50	0.78
Na_2O	5.54	3.78	4.40	3.97	3.61	3.25	3.59	1.97	3.10	4.25	3.67	4.54	2.10	5.23	3.29	2.80	2.20	4.70
K_2O	2.89	5.15	4.93	5.31	5.21	5.27	5.16	8.00	3.74	3.52	4.42	3.21	3.95	2.24	4.50	3.80	4.92	3.60
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.06
H_2O^-	0.25	0.30	0.07	0.36	0.20	0.20	0.25	0.07	0.03	0.10	0.09	0.16	0.20	0.16	0.10	0.08	0.15	0.11
П.п.п.	1.25	0.72	0.88	1.24	0.78	0.51	0.80	0.54	0.57	1.08	0.79	1.34	2.27	1.17	1.30	0.75	1.54	1.60
Сумма	99.81	99.46	99.63	99.75	100.01	99.47	99.52	99.63	99.55	99.62	99.68	99.65	99.73	99.58	99.80	99.79	99.59	99.67
F	51	85	643	104	64	172	186	61	48	122	114	331	254	172	260	114	184	403
Zn	50.02	46.32	57.57	33.81	26.54	63.42	60.37	51.07	17.09	18.82	21.20	66.89	93.84	52.14	44.79	6.02	20.42	33.45
Ga	18.26	18.60	20.66	18.47	15.21	18.54	23.33	23.37	10.68	14.82	15.49	18.28	30.29	18.58	20.37	10.52	13.40	17.59
Rb	101.0	179.7	188.9	176.9	141.2	218.7	214.5	192.1	110.4	162.89	202.98	120.33	240.02	62.46	165.80	101.75	177.83	120.53
Sr	119.12	85.47	85.42	94.47	64.07	21.22	22.93	36.33	26.89	88.22	127.27	278.31	88.96	90.29	153.52	86.75	132.27	363.87
Y	24.97	24.54	37.03	33.00	27.81	42.58	35.00	19.83	33.67	10.38	25.13	25.84	36.82	20.09	17.85	8.69	19.90	31.22
Zr	179.2	193.9	203.5	190.8	164.4	136.7	143.8	180.4	105.9	124.73	108.14	276.12	171.16	217.47	187.08	106.05	148.24	244.24
Nb	12.61	12.97	13.49	12.51	17.94	21.15	21.34	16.52	16.52	18.45	21.17	11.54	14.78	12.99	8.83	5.48	9.22	12.70
Sn	4.06	4.31	4.02	2.98	1.04	4.84	5.54	5.55	3.85	2.50	3.88	1.95	3.84	3.73	1.21	4.61	4.31	2.31
Cs	2.80	3.32	3.52	3.54	2.23	4.59	4.60	1.10	2.38	14.79	4.52	3.94	16.81	3.82	14.57	4.32	4.38	2.09
Ba	640.24	798.74	786.3	832.7	936.4	225.4	188.6	598.3	297.1	353.79	186.02	917.95	616.68	282.75	1173.07	578.95	1075.25	890.97
La	16.38	21.82	39.74	40.01	9.39	15.86	12.95	33.41	4.32	3.53	19.04	34.67	28.61	29.80	15.56	14.78	16.83	31.42
Ce	47.08	66.63	78.83	63.63	61.68	62.13	53.18	73.93	11.51	21.14	45.11	76.78	66.73	64.88	41.76	30.18	37.12	67.93
Pr	3.73	5.67	9.29	8.54	3.03	4.19	3.52	7.83	1.50	1.01	5.24	8.68	7.84	7.03	4.84	3.22	4.30	8.29
Nd	12.98	18.24	33.21	30.53	12.99	15.47	13.45	27.84	5.22	3.01	18.49	33.17	30.87	26.46	19.99	11.17	17.63	30.44
Sm	3.16	4.82	7.69	6.25	3.97	4.76	3.75	5.95	2.14	0.85	4.80	6.83	6.56	4.24	3.92	1.83	3.90	5.97
Eu	0.36	0.48	0.90	0.74	0.44	0.14	0.15	0.62	0.11	0.10	0.29	1.23	0.75	0.18	0.95	0.38	0.79	1.39
Gd	2.75	3.27	5.80	5.06	3.34	4.72	3.23	4.02	2.76	1.15	3.90	5.84	6.30	3.86	3.73	1.67	3.91	6.26
Tb	0.52	0.59	1.01	0.92	0.72	1.04	0.71	0.70	0.71	0.24	0.73	0.86	1.13	0.55	0.61	0.25	0.66	0.92
Dy	4.47	4.77	6.77	5.65	4.87	8.13	5.61	4.80	5.66	1.87	4.86	5.32	7.54	3.66	3.65	1.40	3.60	5.30

Ho	0.91	0.85	1.20	1.02	0.93	1.48	1.27	0.86	1.05	0.43	1.09	1.19	1.53	0.86	0.81	0.32	0.78	1.09
Er	3.18	2.91	3.86	3.49	3.31	4.70	4.36	2.57	3.72	1.72	3.35	3.61	4.80	2.73	2.42	0.87	2.13	3.25
Tm	0.46	0.49	0.52	0.50	0.49	0.69	0.65	0.42	0.59	0.29	0.53	0.47	0.70	0.40	0.31	0.19	0.31	0.49
Yb	3.07	3.18	3.62	2.95	2.85	3.84	3.89	2.15	3.26	2.54	3.59	3.51	4.40	2.76	2.10	0.94	1.78	2.92
Lu	0.50	0.54	0.57	0.53	0.51	0.63	0.59	0.38	0.60	0.32	0.54	0.54	0.69	0.46	0.36	0.20	0.30	0.48
Hf	5.31	5.84	5.46	5.53	5.62	5.33	5.83	6.24	4.47	3.28	3.80	5.93	5.11	5.07	4.02	2.12	3.01	4.47
Ta	1.00	1.17	1.35	1.14	1.05	1.39	1.42	1.29	1.07	2.13	2.49	1.16	1.46	1.29	0.72	0.74	1.90	1.23
Pb	23.47	24.14	24.85	23.04	11.10	36.36	26.24	29.20	15.49	7.01	24.13	17.12	29.91	12.88	12.37	9.57	11.85	16.64
Th	17.30	17.63	18.51	18.46	12.24	17.11	17.60	15.92	11.60	14.32	25.57	11.85	13.94	12.58	5.79	7.49	14.56	12.71
U	3.68	3.63	3.79	3.87	2.29	4.09	3.88	3.32	2.53	2.93	6.22	2.48	3.03	2.70	2.60	1.31	2.89	2.52
ΣREE	99.55	134.24	193.01	169.80	108.50	127.78	107.31	165.46	43.16	38.19	111.55	182.68	168.46	147.87	101.00	67.39	94.03	166.16
LREE/HREE	5.27	7.09	7.27	7.44	5.38	4.06	4.28	9.41	1.35	3.46	5.00	7.56	5.22	8.67	6.22	10.54	5.98	7.03
$(La/Yb)_N$	3.59	4.63	7.41	9.15	2.22	2.78	2.24	10.49	0.89	0.94	3.58	6.66	4.38	7.29	4.99	10.65	6.36	7.26
Eu/Eu*	0.37	0.37	0.41	0.40	0.37	0.09	0.13	0.39	0.13	0.308	0.2	0.59	0.36	0.14	0.76	0.656	0.619	0.69
T_{Zr}, °C	805	815	803	811	794	784	788	794	765	751	765	851	811	812	820	769	805	830

Примечание. 1—9 — составы вулканических пород Южно-Якутинской ВТС: литокристаллокластический туф (2, 4); кристаллитокластический туф (5, 6, 7), игнимбрит (1, 3), экструзивный риолит (8), сферолит (9); 10—18 — составы вулканических пород Мартелевской ВТС: кристаллитокластический туф (10, 14, 16, 18), литокристаллокластический туф (12, 15), игнимбрит (11, 13, 17). 1—4, 11—12, 14, 15, 17, 18 — низкокремнеземистые породы, 5—10, 13, 16 — высококремнеземистые породы.

T_{Zr}, °C = [12900/(2.95 + 0.85 × M + ln$D^{Zr,\ zircon/melt}$)]-273, где $D^{Zr,\ zircon/melt}$ — отношение Zr (г/т) в цирконе и породе соответственно, M = (Na + K + 2 × Ca)/(Al × Si) в катионах, согласно [Watson, Harrison, 1983].

$Eu/Eu^* = Eu_N/[(Sm_N)\times(Gd_N)]^{0.5}$.

фациальной разновидности ритма, от риолитовых (до 81 мас. % SiO_2) в подошве до риодацитовых (до 70 мас. % SiO_2) в верхних частях кампанских вулканических образований (АВ-3/1–АВ-3/3; АВ-3/5–АВ-3/8; АВ-3/10–АВ-3/15, см. табл. 1). Полученные данные позволяют предполагать, что первые порции игнимбритообразующего кислого расплава, поступавшие из верхней части вскрытого очага, соответствовали высококремнеземистым игнимбритам. Последующие извержения риодацитовых расплавов происходили из нижних частей магматической камеры. Таким образом, высоко- и низкокремнеземистые разности представляют соответственно более и менее дифференцированные части единой магматической камеры, претерпевшей стадию расслоения первичного магматического расплава.

По намеченной аналогии раннеэоценовые пирокластические образования Южно-Якутинской ВТС также характеризуются наличием как более спекшихся высококремнеземистых игнимбритов, так и низкокремнеземистых туфов. Однако для них не наблюдается столь четких взаимоотношений в связи с особенностями пирокластического разреза, осложненного многочисленными экструзивно-лавовыми фациями кальдеры обрушения. Тем не менее геохимические характеристики вулканических пород этих структур как в целом, так и для высоко- и низкокремнеземистых разностей практически идентичны (см. табл. 1).

Главные особенности химизма вулканических пород обеих ВТС сводятся к вариациям соотношений SiO_2, K_2O, Na_2O и Al_2O_3. В таблице 2 их содержания выражены в виде нормативных количеств кварца (Q), альбита (Ab) и калишпата (Or). Из анализа данных следует, что валовой состав пород выделенных циклов (1 и 3 как наиболее контрастно выраженных) игнимбритовых извержений Мартелевской ВТС располагается вдоль полосы равных составов Or компоненты, с обогащением остаточных (низкокремнеземистых) расплавов Ab. При этом наиболее ранние и дифференцированные составы вулканических пород более кремнекислые, а остаточные (низкокремнеземистые) — более натровые. В последних увеличивается глиноземистость (A/CNK) и суммарное содержание щелочей (Na_2O + + K_2O), но падают значения железистости и агпаитности (см. табл. 2, рис. 4).

Аналогичное распределение кремнекислоты и щелочей (по данным зондовых

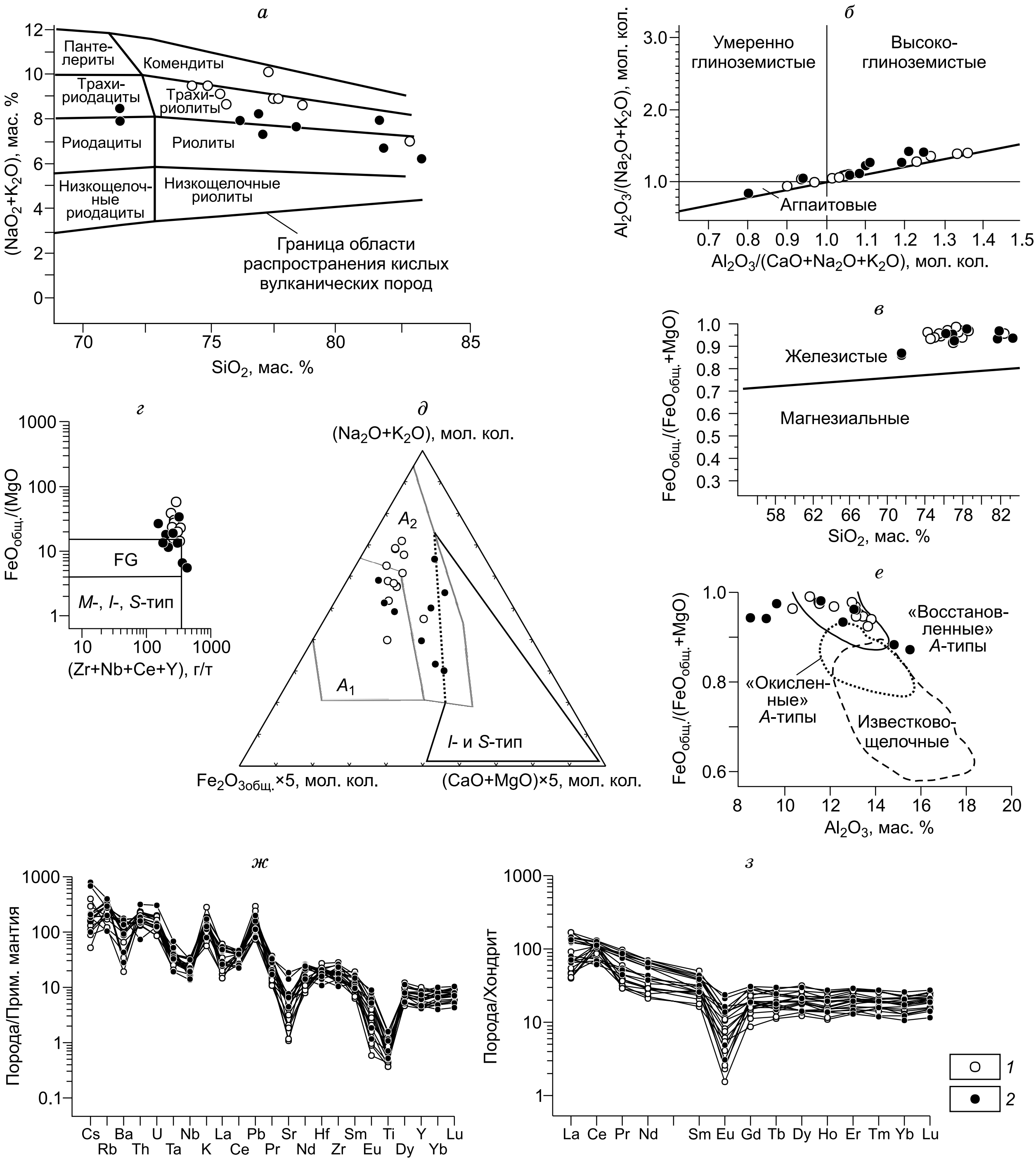

Рис. 3. Геохимические дискриминантные диаграммы для вулканических пород Южно-Якутинской (*1*) и Мартелевской (*2*) ВТС:

а — TAS-диаграмма для вулканических пород [Петрографический кодекс…, 2008, 2009]; *б* — A/NK (Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)) — A/CNK (Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) с полями высокоглиноземистых и умеренно глиноземистых магматических пород [Maniar, Piccoli, 1989]; *в* — $FeO_{общ.}$/($FeO_{общ.}$ + MgO)—SiO_2 с границей между железистыми и магнезиальными кремнекислыми породами [Frost et al., 2001]; *г* — (Zr + Nb + Ce + Y) — $FeO_{общ.}$/MgO с полями геохимических типов гранитоидов [Whalen et al., 1987]; *д* — (Na_2O + K_2O) — $Fe_2O_{3общ.}$ × 5 — (CaO + MgO) × 5, поля среди *A*-геохимических типов соответствуют магматическим породам, возникших в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм в условиях внутриплитных геодинамических обстановок (A_1), и образованным при взаимодействии мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры в геодинамических обстановках скольжения литосферных плит (A_2) [Гребенников, 2014]; *е* — $FeO_{общ.}$/($FeO_{общ.}$ + MgO)—Al_2O_3 с полями окисленных и восстановленных *A*-типов гранитов [Dall'Agnol, Olivera, 2007]; *ж* — составы пород, нормированные по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]; *з* — составы пород, нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 2. **Основные петрохимические показатели для представительных низко- и высококремнеземистых вулканических пород Южно-Якутинской и Мартелевской ВТС**

№ п/п	SiO_2, мас. %	$Fe_{общ.}/Mg$	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	NK/A	A/CNK	Нормативный состав, %	Zr/Hf	Nb/Ta	Rb/Sr
			мол. кол.								
Южно-Якутинская ВТС											
1	82.10	50.00	89.89	50.55	40.13	1.01	0.98	Q(50) > Ab(26) > Or(22)	23.71	15.41	4.11
2	76.90	32.50	113.02	58.82	55.85	1.01	0.97	Q(36) > Or(31) > Ab(30)	29.25	17.13	2.20
3	77.67	29.70	113.34	53.07	56.67	0.97	1.02	Q(39) > Or(32) > Ab(28)	25.67	15.19	10.31
4	76.34	24.68	119.65	58.73	55.58	0.96	1.03	Q(36) > Or(31) > Ab(31)	24.69	15.03	9.35
5	73.65	14.80	131.83	65.30	57.44	0.93	1.05	Ab(34) > Or(32) > Q(30)	34.53	10.99	1.87
6	74.31	21.58	128.36	61.93	55.51	0.91	1.06	Ab(32) ≥ Q(32) > Or(31)	33.20	11.13	2.10
7	73.35	24.37	128.54	71.84	53.05	0.97	0.94	Ab(38) > Or(30) > Q(28)	37.30	9.96	2.21
Мартелевская ВТС											
8	80.40	13.80	90.68	69.64	37.96	1.19	0.80	Q(47) > Ab(28) > Or(21)	38.07	8.65	1.85
9	70.20	6.12	151.92	74.61	34.72	0.72	1.21	Ab(39) > Q(29) > Or(19)	46.54	9.93	0.43
10	81.00	14.27	84.02	34.83	43.11	0.93	1.06	Q(55) > Or(24) > Ab(18)	33.46	10.14	2.69
11	75.00	21.20	128.00	53.93	48.55	0.80	1.19	Q(38) > Ab(28) > Or(27)	46.52	12.25	1.08
12	81.00	29.40	95.16	45.64	40.76	0.91	1.09	Q(50) > Ab(24) > Or(23)	49.91	7.41	1.17
13	70.10	6.74	145.20	77.39	39.01	0.80	1.11	Ab(41) > Q(27) > Or(22)	54.61	10.33	0.33

Примечание. 1—4, 8, 10, 12 — высококремнеземистые породы; 5—7, 9, 11, 13 — низкокремнеземистые породы. Q — кварц; Ab — альбит; Or — ортоклаз (санидин).

анализов) отмечается для стекол матрикса и фьямме вне зависимости от типа игнимбритов. Так, в сравнении с валовыми составами фьямме обогащены Ab и Q компонентами, характеризуя тем самым общую Or→Ab→Q эволюцию первичного расплава, т. е. накопление кремнезема и натрия и снижение доли калия в наиболее дифференцированных образованиях. При этом стекла из высококремнеземистых игнимбритов более натровые и кремнекислые, а из низкокремнеземистых более калиевые. Это, возможно, свидетельствует о том, что фьямме являются не выплавками или ликватами, а представляют собой остаточный расплав [Гребенников и др., 2012].

Валовой состав пород Южно-Якутинской ВТС характеризуется более укороченным трендом дифференциации (см. табл. 2). Эволюции расплавов от низко- к высококремнеземистым разностям свойственны те же геохимические закономерности, которые присущи вулканитам Мартелевской ВТС. Эти особенности прослеживаются и далее к наиболее флюидизированным частям магматического расплава, представленного сферолитовыми образованиями (см. табл. 1, 2; рис. 4).

Своеобразно поведение некоторых редких и рассеянных элементов из образцов Мартелевской ВТС. Так, в низкокремнеземистых разностях отмечены относительно повышенные значения Ba, Sr и Eu, возрастает общее количество REE и величины Zr/Hf, Nb/Ta, но понижается Rb/Sr (см. табл. 1). Эта же тенденция в основном сохраняется и для пород Южно-Якутинской ВТС (рис. 5). Низкие значения Ba, Sr и Eu зачастую связывают с фракционированием плагиоклаза в обычных процессах магматической дифференциации. Однако для подобных переохлажденных высоковязких систем с участием фторидной флюидной компоненты деплетированность Eu, скорее, может объясняться влиянием кислотного магматического флюида и выносом из расплава двухвалентных катионов (Eu, Ba, Sr), а не «мифическим» плагиоклазовым эффектом [Жариков, 1996]. Это подтверждается отрицательной корреляцией Eu/Eu* (см. табл. 1). Такую высокую величину Eu аномалии невозможно объяснить обычным фракционированием плагиоклаза [Irber, 1999; Jahn et al., 2001].

Закономерные вариации химического состава пород рассмотренных ВТС, на наш взгляд, логично связывать с обогащением верхней части магматической камеры флюидными компонентами и соответственным перераспределением подвижных микро- и макрокомпонентов по типу флюидно-магматической дифференциации. Чередование излияний условно низкокремнеземистых и высококремнеземистых риолитов, отличающихся спецификой петрогеохимических и минералогических характеристик, определяется периодически возникающей зональностью магматической камеры за счет генерации флюидизированного расплава в головной части колонны. Приведенные данные позволяют предполагать, что циклические изменения состава игнимбритовых расплавов обусловлены в большей степени процессами флюидно-силикатного кластерного расслоения первично-гомогенного расплава [Безмен, 2001; Безмен, Горбачев, 2014]. Так, в работах [Bezmen et al., 1999; Безмен и др., 2005] показано, что под давлением

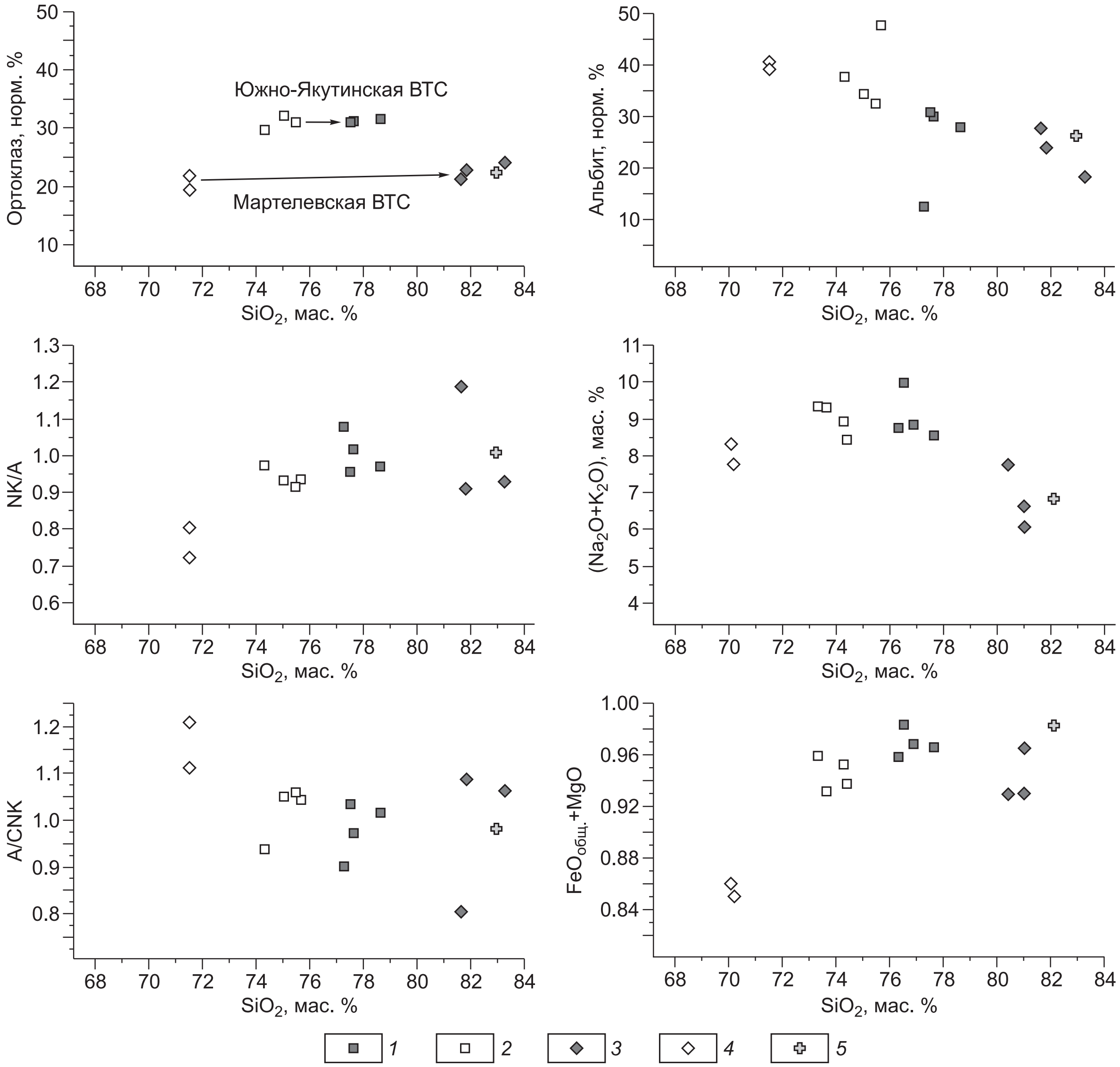

Рис. 4. Бинарные диаграммы для наиболее контрастных разностей низко- и высококремнеземистых пород Южно-Якутинской (*1*, *2*) и Мартелевской (*3*, *4*) ВТС соответственно; состав сферолита из риолитовых лав Южно-Якутинской ВТС (*5*).

флюидной фазы (H, O, C), в которой мольная доля H составляла 0.03 в присутствии F и P, в кислых (гранитоидных) магмах развивается надликвидусное расслоение с отделением обогащенного SiO_2 расплава. В целом подобные вариации составов соответствуют экспериментальным результатам для высокофтористых лейкогранитных систем. Согласно данным [Manning, 1981], обогащение системы F смещает эвтектические и котектические отношения кислого расплава в менее кремнекислотную область, богатую щелочами, подтверждая природный феномен, наиболее контрастно проявленный в Мартелевской структуре, где отмечается последовательное, многократно чередующееся излияние высококремнеземистых и умеренно кремнеземистых разностей. В то же время в экспериментальной работе [Коренева и др., 2004] подчеркивается, что содержание F в магматических породах может быть достаточно низким, но оно не отвечает действительному первичному содержанию в соответствующих расплавах. Даже небольшое количество F заметно влияет на минеральные равновесия и существенно мобилизует целый ряд редкометалльных элементов. В кварц-нормативной, бедной щелочами области содержание F возрастает в существенно кремнеземистых расплавах (до 12—14 ат. %), а наличие подобного расплава интерпретируется как прототип силекситового, возникающего на конечных этапах магматической эволюции. Умеренные концентрации F в рассматриваемых риолитах не характеризуют его истинное на-

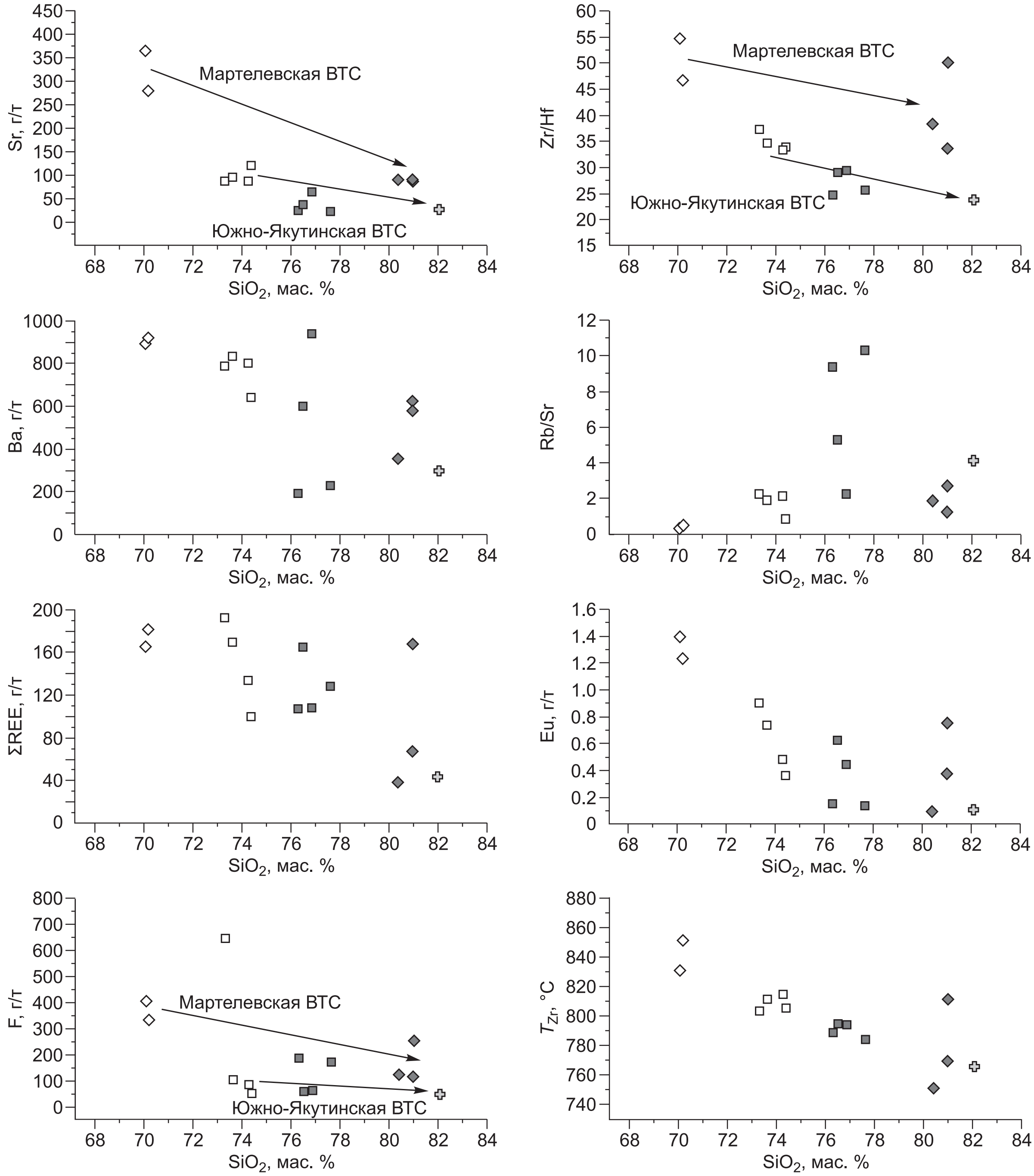

Рис. 5. Вариационные диаграммы ключевых элементов и отношений для наиболее контрастных разностей низко- и высококремнеземистых пород Южно-Якутинской и Мартелевской ВТС.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

чальное содержание и отражают деплетированность пород этого геохимического типа двухвалентными сильными катионами, прежде всего, Ca. Подтверждением этому служит проявленная корреляция содержаний CaO и F (см. табл. 1). Фтор на поздней стадии перераспределяется исключительно во флюидную фазу, обедняя расплав по мере снижения температуры и концентрировании F в кристаллизующихся фторсодержащих минералах [Аксюк, 1999]. Еще более трудно оценить участие водорода в эволюции кислых силикатных расплавов в силу его крайне высокой летучести. Косвенно его роль отражается обилием в составе вулканических продуктов рассматриваемых вулканоструктур переохлажденных жидкостей (стекол), огромным процентом пирокластики в извержениях, распространенности самородных и ультражелезистых минеральных фаз [Максимов, Гребеннников, 2007; Гребенников, 2011; Гребенников и др., 2012]. Процесс образования значительных объемов стеклофазы, не имеющей закалочную природу, может отражать «затрачивание» кислорода на нейтрализацию восстановленного (водородного) флюида с разрушением структурных мотивов силикатов, алюмосиликатов, фактически амфорфизацию вещества [Поспелов, 1973].

По всей видимости, дифференциация кислых расплавов в близповерхностных условиях с обогащением флюидными компонентами верхней части магматической камеры и соответственным перераспределением подвижных микро- и макрокомпонентов в магматическом расплаве по типу флюидно-магматической дифференциации могла определяться степенью открытости магматических очагов с внешней средой [Попов, Гребенников, 1996].

Разрез Южно-Якутинской ВТС представлен в основном экструзивно-лавовыми (сферолитовые риолиты) и фациальными разностями игнимбритов. Кислая магма, очень богатая газами, была выжата по подводящим каналам. При выходе на дневную поверхность газы, быстро выделяясь в течение очень короткого времени, превращая магму в подвижную пену, которая, растекаясь вокруг выводного канала, формировала вулканические стекла или сферолитовые образования. Такое явление, по-видимому, имело место при формировании разреза Южно-Якутинской ВТС в условиях «открытой» системы.

Цикличное чередование условно низкокремнеземистых и высококремнеземистых пирокластических риолитов с их промежуточными разностями Мартелевской ВТС, отличающихся спецификой петрогеохимических и минералогических характеристик, отражает процессы флюидной дифференциации кремнекислого расплава уже в квазистатических (закрытых) условиях.

Температурный режим кристаллизации циркона. Информативным акцессорным минералом для оценки температурного режима выступает циркон, состав, структура и кристалломорфологические особенности которого отражают условия формирования пород и позволяют использовать этот минерал в качестве геотермометра.

Обзор литературы по интрузивным породам, имеющим U-Pb датировки цирконов и данные по элементному составу, выявил две группы интрузивов с температурами 772 и 831 °C. Низкотемпературные (холодные) гранитоиды предполагают механизм плавления, при котором температура магмы не могла превышать 800 °C [Chappell et al., 1998; Miller et al., 2003]. Их образование происходит преимущественно в условиях декомпрессионного плавления с малым участием глубинного теплового источника, инициированного подъемом мантийного астенолита. Повышение температуры при взаимодействии с мафической магмой, возможно, но не обязательно. Все «холодные» граниты тяготеют к участкам утолщения земной коры. В то же время образование «горячих» гранитов при температуре > 800 °C требует притока тепла, что логично объясняется внедрением мафических магм. Такие температуры согласуются с современными моделями образования кремнекислых магм (дегидратационное плавление в земной коре; фракционирование мантийных расплавов с коровой контаминацией или без нее). Большинство «горячих» гранитов, для которых тектонические обстановки установлены, внедрялись в условиях растяжения или транстенсии.

Рассчитанная температура насыщения Zr [Watson, Harrison, 1983] для вулканических пород Южно-Якутинской и Мартелевской ВТС составляет 779—832 и 751—830 °C при средних значениях 802 и 813 °C соответственно (см. табл. 1). Полученные данные следует рассматривать как минимальные оценки ликвидусной температуры, поскольку унаследованные ядра циркона отсутствуют. Это позволяет предположить, что изученные породы *A*-типа формировались в относительно высокотемпературных условиях. Более низкие температуры кристаллизации высококремнеземистых риолитовых магм как в Южно-Якутинской, так и в Мартелевской ВТС позволяют предполагать существование температурной зональности в периферических магматических камерах (см. табл. 1). С одной стороны, это может указывать на подток тепла из глубинного базальтового очага, а с другой, — на обогащение головной части магматической колонны флюидной компонентой. Как известно, флюидные компоненты, обладающие высокой растворимостью в расплавах (такие как F, H_2O и др.), резко понижают температуру кристаллизации, способствуют снижению его плотности, что обусловливает его гравитационную неустойчивость и скопление в верхней части магматической камеры.

Геолого-структурные критерии магмогенерации. Современные данные по стратиграфии, магматизму, а также тектонике дальневосточной части Тихоокеанской окраины [Faure, Natal'in, 1992; Nokleberg et al., 2000; Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; Кемкин, 2006; Parfenov et al., 2011; Уткин, 2013; Jahn et al., 2015] позволили выявить основные черты развития региона. Его мезозойская и кайнозойская история может отражать чередующиеся эпизоды обстановок субдукции и трансформной окраины калифорнийского типа [Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук, Кемкин, 2003; Martynov et al., 2017; Ханчук и др., 2019].

В пределах континентальной окраины азиатского континента в позднемеловое время был сформирован уникальный по своей протяженности Восточно-Азиатский вулканический пояс, включающий Восточно-Сихотэ-Алиньский фрагмент (ВСАВП). На начальном этапе его магматизм характеризуется извержениями базальтов и андезитов синанчинского комплекса (сеноман), позднее — больших масс туфов и игнимбритов кислого состава приморской серии (турон—сантон) и завершается формированием андезитов самаргинского, дорофеевского (маастрихт) и близодновременных дацитов, риодацитов сияновского вулканических комплексов [Геодинамика..., 2006]. Игнимбриты кислого состава приморского комплекса, формируя основной объем ВСАВП, характеризуются однородным составом, резким преобладанием спекшихся туфов и игнимбритов риолитов и гигантскими (до 1500 м) мощностями. Приморская серия разделяется на арзамазовскую и монастырскую свиты [Михайлов, 1989]. Находки растительных остатков в вулканогенно-осадочных породах позволяют выделить два возраста накопления приморской серии — турон-коньякский и коньяк-сантонский. Каменская свита, выделенная из состава приморской серии на основании структурно-литологических и биостратиграфических исследований, имеет сантон-кампанский (раннекампанский) возраст [Михайлов, 1989]. В то же время прорывающие их интрузивные образования имеют более молодые U-Pb датировки — 82.7–70.4 млн лет [Jahn et al., 2015; Tsutsumi et al., 2016; и др.]. Их магнезиально-железистый, известковый и известково-щелочной составы соответствуют высокоглиноземистым кислым магмам *I*- и *S*-типа. Образование подобных расплавов объясняется парциальным плавлением метаосадочных и метамагматических пород в условиях относительно окислительной обстановки с участием водных флюидов, типичных для вулканизма надсубдукционных геодинамических обстановок.

Начальные этапы развития кайнозойского вулканизма связаны с формированием палеоцен-эоценового богопольского комплекса. Особенностью этого комплекса является тесная пространственная связь с локальными рифтогенными впадинами субширотной и северо-западной ориентировки, наложенными на разнородные структуры континентальной окраины, включая позднемеловой ВСАВП. Вулканические породы комплекса резко отличаются по своему вещественному составу от позднемеловых (турон-кампанских) кислых образований и соответствуют геохимическому *A*-типу [Гребенников, Попов, 2014]. Возраст вулканитов, полученный ранее на основании Rb-Sr и U-Pb методов, составляет около 59.7—53.0 млн лет [Попов, Гребенников, 2001; Grebennikov, Maksimov, 2006; Аленичева, Сахно, 2008; Сахно и др., 2010; Jahn et al., 2015; Tang et al., 2016; Павлюткин и др., 2016; Сахно, Коваленко, 2018; и др.]. Специфика тектонического развития региона в этот период обусловлена амплитудными сдвигами вдоль края континентальной плиты, усилением жесткости сдвиговых деформаций [Уткин, 1980] и формированием бассейнов синсдвигового растяжения, сопровождавшихся образованием специфических магматических комплексов, в том числе и *A*-типа [Ханчук и др., 2019]. Появление низкомагнезиальных магматических пород *A*-типа, в отличие от известково-щелочных высокоглиноземистых и/или высокомагнезиальных комплексов (*I-S*-типа), возможно только в зонах литосферного растяжения в связи с взаимодействием флюидной колонны подлитосферной мантии с материалом континентальной коры [Grebennikov, Maksimov, 2006; Bonin, 2007; Гребенников, Попов, 2014; Гребенников, 2014; Grebennikov et al., 2016; Ханчук и др., 2019].

Согласно построениям [Engebretson et al., 1985], вектор движения Тихоокеанской плиты около 85 млн лет назад изменился с 338° с.-з. на 294° с.-з., а на рубеже приблизительно 53 млн лет назад в обратном направлении — с с.-з. практически на субмеридиональный (с 314° с.-з. на 358° с.-з.) на те же 44° (рис. 6). Вряд ли можно ожидать, что такие трансформации произошли мгновенно. Тем не менее обозначенные геодинамические рубежи в точности совпадают как с представленными датировками *A*-магматитов в данной работе, так и с опубликованными ранее.

Предполагаются две альтернативные геодинамические модели: 1) последовательное усиление импульсов сдвига с комплементарным увеличением жесткости раздвиговой компоненты и, соответственно, глубинности магмофлюидоконтроля и 2) резкая смена вектора движения океанической плиты по отношению к континентальной, что способствовало стагнированию и деструктурированию слэба, с возможным разрывом его сплошности (slab-window, slab tear) и внедрению астеносферной (подслэбовой) мантии. Воздействие мантийных высокотемпературных, восстановленных флюидов (являющихся практически безводными, преимущественно H_2 и CH_4 состава) определяло частичное плавление корового субстрата с образованием расплавов — источников магматических пород *A*-типа. Генезис кислых магм этого типа определяется, прежде всего, глубинностью проникновения расколов литосферы, сопряженных со сдвиговыми дислокациями (раздвиговыми системами) и скоростями (импульсами) их приоткрывания (что и определяло подобную глубинность), а также проницаемостью континентальной коры, степенью ее консолидации. Кинематика подобных дислокаций детально разобрана в многочисленных публикациях [Уткин, 2005; Неволин и др., 2014; и др.]. Характерно, что для выделенного А.И. Ханчуком с соавторами [2019] альб-сеноманского окраинно-континентального орогенного пояса, сформированного в обстановке трансформной континентальной окраины, на территории Сихотэ-Алиня не отмечено ни одного проявления магматизма этого особого геохимического типа. Подобная смена геодинамического режима и сопряженного магматизма намечается для всего Восточно-Азиатского вулканического пояса,

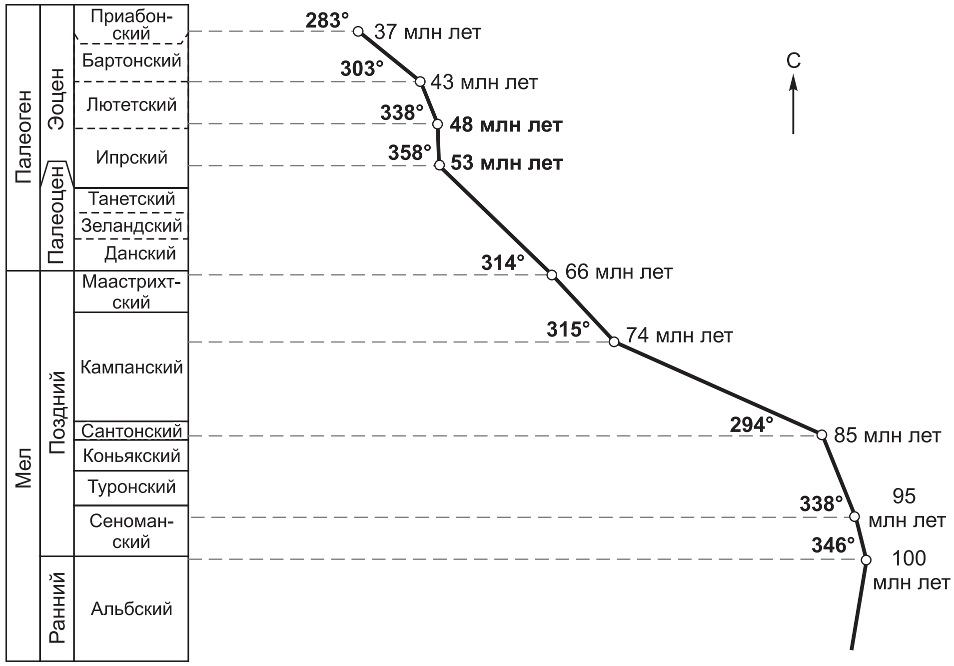

Рис. 6. Стратиграфическая шкала и вектор движения океанических плит.

Полужирным шрифтом выделены недостаточно надежные данные [Engebretson et al., 1985].

но с временным смещением в пределах отдельных его фрагментов и проявлением аналогов магматитов *А*-типа: уракский и нитканский комплексы (Приохотье), белоуваленский (Чукотка).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Новые изотопно-геохимические данные для вулканических образований Южно-Якутинской и Мартелевской ВТС свидетельствуют об их образовании в раннем эоцене (54.3 ± 2.9 млн лет) и раннем кампане (83.5 ± 1.0 млн лет) соответственно.

2. Рассчитанная температура T_{Zr}, °С (в среднем более 800 °С) позволяет предполагать высокотемпературный характер исходных расплавов, а геохимические особенности вулканических пород этих структур подтверждают высокодифференцированный состав обогащенных летучими компонентами исходных магм и принадлежность пород к *А*-геохимическому типу.

3. Вещественная зональность производных периферической магматической камеры могла быть обусловлена обогащением флюидными компонентами головной части магматической колонны. Эти компоненты приводили фактически к разуплотнению (флюидизации) расплава, смене известковой и магниевой катионных компонент на щелочно-железистые, росту значений (NK/A), понижению температуры расплава (T_{Zr}, °С), увеличению железистости ($Fe_{общ.}/Mg$).

4. Выявлена закономерная связь формирования магматических пород Южно-Якутинской и Мартелевской ВТС с эволюцией региональной сдвиговой структуры Сихотэ-Алиня, в кампане и палеоцен-эоцене в процессе активизации трансформной Тихоокеанской окраины с развитием деструктивных форм и глубинной проницаемости континентальной коры, что способствовало внедрению астеносферного вещества и, соответственно, восстановленных (фторводородных) флюидных потоков, определявших генерацию из коровых субстратов расплавов *А*-типа.

Авторы выражают благодарность В.Г. Хомичу (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток), Н.Н. Круку и О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и Е.В. Склярову (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00100, а также частично при финансовой поддержке РФФИ и ГФЕН Китая в рамках научного проекта № 19-55-53008.

ЛИТЕРАТУРА

Аксюк А.М. Минеральные индикаторы концентраций HF в эндогенных флюидах // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века. Труды IX съезда Минералогического общества. СПб., ВМО, 1999, с. 39—40.

Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb датирование экструзивно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // ДАН, 2008, т. 419, № 1, с. 81—85.

Безмен Н.И. Надликвидусная дифференциация флюидных магматических расплавов в восстановительных условиях как возможный механизм формирования расслоенных массивов (экспериментальные исследования) // Петрология, 2001, т. 9, № 4, с. 398—416.

Безмен Н.И., Горбачев П.Н. Экспериментальные исследования надликвидусного расслоения расплавов гранитов Li-F куполов, обогащенных фосфором // Петрология, 2014, т. 22, № 6, с. 620—634.

Безмен Н.И., Жариков В.А., Завельский В.О., Калиничев А.Г. Плавление щелочных алюмосиликатных систем под давлением водно-водородного флюида ($P_{общ}$ = 200 МПа) // Петрология, 2005, т. 13, № 4, с. 451—472.

Быковская Е.В., Полевая Н.И., Подгорная Н.С. Абсолютный возраст мезокайнозойских вулканогенных и интрузивных образований Ольга-Тетюхинского района // Советская геология, 1960, № 5, с. 107—113.

Ветренников В.В. Геологическое строение Сихотэ-Алинского заповедника и Центрального Сихотэ-Алиня // Труды Сихотэ-Алинского заповедника, 1976, № 6, 167 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, т. 1, 572 с.

Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание / Под ред. Н.А. Беляевского, И.И. Берсенева, А.А. Неволина, А.В. Сидоренко. М., Недра, 1969, 696 с.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток, Дальнаука, 2006, 239 с.

Гребенников А.В. Эндогенные сферулы мел-палеогеновых игнимбритовых комплексов Якутинской вулканотектонической структуры (Приморье) // Зап. РМО, 2011, т. CXXXX, № 3, с. 56—68.

Гребенников А.В. Гранитоиды *А*-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (9), с. 1356—1373.

Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология, 2014, т. 33, № 1, с. 41—65.

Гребенников А.В., Щека С.А., Карабцов А.А. Силикатно-металлические сферулы и проблема механизма игнимбритовых извержений (на примере Якутинской вулканотектонической структуры) // Вулканология и сейсмология, 2012, № 4, с. 1—20.

Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ, 1996, Сер. 4, Геология, № 4, с. 3—12.

Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М., Наука, 2006, 258 с.

Киселев В.И., Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ковалева Е.Ю. Одновременное определение содержания редких элементов и U–Pb изотопных отношений цирконов по единичному зерну методом ЛА-ИСП-МС // Материалы VIII научной конференции «Аналитика Сибири и Дальнего Востока». Томск, ТГУ, 2008, с. 78—79.

Коваленко А.П., Журавлев В.Н., Коваленко Р.А. О бертрандитовой минерализации в молодых вулканогенных образованиях // Геология рудных месторождений, 1968, т. 10, № 5, с. 87—90.

Коренева В.Н., Зарайский Г.П., Граменицкий Е.Н. Экспериментальное изучение фазовых соотношений в системе Na—Al—Si—O—F—H_2O при T = 800 °С и P = 1 кбар в зависимости от концентрации воды // Экспериментальная минералогия, 2004, т. 2, с. 125—134.

Максимов С.О., Гребенников А.В. Переохлажденное состояние как отражение внутренних параметров магматической системы (на примере игнимбритообразующих расплавов) / Материалы VIII международной научной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., РГГРУ, 2007, т. 3, с. 209—212.

Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеанская геология, 2002, т. 21, № 1, с. 52—66.

Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхнеарминского оловорудных районов: Автореф. дис. … к.г.-м.н. Владивосток, ДВГИ ДВО АН СССР, 1988, 26 с.

Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток, ДВО АН СССР, 1989, 164 с.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. 1. Стратиграфия. Владивосток, ДВО АН СССР, 1989, 66 с.

Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Гранитообразование в континентальной коре: динамика тектонического позиционирования и структурирования интрузивов (на примере Приморья) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле, 2014, вып. 23, № 1, с. 231—246.

Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю., Петренко Т.И. Проблемы стратиграфии палеогена—неогена Зеркальненской впадины (Восточный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2016, т. 35, № 4, с. 49–64.

Паничев А.М., Попов В.К., Чекрыжов И.Ю., Голохваст К.С., Середкин И.В. Кудуры Солонцовского палеовулкана в бассейне реки Таежная, Восточный Сихотэ-Алинь // Успехи наук о жизни, 2012, № 5, с. 7—28.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, А.Ф. Морозова, О.В. Петрова. СПб., ВСЕГЕИ, 2009, 160 с.

Попов В.К., Гребенников А.В. Геолого-геохимическая корреляция риолитов Якутинской и Августовской вулканоструктур (Приморье) // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 3, с. 98—107.

Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеанская геология, 2001, т. 20, № 3, с. 47—54.

Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1973, 351 с.

Сахно В.Г., Коваленко С.В. Магматические комплексы Ороченской кальдеры Восточно-Сихотэ-Алинского пояса: изотопное датирование (U-Pb-SHRIMP), микро- и редкоземельный состав и золото-серебряная минерализация // ДАН, 2018, т. 479, № 4, с. 417—421.

Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. U–Pb изотопное датирование магматических комплексов Милоградовского золото-серебряного месторождения (Южное Приморье) // ДАН, 2010, т. 433, № 2, с. 219—226.

Сахно В.Г., Коваленко С.В., Лызганов А.В. Гранитоидный магматизм Арминского блока Центрального Сихотэ-Алиня Приморья: U–Pb датирование, изотопная характеристика (Pb/Pb), особенности петрохимического состава и рудной минерализации // ДАН, 2016, т. 466, № 6, с. 1—7.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М., Наука, 1980, 144 с.

Уткин В.П. Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмометаллогенического пояса // ДАН, 2005, т. 404, № 5, с. 659—663.

Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология, 2013, т. 32, № 3, с. 21—43.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезокайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1635—1645.

Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН, 2003, т. 6, № 112, с. 94—108.

Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология, 2019, т. 38, № 3, с. 4—37.

Bezmen N.I., Fed'kin A.V., Zaraisky G.P. Experimental study of phosphorus and fluorine influence on the super-liquidus differentiation of granite melts: preliminary data // Exp. Geosci., 1999, v. 8, № 1, p. 49—53.

Black Z.P., Kamo S.Z., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}Pb/^{238}U$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol., 2004, v. 205, p. 115—140.

Bonin B. *A*-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // Lithos, 2007, v. 97, p. 1—29.

Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings // Lithos, 1998, v. 45, p. 45—70.

Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature *I*-type granites // Res. Geol., 1998, № 48, p. 225—236.

Dall'Agnol R., Olivera D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of *A*-type granites // Lithos, 2007, v. 93, p. 215—233.

Dall'Agnol R., Frost C.D., Rämö O.T. IGCP project 510 «*A*-type granites and related rocks through time»: project vita, results, and contribution to granite research // Lithos, 2012, v. 151, p. 1—16.

Eby G.N. The *A*-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their pedogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115—134.

Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 1985, v. 206, p. 1—59.

Faure M., Natal'in B. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times // Tectonophysics, 1992, v. 208, № 4, p. 397—411.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 11, p. 2033—2048.

Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinsky volcanic depression in Primorye, Russia // J. Mineral. Petrol. Sci., 2006, v. 101, № 2, p. 69—88.

Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications // Lithos, 2016, v. 261, p. 250—261.

Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1999, v. 63, p. 489—508.

Jahn B.-M., Wu F., Capdevila R., Martineau F., Zhao Z., Wang Y. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China // Lithos, 2001, v. 59, p. 171—198.

Jahn B.-M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci., 2015, v. 111, p. 872—918.

Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // J. Geodyn., 2016, v. 102, p. 202—230.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull., 1989, v. 101, p. 635—643.

Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb // Contrib. Mineral. Petrol., 1981, v. 76, p. 206—215.

Martynov Yu.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // Gondwana Res., 2017, v. 47, p. 358—371.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // Geology, 2003, № 31, p. 529—532.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese Ch.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Geol. Survey Professional Paper, 2000, № 1626, 136 p.

Parfenov L.M., Nokleberg W.J., Berzin N.A., Badarch G., Dril S.I., Gerel O., Goryachev N.A., Khanchuk A.I., Kuz'min M.I., Obolensiy A.A., Prokopiev A.V., Ratkin V.V., Rodionov S.M., Scotese C.R., Shpikerman V.I., Timofeev V.F., Tomurtogoo O., Yan H. Tectonic and metallogeny model for northeast Asia. U.S. Geological Survey Open-File Report 2011, № 1026.

Robinson F.A., Bonin B., Pease V., Anderson J.L. A discussion on the tectonic implications of Ediacaran late- to post-orogenic *A*-type granite in the northeastern Arabian Shield, Saudi Arabia // Tectonics, 2017, v. 36, doi:10.1002/2016TC004320.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Tang J., Xu W., Niu Y., Wang F., Ge W., Sorokin A.A., Chekryzhov I.Y. Geochronology and geochemistry of Late Cretaceous–Paleocene granitoids in the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Petrogenesis and implications for the oblique subduction of the paleo-Pacific plate // Lithos, 2016, v. 266—267, p. 202—212.

Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Ages of igneous rocks in the southern part of Primorye, Far East Russia // Memoirs of the National Museum of Nature and Science, 2016, v. 51, p. 71—78.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 64, p. 295—304.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostand. Newslett., 1995, v. 19, p. 1—23.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. *A*-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol., 1987, v. 95, p. 407—419.

Zhao P., Jahn B-M., Xu B. Elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to Early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East) and their implication on regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci., 2017, v. 146, p. 383—401.

Рекомендована
Н.Н. Круком

Поступила в редакцию 25 июня 2019 г.,
принята в печать 12 февраля 2020 г.