

УДК 551.2

ГАББРО-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС КРОНОЦКОЙ ПАЛЕОДУГИ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

© 2022 г. Н. В. Цуканов¹, *, М. В. Лучицкая², М. В. Портнягин³,
Д. П. Савельев⁴, А. В. Соловьев^{2, 5}, Ж. К. Hourigan⁶

¹Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН,
Нахимовский проспект, д. 36, 117997 Москва, Россия

²Геологический институт РАН,
Пыжевский пер. д. 7, 119017 Москва, Россия

³GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research,
Wischhof str. bld. 1-3, 24148 Kiel, Germany

⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
бульвар Пийпа, д. 9, 683006 Петропавловск-Камчатский, Россия

⁵Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ),
Шоссе Энтузиастов, д. 36, 105118 Москва, Россия

⁶Earth and Planetary Sciences Department, University of California,
High street 1156, CA 95064 Santa Cruz, USA

*e-mail: kambear2011@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.08.2022 г.

После доработки 25.08.2022 г.

Принята к публикации 02.09.2022 г.

Получены новые геохронологические данные U–Pb (SIMS, LA-ICP-MS) исследования акцессорных цирконов из гранодиоритов Шипунского массива Восточной Камчатки и детритовых цирконов из шлиховых проб из пород того же массива. Возраст акцессорных цирконов из амфибол-биотитовых гранодиоритов составил 49 и 44 млн лет. Исследования детритовых цирконов показали, что они имеют позднепалеоценовый–раннеэоценовый возраст в интервале от ~57 до ~49 млн лет. На основе геологических и геохронологических данных предполагается, что становление пород массива происходило в два этапа: 56–51 млн лет – внедрение габброидов, 49–44 млн лет – внедрение кварцевых диоритов и гранодиоритов. Петро-геохимические характеристики вулканитов верхнемеловых–эоценовых вулканитов Шипунского п-ова и гранитоидов Шипунского массива свидетельствуют о формировании их в надсубдукционных условиях. Гранитоиды Шипунского массива принадлежат к гранитам I-типа. Шипунский массив формировался в пределах энсиматической вулканической Кроноцкой палеодуги на протяжении палеоцена–эоцена в несколько стадий. В процессе коллизии южного сегмента Кроноцкой палеодуги с континентальной окраиной Камчатки породы массива были деформированы и выведены на поверхность.

Ключевые слова: Восточная Камчатка, Кроноцкая палеодуга, п-ов Шипунский, габбро, гранодиориты, вулканиты, возраст, циркон, лазерная абляция, геохимия, коллизия

DOI: 10.31857/S0016853X22050083

ВВЕДЕНИЕ

В строении аккреционно-коллизивных поясов северо-востока России существенную роль играют террейны различной природы и офиолитовые комплексы [1, 17, 25–27, 50]. В составе террейнов островодужной природы, наряду с вулканогенными и туфогенно-осадочными образованиями редко присутствуют гранитоидные комплексы [14, 25, 50]. Камчатско-Олюторский аккреционный пояс является одним из крупнейших в северо-западном обрамлении Тихого океана и формировался в кайнозойское время. Он образо-

ван несколькими террейнами островодужной и окраинноморской природы, среди которых выделяется Кроноцкий террейн, сложный комплексными комплексами Кроноцкой энсиматической вулканической дуги. Кроноцкий террейн разделен на три сегмента с севера на юг: Камчатскомысский, Кроноцкий и Шипунский.

Шипунский сегмент вмещает одноименный крупный (~270 км²) габбро-диорит-гранодиоритовый массив, прорывающий верхнемеловые–эоценовые туфогенно-осадочные и вулканогенные толщи (рис. 1). Возраст массива и геодинамиче-

ская обстановка его формирования до настоящего времени остаются дискуссионным [7, 10, 13].

В ходе обработки материалов, собранных в 2010 г. при проведении тематических геологических исследований в районе бухт Бечевинской, Моржовой и устья р. Вахиль на п-ове Шипунский были получены новые данные по структурному положению, составу и возрасту пород, слагающих Шипунский массив. Целью нашей статьи является анализ полученных данных, который позволит уточнить возраст массива, реконструировать геодинамическую обстановку его формирования и роль в эволюции магматизма Кроноцкой палеодуги.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТСКОМЫССКОГО И КРОНОЦКОГО СЕКМЕНТОВ КРОНОЦКОГО ТЕРРЕЙНА

Камчатскомысский сегмент

Комплексы Камчатскомысского сегмента распространены на полуострове Камчатский Мыс, где выделяются два блока – африканский и столбовский, граница между которыми в современной структуре выражена сбросо-сдвигом по реке 2-ая Перевальная [11, 42].

Африканский блок. Данный блок структурно представляет собой аккреционную призму, образованную тектоническими пластинами, сложенными офиолитовыми комплексами, вулканогенными, туфогенными и терригенными образованиями мелового и палеоцен–эоценового возраста [35, 50].

К офиолитам относятся гипербазиты Солдатского и габбро Оленегорского массивов. Меловые вещественные комплексы представлены преимущественно вулканогенными, туфогенными, туфогенно–осадочными, кремнисто–карбонатными и терригенными образованиями, которые слагают различной мощности тектонические пластины и олистостромовые горизонты и формируют сложную аккреционную структуру [9, 20, 29, 32, 35].

На геологической карте и объяснительной записке к ней [3] эти образования объединяются в смагинскую свиту (альб–сеноманского возраста) и пикежскую свиту (турон–кампанского возраста).

В работе [6] часть смагинской свиты, представленной базальтами, туфогенными породами и аргиллитами (каменский комплекс), развитыми в нижнем течении р. Каменной, датируются палеоцен–эоценовым возрастом.

Ранее в работах [12, 15, 60] в верховьях р. 1-я Ольховая и 1-я Перевальная в серпентинитовом меланже был описан крупный (~1.5 км в поперечнике и мощностью до 100 м) блок габбро, содержащий сеть плагиогранитных жил и прорванный плагиогранитными и долеритовыми дайками. Плагиограниты даек содержат ксенолиты габбро. Особенности состава плагиогранитов и габбро из блока (отрицательные аномалии Ta, Nb; соотно-

шение Rb и (Y + Nb) низкие концентрации TiO₂, Zr, Y в габброидах и данные по составу минералов из габбро) позволили сделать вывод, что этот комплекс формировался в надсубдукционной обстановке [15]. В районе р. 1-ая Непропускная была выделена вулканогенно–туфогенная толща, которая формировалась в сантон–маастрихтское время в пределах вулканической дуги [35].

Столбовской блок. Он сложен вулканогенными, туфогенно–осадочными и терригенными образованиями столбовской серии, в которую объединяются тарховская, верещагинская, рифовская, каменногорская и баклановская свиты [5]. Возраст пород по комплексам моллюсков, радиоларий и фораминифер датируется от позднего маастрихта до верхнего эоцена [2, 5]. Магматические породы развиты преимущественно в нижней подсвите тарховской свиты позднемаастрихт–датского возраста и баклановской свите; отдельные потоки базальтов известны из каменногорской свиты среднеэоценового возраста. Дайки долеритов и силлы габбро картируются во всех подразделениях столбовской серии.

Кроноцкий сегмент

Комплексы Кроноцкого сегмента (см. рис. 1) распространены в пределах Кроноцкого п-ова – от бухты Ольга на юге до р. Большая Чажма на севере, – и представлены верхнемеловыми образованиями каменистской свиты (K₂ cn(?)–km-m) и эоценовыми породами кроноцкой серии [8, 19]. Верхнемеловые комплексы слагают тектонические пластины, разделенные серпентинитовым меланжем. В серпентинитовом меланже присутствуют блоки и глыбы разнообразных пород (габбро, базальты, амфиболиты, редко встречаются плагиограниты) и крупный массив серпентинитизированных перидотитов [19, 23].

Кроноцкая серия. Она разделяется на кубовскую и козловскую свиты [3, 4]. Козловская свита сложена преимущественно вулканитами основного состава с многочисленными силлами и дайками габбро и долеритов и по строению сходна с образованиями каменистской свиты. Кубовская свита представлена преимущественно туфами и туфогенно–осадочными породами. В раннеэоценовых конгломератах кроноцкой серии отмечаются обломки серпентинитов. На западе на вулканогенно–туфогенных образованиях козловская свита с несогласием и размывом, часто с базальными конгломератами, залегают разновозрастные (олигоцен–миоценовые) туфо–терригенные и терригенные отложения тюшевской серии (ракетинская и горбушинская свиты) [4, 28].

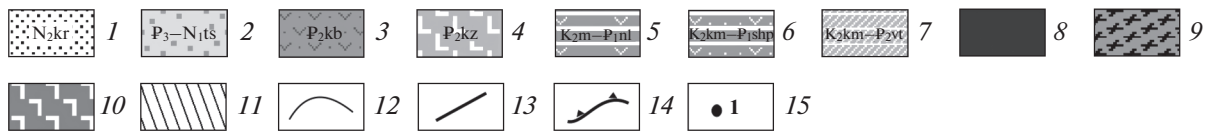
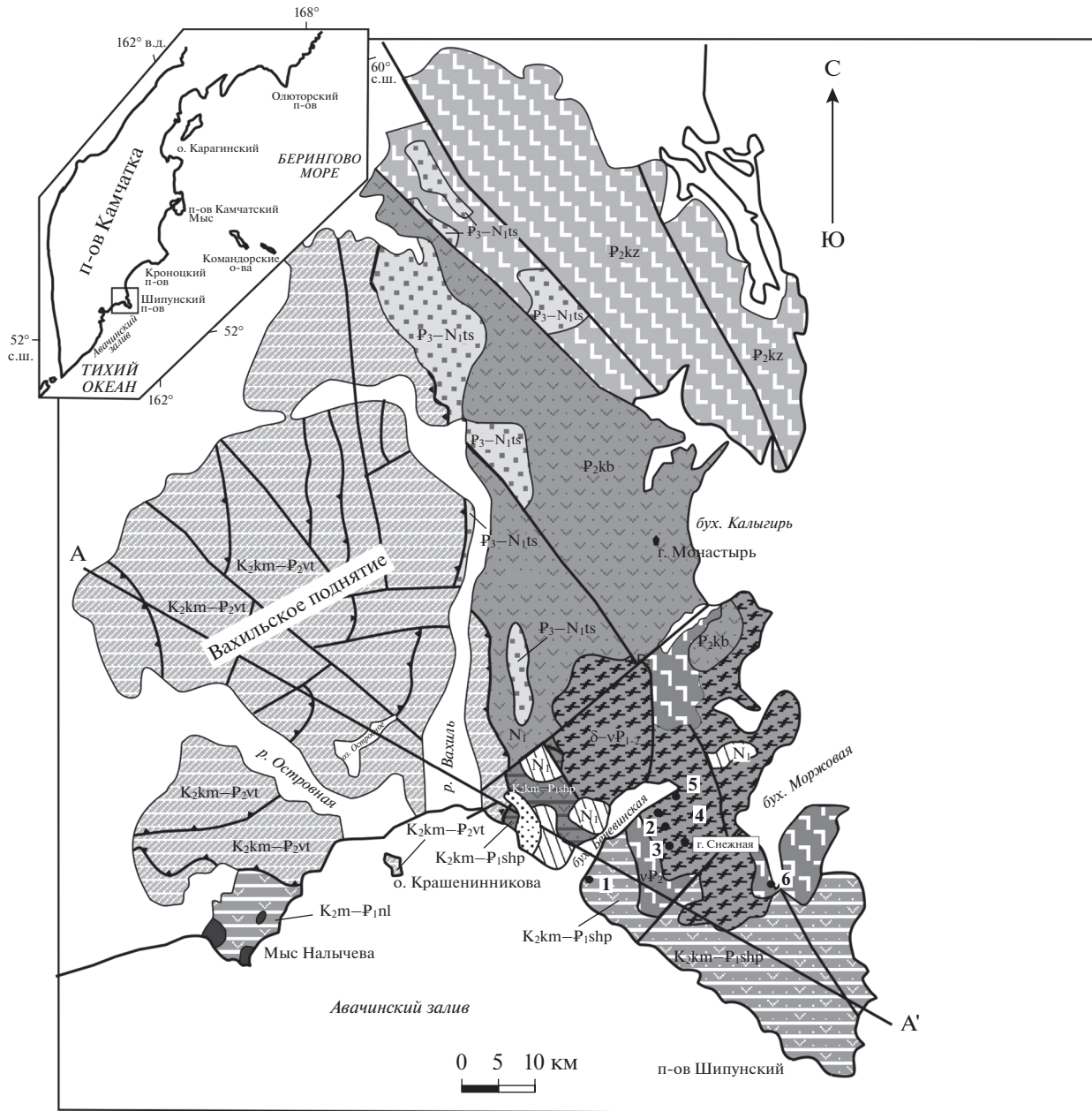


Рис. 1. Геологическая схема Шипунского п-ова (по данным [7, 8], с изменениями и дополнениями).

На врезке: показан (квадрат) район исследований.

1–2 – серия: 1 – корниловская (N_2kp), 2 – тюшевская (P_3-N_1tsh); 3–4 – свита: 3 – кубовская (P_2kb), 4 – козловская (P_2kz); 5–6 – толща: 5 – налычевская ($K_{2m}-P_1nl$), 6 – шипунская ($K_{2km}-P_1sch$); 7 – ветловский комплекс ($K_{2km}-P_2vt$); 8–9 – шипунский габбро-гранодиоритовый интрузивный комплекс: 8 – гранодиориты, кварцевые диориты; 9 – габбро; 10 – субвулканические тела андезитов налычевской толщи; 11 – базальты, долериты (N_1); 12 – геологические границы; 13–14 – разрывные нарушения: 13 – недифференцированные; 14 – надвиги; 15 – места отбора образцов

СТРОЕНИЕ ШИПУНСКОГО СЕГМЕНТА КРОНОЦКОГО ТЕРРЕЙНА

Верхнемеловые-палеогеновые комплексы п-ова Шипунский, Мыса Налычева и гор Лехова и Крестьянских образуют покровно-складчатую структуру (см. рис. 1, рис. 2). Относительным автохтоном являются туфогенно-осадочные и вулканогенные образования шипунской толщи ($K_{2km}-P_1shp$) южной части Шипунского п-ова, налычевской толщи ($K_{2m}-P_1nl$) мыса Налычева, туфогенные и вулканогенные образования кро-

ночкой серии (P_2) и туфо-терригенные отложения тюшевской серии (P_3-N_1tsh) п-ова Шипунский [7, 8, 13, 37]. Аллохтонные образования представлены ветловским комплексом ($K_{2km}-P_2vt$) и слагают пакет тектонических пластин, перемещенных по надвигу, падающему под углом $\perp 30^\circ-40^\circ$ на запад и северо-запад. Неоавтохтоном, перекрывающим складчато-надвиговую структуру, являются отложения плиоценовой корниловской свиты (N_2kp), в конгломератах которой наблюдается галька диоритов, гранодиоритов и габбро [13, 36].

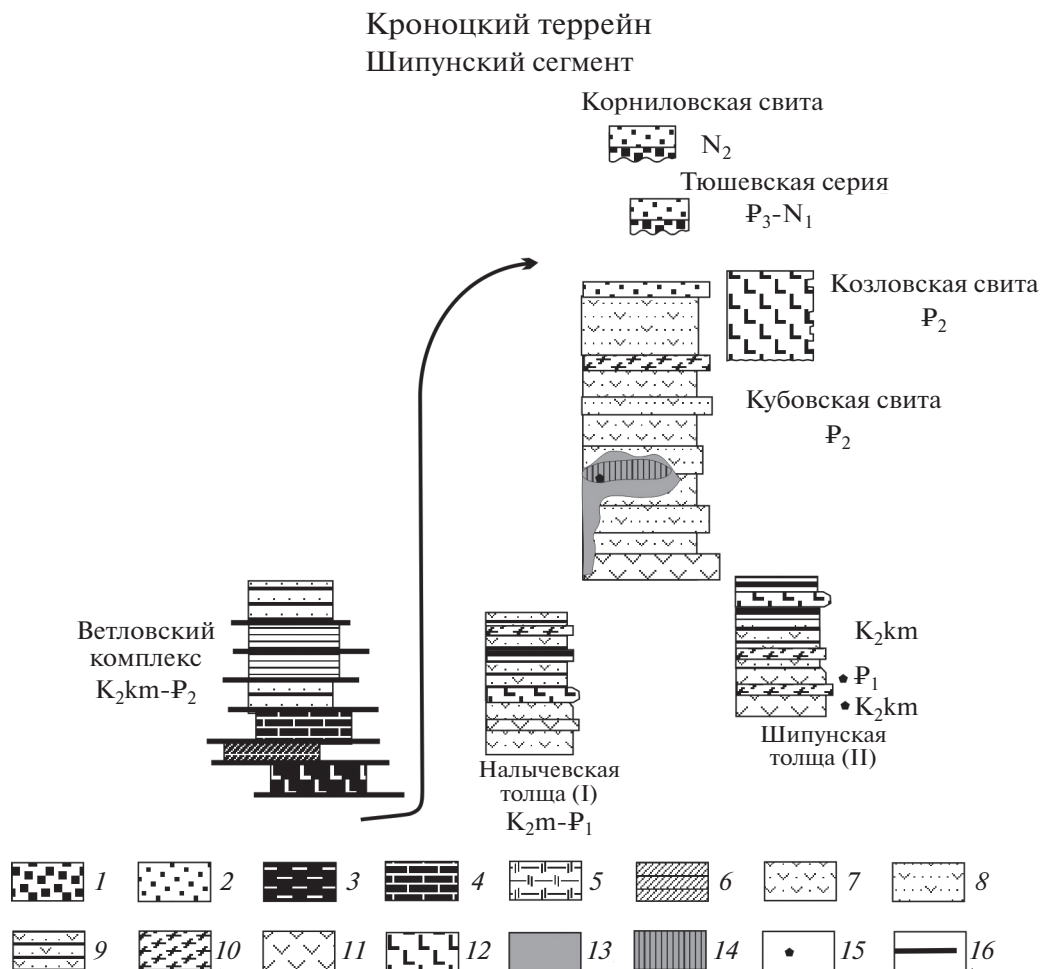


Рис. 2. Разрезы тектоно-стратиграфических комплексов п-ова Шипунский.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – известняки; 5 – диатомиты; 6 – кремни; 7 – туфы; 8 – туфопесчаники; 9 – туфогенные турбидиты; 10 – риолиты; 11 – андезиты; 12 – базальты; 13 – габбро; 14 – границы; 15 – места отбора проб; 16 – тектонические границы

Шипунская толща ($K_{2km}-P_1shp$) распространена преимущественно в южной части п-ова Шипунский и протягивается от бухты Бечевинской в юго-восточном направлении до мыса Шипунского. Она представлена (см. рис. 2) чередованием туфов разного гранулометрического размера (от глыбовых до псаммитовых и алевритовых) и различного состава (от основных до кислых). Они раслаиваются потоками андезитов и базальтов, реже — дацитов и риодацитов. По всему разрезу присутствуют многочисленные дайки базальтов и долеритов. Основание толщи не обнажено. В нижней части разреза распространены преимущественно грубообломочные туфобрекчии с обломками (0.1–1 м) магматических пород (базальты, андезиты, риодациты), которые вверх по разрезу сменяются переслаиванием мелкообломочных брекчий и псаммитовых туфов, содержащих прослой щебенистых брекчий (до 1 м мощности) и прорваны дайками долеритов до 2–3 м мощности. Вверх по разрезу сортировка обломочного материала возрастает и появляются пачки переслаивания туфоалевролитов и мелкозернистых туфопесчаников. В разрезе присутствуют несколько потоков андезитов с мелкоглыбовой отдельностью, мощностью (от 5 до 15 м), разделенные прослоями туфов. Видимая мощность толщи составляет около 500–700 м.

Ранее, по данным А.Ф. Литвинова [13] образования шипунской толщи были сопоставлены с эоценовой кубовской свитой кронацкой серии п-ова Кронацкий и датированы эоценом.

Позднее, Т.Н. Палечек [16] из туффитов шипунской толщи выделила комплекс радиолярий, позволяющий датировать вмещающие их породы кампанским возрастом.

Налычевская толща ($K_{2m}-P_1nl$) на мысе Налычева по характеру разреза разделяется на две подтолщи (см. рис. 2):

- нижняя, в которой преобладают мелко-среднезернистые туфогенно-осадочные породы;
- верхняя, в которой преобладают туфо- и лавобрекчии.

Нижняя подтолща, в основании видимого разреза, сложена переслаиванием туфобрекчий, псаммитовых и псефитовых туфов и туфопесчаников с прослоями туфоалевролитов. В верхней части нижней подтолщи развита пачка тонкого (от 3–5 см до 20–30 см), местами ритмичного переслаивания туффитов, туфопелитов, туфоалевролитов, с карбонатными прослоями и стяжениями, и прослоями кислых туфов, брекчий и конгломератов. Обломки пород размером до 3–5 см представлены преимущественно местными разновидностями. Верхняя подтолща сложена в нижней части глыбовыми туфоконгломератами и туфобрекчиями, агломератовыми туфами и лавобрекчиями с обломками базальтов, андезитов,

дацитов и маломощными (5–7 м) потоками базальтов и андезитов с подушечной и мелкоглыбовой отдельностью. Видимая мощность толщи составляет до 1000 м. В верхней части разреза наблюдаются штокообразные тела роговообманковых диоритов до 2 км диаметром.

Образования кронацкой серии (P_2kr) развиты в северной и центральной частях Шипунского полуострова (см. рис. 1, см. рис. 2). Они подразделяются на кубовскую и козловскую свиты [13]. Кубовская свита (P_2kb) развита на левом борту рек Вахиль и Правый Вахиль, севернее Шипунского массива. В строении толщи, наряду с туфами, агломератовыми туфами, лавобрекчиями и лавами базальтов и андезибазальтов, трахибазальтов преимущественно с шаровой отдельностью, широко представлены многочисленные субвулканические тела и дайки основного среднего состава, которые по данным [13] представляют апикальную часть крупной субвулканической интрузии в районе горы Монастырь. Реже в строении толщи встречаются пачки тонкого переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых пород с линзовидными прослоями пепловых кислых туфов до 3 м мощности. По данным [13], в строении кубовской свиты участвуют как покровы эффузивов с шаровой отдельностью, так и субвулканические фации, что позволило реконструировать палеовулканическую структуру центрального типа. Мощность свиты достигает 1500–1800 м.

Козловская свита (P_2kz) развита в северной части п-ова Шипунский, в районе бухты Калыгирь и представлена переслаиванием туфов основного состава, лавобрекчий и лав базальтов и трахибазальтов, туфоалевролитов и туфопесчаников и кремнистых пород [13]. Мощность свиты не превышает 900 м. С козловской свитой ассоциирует долеритовый субвулканический комплекс, представленный штоками, дайками и силами долеритов, базальтов, трахидолеритов. Эоценовый возраст кубовской и козловской свит определяется по бедному комплексу радиолярий и фораминифер плохой и удовлетворительной сохранности [13].

В аллохтонный ветловский комплекс ($K_{2km}-P_2vt$) объединяются разнофациальные интенсивно тектонизированные образования (мегамагланж), представленные тектоническими пластинами и блоками различного состава, которые не имеют между собой стратиграфических соотношений. Только в отдельных пластинах наблюдаются черты стратификации пород. Наиболее широко распространены туфогенно-осадочные образования, сложенные алевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, мелкообломочными брекчиями, конгломератами, кремнистыми алевролитами и реже туфами основного состава. Характерны пачки микститов, где матрикс

представлен аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, а обломки и глыбы сложены известняками, пироксен-порфировыми базальтами, туфами, песчаниками, кремнями, роговообманковыми андезитами. Обломочный материал плохо сортирован. Другой тип разреза представлен преимущественно афировыми базальтами с шаровой отдельностью, гиалокластическими брекчиями, диабазами, реже встречаются туфы основного состава, туфосилициты, линзовидные прослои кремней. Породы третьего типа разреза представлены известняками, кремнями, переслаиванием бурых известняков и известковистых аргиллитов. Чаще всего они слагают маломощные тектонические пластины и отдельные глыбы и блоки в породах туфотерригенного комплекса.

Отложения тюшевской серии (P_3-N_1ts) слагают небольшие по площади выходы в Крестьянских горах и на левобережье реки Вахиль. Они представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, которые с размывом залегают на образованиях кубовской свиты [13]. Мощность свиты составляет около 300 м.

Отложения корниловской свиты (N_2kn) развиты восточнее устья реки Вахиль на берегу Авачинского залива и представлены переслаиванием песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов с линзами углей и углефицированных древесных остатков. Мощность свиты не превышает 200 м.

Шипунский интрузивный массив расположен в центральной части Шипунского п-ова. На северо-западе он контактирует с образованиями кубовской свиты кроноцкой серии, а на юге и юго-западе — с породами шипунской толщи (см. рис. 1). По геофизическим данным в разрезе массив имеет форму близкую к лакколиту. При этом, по данным плотностного моделирования, предполагается, что габбровая часть массива занимает нижнюю часть, а верхняя часть сложена плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами [13]. Породы кислого состава прорывают габбро. При этом наблюдаются значительные по мощности зоны эндо- и экзо- контактов. Все породы массива имеют как интрузивные, так и тектонические контакты с вмещающими породами кубовской свиты и шипунской толщи.

Габбро представлены как меланократовыми, так и лейкократовыми разностями, которые связаны постепенными переходами. По составу выделяются пироксеновые и роговообманковые габбро, реже встречаются габбронориты [13]. Породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены следующими минералами:

- роговая обманка (40–50%);
- плагиоклаз (лабрадор, андезин) (20–50%);
- клинопироксен (0–15%);

– редко встречаются кварц (<5%) и оливин (0–10%).

Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и рудным минералом.

Кварцевые диориты и гранодиориты обладают гипидиоморфнозернистой структурой и сложены:

- плагиоклаз (55–70%);
- роговая обманка + биотит (15–25%);
- кварц (5–10%).

Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудным. В гранодиоритах относительно кварцевых диоритов количество кварца возрастает до 25% и присутствует калиевый полевой шпат до 10%.

Плагиограниты имеют более мелкозернистую гипидиоморфнозернистую структуру с участками гранофировой. Они сложены кварцем и кислым плагиоклазом в равных количествах, а также амфиболом (5–7%). Акцессории представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудным минералом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение монофаций акцессорных цирконов проведено в лаборатории минералогического и треккового анализа ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитик Т.Б. Афонина) с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации.

U–Th–Pb датирование цирконов из интрузивных пород (образцы 10SH-3 и 10SH-6, табл. 1, табл. 2) методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) проводили в лаборатории Университета Калифорнии (г. Санта-Круз, шт. Калифорния, США). Лаборатория оборудована ICP-MS спектрометром Element XR (Компания “Thermo Fisher Scientific”, США) и установкой лазерной абляции PhotonMachinesAnalyte (Компания “Photon Machines Inc.”, США) с эксимерным лазером с длиной волны 193 нм и камерой Helex-2 (Компания “Teledyne CETAC Technologies”, США). Испаренное вещество проходит по внутренней тefлоновой трубке диаметром 4 мм, при этом аргон, превращающий образец в аэрозоль, — по внешней трубке. Энергия вспышки лазера ATLEX составляет 4.5 мДж. Контроль плотности энергии обеспечивается калибруемым аттенуатором. При подготовке лабораторной шашки цирконы наносили рядами на двустороннюю липкую ленту с помощью шаблона из пленки. В центре шашки устанавливали цирконы стандартов SL2 (563 млн лет, по [43]) и Plešovice (337 млн лет, по [57]).

Затем зерна помещали в кольцевую форму и заливали эпоксидной смолой StruersEpoFix (Компания “Struers LLC”, США). Затвердевшую шашку обрезали на токарном станке до нужного размера. Поверхность шашки с зернами циркона по-

Таблица 1. Данные датирования циркона из образца 10SH-3 методом LA-ICP-MS (Университет штата Калифорния, Санта-Круз, США)

Номер точки	U (г/г)	Th/U	Отношение изотопов						Некорректированные возрасты						207Pb			
			206Pb/238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		207Pb/235U		206Pb/238U		207Pb/206Pb		206Pb/238U		207Pb	
			отношение	±2σ	отношение	±2σ	отношение	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ
10SH_3_1	30	0.52	0.00683	0.00050	0.0446	0.0137	0.0515	0.0172	0.0172	44.33	13.26	43.85	3.22	263	1149	43.59	3.18	
10SH_3_2	33	0.47	0.00721	0.00049	0.0766	0.0132	0.0811	0.0155	0.0155	74.91	12.44	46.34	3.12	1222	561	44.35	2.86	
10SH_3_3	40	0.54	0.00676	0.00045	0.0695	0.0108	0.0754	0.0118	0.0118	68.24	10.22	43.44	2.84	1078	471	41.88	2.64	
10SH_3_4	35	0.49	0.00668	0.00046	0.0676	0.0132	0.0798	0.0167	0.0167	66.39	12.52	42.93	2.94	1192	618	41.14	2.7	
10SH_3_5	40	0.57	0.00725	0.00049	0.1048	0.0164	0.1133	0.0183	0.0183	101.17	15.02	46.56	3.14	1852	438	42.66	2.64	
10SH_3_6	45	0.50	0.00779	0.00048	0.0486	0.0119	0.0465	0.0118	0.0118	48.18	11.5	50.04	3.1	24.4	913.2	50.1	3.12	
10SH_3_7	24	0.33	0.00782	0.00058	0.0624	0.0181	0.0681	0.0217	0.0217	61.5	17.28	50.18	3.72	872	990	48.85	3.52	
10SH_3_8	31	0.59	0.00835	0.00055	0.0540	0.0157	0.0484	0.0152	0.0152	53.44	15.08	53.59	3.52	117	1113	53.5	3.52	
10SH_3_9	22	0.46	0.00804	0.00062	0.0623	0.0232	0.0624	0.0315	0.0315	61.3	22.2	51.64	3.96	687	1614	50.64	3.8	
10SH_3_10	30	0.44	0.00786	0.00053	0.0684	0.0173	0.0712	0.0192	0.0192	67.15	16.46	50.46	3.42	961	828	48.93	3.22	
10SH_3_11	33	0.41	0.00754	0.00050	0.0701	0.0157	0.0669	0.0155	0.0155	68.75	14.92	48.4	3.22	834	723	47.18	3.06	
10SH_3_12	36	0.51	0.00763	0.00052	0.0679	0.0137	0.0758	0.0154	0.0154	66.67	13.04	49	3.3	1090	612	47.22	3.08	
10SH_3_13	16	0.42	0.00825	0.00074	0.1000	0.0290	0.0962	0.0429	0.0429	96.8	26.8	52.95	4.72	1551	1254	49.67	4.14	
10SH_3_14	40	0.53	0.00746	0.00049	0.0610	0.0121	0.0671	0.0130	0.0130	60.16	11.62	47.89	3.12	839	603	46.68	2.96	
10SH_3_15	33	0.55	0.00746	0.00051	0.0757	0.0131	0.0832	0.0153	0.0153	74.11	12.34	47.91	3.24	1273	540	45.72	2.96	
10SH_3_16	24	0.47	0.00828	0.00059	0.0851	0.0194	0.0778	0.0193	0.0193	82.96	18.18	53.14	3.74	1141	741	51.09	3.46	
10SH_3_17	15	0.35	0.00809	0.00073	0.0716	0.0272	0.3170	0.4083	0.4083	70.2	25.8	51.92	4.66	3555	2976	34.23	2.02	
10SH_3_18	35	0.33	0.00764	0.00053	0.0536	0.0138	0.0588	0.0146	0.0146	53	13.28	49.05	3.38	559	810	48.32	3.28	
10SH_3_19	24	0.41	0.00760	0.00057	0.0816	0.0210	0.1009	0.0259	0.0259	79.54	19.7	48.6	3.64	1641	714	45.29	3.16	
10SH_3_20	30	0.57	0.00760	0.00054	0.0774	0.0145	0.0829	0.0170	0.0170	75.68	13.68	48.83	3.42	1265	600	46.63	3.12	
10SH_3_21	33	0.53	0.00829	0.00055	0.0729	0.0145	0.0675	0.0147	0.0147	71.44	13.76	53.24	3.54	852	678	51.87	3.36	
10SH_3_22	30	0.52	0.00799	0.00054	0.0649	0.0159	0.0648	0.0159	0.0159	63.88	15.18	51.3	3.42	766	774	50.16	3.28	
10SH_3_23	42	0.54	0.00721	0.00046	0.0541	0.0115	0.0553	0.0121	0.0121	53.47	11.08	46.29	2.92	424	735	45.81	2.86	
10SH_3_24	35	0.44	0.00736	0.00051	0.0970	0.0171	0.1036	0.0187	0.0187	94.02	15.84	47.28	3.26	1689	498	43.9	2.82	
10SH_3_25	44	0.52	0.00739	0.00049	0.0576	0.0113	0.0577	0.0123	0.0123	56.9	10.88	47.47	3.12	518	702	46.83	3.04	
10SH_3_26	20	0.35	0.00809	0.00063	0.0946	0.0247	0.0916	0.0293	0.0293	91.8	23	51.94	4	1459	912	49.03	3.56	

Таблица 1. Окончание

Номер точки	U (г/г)	Th/U	Отношение изотопов						Некорректированные возрасты						²⁰⁷ Rb		
			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		корректированный		
			отношение	±2σ	отношение	±2σ	отношение	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ	
10SH_3_27	19	0.54	0.00838	0.00064	0.0718	0.0230	0.0773	0.0260	0.0260	70.4	21.8	53.78	4.12	1128	1008	51.74	3.82
10SH_3_28	34	0.57	0.00791	0.00054	0.0749	0.0170	0.0804	0.0182	0.0182	73.34	16.02	50.79	3.44	1207	669	48.65	3.16
10SH_3_29	74	0.35	0.00766	0.00047	0.0586	0.0094	0.0578	0.0095	0.0095	57.79	8.98	49.2	3.04	522	540	48.53	2.96
10SH_3_30	28	0.50	0.00790	0.00056	0.0883	0.0158	0.0881	0.0179	0.0179	85.88	14.72	50.74	3.54	1384	588	48.12	3.2
10SH_3_31	53	0.52	0.00774	0.00046	0.0632	0.0103	0.0672	0.0114	0.0114	62.23	9.84	49.68	2.96	842	528	48.42	2.8
10SH_3_32	22	0.49	0.00825	0.00066	0.0684	0.0235	0.0724	0.0253	0.0253	67.2	22.4	52.95	4.22	995	1068	51.26	3.96
10SH_3_33	25	0.37	0.00789	0.00059	0.0653	0.0187	0.0827	0.0246	0.0246	64.2	17.8	50.65	3.76	1261	870	48.38	3.42
10SH_3_34	25	0.54	0.00781	0.00058	0.0580	0.0169	0.0506	0.0179	0.0179	57.21	16.22	50.14	3.72	221	1230	49.91	3.68
10SH_3_35	20	0.39	0.00784	0.00064	0.0621	0.0213	0.0764	0.0320	0.0320	61.2	20.4	50.32	4.1	1104	1257	48.46	3.8
10SH_3_36	91	0.25	0.00749	0.00042	0.0666	0.0076	0.0674	0.0074	0.0074	65.47	7.24	48.11	2.68	848	342	46.88	2.54
10SH_3_37	21	0.52	0.00838	0.00063	0.0721	0.0213	0.0707	0.0220	0.0220	70.6	20.2	53.8	4.02	947	957	52.2	3.78
10SH_3_38	41	0.53	0.00829	0.00053	0.0688	0.0139	0.0644	0.0154	0.0154	67.54	13.18	53.23	3.4	755	756	52.06	3.26
10SH_3_39	33	0.49	0.00804	0.00053	0.0659	0.0161	0.0598	0.0160	0.0160	64.83	15.36	51.64	3.42	596	867	50.81	3.3
10SH_3_40	24	0.44	0.00813	0.00060	0.0698	0.0181	0.0728	0.0191	0.0191	68.55	17.22	52.22	3.86	1009	795	50.53	3.62
10SH_3_41	17	0.39	0.00864	0.00071	0.0773	0.0270	0.0822	0.0288	0.0288	75.6	25.4	55.43	4.52	1249	1029	52.99	4.12
10SH_3_42	39	0.65	0.00831	0.00053	0.0632	0.0132	0.0570	0.0124	0.0124	62.27	12.6	53.34	3.36	492	720	52.67	3.28
10SH_3_43	22	0.40	0.00921	0.00066	0.0698	0.0188	0.0587	0.0212	0.0212	68.48	17.88	59.09	4.22	554	1182	58.24	4.1
10SH_3_44	23	0.44	0.00819	0.00057	0.0689	0.0174	0.0628	0.0175	0.0175	67.65	16.54	52.59	3.62	699	891	51.56	3.48
10SH_3_45	26	0.49	0.00814	0.00057	0.0806	0.0172	0.0774	0.0180	0.0180	78.73	16.2	52.27	3.64	1132	693	50.28	3.36
10SH_3_46	43	0.49	0.00777	0.00049	0.0553	0.0106	0.0549	0.0110	0.0110	54.7	10.24	49.9	3.14	406	672	49.4	3.08
10SH_3_47	31	0.55	0.00792	0.00055	0.0540	0.0147	0.0567	0.0160	0.0160	53.41	14.16	50.85	3.52	480	933	50.23	3.44
10SH_3_48	22	0.42	0.00903	0.00078	0.1078	0.0260	0.0980	0.0277	0.0277	104	23.8	57.96	4.96	1586	792	54.25	4.34
10SH_3_49	28	0.50	0.00707	0.00051	0.0586	0.0148	0.0687	0.0184	0.0184	57.87	14.22	45.44	3.24	889	828	44.19	3.06
10SH_3_50	29	0.54	0.00776	0.00054	0.0474	0.0160	0.0521	0.0172	0.0172	46.99	15.52	49.83	3.42	288	1131	49.51	3.38

Примечание. Концентрации U оценены с использованием циркона SL2, по [43]; концентрация U в стандарте SL2 419 г/т [43] и средняя скорость счета 3.36 Е + 6 имп/с; соотношение Th/U представляет собой отношение исходного Th/U к наблюдаемому коэффициенту отношения Th/U по NIST 612 (0.87); вторичный стандарт: циркон Плесовице (²⁰⁷Rb скорректированный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст составляет 344.67 ± 2.07 млн лет).

Таблица 2. Данные датирования циркона из образца 10SH-6 методом LA-ICP-MS (Университет штата Калифорния, Санта-Круз, США)

Номер точки	U (г/т)	Th/U	Отношение изотопов						Некорректированные возрасты						²⁰⁷ Pb	
			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		возраст	±2σ
			отношение	±2σ	отношение	±2σ	отношение	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ		
10SH-6_1	39	0.49	0.00696	0.00096	0.0584	0.0148	0.0604	0.0126	57.68	7.09	44.73	3.06	616	225	43.97	2.96
10SH-6_2	42	0.44	0.01124	0.00163	0.0881	0.0199	0.0674	0.0122	85.73	9.3	72.08	5.2	850	188	70.27	4.94
10SH-6_3	39	0.49	0.00876	0.00122	0.0658	0.0151	0.0602	0.0105	64.73	7.21	56.22	3.91	611	189	55.29	3.78
10SH-6_5	33	0.35	0.00701	0.00097	0.0527	0.0140	0.0601	0.0141	52.15	6.74	45.04	3.11	606	253	44.29	3.01
10SH-6_6	29	0.41	0.00797	0.00116	0.0608	0.0161	0.0601	0.0142	59.97	7.7	51.15	3.7	605	256	50.31	3.58
10SH-6_7	27	0.41	0.00731	0.00101	0.0628	0.0160	0.0695	0.0149	61.84	7.64	46.92	3.22	914	221	45.59	3.04
10SH-6_8	26	0.41	0.00721	0.00101	0.0503	0.0176	0.0458	0.0163	49.84	8.49	46.34	3.24	0	422	46.34	3.24
10SH-6_9	28	0.38	0.00706	0.00097	0.0805	0.0196	0.0921	0.0187	78.66	9.19	45.38	3.11	1468	193	42.8	2.76
10SH-6_10	59	0.58	0.00688	0.00091	0.0447	0.0104	0.0510	0.0086	44.43	5.04	44.19	2.9	241	195	43.96	2.87
10SH-6_11	51	0.63	0.00663	0.00088	0.0454	0.0111	0.0490	0.0093	45.1	5.41	42.6	2.82	145	222	42.49	2.8
10SH-6_12	38	0.60	0.00690	0.00092	0.0499	0.0127	0.0557	0.0118	49.43	6.16	44.33	2.96	440	236	43.84	2.9
10SH-6_13	28	0.49	0.00698	0.00095	0.0778	0.0190	0.0819	0.0157	76.11	8.93	44.87	3.02	1242	188	42.89	2.76
10SH-6_14	48	0.65	0.00761	0.00101	0.0823	0.0187	0.0845	0.0145	80.26	8.75	48.86	3.23	1303	167	46.55	2.93
10SH-6_15	30	0.53	0.00664	0.00090	0.0849	0.0195	0.0969	0.0167	82.77	9.12	42.69	2.89	1565	162	39.99	2.54
10SH-6_16	49	0.62	0.00658	0.00088	0.0435	0.0113	0.0518	0.0107	43.22	5.48	42.31	2.81	277	237	42.05	2.77
10SH-6_17	25	0.38	0.00693	0.00099	0.0540	0.0216	0.0569	0.0222	53.4	10.4	44.55	3.16	488	431	43.98	3.08
10SH-6_18	24	0.53	0.00661	0.00095	0.0690	0.0194	0.0742	0.0203	67.78	9.23	42.48	3.03	1045	276	41.02	2.82
10SH-6_19	11	0.47	0.01609	0.00274	1.0953	0.2758	0.6889	0.2621	751.1	66.8	102.92	8.69	4707	274	101.31	8.42
10SH-6_20	23	0.40	0.00689	0.00097	0.0932	0.0234	0.1141	0.0225	90.5	10.9	44.27	3.1	1865	178	40.52	2.6
10SH-6_21	48	0.70	0.00706	0.00095	0.0436	0.0110	0.0490	0.0101	43.34	5.37	45.33	3.04	145	242	45.21	3.03
10SH-6_22	49	0.57	0.00657	0.00088	0.0575	0.0142	0.0663	0.0134	56.76	6.81	42.21	2.83	815	212	41.17	2.69
10SH-6_23	46	0.63	0.00680	0.00091	0.0521	0.0134	0.0598	0.0125	51.61	6.46	43.69	2.91	596	227	42.98	2.82
10SH-6_24	29	0.40	0.00727	0.00101	0.0873	0.0215	0.1007	0.0207	85	10	46.68	3.24	1635	191	43.52	2.81
10SH-6_25	39	0.23	0.00694	0.00094	0.0826	0.0191	0.0923	0.0159	80.59	8.95	44.57	3	1473	163	42.02	2.67
10SH-6_26	32	0.54	0.00648	0.00088	0.0415	0.0130	0.0527	0.0144	41.25	6.33	41.66	2.82	316	311	41.36	2.78
10SH-6_27	44	0.43	0.00862	0.00116	0.2688	0.0626	0.2242	0.0330	241.7	25.1	55.35	3.72	3010	118	42.99	2.24
10SH-6_28	116	0.35	0.00830	0.00109	0.0631	0.0131	0.0546	0.0073	62.15	6.24	53.27	3.48	395	151	52.77	3.41
10SH-6_29	43	0.36	0.00653	0.00087	0.0463	0.0126	0.0509	0.0119	45.95	6.09	41.94	2.78	235	271	41.73	2.75
10SH-6_30	50	0.45	0.00697	0.00093	0.0765	0.0166	0.0802	0.0120	74.85	7.83	44.77	2.97	1202	147	42.89	2.73
10SH-6_31	94	0.95	0.00785	0.00103	0.1170	0.0235	0.1045	0.0124	112.3	10.7	50.41	3.3	1704	109	46.76	2.84

Примечание. Концентрации U оцены с использованием циркона SL2 [43]; концентрации U в стандарте SL2 419 г/т [43] и средняя скорость счета 3.36 E + 6 имп/с; соотношение Th/U представляет собой отношение исходного Th/U к наблюдаемому коэффициенту отношения Th/U по NIST 612 (0.87); вторичный стандарт: циркон Плессовце (²⁰⁷Pb скорректированный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст составляет 344.67 ± 2.07 млн лет).

лировали сначала наждачной бумагой с зерном 1.5 мм, а затем полировальными пастами Struers с зерном 9 и 3 мкм на полировальной машине LaboPol (Компания “Struers LLC”, США).

Четыре замера первичного стандарта SL2 [43] и четыре замера вторичного стандарта Plešovice [57] выполняли в начале и в конце каждой сессии. Измерения первичного стандарта делали после каждого пятого зерна с неизвестным возрастом, совместно с вторичным стандартом – после каждого десятого зерна с неизвестным возрастом. Согласно протоколу измерений, 15 зерен циркона вторичного стандарта использовали для контроля качества и точности анализа для каждых 100 зерен циркона с неизвестным возрастом. Полученные данные обрабатывали в приложении Iolite для IgorPro [52].

Детритовые цирконы были выделены из шлиховых проб (D1016), отобранных в устье ручья, стекающего в бухту Моржовую с горы Снежной, сложенной породами Шипунского массива (табл. 3).

U–Th–Pb датирование детритовых цирконов образца D1016 проводилось методом LA-ICP-MS в Институте наук о Земле Университета им. Христиана–Альбрехта (г. Киль, Германия). В процессе анализа относительные концентрации 6-ти изотопов элементов (Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} , Th^{232} , U^{235} , U^{238}) были измерены, используя 193 нм систему для лазерной абляции (Geolas HD, Coherent) и масс-спектрометр Agilent 8900 (Agilent Technologies, USA). Абляция проводилась лазерным пучком диаметром 40 мкм с энергией 6 Дж/см² и частотой импульсов 10 Гц. Использовалась поворотная двухобъемная ячейка для лазерной абляции в потоке гелия 1015 мл/мин с добавлением 15 мл/мин водорода для повышения степени ионизации плазмы. Время одного анализа составляло 90 с, что включало 40 с измерения фона и 50 с измерения сигнала. Время одного аналитического цикла составляло 40 мс. Анализ в одной точке включал измерения в более, чем 100 циклах. Первичная калибровка проводилась, используя циркон 91500 [63], два измерения которого проводились после каждых 4-х точек. В качестве вторичного стандарта использовались референсные цирконы Plešovice [57] и Mud Tank [40], которые периодически были измерены в течение аналитической сессии. Обработка результатов и первичная калибровка относительно циркона 91500 проводилась в программном пакете LADR [51]. Данные были тщательно протестированы, хаотичные части спектров (например, первые 5 с) были исключены. На втором шаге калибровки данные были скорректированы на коэффициент, полученный усреднением данных для 3-х (91500, Plešovice [57], Mud Tank [40]) стандартных образцов циркона [45].

Расчет возраста и визуализация результатов проводились в программе IsoplotR [61].

Анализ породообразующих элементов осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитик М.В. Рудченко) рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer (Bruker Corp., Vermont, USA) и программного обеспечения “Spectra-Plus” [64]. Техника подготовки проб к анализу и статистические показатели точности и правильности анализа соответствуют требованиям отраслевой методики НСАМ № 439-РС МПР РФ (Россия).

Анализ элементов-примесей был проведен в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (Московская обл., г. Черноголовка, Россия) (аналитик В.К. Карандашев) методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash, USA) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, Thermo Elemental, USA).

ДАННЫЕ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Акцессорные цирконы были выделены из двух образцов амфибол-биотитовых гранодиоритов 10SH-3 и 10SH-6, отобранных на склоне г. Снежная (см. табл. 1, см. табл. 2). Возраст циркона из образцов составил:

– обр. 10SH-3 составил 49.01 ± 0.91 ($\pm 2\sigma$) млн лет (рис. 3, а),

– обр. 10SH-6 – 44.32 ± 1.81 млн лет ($\pm 2\sigma$) (рис. 3, б).

Результаты исследований детритовых цирконов показывают, что они имеют позднепалеоценовый–раннеэоценовый возраст в интервале от ~57 до ~49 млн лет (табл. 3, рис. 4, а). При этом статистически выделяются два возрастных пика 56.10 ± 0.29 и 50.49 ± 0.24 млн лет (см. рис. 4, б).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОИДОВ, ГРАНИТОИДОВ, ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ

Данные по главным и редким элементам в породах Шипунского массива представлены в табл. 4, а по меловым и палеогеновым вулканитам были ранее опубликованы [35, 36].

Габброиды Шипунского массива

Габброиды характеризуются содержаниями $SiO_2 = 46.12–51.86$ мас. % и суммы щелочей $Na_2O +$

Таблица 3. Данные датирования детритового циркона из образца D1016 методом LA-ICP-MS (Кильский университет, г. Киль, Шлезвиг-Гольштейн, Германия)

Номер точки	Данные для диаграммы Тера-Вассербурга				Данные для диаграммы Вазерилла				Возраст (млн лет)									
	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2s$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2s$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2s$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2s$ (%)	ISE	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	ISE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	ISE	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	ISE	возраст конкордии	ISE	
Группа 1																		
009Ship1.csv	126.51	3.03	0.05	9.89	0.05	10.15	0.01	3.36	51.83	2.61	50.76	0.76	102.00	117.00	50.76	0.76	0.76	
010Ship2.csv	125.98	3.26	0.04	9.20	0.04	9.36	0.01	3.41	46.24	2.21	50.97	0.84	0.00	101.46	50.88	0.84	0.84	
011Ship3.csv	128.01	3.59	0.05	11.12	0.05	10.68	0.01	3.87	54.75	3.11	50.16	0.90	260.00	127.00	50.13	0.90	0.90	
012Ship4.csv	127.38	2.96	0.05	8.43	0.05	8.62	0.01	3.03	49.76	2.17	50.41	0.75	18.40	100.90	50.41	0.75	0.75	
015Ship5.csv	128.95	2.35	0.05	9.44	0.05	8.68	0.01	2.38	48.25	2.29	49.80	0.60	0.00	110.82	49.79	0.60	0.60	
016Ship6.csv	126.38	3.54	0.05	10.28	0.05	10.10	0.01	3.87	50.71	2.69	50.81	0.89	46.10	123.10	50.81	0.89	0.89	
017Ship7.csv	128.29	2.45	0.05	8.81	0.05	8.67	0.01	2.49	49.94	2.23	50.05	0.62	44.60	105.20	50.05	0.62	0.62	
028Ship10.csv	129.66	3.45	0.05	11.44	0.05	11.97	0.01	3.47	53.96	3.13	49.53	0.86	256.00	131.00	49.50	0.86	0.86	
029Ship11.csv	130.35	1.96	0.04	6.29	0.05	6.24	0.01	2.16	46.87	1.51	49.27	0.49	0.00	72.89	49.25	0.49	0.49	
030Ship12.csv	130.90	2.12	0.05	7.55	0.05	7.54	0.01	2.33	49.76	1.91	49.06	0.51	83.80	90.20	49.06	0.51	0.51	
033Ship13.csv	124.13	4.38	0.04	12.77	0.05	12.52	0.01	4.30	49.41	3.26	51.72	1.13	0.00	148.85	51.70	1.13	1.13	
034Ship14.csv	126.40	2.53	0.05	8.01	0.05	7.52	0.01	2.65	55.79	2.27	50.80	0.63	275.60	91.60	50.77	0.63	0.63	
035Ship15.csv	125.68	2.27	0.05	7.66	0.05	7.61	0.01	2.39	50.36	1.97	51.09	0.59	15.80	92.50	51.09	0.59	0.59	
036Ship16.csv	128.68	2.30	0.05	7.02	0.05	7.53	0.01	2.43	51.69	1.86	49.90	0.57	135.20	82.30	49.90	0.57	0.57	
045Ship17.csv	130.86	3.77	0.05	12.08	0.05	11.88	0.01	3.77	52.57	3.25	49.07	0.93	215.00	140.00	49.06	0.93	0.93	
047Ship19.csv	126.35	2.71	0.05	10.48	0.05	10.24	0.01	2.83	54.20	2.86	50.82	0.68	206.00	122.00	50.81	0.68	0.68	
051Ship21.csv	125.56	1.78	0.05	6.50	0.05	6.49	0.01	1.84	52.05	1.71	51.14	0.46	94.30	77.00	51.14	0.46	0.46	
052Ship22.csv	128.61	1.83	0.05	5.50	0.05	5.64	0.01	1.98	51.65	1.46	49.93	0.45	132.40	64.70	49.93	0.45	0.45	
064Ship26.csv	127.39	3.03	0.05	7.50	0.05	7.96	0.01	3.16	54.95	2.16	50.41	0.75	257.80	86.20	50.36	0.75	0.75	
065Ship27.csv	124.62	2.77	0.05	7.79	0.05	7.70	0.01	2.78	51.33	2.07	51.52	0.72	42.60	93.30	51.52	0.72	0.72	
069Ship29.csv	126.65	2.58	0.05	7.44	0.05	7.81	0.01	2.67	50.54	1.93	50.70	0.66	43.10	88.50	50.70	0.66	0.66	

Таблица 3. Окончание

Номер точки	Данные для диаграммы Тера-Вассербурга				Данные для диаграммы Вазерилла				Возраст (млн лет)							
	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2s$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2s$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2s$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2s$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	ISE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	ISE	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	ISE	возраст конкордии	ISE
070Ship30.csv	125.17	3.10	0.05	8.24	0.05	7.78	0.01	3.31	51.32	2.19	51.30	0.79	52.20	97.90	51.30	0.79
072Ship32.csv	124.23	2.04	0.05	4.84	0.05	4.95	0.01	2.07	54.71	1.38	51.68	0.51	189.30	55.80	51.66	0.51
082Ship34.csv	126.50	1.82	0.05	4.11	0.05	4.48	0.01	1.95	49.96	1.09	50.76	0.46	11.70	49.30	50.75	0.45
083Ship35.csv	124.14	3.43	0.05	10.92	0.05	10.07	0.01	3.81	52.04	2.90	51.72	0.88	66.90	129.70	51.72	0.88
084Ship36.csv	121.69	3.00	0.05	10.00	0.05	9.45	0.01	3.19	52.64	2.68	52.76	0.79	47.10	119.50	52.76	0.79
088Ship38.csv	127.38	2.19	0.05	6.93	0.05	6.92	0.01	2.34	51.68	1.82	50.41	0.55	111.00	81.40	50.41	0.55
089Ship39.csv	126.01	2.07	0.05	6.21	0.05	6.34	0.01	2.11	54.12	1.73	50.96	0.53	196.70	72.00	50.94	0.53
Средний возраст (95% вероятность)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50.53	0.30

Группа 2																
Номер точки	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2s$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2s$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2s$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2s$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	ISE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	ISE	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	ISE	возраст конкордии	ISE
018Ship8.csv	111.87	1.93	0.05	5.65	0.06	5.33	0.01	1.99	57.74	1.67	57.37	0.54	73.40	67.20	57.37	0.54
027Ship9.csv	115.56	1.70	0.05	5.29	0.06	5.73	0.01	1.72	58.93	1.59	55.54	0.47	198.60	61.40	55.53	0.47
046Ship18.csv	114.71	1.31	0.05	3.55	0.06	3.55	0.01	1.36	57.58	1.06	55.95	0.36	125.60	41.80	55.95	0.36
048Ship20.csv	114.91	1.73	0.05	3.90	0.05	4.35	0.01	1.77	54.55	1.13	55.86	0.47	0.00	46.47	55.84	0.47
053Ship23.csv	114.28	2.39	0.05	3.98	0.05	4.05	0.01	2.44	54.73	1.24	56.16	0.67	0.00	47.32	56.14	0.67
054Ship24.csv	112.89	1.89	0.05	4.23	0.06	4.30	0.01	1.80	56.93	1.28	56.85	0.54	60.30	50.40	56.85	0.54
066Ship28.csv	112.96	2.30	0.05	3.82	0.06	4.07	0.01	2.28	58.08	1.26	56.82	0.65	110.50	45.10	56.82	0.65
081Ship33.csv	117.00	1.40	0.05	2.61	0.06	2.82	0.01	1.43	55.71	0.80	54.86	0.38	92.30	30.90	54.87	0.38
087Ship37.csv	113.19	1.50	0.05	4.72	0.06	5.01	0.01	1.52	60.79	1.46	56.70	0.42	224.80	54.60	56.68	0.42
090Ship40.csv	113.51	1.23	0.05	3.02	0.05	3.24	0.01	1.29	56.65	0.90	56.54	0.34	61.30	36.00	56.54	0.34
Средний возраст (95% вероятность)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	56.15	0.47

Примечание. Расчет возраста проведен в программе IsoplotR [61]; константы распада: $^{235}\text{U} = 0.00098485$, $^{238}\text{U} = 0.000155125$; $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.8182s$ (%) – 2 стандартных отклонения; ISE – стандартная ошибка.

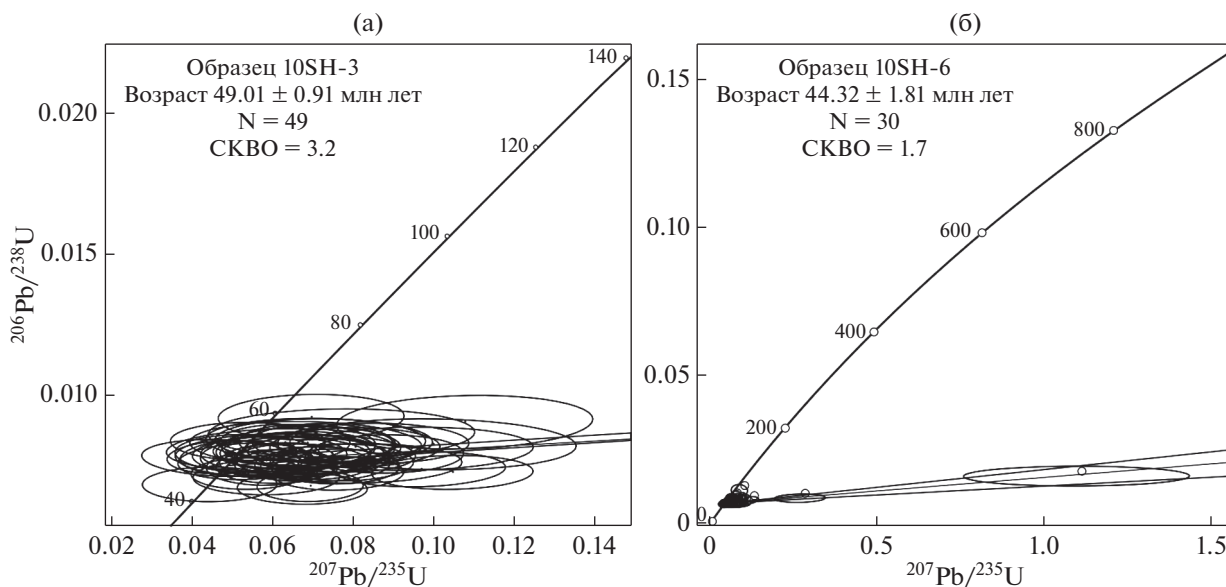


Рис. 3. Диаграммы с конкордией (U-Pb LA-ICP-MS) для акцессорных цирконов из гранодиоритов (а) обр. 10SH-3 и (б) обр. 10SH-6.

+ $K_2O = 0.92\text{--}2.65$ мас. %; по химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности (рис. 5, а). Для них характерны значительные вариации Al_2O_3 (11.6–23.5 мас. %) и MgO (2.5–11.5 мас. %) и низкие содержания K_2O (0.1–0.6 мас. %). Редкоэлементный состав габброидов массива из района бухты Моржовой характеризуется низкими содержаниями Zr (6.3–22 г/т), Nb (0.24–0.28 г/т), Y (7.8–12.9 г/т), низкими-умеренными Sr (167–253 г/т), а также относительно высоким отношением Ba/Rb (69.5–94.3) и Ce/Nb (9.7–14.7).

Габброиды Шипунского массива имеют слабо фракционированные распределения хондрит нормализованных редкоземельных элементов (РЗЭ), близкие к горизонтальному ($La_N/Yb_N = 1.02\text{--}0.99$), и ярко выраженной положительной Eu-аномалией (рис. 6, а). На спайдерграммах редких элементов, нормированных к примитивной мантии, наблюдаются хорошо выраженные минимумы Th, Nb, Zr и легких РЗЭ (см. рис. 6, б).

Гранитоиды Шипунского массива

Гранитоиды характеризуются содержаниями $SiO_2 = 60.89\text{--}76.2$ мас. % и суммы щелочей $Na_2O + K_2O = 4.51\text{--}5.49$ мас. %; по химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности – кварцевым диоритам, гранодиоритам и низкощелочным гранитам [38] (см. рис. 5, а).

Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавт. [41], гранитоиды Шипунского массива относятся к магнезиальным ($Fe^* = 0.65\text{--}0.77$), известковым

и метаглиноземистым ($ASI = 0.88\text{--}0.99$) образованиям (рис. 7).

Редкоэлементный состав гранитоидов массива характеризуется низкими содержаниями Zr (29–56 г/т), Nb (0.8–1.7 г/т), Rb (11–22 г/т), Y (10–18 г/т), умеренными Sr (205–464 г/т), Ba (176–386 г/т) и низкими-умеренными суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) (42–72 г/т).

Кварцевые диориты и гранодиориты Шипунского массива имеют слабо фракционированные распределения РЗЭ. Они характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ), и близким к горизонтальному распределением в тяжелой части ($La_N/Yb_N = 3.07\text{--}3.83$) и умеренно-отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.67\text{--}0.84$) (см. рис. 6, а).

Плагииграниты отличаются обеднением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($La_N/Yb_N = 0.43$), их распределения сходны с таковыми плагиигранитов надсубдукционных офиолитов Троодоса и тоналитов Танзава энсиматической Изу–Бонинской дуги (см. рис. 6, а).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии для кварцевых диоритов, гранодиоритов характеризуются умеренным обогащением крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, K, Pb) и минимумами U, Nb, Ta, Ti, Zr, (см. рис. 6, б). Спайдерграммы для плагиигранитов имеют тот же тип распределения, но отличаются пониженными значениями Rb, Th и легких РЗЭ (см. рис. 6, б).

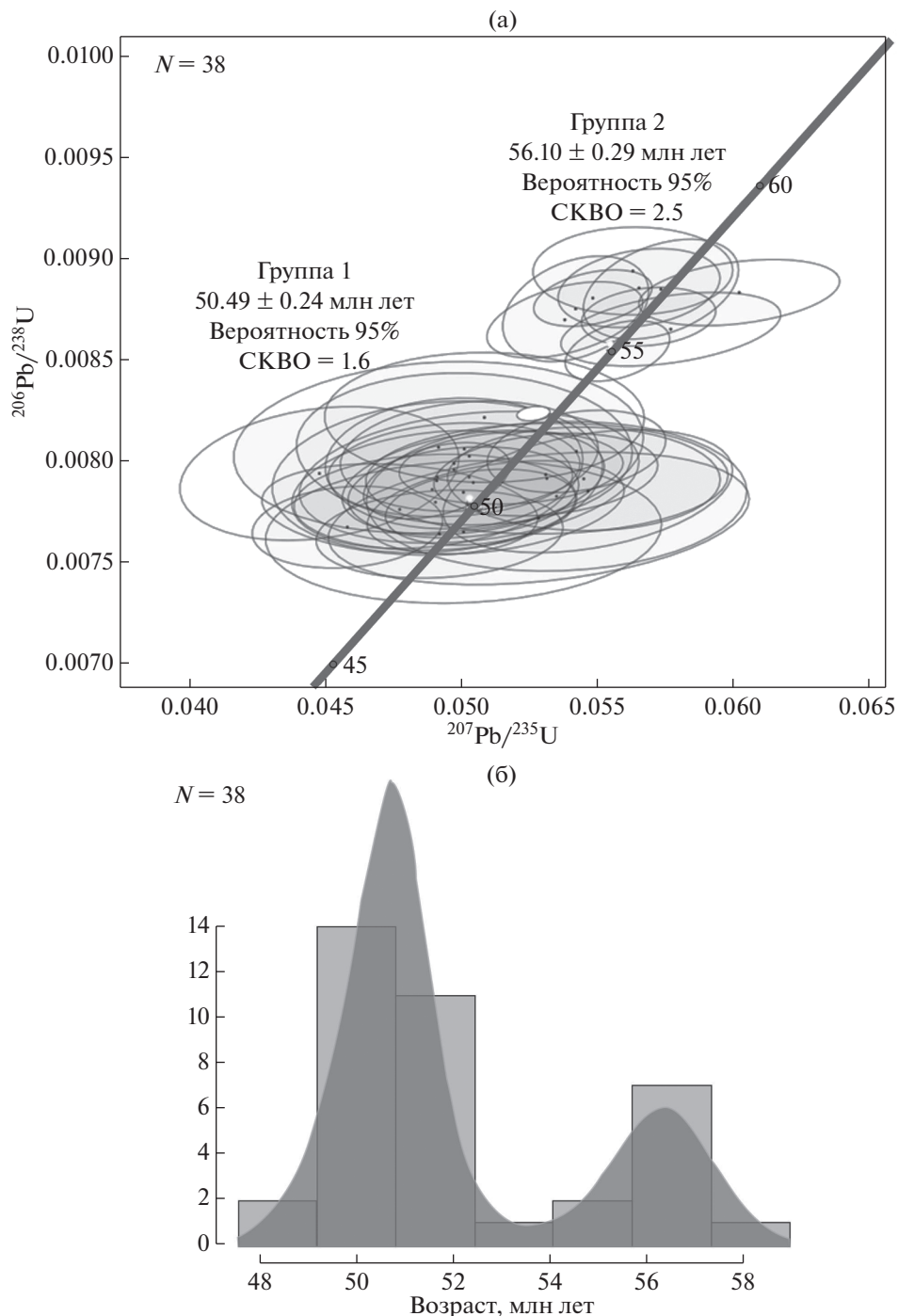


Рис. 4. Диаграмма с конкордией (U–Pb (LA-ICP-MS) для (а) детритовых цирконов и (б) распределение возрастов детритовых цирконов.

Позднемеловые-раннепалеогеновые вулканиты шипунской толщи

По химическому составу данные вулканиты соответствуют базальтам, андезитам, дацитам и риолитам ($\text{SiO}_2 = 48\text{--}72$ мас. %) (см. рис. 5, а). Они имеют низкие содержания $\text{TiO}_2 = 0.51\text{--}1.14$ мас. %. На диаграмме зависимости $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

от кремнезема все изученные породы попадают в поле низкокальциевой толеитовой и умеренно кальциевой известково-щелочной серий, а на диаграмме, по [49], – в поле толеитовой и известково-щелочной серий (см. рис. 5, б).

Редкоэлементный состав вулканитов шипунской толщи характеризуется низкими содержа-

Таблица 4. Петрогенные (мас. %) и элементы-примеси (г/т) в габбро-долеритах, диоритах и гранитоидах Шипунского массива

Компонент	D1011-1	D101-2	D101-7	D101-1	D101-8	10SH-5	10SH-7	10SH-10	10SH-3	10SH-6	10SH-9	10SH-8	10-3/1	10SH-2	10-1/4	10-9/3
SiO ₂	47.12	47.95	54.69	54.80	58.36	60.89	62.25	62.26	62.32	62.64	63.04	63.35	64.20	69.57	72.2	71.0
TiO ₂	0.70	0.67	0.82	0.99	0.94	0.61	0.58	0.58	0.54	0.54	0.52	0.48	0.71	0.36	0.54	0.63
Al ₂ O ₃	23.27	15.41	17.47	15.95	17.92	16.8	16.5	16.5	16.5	16.7	16.5	16.6	16.4	14.7	12.8	13.1
Fe ₂ O ₃	4.67	4.09	2.25	2.88	2.05	2.10	2.56	2.87	2.81	2.25	3.38	2.46	3.11	2.32	2.96	2.57
FeO	4.19	5.86	4.32	3.67	4.10	3.42	2.71	2.50	2.48	2.65	1.47	2.21	2.09	1.80	0.30	1.05
MnO	0.09	0.20	0.11	0.13	0.12	0.099	0.095	0.085	0.092	0.086	0.084	0.087	0.090	0.058	0.07	0.06
MgO	2.49	10.34	5.03	4.87	2.58	2.57	2.57	2.79	2.47	2.39	2.46	2.22	2.27	1.14	0.63	0.41
CaO	14.59	11.97	7.60	8.37	7.98	6.28	6.12	5.85	6.06	5.88	5.58	5.56	5.68	4.26	2.36	3.83
Na ₂ O	2.02	2.36	3.70	4.53	3.83	3.63	3.73	3.72	3.83	3.73	3.75	3.77	3.22	4.38	3.11	3.70
K ₂ O	0.10	0.29	0.91	0.05	0.91	1.78	1.42	1.70	1.38	1.46	1.82	1.72	1.74	0.13	3.72	0.63
P ₂ O ₅	0.03	0.08	0.18	0.21	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.12	0.11	0.07	0.086	0.11	0.09
п.п.п.	0.26	0.42	2.44	3.14	0.61	1.28	0.98	0.72	1.07	1.14	1.11	1.18	0.6	0.9	1.18	2.84
Сумма	99.53	99.65	99.52	99.59	99.55	99.6	99.68	99.71	99.7	99.63	99.84	99.75	100.16	99.74	99.96	99.89
Sc	39.5	44.4	—	14.9	—	13.8	14.2	14.5	14.5	13.2	12.7	12.4	—	17.9	—	—
V	357	249	—	153	—	132	123	117	133	106	108	101	—	62.3	—	—
Cr	2.6	407	—	90.8	—	12.2	12.2	13.6	9.1	12.4	10.9	7.3	—	5.1	—	—
Co	17.6	46.5	—	20.4	—	13.3	14.1	14.7	13.2	11.7	11.9	11.8	—	3.7	—	—
Ni	1.8	113	—	52.2	—	14.2	18.5	25.6	15.6	13.7	12.8	15.0	—	6.9	—	—
Ga	21.7	12.4	—	22.8	—	17.3	17.1	16.2	15.1	16.5	15.6	15.6	—	12.6	—	—
Rb	0.36	1.1	—	0.21	—	19.4	17.2	22.8	16.9	18.7	25.3	18.9	15.6	1.7	—	—
Sr	253	167	—	568	—	348	367	372	352	349	258	343	400	205	—	—
Y	7.8	12.4	—	17.0	—	15.4	17.2	16.3	18.1	16.2	16.4	15.7	18.3	26.9	—	—

Таблица 4. Окончание

Компонент	D1011-1	D101-2	D101-7	D101-1	D101-8	10SH-5	10SH-7	10SH-10	10SH-3	10SH-6	10SH-9	10SH-8	10-3/1	10SH-2	10-1/4	10-9/3
Zr	6.3	22.0	-	98.4	-	37.1	29.3	32.8	41.8	51.8	26.9	36.3	185.0	56.5	-	-
Nb	0.24	0.28	-	7.3	-	1.5	1.5	1.7	1.4	1.5	1.6	1.4	1.8	0.78	-	-
Cs	0.009	<ПО	-	<ПО	-	0.26	0.20	0.26	0.23	0.23	0.21	0.20	0.33	0.22	-	-
Ba	28.7	76.4	-	19.8	-	302	347	349	244	299	263	340	386	51	-	-
La	1.2	1.7	-	8.4	-	8.1	10.1	8.1	7.9	7.9	8.9	8.5	9.9	1.7	-	-
Ce	2.3	4.2	-	18.5	-	22.2	24.7	20.8	20.3	20.8	17.1	21.1	24.9	5.4	-	-
Pr	0.40	0.73	-	2.7	-	3.1	3.3	2.9	2.9	3.0	3.1	3.0	3.6	0.93	-	-
Nd	2.1	4.0	-	13.0	-	14.6	14.9	13.4	13.4	13.8	14.0	13.5	16.0	5.2	-	-
Sm	0.71	1.4	-	3.3	-	3.4	3.4	3.1	3.2	3.3	3.3	3.2	3.6	1.8	-	-
Eu	0.51	0.60	-	1.2	-	0.80	0.78	0.74	0.72	0.78	0.71	0.73	1.01	0.56	-	-
Gd	0.95	1.8	-	3.3	-	3.4	3.4	3.1	3.3	3.4	3.3	3.1	3.7	2.9	-	-
Tb	0.18	0.32	-	0.50	-	0.52	0.54	0.46	0.48	0.53	0.49	0.48	0.59	0.52	-	-
Dy	1.2	2.1	-	3.0	-	3.1	3.2	2.9	3.0	3.1	3.0	2.9	3.5	3.8	-	-
Ho	0.28	0.44	-	0.56	-	0.66	0.66	0.60	0.62	0.63	0.63	0.61	0.71	0.89	-	-
Er	0.85	1.3	-	1.6	-	2.0	2.0	1.8	1.8	1.9	1.9	1.8	2.8	2.7	-	-
Tm	0.12	0.18	-	0.21	-	0.28	0.28	0.26	0.27	0.27	0.27	0.26	0.32	0.41	-	-
Yb	0.86	1.3	-	1.3	-	1.9	1.9	1.7	1.8	1.8	1.9	1.7	2.1	2.9	-	-
Lu	0.13	0.18	-	0.19	-	0.28	0.28	0.26	0.27	0.26	0.28	0.27	0.31	0.44	-	-
Hf	0.24	0.65	-	2.2	-	1.7	1.4	1.6	1.7	2.1	1.3	1.8	4.9	2.1	-	-
Ta	0.045	0.12	-	0.43	-	0.092	-	0.11	0.090	-	0.10	0.10	0.23	-	-	-
Pb	0.80	2.5	-	4.9	-	2.5	1.9	2.0	2.6	1.9	2.1	2.2	-	0.5	-	-
Th	0.018	0.10	-	0.34	-	1.3	1.2	1.3	1.3	1.0	1.7	1.7	1.4	0.26	-	-
U	0.031	0.070	-	0.22	-	0.68	0.50	0.63	0.74	0.61	0.51	0.81	0.91	0.18	-	-

Примечание. D1011-D1018 - габбро, габбро-диориты, диориты; 10SH-1-10SH-8 - кварцевые диориты, гранодиориты; 10SH-2 - плагиогранит.

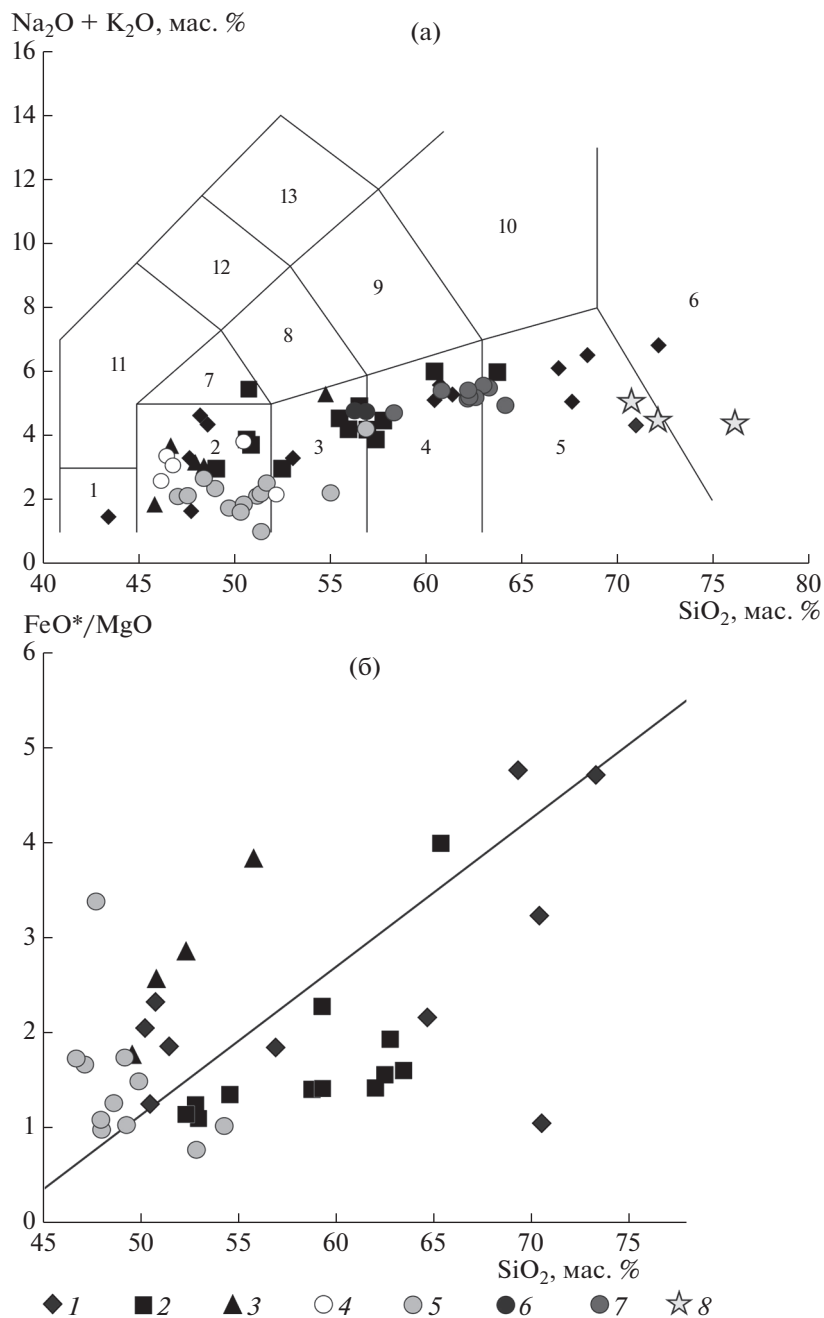


Рис. 5. Диаграммы TAS [48] и FeO^*/MgO – SiO_2 , по [49].

Обозначены поля серий: ТН – толеитовая, СА – известково-щелочная.

Поля составов: 1 – пикробазальт; 2 – базальт; 3 – андезибазальт; 4 – андезит; 5 – дацит; 6 – риолит; 7 – трахибазальт; 8 – трахиандезибазальт; 9 – трахиандезит; 10 – трахит; 11 – тефрит; 12 – фонотефрит; 13 – тефрифонолит.

1–3 – вулканиты: 1 – шипунской толщи, 2 – нальчевской толщи, 3 – козловской свиты; 4 – субвулканические образования; 5–7 – породы Шипунского массива: 5 – габбро, 6 – габбро-диориты, 7 – кварцевые диориты, гранодиориты; 8 – плагиограниты

ниями Zr (8–73 г/т), Nb (0.2–1.3 г/т), Rb (1.7–16 г/т), Y (7–39 г/т), умеренными Sr (93–614 (преимущественно 93–281) г/т), Ba (62–260 г/т) и низкими-умеренными суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) (16–96 г/т).

Вулканиты известково-щелочной серии имеют суммарные содержания РЗЭ 65–96 г/т, а рас-

пределения РЗЭ характеризуются обогащением легких РЗЭ относительно тяжелых ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.65$ для базальтов, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6.15$ для дацитов) (рис. 8, а). Вулканиты толеитовой серии имеют более низкие концентрации РЗЭ 16–28 г/т и деплетированные в отношении легких РЗЭ распределения ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.31$ –0.63) (см. рис. 8, а).

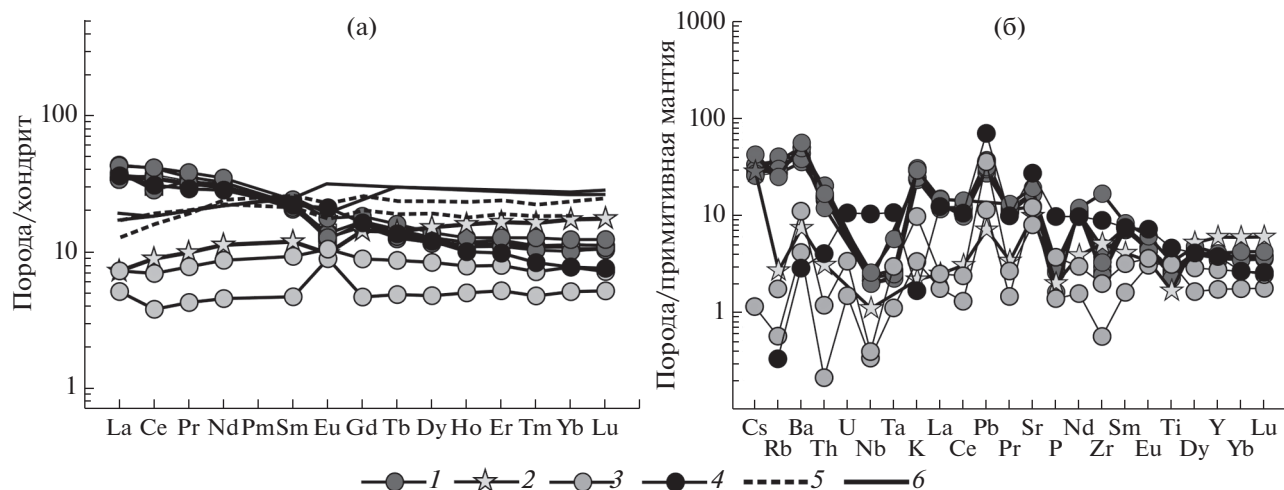


Рис. 6. (а) Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ и (б) спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии гранитоидов, диоритов и габброидов Шипунского массива.

1 – гранодиориты; 2 – плагиограниты; 3 – габбро; 4 – габбро-диориты; 5 – тоналиты комплекса Танзава Идзу–Бонинской островной дуги; 6 – плагиограниты офиолитового массива Троодос (о. Кипр)

Для спайдерграмм вулканитов характерны минимумы высокозарядных элементов (Nb, Ta, Ti, Th) и максимумы Sr, за исключением пород кислого состава (рис. 8, в).

Позднемеловые–палеоценовые вулканиты налычевской толщи

Данные вулканиты на п-ове Мыс Налычева образуют непрерывную дифференцированную серию от базальтов до дацитов. Они характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (0.54–1.03 вес. %) при достаточно широких вариациях соотношения $FeO^*/MgO = 0.89–3.59$, преимущественно 1.1–2.04. На дискриминантных диаграммах $FeO^*/MgO–SiO_2$ и $SiO_2–K_2O$ точки составов пород располагаются преимущественно в поле умеренно-калиевой известково-щелочной серии, редко – высококалиевой известково-щелочной серии.

Редкоэлементный состав вулканитов налычевской толщи по сравнению с породами шипунской толщи имеет следующие характеристики:

- более высокие содержания Zr (65–175 г/т), Nb (1.49–3.96 г/т);
- близкие содержания Rb (1.6–26 г/т), Y (14–37 г/т), Sr (143–667 г/т), Ba (39–390 г/т);
- более высокие суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) (74–145 г/т).

Распределения РЗЭ вулканитов налычевской толщи показывают обогащение легких РЗЭ относительно тяжелых ($La_N/Yb_N = 1.9–5.04$) (см. рис. 8, б). Спайдерграммы характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta, Y, Ti и иногда Zr, положительной Sr аномалией (рис. 8, г).

Эоценовые вулканиты козловской и кубовской свит

Данные вулканиты относятся к породам нормального и субщелочного ряда и образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов. Они характеризуются широкими вариациями по глиноземистости и железистости. На дискриминантных диаграммах $SiO_2–(Na_2O + K_2O)$, $FeO^*/MgO–SiO_2$ базальты козловской свиты попадают в поле толеитовой серии, а вулканиты кубовской свиты – в поле известково-щелочной серии (см. рис. 5, б).

Позднемеловые-эоценовые вулканиты ветловского комплекса

Они имеют преимущественно деплетированный характер распределения РЗЭ ($La_N/Sm_N = 0.56–0.62$), что характерно для нормальных толеитов срединно-океанических хребтов (СОХ). Среди базальтов встречен образец, который также обогащен Y ($Zr/Y = 2.1–3.5$), обеднен Nb, характеризуется повышенными содержаниями Ba и La ($Ba/Yb = 25.4$, $La/Nb = 2.25$) и обогащен Zr относительно Ti и Y ($Ti/Zr = 84.5$; $Zr/Y = 3.2$) [37]. Распределение редких элементов носит субхондритовый характер ($La_N/Sm_N = 0.64$), но отличается от переходных толеитов СОХ пониженными концентрациями Nb (1.0 г/т), что сближает его с толеитовыми базальтами некоторых задуговых бассейнов [37]. Единичные образцы характеризуются низким содержанием TiO_2 и Ta–Nb минимумом.

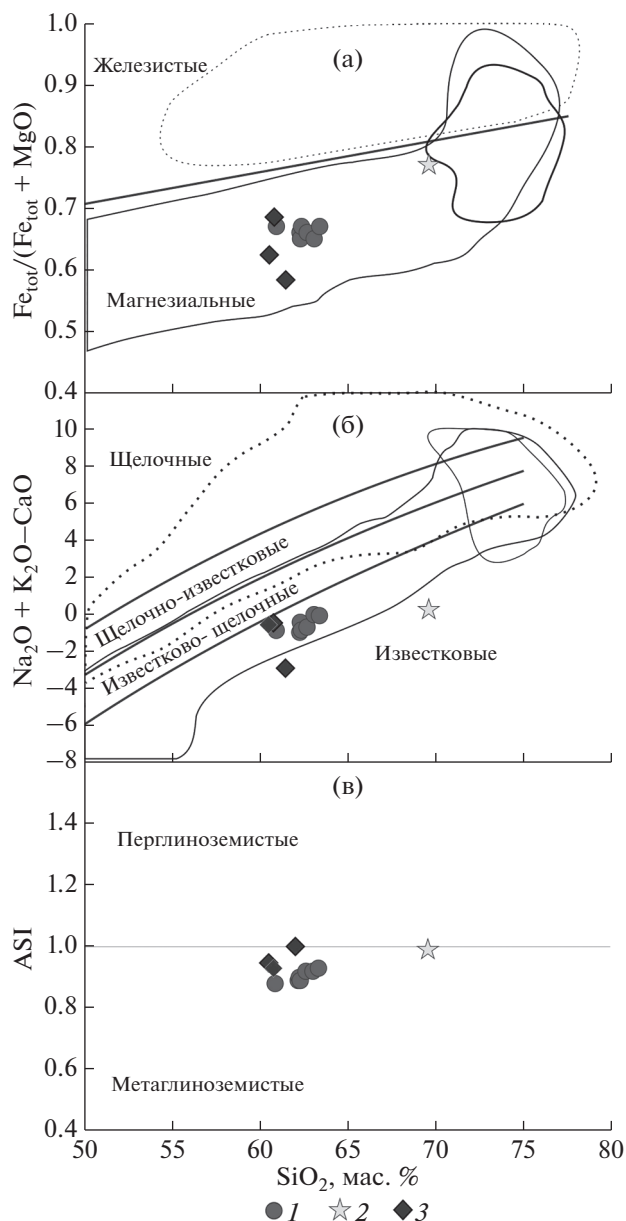


Рис. 7. Диаграммы (а) $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO)$ – SiO_2 , (б) $Na_2O + K_2O - CaO$ – SiO_2 и (в) ASI – SiO_2 для гранитоидов Шипунского массива и вулканитов кислого состава шипунской толщи (по данным [41]). 1–2 – гранитоиды Шипунского массива: 1 – кварцевые диориты, гранодиориты, 2 – плагиограниты; 3 – вулканиты кислого состава шипунской свиты

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В структуре Шипунского сегмента Кроноцкого террейна тектонически совмещены разновозрастные структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в пределах вулканической дуги, начиная с позднемелового времени по средний эоцен (шипунская, налычевская толщи и кроноцкая серия) и океанического или окраинноморского бассейна кампан-эоценового возраста

(ветловский комплекс) (см. рис. 2). В Кроноцкой вулканической дуге выделяется два этапа активного вулканизма [4, 13, 37]:

- кампан–палеоценовый;
- палеоцен–эоценовый.

Кампан–палеоценовый этап магматизма проявлялся во всех сегментах дуги, но имел разный характер и время начала вулканизма. В Камчатском сегменте начало вулканической деятельности фиксируется с кампан–маастрихтского времени. Здесь происходило накопление пород толеитовой серии [30, 31]. В Кроноцком сегменте активный вулканизм проявлялся, начиная с коньяк(?)–кампанского времени, и характеризовался излиянием пород толеитовой и высокоглиноземистой толеитовой серий [30]. В южном Шипунском сегменте Кроноцкой дуги проходило излияние дифференцированных серий пород, относящихся как к толеитовой, так и к умеренно калиевой известково-щелочной сериям островных дуг. Такой тип вулканизма характерен только для южного сегмента Кроноцкой палеодуги и отличается от одновозрастного вулканизма северных сегментов. По времени проявления и характеру магматизма кампан–палеоценовые образования южного сегмента Кроноцкой палеодуги сходны с образованиями позднемеловой Ачай-Валагинской палеодуги [7, 13, 21].

Для южного сегмента были получены данные К–Аг датирования андезитов шипунской толщи, развитой в южной части Шипунского п-ова [36], обнажающейся на юго-восточном борту бухты Бечевинской (см. рис. 1). Оценки возраста 76.5 ± 6.5 и 61.9 ± 4.5 млн лет соответствуют кампану и палеоцену.

Палеоцен–эоценовый этап вулканизма широко проявился во всех сегментах Кроноцкой вулканической дуги и характеризовался накоплением преимущественно пород толеитовой серии, и только в южном сегменте присутствуют значительные объемы вулканитов кислого состава, а также крупный Шипунский габбро-гранодиоритовый массив.

В северных сегментах палеодуги в зонах меланжа наряду с базит-ультрабазитовыми комплексами также присутствуют интрузивные породы кислого состава, но в небольших объемах. На п-ове Камчатский Мыс в верховьях р. 1-ой Ольховой обнажаются габброиды, прорванные дайками плагиогранитов. Было показано, что по геохимическим особенностям габбро близки к габброидам Филиппинского моря и формировались в надсубдукционных условиях [15, 22, 33, 60]. Габброиды являются производными островодужных толеитовых расплавов, а плагиограниты формировались из остаточных расплавов при фракционировании родоначальной основной магмы. Габбро с дайками плагиогранитов п-ова Камчатский

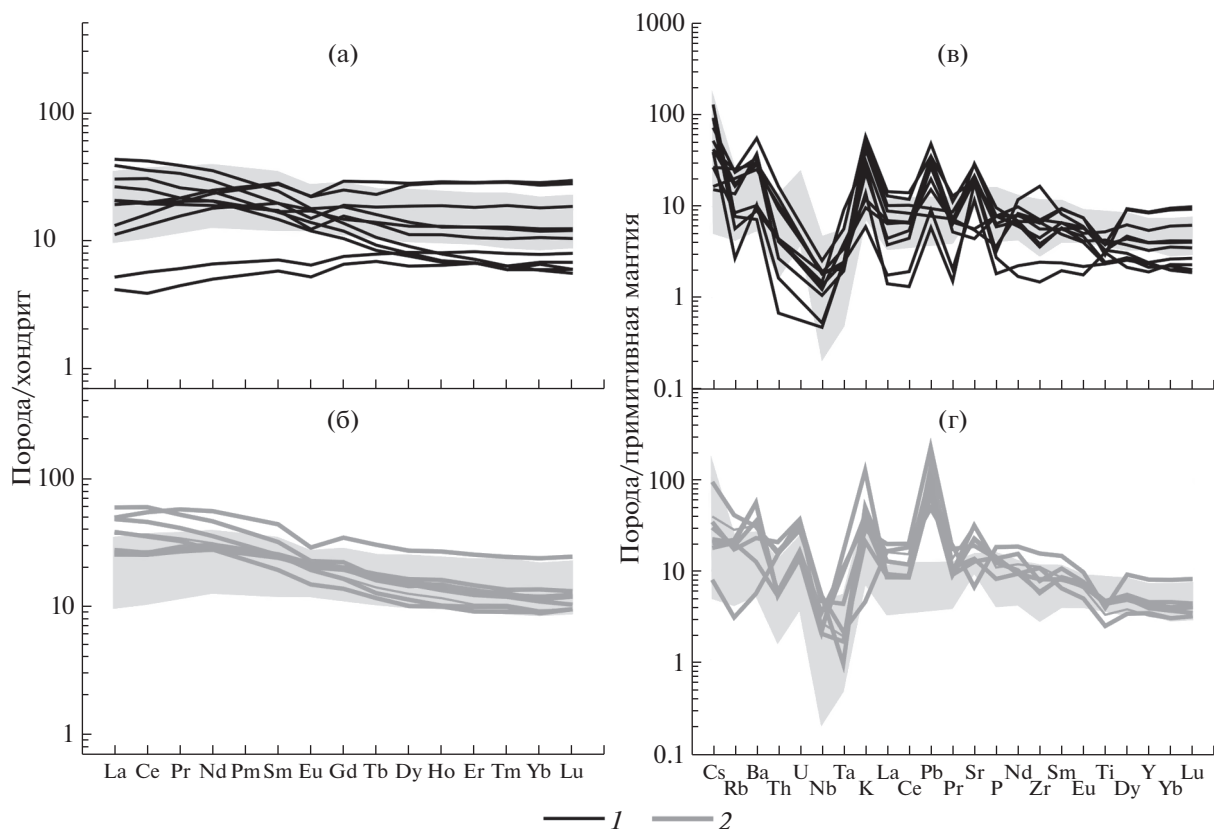


Рис. 8. (а–б) Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ и (в–г) спайдерграммы редких элементов, нормированные на состав примитивной мантии вулканитов шипунской и налычевской толщ. 1–2 – вулканиты свит: 1 – шипунской, 2 – налычевской

Мыс составляют фрагмент основания верхнемеловой Кроноцкой энсиматической вулканической дуги [14, 15, 22]. Плагииграниты были датированы U–Pb SIMS методом по циркону, что позволило установить их позднемеловой (кампанский) возраст – 74.4 ± 1.8 млн лет. [15].

В серпентинитовом меланже на п-ове Кроноцкий также были встречены блоки плагиигранитов, которые относятся к супрасубдукционному позднемеловому офиолитовому комплексу [23, 24].

Гранитоиды Шипунского массива южного сегмента Кроноцкой дуги по петрографическому составу и петрогеохимическим особенностям можно относить к гранитам I-типа.

Формирование гранитоидов происходило в надсубдукционной обстановке, на что указывают как характер спайдерграм редких элементов, так и расположение точек составов гранитоидов в поле гранитов вулканических дуг на диаграмме Rb–(Y + Nb), по [54], и в поле магматических пород конвергентных окраин на диаграммах $Fe_2O_3^{tot}$ –TiO₂–MgO и Ba/La–Nb*5–Yb*10, по [44], разделяющих магматические породы трансформной

и конвергентной окраин Тихоокеанского типа (рис. 9, а–в). К данному типу магматитов конвергентных окраин относятся и эффузивы кислого состава шипунской толщи (см. рис. 9, б, в).

Для гранодиоритов и габбро Шипунского массива, которые были отобраны в бухте Малая и Большая Моржовая при проведении геолого-съёмочных работ, было выполнено определение возраста K–Ar методом. Возраст исследованных пород имеет достаточно значительный интервал:

- габбро – 61–49 млн лет [13];
- диоритов и гранодиоритов – 60–33 млн лет [13];
- кварцевых диоритов – 40–44 млн лет [10].

Полученные нами данные о возрасте циркона, позволяют уточнить возраст магматических пород Шипунского массива. Возраст акцессорного циркона из гранодиоритов составляет 44–49 млн лет, что соответствует эоцену. Детритовые цирконы из шлихов бухты Большая Моржовая объединяются в две группы с возрастом ~56 и ~51 млн лет. Место отбора проб и состав шлихов указывают на местный характер размыва и накопление детритовых цирконов в шлихе именно из пород Шипунского массива. Следовательно, возраст габбро-

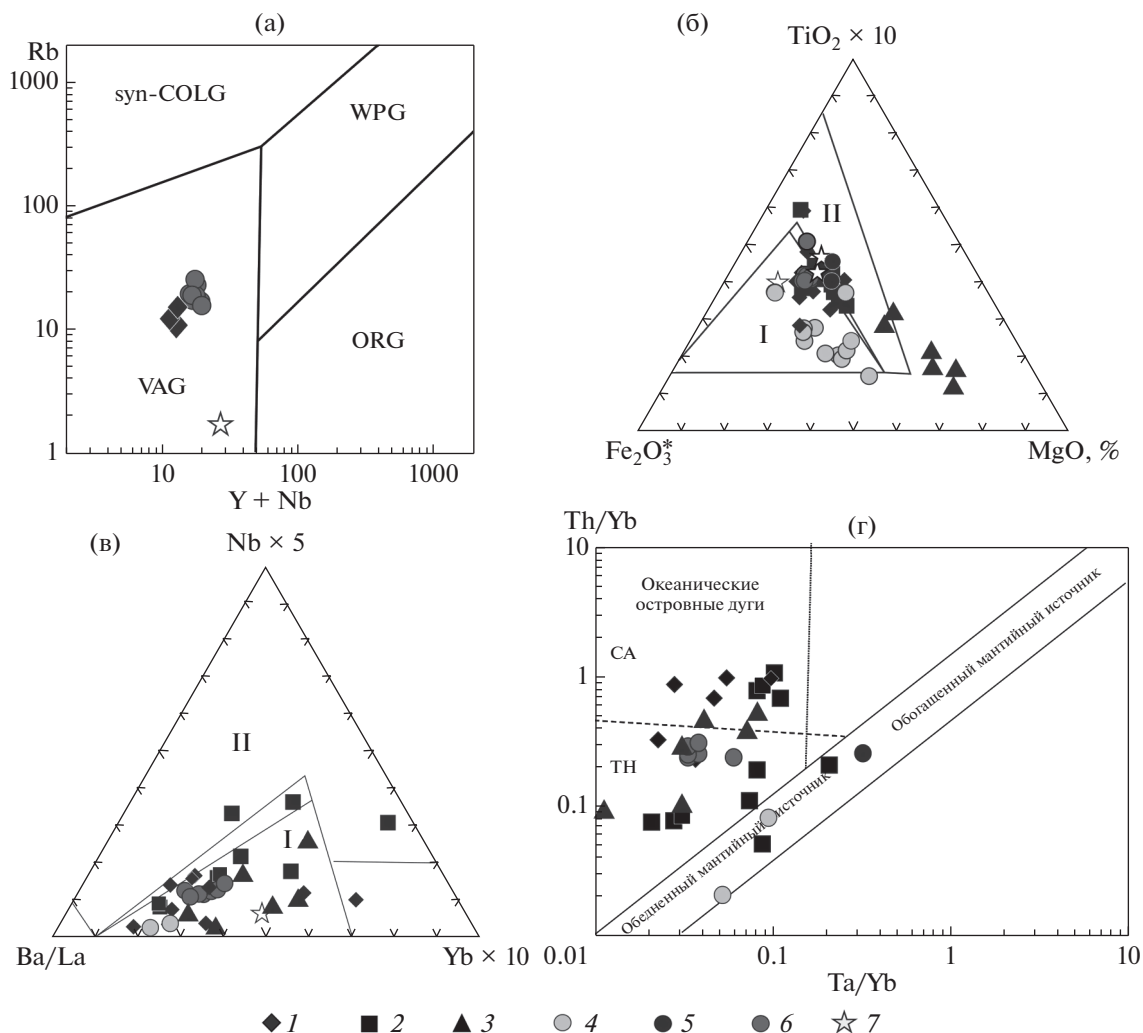


Рис. 9. Диаграммы (а) Rb–Y + Nb, по [54], (б) $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}} - \text{TiO}_2 - \text{MgO}$, (в) Ba/La–Nb*5–Yb*10, по [44] и (г) Th/Yb–Ta/Yb, по [53].

Обозначены поля: I – надсубдукционных магматических пород островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины); II – магматических пород границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг и зоны коллизии).

1–3 – вулканиты: 1 – шипунской толщи, 2 – нальчевской толщи, 3 – козловской свиты; 4–6 – породы Шипунского массива: 4 – габбро; 5 – габбро-диориты; 6 – кварцевые диориты, гранодиориты; 7 – плагиограниты

гранодиоритового Шипунского массива можно определить, как поздний палеоцен–эоцен. Время формирования пород массива совпадает с последним этапом активного вулканизма в Кроноцкой палеодуге.

Мы можем предположить, что становление пород Шипунского массива происходило в два этапа:

- ранняя генерация цирконов 56 млн лет соответствует времени внедрения габброидов;

- молодые популяции 51 и 44–49 млн лет – вероятно, соответствуют времени внедрения кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Внедрение и становление первой фазы (габбро) Шипунского массива хорошо коррелируются

с активным вулканизмом Кроноцкой вулканической дуги, а формирование гранодиоритовой фазы массива, полагаем, связано с заключительной стадией вулканизма дуги в эоцене.

Геологическая позиция, химический состав вещественных комплексов Кроноцкой вулканической дуги позволяют говорить, что она является энсиматической вулканической дугой и активно развивалась, начиная с кампанского времени до середины эоцена. Преимущественно толеитовый состав вулканитов в северных, Камчатском и Кроноцком, сегментах дуги и соотношение Th/Yb–Ta/Yb в плутонических и вулканических породах Шипунского сегмента подтверждает ее энсиматический характер (см. рис. 5, б;

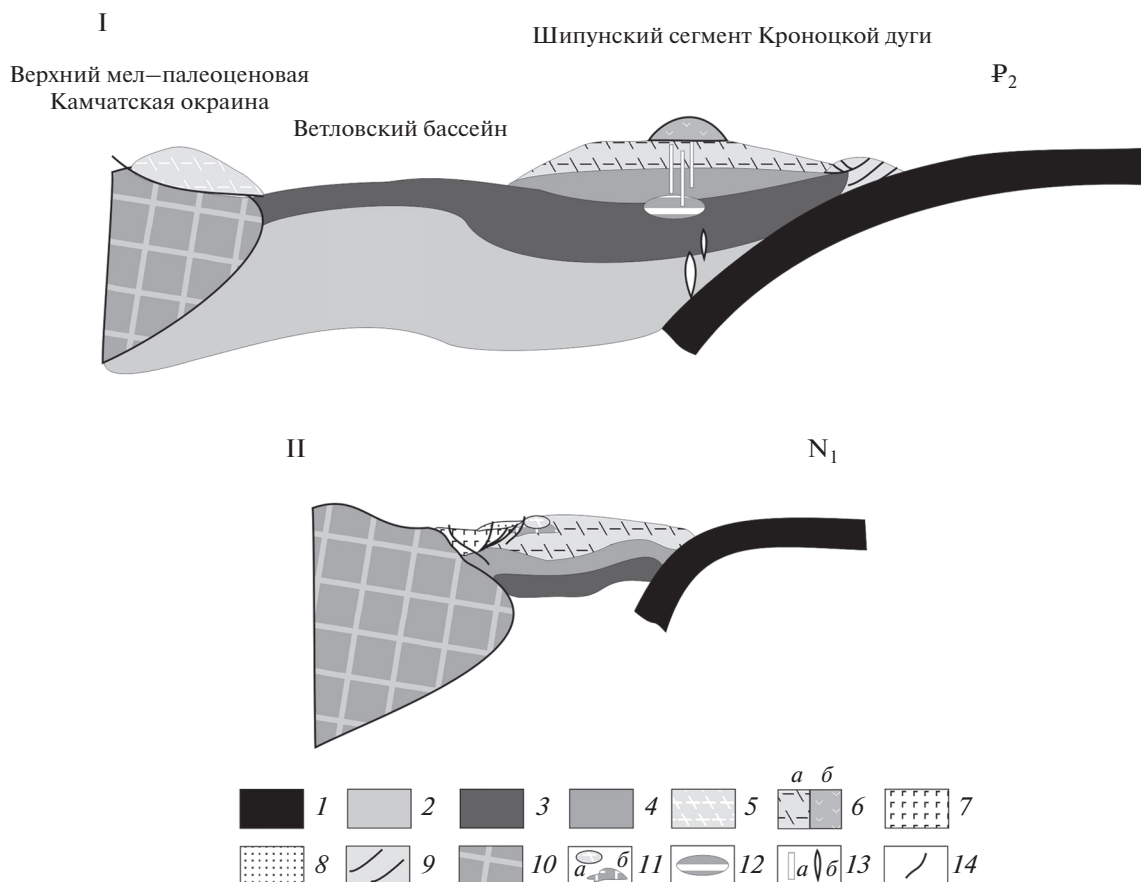


Рис. 10. Тектоническая эволюция Камчатской окраины в (I) палеоцен–эоценовое и (II) миоцен–плиоценовое время. На (II): схема формирования Шипунского массива при коллизии верхней мел–эоценовой Кроноцкой дуги с Камчатской окраиной.

1 – океаническая литосфера; 2 – верхняя мантия; 3 – нижняя кора; 4 – средняя кора; 5–7 – островодужные вулканогенно-туфогенные комплексы: 5 – Ачайваям-Валагинской вулканической дуги, 6 – Кроноцкой вулканической дуги: а – меловые, б – палеоцен–эоценовые, 7 – вулканогенно-осадочные комплексы Ветловского бассейна; 8 – осадочные комплексы Тюшевского бассейна; 9 – аккреционная призма; 10 – Камчатская окраина; 11 – магматические комплексы Шипунского массива: а – гранитоиды, б – габбро; 12 – магматический резервуар; 13 – каналы для: а – магматических расплавов, б – флюидов; 14 – разрывные нарушения

см. рис. 9, г). При этом наблюдаются различия в составе вещественных комплексов Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов [24]. Однако южный Шипунский сегмент Кроноцкой палеодуги отличается преимущественно известково-щелочным типом вулканизма и наличием крупного габбро-гранодиоритового массива.

Проявления вулканизма среднекислого состава и присутствие в небольших объемах гранитоидов в вулканических разрезах вулканических дуг известны, в частности в Изу–Бонин–Марианской дуге [46, 47, 55, 56]. Плутонические миоценовые породы габбро-тоналитового и тоналитового состава (комплексы Танзава и Кофу) распространены в северной части Изу–Бонин–Марианской дуги на п-ове Изу острова Хонсю Юго-Западной Японии в зоне коллизии с дугой Хонсю [55, 56]. Комплекс Танзава прорывает вулканогенно-осадочные образования средне-миоценового возраста

на п-ове Идзу острова Хонсю. Интрузивы первой стадии представлены габброидами (от габбро-норитов до лейкократовых габбро). Более поздние интрузии сложены породами тоналитовой серии. По петро-геохимическим характеристикам эти породы принадлежат известково-щелочной серии. Предполагается, что формирование этих комплексов проходило синхронно с коллизией дуг [59].

Начало коллизии Кроноцкого террейна (после окончания активного вулканизма) происходило в олигоцене–начале миоцена (или в миоцене) [27, 36, 39] (рис. 10, а). Полагаем, что породы габбро-гранодиоритового Шипунского массива были выведены на поверхность в стадию активной коллизии южного сегмента Кроноцкого островодужного террейна с Камчатской окраиной, которая маркировалась в это время вулканогенно-осадочными комплексами Ачайваям–Валагинского террейна, надвинутыми на метаморфические обра-

зования Ганальского выступа и Срединного хребта [27] (см. рис. 10, б). В результате проведенного анализа данных можно предполагать, что магматические комплексы Шипунского массива являются фрагментами средней коры Кроноцкой островной дуги.

ВЫВОДЫ

1. Результаты U–Pb (SIMS и LA-ICP-MS) геохронологических исследований акцессорных цирконов из гранодиоритов и детритовых цирконов из шлиховых проб из пород Шипунского массива показывают, что становление пород массива происходило в два этапа: 56–51 млн лет – внедрение габброидов, 49–44 млн лет – внедрение кварцевых диоритов и гранодиоритов.

2. Петрографический состав и петро-геохимические характеристики гранитоидов Шипунского массива свидетельствуют об их принадлежности к гранитам I-типа и формировании в надсубдукционных условиях. Показано сходство с породами средне-кислого состава энсиматической Изу–Бонин–Марианской дуги.

3. Позднемеловые–раннепалеогеновые вулканиды шипунской и налычевской толщ образуют дифференцированную серию от базальтов до риолитов и дацитов соответственно. Вулканиды шипунской толщи принадлежат как толейтовой, так и известково-щелочной серии, а вулканиды налычевской тощи относятся к известково-щелочной серии. Эоценовые вулканиды козловской и кубовской свит также образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов и относятся к толейтовой и известково-щелочной серии. Все вулканиды, вмещающие Шипунский интрузивный массив, имеют надсубдукционные геохимические характеристики.

4. Становление Шипунского массива происходило на протяжении палеоцена–эоцена, во время активного вулканизма шипунского сегмента Кроноцкой вулканической дуги в несколько стадий, сначала кристаллизовались габброиды, которые позже были интродуцированы кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами в заключительную стадию активного вулканизма дуги. Породы массива, мы полагаем, были выведены на поверхность во время коллизии южного сегмента Кроноцкой палеодуги с континентальной окраиной Камчатки.

Благодарности. Авторы выражают признательность анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Геологического института РАН № 0135-2019-0049 при частичной финансовой поддержке Российского научного фон-

да, проект № 22-27-00440 (А.В. Соловьев), госзадания ГИН РАН (М.В. Лучицкая), темы НИР № 0282-2019-0004 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Д.П. Савельев), государственного задания ИО РАН № FMWE -2021-0004 (Н.В. Цуканов). Датирование цирконов в Университете г. Киль проводилось при финансовой поддержке Центра исследования океана ГЕОМАР (г. Киль, ФРГ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. – Под ред. Ю.М. Пушаровского – М.: Наука, 1993. 272 с.
2. *Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др.* Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогеновых отложениях Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
3. *Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 200000. – Серия Восточно-Камчатская. – Лист N-57-XII, XVIII, N58-VII (гора Исток Чажмы). – Под ред. А.И. Поздеева – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
4. *Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П., Литвинов А.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 200000. – Серия Восточно-Камчатская. – Лист N-57-XII, XVIII, N58-VII (гора Исток Чажмы). – Объяснительная записка. – Под ред. Б.А. Марковского – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 223 с.
5. *Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 200000. – Серия Восточно-Камчатская. – Листы 0–58-XXVI, XXXI, XXXII. – Объяснительная записка. – Под ред. Б.А. Марковского – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 267 с.
6. *Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островных систем Тихого океана. – Под ред. В.И. Шульдинера – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
7. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. – М-б 1 : 1500000. – Под ред. А.Ф. Литвинова – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – Лист N-57. – М-б 1 : 1000000. – Под ред. А.Ф. Литвинова, Б.А. Марковского – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
9. *Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Ю.В.* Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1985. Т. 285. № 4. С. 954–957.
10. *Колосков А.В., Коваленко Д.В.* Новые возрастные датировки проявления кайнозойского магматизма на Камчатке // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 83–88.

11. *Кожурин А.И.* Молодые сдвиги хр. Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 45–55.
12. *Кramer В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Сейферт В. и др.* Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит-ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский Мыс – предварительные результаты. – В кн. *Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки.* – Отв. ред. Г.А. Карпов – М.: Научный Мир. 2001. С. 170–191.
13. *Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф.* Государственная геологическая карта. – М-6 1 : 200000. – Листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. – Объяснительная записка. – Под ред. Б.А. Марковского – М.: Недра, 1992. 180 с.
14. *Луцицкая М.В.* Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое. – Под ред. О.М. Розена, Н.А. Горячева – М. ГЕОС. 2014. 360 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 607).
15. *Луцицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.* Новые данные SHRIMP U–Pb исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 500–502.
16. *Палечек Т.Н.* Меловые радиоларии Шипунского п-ова (Восточная Камчатка). – В кн.: *Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии.* – Под ред. О.С. Дзюбы, В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина – Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 232–234.
17. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
18. *Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К.* Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 626–645.
19. *Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В.* Тектоника восточной части Кроноцкого п-ова и формационная принадлежность базальтов // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
20. *Савельев Д.П.* Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и Сейсмология. 2003. № 1. С. 14–20.
21. *Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В.* Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 46–54.
22. *Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Гедике К., Фрайтаг Р., Баранов Б.В., Алексеев Д.В.* Новые данные о происхождении офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН. 2001. Т. 380. № 5. С. 652–655.
23. *Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Крамер В., Сейферт В., Циммер М., Фрайтаг Р., Савельев Д.П.* Новые дан-
ные о составе и происхождении офиолитов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // ДАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 349–353.
24. *Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В.* О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатско-мысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 232–236.
25. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. – Отв. ред. Ю.М. Пушаровский – М.: Наука, 1992. 181 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 479).
26. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
27. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. – Отв. ред. С.Д. Соколов – М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН. 2008. Вып. 577).
28. *Ступин С.И., Серова М.Я., Щербинина Е.А., Витухин Д.И., Цуканов Н.В., Пачкалов А.С.* Известковый планктон олигоцена Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 85–95.
29. *Хотин М.Ю., Шапиро М.Н.* Офиолиты Камчатского Мыса: структура, состав и геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.
30. *Хубуная С.А.* Высокоглиноземистая плагиотолейтовая формация островных дуг. – Под ред. Г.П. Авдейко – М.: Наука, 1987. 167 с.
31. *Федорчук А.В.* Тектоно-магматическая эволюция области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 3–14.
32. *Федорчук А.В., Вишневская В.С., Извеков И.Н., Румянцев Ю.С.* Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ва Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.
33. *Цуканов Н.В., Луцицкая М.В., Сколотнев С.Г., Крамер В., Сейферт В.* Новые данные о строении и составе габброидов и плагиогранитов из поздне-мелового офиолитового комплекса полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН. 2004. Т. 397. № 2. С. 243–246.
34. *Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н.* Новые данные о составе и строении аккреционной призм-ы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 2. № 12. С. 42–50.
35. *Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Савельев Д.* Новые данные о составе и строении вулканических комплексов мыса Налычева и полуострова Шипунский (Камчатка) // Вулканология и Сейсмология. 2009. № 1. С. 21–30.
36. *Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П.* Тектоно-стратиграфические комплексы Южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. № 4. С. 3–17.

37. Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Коваленко Д.П. Магматические комплексы ветловского окраинно-морского бассейна // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 1. С. 102–117.
38. Шарпенюк Л.И., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // *Региональная геология и металлогения*. 2013. № 56. С. 40–50.
39. Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy Arc at the NE Eurasia Margin and Structural Evolution of the Kamchatka–Aleutian Junction // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2006. Vol. 95. № 6. P. 977–993.
40. Black L.P., Gulson B.L. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // *J. Australian Geol. Geophys. Bureau Miner. Resour.* 1978. Vol. 3. № 3. P. 227–232.
41. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. № 11. P. 2033–2048.
42. Gaedicke Chr., Baranov B., Tsukanov N., Seliverstov N., Alexeiev D., Freitag R. Structure of an active arc-continental collision area: the Aleutian–Kamchatka junction // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 325. P. 63–85.
43. Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U/Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. Q03017. <https://doi.org/10.1029/2007GC001805>
44. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *Int. Geol. Rev.* 2020. Vol. 63. № 5. P. 601–629.
45. Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C. et al. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th)–Pb geochronology – uncertainty propagation, age Interpretation and data reporting // *Geostandart. Geoanalyt. Res.* 2016. Vol. 40. № 3. P. 311–332.
46. Ishizuka O., Yuasa M., Tamura Y. et al. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu–Bonin–Mariana intra-oceanic arc rift propagation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 294. P. 111–122.
47. Kawate S., Arima M. Petrogenesis of the Tanzawa plutonic complex, Central Japan: exposed felsic middle crust of the Izu–Bonin–Mariana arc // *Island Arc.* 1998. Vol. 7. P. 342–358.
48. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckheisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali–Silica Diagram // *J. Petrol.* 1986. Vol. 27. P. 745–750.
49. Miyashiro A. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins // *Am. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 321–355.
50. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Tsukanov N.V., et al. Summery Circum-North Pacific tectono-stratigraphic terrane map. – Scale 1 : 10000000. – (Geol. Surv. Canada. 1997), Open File 3428.
51. Norris A., Danyushevsky L. Towards estimating the complete uncertainty budget of quantified results measured by LA-ICP-MS. – (Goldschmidt, Boston, 2018. N 2018-08-12. P.1894.
52. Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C. et al. Improved laser ablation U/Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. Vol. 11. Q0AA06, <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
53. Pearce J.A. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. – In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. – Ed. by R.S. Thorpe, (Wiley&Sons Publ., NY. USA. 1982), P. 252–548.
54. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. № 4. P. 956–983.
55. Saito S., Arima M., Nakajima T., Kimura J.-I. Petrogenesis of Ashigawa and Tonogi granitic intrusions, southern part of the Miocene Kofu granitic complex, Central Japan: M-type granite in the Izu arc collision zone // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2004. Vol. 99. P. 104–117.
56. Saito S., Arima M., Nakajima T., Misawa K., Kimura J.-I. Formation of distinct granitic magma batches by partial melting of hybrid lower crust in the Izu arc collision zone, Central Japan // *J. Petrology*. 2007. Vol. 48. № 9. P. 1761–1791.
57. Sláma J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M. et al. Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. № 1. P. 1–35.
58. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. – In: *Magmatism in Ocean Basin*. – Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
59. Tani K., Dunkley D.I., Kimura J.I. et al. Syncollisional rapid granitic magma in an arc-arc collision zone: evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan // *Geology*. 2010. Vol. 38. № 3. P. 215–218.
60. Tsukanov N.V., Kramer W., Skolotnev S.G., Luchitskaya M.V., Seifert W. Ophiolites of Eastern peninsulas zone (Eastern Kamchatka): Age, composition and geodynamic diversity // *Island Arc.* 2007. Vol. 16. P. 431–456.
61. Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // *Geosci. Frontiers*. 2008. Vol. 9. № 5. P. 1479–1493.
62. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 407–419.
63. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Threer-al zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and natu REE analysis // *Geostand. Newslett.* 1995. Vol. 19. P. 1–3.
64. Spectra-Plus. <http://www.rusnanonet.ru/equipment/s4pioneer/> (Accessed June 19, 2022).

Gabbro-Granodiorite Magmatic Complex of the Kronotsky Paleoarc (Eastern Kamchatka): Composition, Age and Tectonic Position

**N. V. Tsukanov^{a, *}, M. V. Luchitskaya^b, M. V. Portnyagin^c, D. P. Savelyev^d,
A. V. Soloviev^{b, e}, J. K. Hourigan^f**

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

^c*GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany*

^d*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatskiy, Russia*

^e*All-Russia Research Institute of Oil Geology (VNIGNI), Moscow, Russia*

^f*Earth and Planetary Sciences at University of California, Santa Cruz, USA*

**e-mail: kambear2011@yandex.ru*

New U–Pb (SIMS and LA-ICP-MS) geochronological data from the study of accessory zircons from granodiorites and detrital zircons from schlich samples from the Shipunsky massif in the Eastern Kamchatka, were obtained. The age of accessory zircons from amphibole-biotite granodiorites from 49 to 44 Ma, was estimated. Detrital zircons have the Late Paleocene–Early Eocene age from ~57 to ~49 Ma. Based on the geological and geochronological data, it is proposed that the formation of the massif occurred in two stages: intrusion of gabbroids occurred at the interval 56–51 Ma, and intrusion of quartz diorites and granodiorites at age 49–44 Ma. Petrographic and geochemical characteristics of the Upper Cretaceous–Eocene volcanites of the Shipunsky Peninsula and granitoids of the Shipunsky massif indicate their formation in suprasubduction setting. The granitoids of the Shipunsky massif belong to the I-type granites. The Shipunsky massif was formed as a part of the intraoceanic Kronotsky paleoarc during the Paleocene–Eocene in two stages. During the collision of the southern segment of the Kronotsky paleoarc with the continental margin of Kamchatka, the rocks of the massif were deformed and brought up to the surface.

Keywords: Eastern Kamchatka, Kronotsky paleoarc, Shipunsky Peninsula, gabbros, granodiorites, volcanites, age, zircon, laser ablation, geochemistry, collision