

**КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫЕ МАССИВЫ ТАМАНВАЯМСКОГО АРЕАЛА
КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА: ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ,
ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ**

А.В. Кутырев^{1,2}, Т.С. Жирнова³

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: anton.v.kutyrev@gmail.com

²ФГБУН Институт экспериментальной минералогии им. акад. Д.С. Коржинского РАН, ул. акад. Осипьяна 4, г. Черноголовка

³ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», Средний пр-т ВО 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 27 марта 2018 г.

В работе приведены новые данные о геологическом строении дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Таманвямского ареала, петрохимических и геохимических особенностях слагающих их пород. Уточнено время становления интрузий (U-Pb метод датирования по циркону).

Мачевнинский массив преимущественно сложен связанными между собой фациальными переходами габброидами и клинопироксенитами, которые прорываются амфиболовыми габбро, лейкогаббро и монцогаббро. Наиболее поздними образованиями, рассекающими все вышеописанные породы, являются граниты и гранодиориты (тоналиты), слагающие сложные инъекционные тела и небольшие штоки в центральной части массива.

Согласно новым данным изотопного датирования, породы Мачевнинского и Попутного интрузивов сформированы в интервале 73.1–67.7 млн лет назад. Полученный временной диапазон пересекается с диапазоном формирования кремнисто-вулканогенных толщ ачайвямской свиты (биостратиграфические исследования, ретроспективные данные). Близость геохимических характеристик габброидов и пироксенитов с рассекающими их амфиболовыми габбро, лейко- и монцогаббро позволяет отнести их к одному магматическому комплексу. Геохимическое родство и единый интервал формирования интрузивных пород массивов Таманвямского ареала и вулканитов ачайвямской свиты указывает на их образование в ходе единого тектономагматического события. При этом габброиды и пироксениты можно рассматривать в качестве комагматов базальтов и пикробазальтов ачайвямской свиты. Высококальциевые пикробазальты ачайвямской свиты, развитые вблизи Мачевнинской интрузии, предположительно являются продуктами расплавов, родоначальных для концентрически-зональных массивов.

Ключевые слова: дунит, верлит, клинопироксенит, габбро, концентрически-зональные массивы, Корякское нагорье, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Олюторской структурной зоны, расположенной в южной части Корякского нагорья, известен ряд концентрически-зональных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации (далее – зональные массивы). К ним относятся массивы Сейнав-Гальмознанской, Эпильчикской и Таманвямской групп (рис. 1). Наиболее изученным является Гальмознанский массив [1–3, 5, 9, 17, 20], интерес исследователей к которому обусловлен, прежде всего,

тем, что к нему приурочены уникальные россыпи металлов платиновой группы (месторождения р. Левтыринываям и руч. Ледяного) [11, 18]. Шлиховые потоки платины известны и в районе массивов рассматриваемой нами Таманвямской группы, а при отработке золотороссыпного месторождения руч. Прижимного (Прижимного массива) было попутно добыто около 50 кг россыпной платины [12].

Таманвямская группа объединяет ряд крупных массивов габбро, расположенных в междуречье

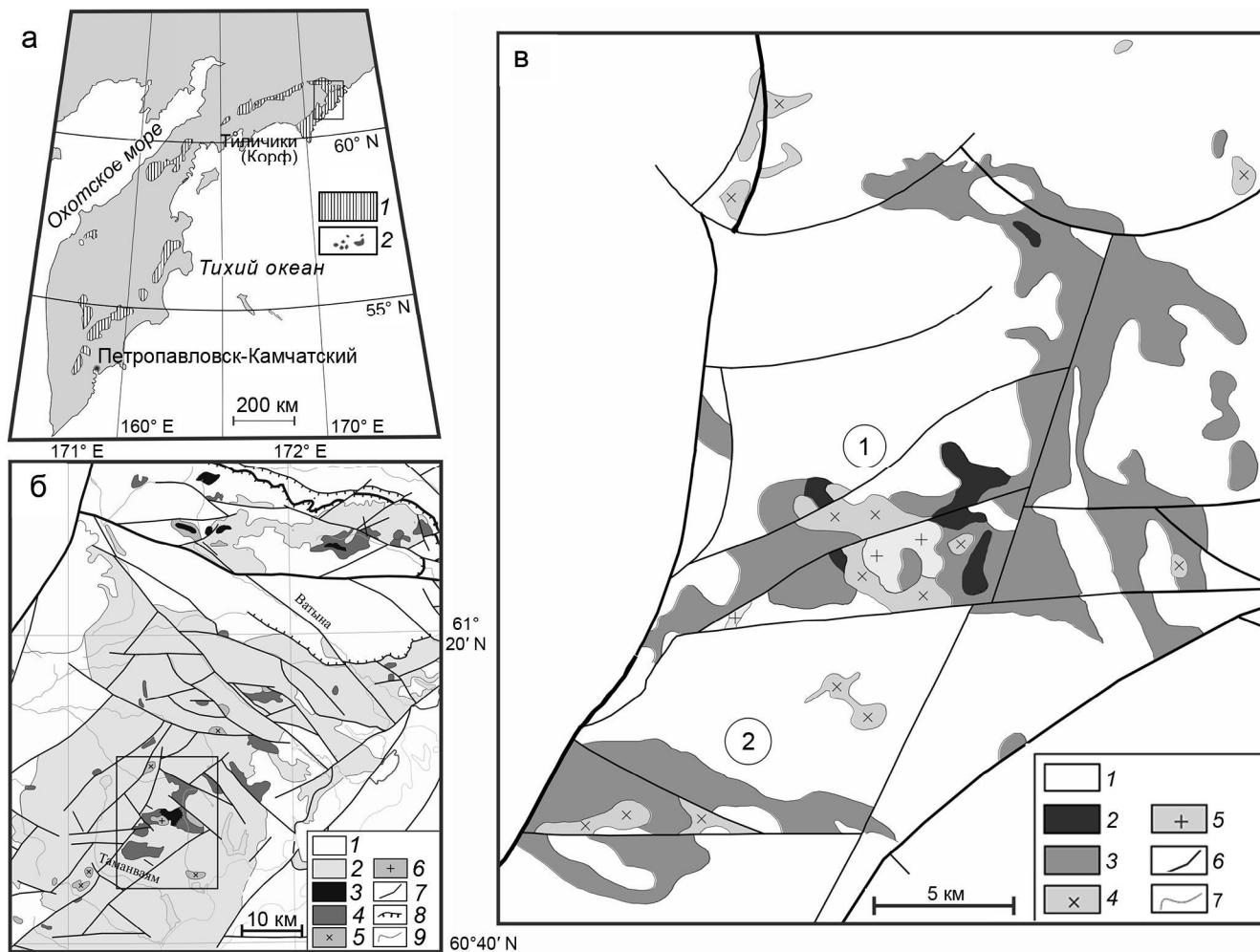


Рис. 1. Местоположение массивов Таманваямского ареала (а).

1 – Ачайваям-Валагинская структурно-формационная зона, 2 – базит-гипербазитовые массивы, в прямоугольнике показан фрагмент, детализированный на рис. 1 б.

Северо-восточная часть Корьяско-Камчатского платиноносного пояса (б).

1 – вулканогенно-кремнистые образования ватынской серии, 2 – вулканогенно-кремнистые образования ачайваямской свиты, 3 – ультрамафические породы (дуниты, клинопироксениты и верлиты), 4 – габбро, 5 – габбродиориты и диориты, 6 – гранодиориты и граниты, 7 – разломы, 8 – надвиги, 9 – геологические границы. В прямоугольнике показан фрагмент, детализированный на рис. 1 в. Схема геологического строения массивов Мачевнинский (1) и Попутный (2) (в).

1 – вмещающие образования ватынской серии и ачайваямской свиты, 2 – верлиты и клинопироксениты, 3 – габбро, 4 – габбродиориты и диориты, 5 – гранодиориты и граниты, 6 – разломы, 7 – геологические границы.

рр. Ватына – Ачайваям и протягивающихся полосой северо-восточного простирания вдоль оси Олюторского хребта (массивы Аниваямский, Малоаниваямский, Снежный, Мачевнинский, Попутный, Прижимный) [3, 6, 12, 17]. В данной работе приводятся результаты исследования пород массивов Мачевнинский и Попутный.

Геология массивов Таманваямской группы изучалась в ходе мелко-, средне- и крупномасштабного геологического картирования территории (А.В. Дитмаром, М.К. Косько в 1964–1965 гг. [9], Я.А. Семе-

новым в 1978–1981 гг. (неопубликованные данные), А.В. Разумным в 2015–2016 гг.), а также при тематических исследованиях, результаты которых опубликованы в ряде работ [3, 6, 9, 10, 25, 26]. Несмотря на это, остается нерешенным ряд проблем, касающихся генезиса массивов Таманваямской группы и их соотношений с породами ачайваямской свиты.

Одна из проблем заключается в том, что в пределах группы встречаются тела, сложенные габброидами разных типов – оливин-анортитовыми габбро, являющимися частью единого дифференцированного

тела, в состав которого также входят верлиты и клинопироксениты, и более поздними амфиболовыми габбро. Если отнесение первых к вывенскому плутоническому комплексу (далее – ПК) не вызывает сомнений, то вторые могут быть отнесены как к вывенскому, так и к энынговаямскому ПК, в котором, согласно легенде Олюторской серии листов Госгеолкарты-200/2 [17], присутствуют породы, варьирующие по составу от габброидов до гранитоидов. Образования энынговаямского ПК, включающие породы от габбро до гранитов, были подробно описаны А.В. Разумным в составе массивов Эпильчикской группы, расположенных на смежной с рассматриваемым районом территории [5, 6].

Вмещающими для массивов Таманваямской группы образованиями являются вулканиты ачайваямской свиты, в их составе, помимо базальтов, присутствуют и высокомагнезиальные разновидности – пикробазальты и пикриты. Выходы последних чаще всего фиксируются в непосредственной близости от тел габбро и пироксенитов. Ассоциации пикритов с концентрически-зональными массивами описаны как в Корякско-Камчатском регионе, так и во многих других регионах России и мира. Такая тесная пространственная взаимосвязь объясняется рядом исследователей [5, 7, 8, 15, 20, 30] тем, что пикритовые расплавы являются родоначальными для пород комплексов данного типа. Для района развития концентрически-зональных массивов ближайшего к Таманваямскому Эпильчикского ареала [5, 6] А.В. Разумным на обширном геологическом материале обоснована комагматичность клинопироксен-порфириновых базальтов ачайваямской свиты породам интрузий вывенского ПК.

Таким образом, становятся очевидны две основные задачи настоящего исследования: 1) выявление геохимических и геохронологических критериев, которые позволят отнести более поздние габброиды к вывенскому или энынговаямскому комплексу; 2) проверка существующей гипотезы о генетической связи концентрически-зональных массивов и вулканитов ачайваямской свиты на примере массивов, ранее с этой точки зрения не рассматривавшихся.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положен фактический материал, собранный авторами в ходе работ ГДП-200, проводившихся совместно АО «Камчатгеология» и ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2015–2016 гг. на территории номенклатурного листа масштаба 1:200 000 Р-59-XXVIII (Ачайваям). Кроме того, использованы результаты U-Pb датирования пород, выполненные в ходе состав-

ления листа масштаба 1:1 000 000 [6], с разрешения руководителей работ.

Для определения химического состава отбирались образцы горных пород, не носящие следов вторичного преобразования, массой 0.5–1.0 кг, которые после дробления, истирания и прокаливания анализировались в ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» методами рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на петрогенные элементы (аналитик Б.А. Цимошенко), Fe^{2+} и Fe^{3+} разделялись методами «мокрой» химии. Для определения содержания малых и редких элементов из проб отбирались навески массой 10 мг, которые подвергались плавлению и кислотному разложению, после чего анализировались методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Каждая проба также была охарактеризована петрографическим шлифом.

Для выполнения радиологических исследований отбирались монолитные пробы массой 5–10 кг, сопровождавшиеся пробами на химический анализ и петрографическими шлифами. Выделение цирконов выполнялось сотрудниками ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» по стандартной методике, включающей дробление и гравитационное обогащение в воде с последующим разделением минералов по классам крупности и получением концентрата минералов с высоким удельным весом путем разделения в тяжелых жидкостях. После этого они совместно со стандартными цирконами 91500 [33] и Temora [21] заливались в «шашку» с использованием смолы Buehler Epokwick. После полировки были получены их изображения в проходящем и отраженном свете, сопровождавшиеся BSE и CL микроснимками, которые были в дальнейшем использованы при анализе.

In-situ U-Pb анализы выполнены на приборе SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» с использованием вторичного электронного умножителя в режиме пик-джампинг согласно методике, описанной А.Н. Ларионовым с соавторами [27] (аналитики А.Н. Ларионов и Е.Н. Лепехина). Аналитические данные накоплены на четырех масс-станциях (от $^{196}Zr_2O$ до $^{254}UO_2$) с четырьмя-пятью спектрами для каждого анализа. Раз в четыре анализа проводилось эталонирование по цирконам Temora. Полученные результаты были обработаны в программе SQUID v.1.13 и ISOPLOT/Ex 3.22 [28], коррекция свинца выполнена на основе измеренного отношения $^{204}Pb/^{206}Pb$ и модельных значений Стэйси и Крамерса [31].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

Базит-гипербазитовые массивы Таманваямской группы расположены на востоке Ватынско-Вывенско-

го сегмента Олюторской тектонической зоны, представляющей собой, согласно ряду исследователей, коллаж островодужных и окраинноморских террейнов, аккретированных к палеоазиатской континентальной окраине в эоцене [3, 15]. Согласно другой точке зрения, она рассматривается как фрагмент окраинно-океанической рифтовой системы [14]. Базит-гипербазитовые массивы располагаются в полях выходов образований ватынской серии и ачайваямской свиты, их размещение контролируется региональными структурными швами (Апукский разлом, Ирунейско-Ватынский надвиг и др.). Ниже приводится описание двух крупных массивов Таманваямской группы, выступивших основными объектами изучения в данной работе.

Мачевнинский массив представляет собой полифациальное, сложно построенное магматическое тело субширотного простирания площадью около 70 км². В его составе резко преобладают габброиды, в подчиненном количестве присутствуют клинопироксениты (в том числе их оливиновые разновидности), а также гранодиориты и граниты. Кроме того, на площади массива в делювиальных развалах обнаружены обломки железистых дунитов, взаимоотношения которых с другими породами не установлены.

Наиболее ранними образованиями в пределах Мачевнинского массива являются клинопироксениты, варьирующие по составу от оливинового клинопироксенита до плагиоклазсодержащего клинопироксенита. Последние слагают сравнительно небольшие, неправильной формы тела площадью первые квадратные километры, в которых изредка встречаются маломощные (первые метры) линзы верлитов. Клинопироксениты постепенно, через плагиоклазовые разновидности и анортит-оливиновое габбро переходят в клинопироксеновые габбро, а в габбро, вблизи участков фациальных переходов в клинопироксениты, содержатся шпильки и полосы клинопироксена мощностью первые сантиметры.

Наибольшим распространением в составе массива пользуются амфиболовые разновидности габброидов, варьирующие по составу от нормальных габбро до монцонитов и монцодиоритов. Являясь более поздними по сравнению с клинопироксенитами и клинопироксеновыми габбро образованиями, они нередко содержат их угловатые ксенолиты, а также ксенолиты вмещающих вулканитов ачайваямской свиты. Для амфиболовых габброидов характерны порфириовидные и офитовые структуры, что служит признаком их формирования в относительно малоглубинных условиях, либо в краевых или близких к апикальным частям массива. Содержания породообразующих минералов в амфиболовом габбро варьируют в широких преде-

лах – за счет уменьшения содержания темноцветных минералов и появления кварца и калиево-натриевого полевого шпата они постепенно переходит в габбро-диориты и диориты, а также их умереннощелочные аналоги (монцогаббродиориты и монцониты).

По геологическим данным, наиболее поздними образованиями в пределах массива являются гранодиориты и граниты, прорывающие все вышеописанные породы. Спорным является вопрос их геологической принадлежности – одними исследователями они рассматриваются в качестве одной из фаз позднемелового вывевского ПК, другими – как образования позднемелового энынговаямского комплекса [6], третьи – относят данные породы к более молодому палеоценовому таманваямскому комплексу (материалы групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, неопубликованные данные А.Я. Семенова, 1981). Гранодиориты и граниты слагают одно крупное тело неправильной в плане формы, расположенное в центральной части Мачевнинского массива, и два небольших штока-сателлита. Контакты с вмещающими габброидами – сложные инъекционные, вплоть до образования магматических брекчий, в которых многочисленны остроугольные ксенолиты габбро «цементированы» гранитами.

Попутный массив расположен в нескольких километрах к югу от Мачевнинского и близок к нему по составу пород и геологическому строению. Единственное существенное отличие заключается в том, что в пределах Попутного массива отсутствуют клинопироксениты и верлиты, а среди габброидов преобладают умереннощелочные разновидности – монцогаббро и монцогаббродиориты.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

По своему облику цирконы, выделенные из пород Мачевнинского и Попутного массивов, можно разделить на две группы: короткостолбчатые, характерные для монцонита и клинопироксенита, и длинностолбчатые, характерные для всех остальных пород. Все изученные цирконы характеризуются зональным характером катодоллюминесценции при ярко выраженном секториальном строении (рис. 2).

Изотопное исследование этих цирконов дало близкие значения возраста (рис. 3): для монцонитов – 73.8 ± 3.5 млн лет, для клинопироксенитов – 69.6 ± 0.6 и 69.1 ± 0.5 млн лет, для габбро – 69.3 ± 0.6 млн лет, для габбродиоритов и диоритов – 68.2 ± 0.5 млн лет и 68.9 ± 0.5 млн лет, соответственно, и для гранодиоритов – 68.9 ± 0.4 млн лет. Таким образом, диапазон формирования всех вышеперечисленных пород лежит в интервале 73.8–67.7 млн лет, за исключением одной изотопной датировки роговообманкового габбро, для

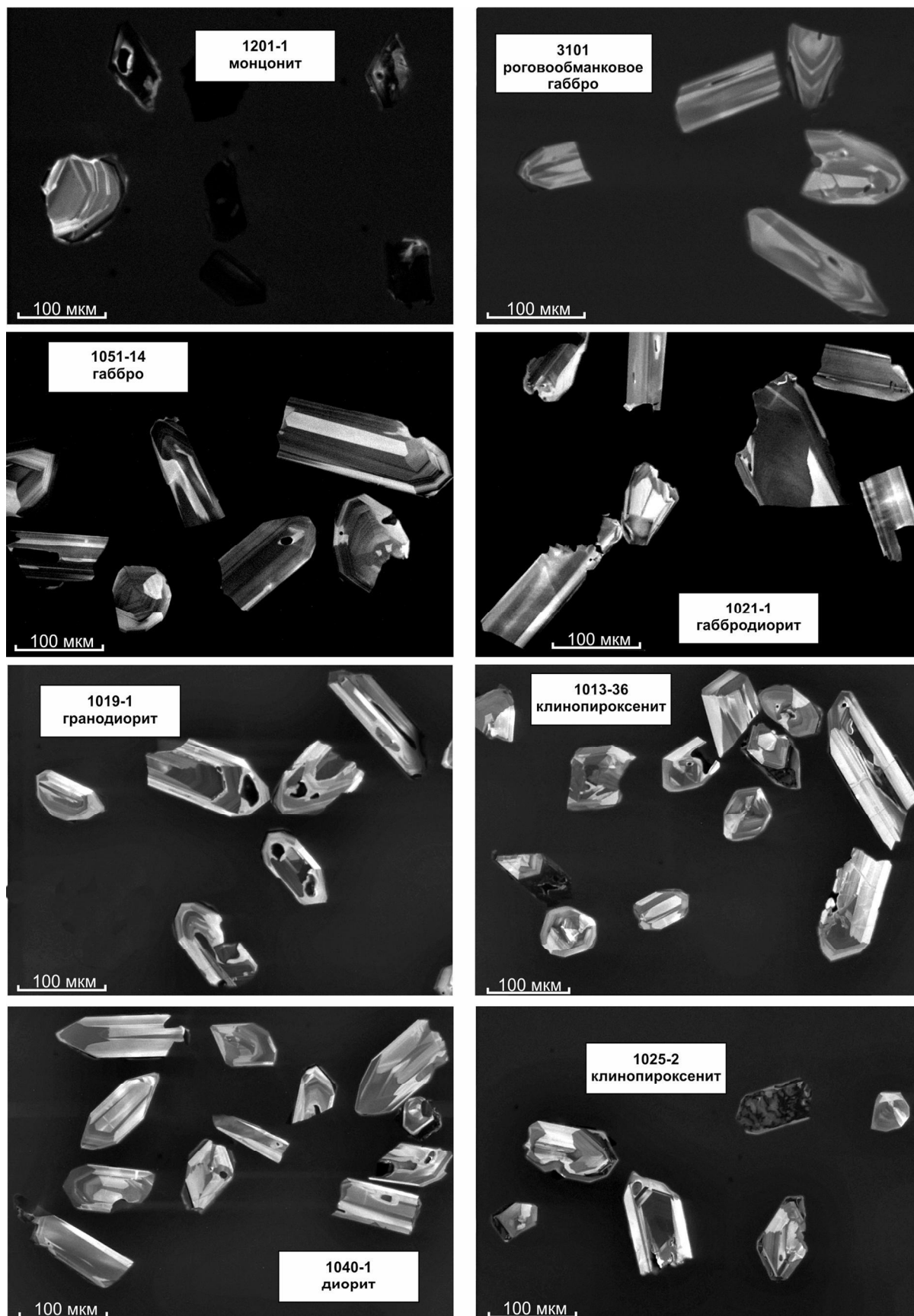


Рис. 2. Катодолуминесцентные изображения цирконов Попутного (1051-14) и Мачевнинского (все остальные) массивов.

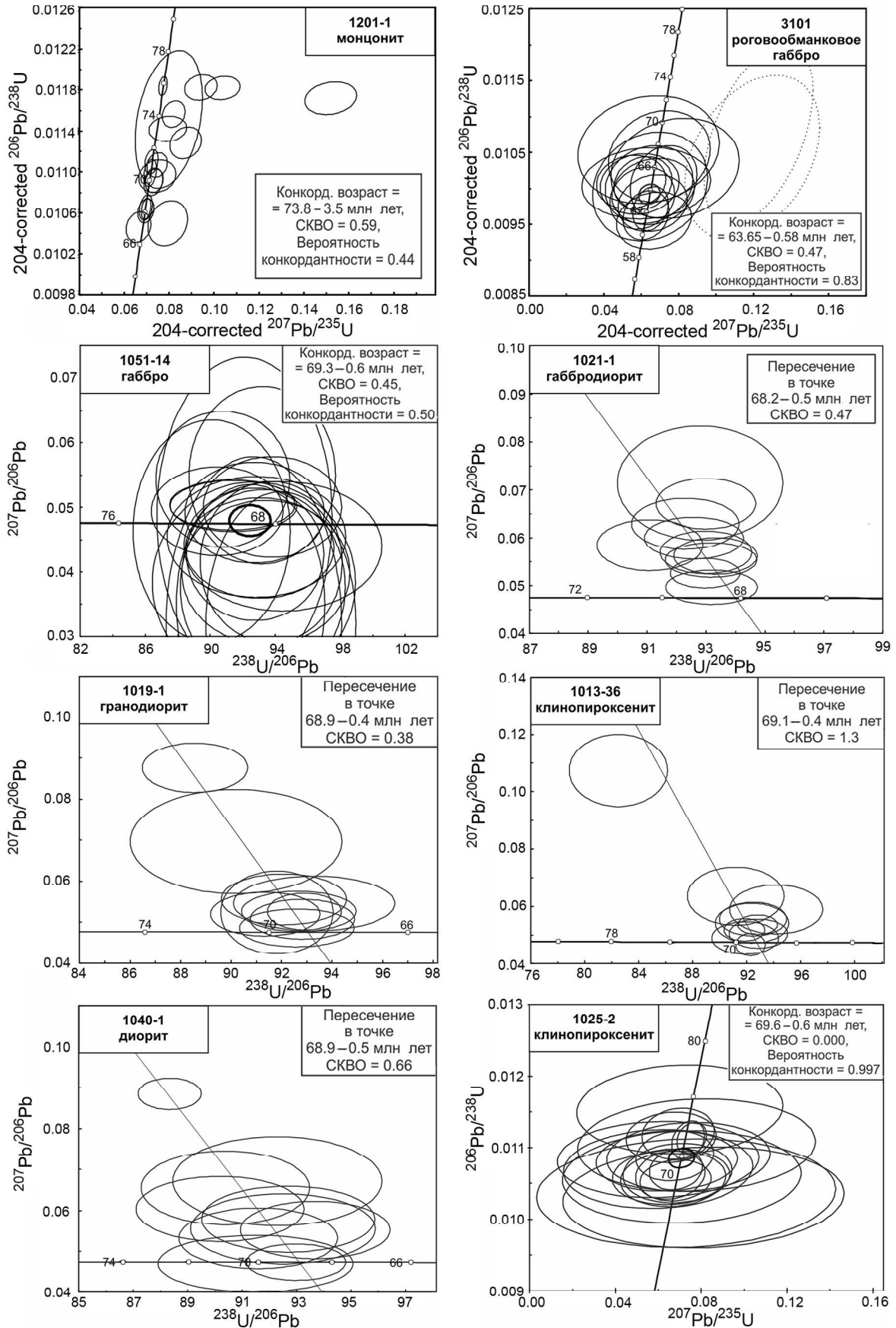


Рис. 3. Диаграммы с конкордиями для цирконов пород Попутного (1051-14) и Мачевннинского (все остальные) массивов.

которой получено конкордантное значение возраста 63.9 ± 0.8 млн лет. В результате, время формирования интрузивных массивов соответствует маастрихту (73–65 млн лет, согласно Общей геохронологической шкале). К этому же времени, по данным биостратиграфических исследований рассматриваемого района и сопредельных территорий [4, 6], относится формирование вулканогенно-осадочных толщ ачайвямской свиты. Учитывая вышесказанное, интрузивные и вулканогенные образования района можно считать одно-возрастными.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Образования *ачайвямской свиты* представлены лавами основного и среднего состава (от базальтов до андезитов), дайками, а также вулканокластическими толщами, переслаивающимися с радиоляритами и яшмоидами. Наибольшим распространением пользуются клинопироксен-порфиновые базальты, содержащие 5–30 % вкрапленников клинопироксена, 0–20 % вкрапленников плагиоклаза; в составе основной массы преобладает плагиоклаз (20–50 %), клинопироксен (5–20 %) и вулканическое стекло (5–15 %). Значительно менее распространены пикриты (содержащие более 18 мас. % MgO) и пикробазальты. Минералогически они отличаются большей долей вкрапленников клинопироксена (30–35, реже до 40 %) и отсутствием либо малым содержанием плагиоклаза в основной массе (рис. 4 а).

Меньшим распространением пользуются андезиты, андезибазальты, трахибазальты и трахиандезибазальты. Андезиты представляют собой порфиновые породы, содержащие вкрапленники роговой обманки и плагиоклаза (An_{45-20}) величиной до 5 мм, заключенные в стекловатую основную массу. Последняя содержит микролиты плагиоклаза, она в той или иной степени замещена агрегатом вторичных минералов – хлоритом, халцедоном и др. Андезибазальты отличаются более основным составом плагиоклаза (An_{55-30}) и появлением, наряду с роговой обманкой, вкрапленников клинопироксена. Умереннощелочные разновидности – трахибазальты и трахиандезибазальты – определяются только по результатам химического анализа.

Образования вывенского ПК. Клиннопироксениты, оливиновые клинопироксениты и верлиты сложены диопсидом (45–90 %) и оливином (0–45 %), подчиненную роль играет плагиоклаз (0–10 %), слагающий интерстиции между кристаллами диопсида, биотит (0–5 %) и магнетит (рис. 4 б). Для кристаллов последнего наиболее характерен идиоморфизм, хотя в некоторых образцах присутствуют признаки сидеро-

нитовой структуры. Верлиты, отмеченные в шпихрах в клинопироксенитах, содержат оливин в количестве, не превышающем 50 %. Вариации состава пород от плагиоклазсодержащих клинопироксенитов до верлитов наблюдались в образцах, отобранных из одного обнажения. Дуниты представляют собой среднезернистую породу, сложенную оливином и хромшпинелидом, подвергнутую значительной, до 40 %, петельчатой серпентинизации. В коренном залегании они зафиксированы не были.

Выходы клинопироксенитов пространственно сопряжены с выходами оливин-анортитового и клинопироксенового габбро. Габбро (рис. 4 в) представляет собой среднезернистую породу с габбровой либо призматически-зернистой структурой. В его составе преобладают плагиоклаз (25–60 %, An_{90-70}) и диопсид (20–40 %), нередко также присутствует оливин, количество которого может достигать 30 % (вблизи контакта с клинопироксенитами). Наиболее характерна линейная текстура, обусловленная субпараллельным расположением лейст плагиоклаза, реже встречается массивная. В некоторых образцах габбро обнаружена сульфидная минерализация, представленная пирротин-халькопиритовыми сростаниями величиной 0.1–0.3 мм, максимальное содержание халькопирита в породе достигает 0.2 %. В целом, для описываемых пород не характерны вторичные изменения, они имеют кайнотипный облик.

Наибольшим распространением в площади Мачевнинского и Попутного массивов пользуются амфиболовые габбро (рис. 4 г), переходящие в амфиболовые монцогаббро (рис. 4 д), монцониты и монцодириты. Существование переходных разновидностей между этими породами позволяет рассматривать их совместно. Это мелко- и среднезернистые породы, сложенные идиоморфными кристаллами плагиоклаза и роговой обманкой. Последняя, в ряде случаев, образует крупные (до 1 см) кристаллы, содержащие многочисленные включения плагиоклаза, что определяет офитовую и пойкилоофитовую структуру породы. В центральных частях кристаллов роговой обманки встречаются реликты зерен диопсида. В разновидностях пород, обладающих относительно повышенной щелочностью и большим содержанием кремнезема, появляются калиево-натриевый полевой шпат и биотит, который в монцогаббро и монцонитах преобладает над роговой обманкой. Для пород этой группы характерны интенсивные вторичные изменения, выраженные в замещении роговой обманки актинолитом, альбитизации и серицитизации плагиоклаза.

Все обнаруженные контакты между нормальными и умереннощелочными разновидностями амфиболового габбро имеют фациальный характер. При-

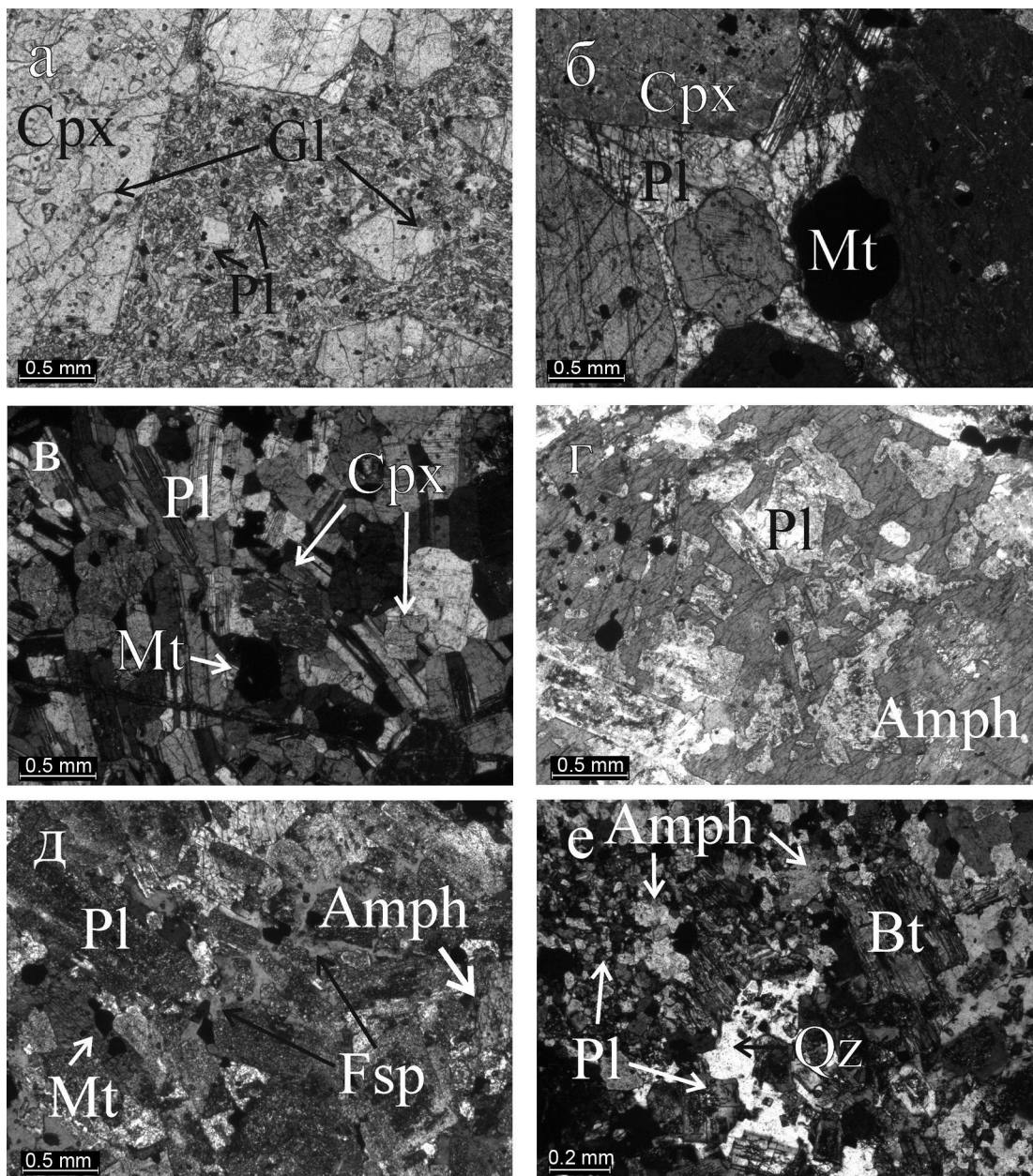


Рис. 4. Фотографии шлифов пород Мачевнинского массива в проходящем неполяризованном (а, г) и поляризованном (все остальные) свете.

а – пикробазальт ачайваямской свиты, б – плагиоклазсодержащий клинопироксенит, в – габбро, г – роговообманковое габбро, д – монцогаббро, е – гранодиорит.

Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Amph – амфибол, Bt – биотит, Fsp – калиево-натриевый полевой шпат, Mt – магнетит, Gl – стекло или продукты его замещения, Qz – кварц.

сутствие признаков магматической расслоенности (слоистой текстуры) и широкий спектр переходных между нормальными амфиболовыми габбро и монцодиоритами разновидностей пород свидетельствуют о принадлежности их к единой фазе внедрения.

Гранитоиды представлены гранодиоритами, тоналитами, гранитами и плагиогранитами (рис. 4 е).

Это среднезернистые лейкократовые породы, состоящие из плагиоклаза (25–60 %, An_{40-10}) калиево-натриевого полевого шпата (0–20 %), кварца (15–30 %), биотита (5–10 %), роговой обманки (0–10 %) и, в редких случаях, клинопироксена (до 5 %). Часто в них обнаруживаются ксенолиты описанных выше габброидов и базальтов.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД МАССИВОВ ТАМАНВАЯМСКОЙ ГРУППЫ И ВУЛКАНИТОВ АЧАЙВАЯМСКОЙ СВИТЫ

По содержанию кремнезема все исследованные породы можно разделить на две группы: содержащие 42–65 мас. % SiO_2 и содержащие 69–73 мас. % SiO_2 (табл. 1, рис. 5).

На TAS-диаграмме фигуративные точки составов пород могут быть аппроксимированы двумя трендами (рис. 5 а). В первый, нормальнощелочной тренд ложатся единичные составы габброидов Мачевнинского массива и вулканитов ачайвямского комплекса. Линия тренда иллюстрирует эволюцию части интрузивных пород от нормальнощелочного габбро до габбродиоритов и диоритов, а вулканических пород ачайвямской свиты – от базальтов до андезибазальтов и андезитов.

Второй тренд объединяет большую часть вулканитов ачайвямской свиты и габброидов Мачевнинского и Попутного массивов и отражает эволюцию умереннощелочных пород. В пределах этого тренда вулканиты эволюционируют от низкощелочных пикробазальтов, через нормальнощелочные базальты к трахибазальтам и трахиандезибазальтам. Плутонические породы эволюционируют от низкощелочных габброидов, через нормальнощелочное габбро к монцогаббро и монцодиоритам. Как уже было отмечено выше, для амфиболовых габброидов характерна расчлененность, при которой различные участки магматического тела в различной степени обогащены слюдами и калиево-натриевым полевым шпатом, что, по всей видимости, и объясняет отклонение части фигуративных точек от основного тренда.

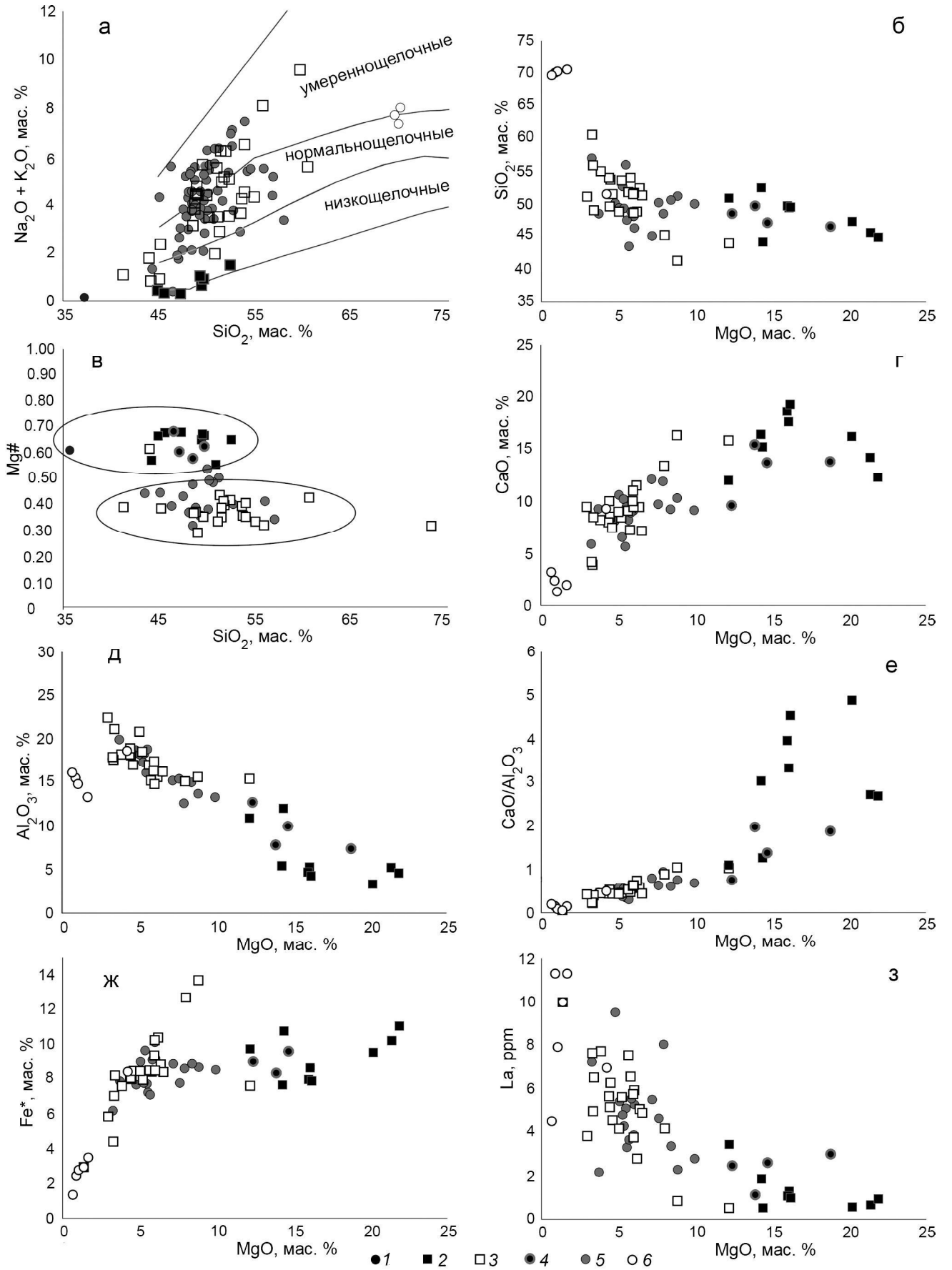
На рис. 5 б фигуративные точки образуют два обособленных поля, соответствующих двум группам пород: первая – включает габброиды, базальты и андезибазальты, вторая – верлиты, клинопироксениты, пикробазальты и пикриты. Еще более это заметно на диаграмме в координатах SiO_2 – $\text{Mg}\#$ (рис. 5 в). В первую группу входят те же пикриты, пикробазальты, клинопироксениты и верлиты, магнезиальность которых находится в диапазоне 0.56–0.68, во вторую – габбро, базальты и андезибазальты со значениями магнезиальности 0.32–0.43. Есть и несколько составов, промежуточных между двумя этими группами. Эти же группы обособляются на диаграммах в координатах MgO – CaO (рис. 5 г), MgO – Al_2O_3 (рис. 5 д) и MgO – FeO^* (рис. 5 ж).

На диаграмме в координатах MgO – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 5 е) клинопироксениты, верлиты, пикриты и пикробазальты также отделяются от остальных пород. Большой разброс фигуративных точек в пределах

этой группы объясняется широкими вариациями отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, что определяется изменчивостью минерального состава пород, в частности – различными содержаниями в них плагиоклаза разного состава (An_{90-70}), слюд и, в меньшей степени, оливина. Для габброидов характерно уменьшение значения этого параметра при уменьшении содержания MgO , что объясняется фракционированием клинопироксена в ходе эволюции расплава.

Общее содержание литофильных элементов в породах увеличивается синхронно с уменьшением содержания MgO от ранних фаз к более поздним, что отражено на графике в координатах La – MgO (рис. 5 з). Исключение составляют гранитоиды, для которых характерно содержание легких РЗЭ и других крупноионных литофильных элементов (LILE) на одном уровне с амфиболовыми габброидами второй фазы (табл. 2, рис. 6). По характеру распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) плутонические породы можно разделить на 4 группы (табл. 2, рис. 6 а). К первой относятся только дуниты, для которых характерен практически хондритовый спектр распределения РЗЭ. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 1.06$, $(\text{La}/\text{Tb})_{\text{Ch}} = 0.93$, $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 1.14$. Во вторую группу попадают верлиты, клинопироксениты, а также связанные с ними постепенными переходами оливиновые габбро. Для них характерно обеднение легкими РЗЭ при большем, относительно дунитов, общем содержании. Отношения элементов следующие: $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 0.70$, $(\text{La}/\text{Tb})_{\text{Ch}} = 0.46$, $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 1.52$. К третьей группе относятся амфиболовые габбро, габбродиориты и монцониты, для которых характерно обогащение легкими РЗЭ, что выражается в высоких отношениях: $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 2.27$, $(\text{La}/\text{Tb})_{\text{Ch}} = 1.90$, $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 1.04$. Обозначенные различия между породами первых трех групп хорошо объясняются классическими представлениями о фракционировании РЗЭ в ходе кристаллизационной дифференциации, при которой происходит накопление некогерентных элементов в остаточном расплаве. С другой стороны, субпараллельное расположение мультиэлементных спектров этих пород (рис. 6 б) указывает на их образование в результате плавления единого источника. К четвертой группе относятся гранодиориты и граниты, по характеру распределения РЗЭ близкие к породам третьей группы: (отношение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 2.49$, $(\text{La}/\text{Tb})_{\text{Ch}} = 2.22$, $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 1.10$).

Вулканиты ачайвямского комплекса по распределению РЗЭ близки амфиболовому габбро и другим породам рассмотренной выше третьей группы ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 2.41$, $(\text{La}/\text{Tb})_{\text{Ch}} = 1.84$, $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 1.27$). Исключение составляют пикробазальты, схожие с клинопироксенитами и оливиновыми габбро второй группы (отношение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 0.86$, $(\text{La}/\text{Tb})_{\text{Ch}} = 0.78$,



$(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Ch}} = 1.11$). Отличие заключается в том, что пикробазальты в меньшей степени обеднены легкими РЗЭ.

На графиках распределения элементов, нормированных по примитивной мантии (рис. 6 б), наблюдается обогащение пород Rb, Ba и K_2O относительно легких лантаноидов, отчетливые минимумы Nb, Th и, в ряде случаев, P_2O_5 . Последнее хорошо отделяет породы первой фазы внедрения – верлиты, клинопироксениты и габбро – от габброидов второй фазы, для которых характерно отсутствие этого минимума. Интересно, что для гранитоидов также характерно меньшее, по сравнению с некоторыми породами второй фазы, содержание P_2O_5 и LILE.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петролого-геохимические аспекты становления массивов Таманвямского ареала. Узкий временной интервал изотопных возрастов формирования всех разновидностей интрузивных пород Мачевнинского и Попутного массивов (73.8–67.7 млн лет) позволяет считать их одновозрастными. Они формировались в ходе продолжительной эволюции единой магматической системы, на что указывают результаты анализа вариационных, мультикомпонентных диаграмм и спектров РЗЭ. Исключение составляют гранитоиды, фигуративные точки составов которых на всех графиках демонстрируют заметное расхождение с общими трендами.

На TAS-диаграмме фигуративные точки химических составов образуют единый тренд дифференциации от низкощелочных ультраосновных и основных к средним умереннощелочным породам. Отклонение ряда точек габброидов от основного тренда в область нормальнощелочных составов объясняется магматической расслоенностью тел амфиболовых габбро. Гранитоиды на диаграмме формируют отдельное компактное поле, не связанное переходными разновидностями с остальными породами.

Предположение о том, что породы Мачевнинского массива являются последовательными дифференциатами одного расплава, подтверждается в ходе анализа спектров распределения РЗЭ. Для пород различного состава характерны общие геохимические особенности, такие как отрицательные аномалии Nb и Zr, при отчетливом Sr максимуме. На спайдер-диаграммах фиксируется последовательный рост со-

держания некогерентных элементов от более ранних ультраосновных пород (дунитов) к более поздним (диоритам).

Учитывая близкий возраст и общие геохимические особенности пород исследованных массивов Таманвямского ареала, весь спектр интрузивных образований от дунитов до диоритов может быть объединен в составе одного плутонического комплекса. По аналогии с сопредельными территориями и с учетом данных геологических исследований рассматриваемого района, их можно отнести к позднемеловому дунит-клинопироксенит-габбровому вывенскому плутоническому комплексу.

Гранитоиды, несмотря на общую близость геохимических характеристик со всеми остальными исследуемыми породами, нельзя рассматривать в качестве поздних фаз внедрения (поздними выплавками единого расплава). Образование гранитоидов в ходе становления единого гомодромного ряда предполагало бы более высокую степень их дифференцированности в сравнении с габброидами и габбродиоритами, которая должна выражаться в обогащении крупноионными литофильными элементами, чего в действительности не наблюдается. Можно предположить, что гранитоиды являются продуктами кристаллизации коровых выплавов (или в значительной степени загрязненных расплавов), образованных на заключительных этапах функционирования магматической системы.

Взаимоотношения вулканитов ачайвямской свиты и пород вывенского ПК. Возраст образований ачайвямской свиты, согласно геологическим данным по сопредельным территориям (биостратиграфические исследования), принимается маастрихтским [4, 6], что соответствует временному интервалу 73–65 млн лет. Аналогичен и возраст образований вывенского ПК, полученный методами изотопного датирования. Таким образом, вулканиты свиты можно считать близодовозрастными с интрузивными породами района.

Геохимические характеристики вулканитов ачайвямской свиты близки таковым интрузивных пород основного-среднего состава. При этом, высокомагнетизальные базальты – пикриты и пикробазальты, развитые в тесной пространственной связи с массивами базитов, по своим петрохимическим особенностям наиболее близки клинопироксенитам Мачевнинского массива.

Рис. 5. Петрохимические диаграммы магматических пород Мачевнинского и Попутного массивов и вулканитов ачайвямской свиты.

1 – дуниты, 2 – клинопироксениты и верлиты, 3 – габброиды, 4 – пикриты и пикробазальты, 5 – базальты, 6 – граниты и гранодиориты. На рис. 4 а использованы неопубликованные данные Я.А. Семенова (1981). Остальные пояснения в тексте.

Таблица 1. Представительные анализы пород массивов Таманвямской группы и ачайвямской свиты, мас. %.

№ п/п	Петрографическое определение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	Дунит	33.30	0.23	1.91	14.40	6.95	0.34	30.80	0.55	<0.10	0.08	<0.05	10.20	99.60
1*	Дунит*	37.25	0.26	2.14	16.67	8.05	0.38	34.45	0.62	0.06	0.09	0.00	-	100.00
2	Оливиновое габбро	41.30	0.83	15.60	8.98	5.62	0.19	8.84	16.30	0.95	0.14	0.00	1.23	100.00
3	Плагиобазальт	43.50	0.53	26.60	3.06	4.35	0.15	5.70	8.22	4.04	0.57	0.15	3.97	101.00
4	Габбро	44.00	0.24	15.40	2.85	5.06	0.14	12.20	15.80	0.66	1.12	0.00	2.50	100.00
5	Верлит	44.90	0.28	4.58	4.43	7.07	0.21	21.90	12.30	0.20	0.24	0.00	3.88	99.99
6	Пикрит	46.50	0.44	7.36	2.40	6.61	0.16	18.80	13.80	0.31	0.08	0.06	2.60	99.85
7	Клинопироксенит	47.30	0.33	3.31	2.27	7.50	0.20	20.20	16.20	0.18	0.12	0.00	2.34	99.95
8	Базальт	48.50	0.53	12.70	4.06	5.36	0.17	12.40	9.59	2.17	1.61	0.27	2.47	99.83
9	Амфиболовое габбро	48.60	0.92	17.40	5.54	5.26	0.21	6.00	11.00	2.16	0.96	0.23	1.54	99.90
10	Базальт	49.40	0.86	18.20	4.43	5.03	0.15	5.08	10.60	2.76	1.09	0.17	2.08	99.85
11	Клинопироксенит	49.50	0.38	4.26	3.34	4.90	0.17	16.20	19.30	0.39	0.26	0.03	1.39	100.12
12	Амфиболовое габбро	49.60	0.65	18.90	4.07	4.41	0.16	4.45	10.00	3.81	1.84	0.29	1.72	99.90
13	Клинопироксенит	49.70	0.37	4.70	3.36	4.97	0.17	16.00	18.60	0.44	0.48	0.03	1.38	100.20
14	Пикробазальт	49.70	0.36	7.80	2.87	5.77	0.17	13.90	15.40	1.96	0.11	0.08	1.83	100.00
15	Клинопироксенит	50.90	0.54	10.90	2.21	7.75	0.20	12.20	12.00	1.20	0.76	0.16	1.27	100.09
16	Мондограббро	51.80	0.70	17.00	4.76	4.22	0.17	5.66	9.08	2.94	2.16	0.33	1.26	100.00
17	Клинопироксенит	52.50	0.39	5.41	3.26	4.75	0.18	14.30	16.40	0.83	0.66	0.03	1.34	100.05
18	Трахандезиобазальт	52.70	0.58	17.30	4.91	3.37	0.15	5.28	6.56	4.20	2.22	0.19	2.38	99.90
19	Монзонит	55.90	0.55	17.60	4.07	3.38	0.15	3.36	3.91	3.36	4.74	0.42	2.45	99.90
20	Анлезит	56.00	0.66	16.10	4.19	3.97	0.12	5.49	5.66	3.44	2.05	0.27	1.99	99.94
21	Монодиорит	59.80	0.73	16.90	3.74	2.66	0.11	1.84	3.42	3.81	5.77	0.37	0.83	99.98
22	Гранодиорит	64.20	0.35	17.30	1.62	2.40	0.09	2.27	4.98	2.96	2.48	0.17	1.19	100.01
23	Мондогранит	70.10	0.34	15.50	0.44	2.05	0.06	0.90	2.40	3.49	3.85	0.08	0.89	100.10
24	Плагиогранит биотитовый	70.30	0.41	14.80	1.31	1.60	0.05	1.06	1.34	4.02	4.00	0.09	1.12	100.10

Примечание. Дунит* – анализ дунита, нормализованный на 100% за вычетом ППП (потерь при прокаливании). Породы сортированы в соответствии с увеличением содержания SiO₂. Анализы выполнены в ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» методом XRF, определение форм Fe выполнено «мокрой химией».

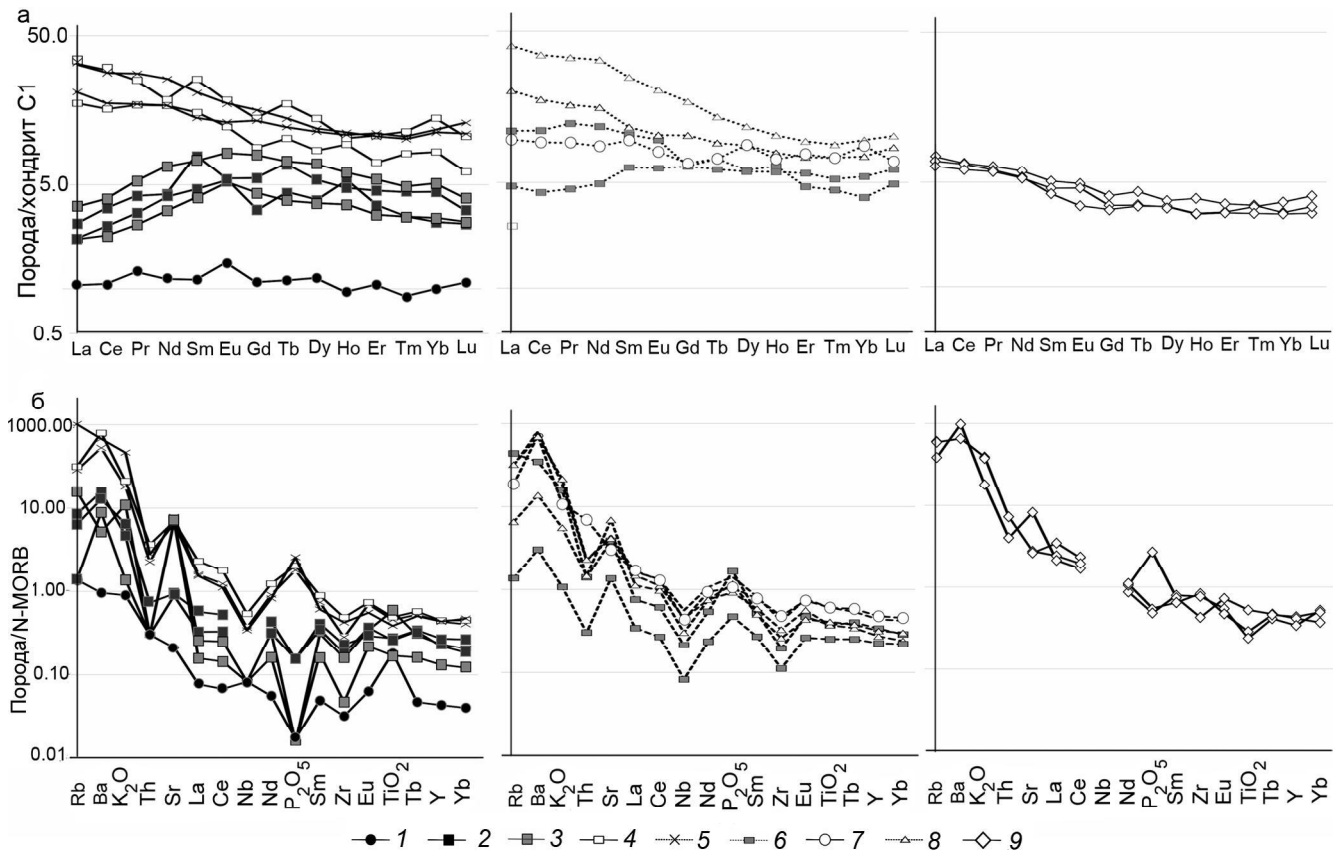


Рис. 6. Геохимические диаграммы пород Мачевнинского массива и ачайваямской свиты.

а – спектры распределения РЗЭ; б – мультикомпонентные (спайдер) диаграммы: 1–5 – plutonic rocks of the Tamnvaia group: 1 – dunites, 2 – clinopyroxenites and verulites, 3 – gabbro, 4 – amphibole gabbro, 5 – monzogabbro; 6–8 – volcanic rocks of the Achayvayamsk suite: 6 – picrobasalts, 7 – basalts, 8 – trachibasalts and trachiandezitbasalts; 9 – granitoids of the Machevninsk mass. Normed to chondrite C1 [29] and N-MORB [32].

Рядом исследователей [7, 8, 13, 16, 20, 22, 24, 30] пикриты рассматриваются как вероятные первичные расплавы для формирования концентрически-зональных массивов. Это подтверждается, помимо прочего, тем, что для многих геологических регионов ассоциация концентрически-зональных массивов и вулканитов с повышенной магнезиальностью является характерной. Так, пикриты и пикробазальты развиты в связи с другими концентрически-зональными массивами Камчатки (массивы Итчайваям, Матыскен и др.) [5, 15] и в пределах Уральского платиноносного пояса, в частности – в окружении Уктусского массива [16, 30]. Немаловажно, что отношение CaO/Al_2O_3 этих пород значительно превышает значения, характерные для большинства базальтоидов, хондритов и пиролитовой мантии [22], и что, по мнению ряда исследователей, также является одним из ключевых признаков родоначальных для пород концентрически-зональных массивов расплавов [24, 30, 31]. На Урале, где дунит-клинопироксенит-габбровые мас-

сивы пользуются широким распространением, вулканические породы, по своему составу отвечающие высококальциевым пикробазальтам, развиты весьма широко [19, 30]. Кроме того, в массивах Уральского платиноносного пояса широко развиты тылаиты – плагиоклазсодержащие меланократовые клинопироксенпорфировые породы, состав которых отвечает этим вулканитам. По минеральному составу и геохимическим особенностям к тылаитам близки плагиоклазсодержащие клинопироксениты, рассмотренные в данной работе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магматические породы Мачевнинского и Попутного массивов – верлиты, клинопироксениты, габброиды и гранитоиды – были сформированы в интервале 73.8–67.7 млн лет назад. Полученные датировки соответствуют маастрихту и совпадают с возрастом вулканогенно-осадочных образований ачайваямской свиты.

Таблица 2. Содержание редких и рассеянных элементов в породах массивов Таманвайской группы и ачайвайской свиты, г/т.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	8	8	9	10	11	12
Петрограф. определение / компонент	Дунит	Ол. габбро	Плагио- базальт	Габбро	Верлит	Пикрит	Клино- пироксенит	Базальт	Амф. габбро	Базальт	Клино- пироксенит	Амф. габбро
Rb	1.00	1.00	4.79	11.50	5.14	н/а	1.00	32.10	8.78	13.70	2.86	20.80
Sr	24.5	814.00	797.00	787.00	71.90	н/а	50.20	449.00	609.00	350.00	88.20	898.00
Y	1.60	8.56	10.10	4.83	6.95	н/а	8.38	12.50	16.30	17.60	7.88	16.00
Zr	3.08	15.20	31.70	4.54	6.47	н/а	6.42	18.80	25.80	46.20	7.48	27.30
Nb	0.25	0.25	0.92	0.25	н/а	н/а	н/а	0.65	1.21	1.32	н/а	1.12
Ba	7.87	72.50	112.00	42.40	н/а	н/а	н/а	286.00	148.00	586.00	48.00	432.00
La	0.25	0.84	3.65	0.51	0.93	2.99	0.56	2.46	3.76	5.42	0.98	5.15
Ce	0.66	2.46	9.49	1.40	2.58	7.14	2.07	5.97	9.61	12.60	2.77	12.00
Pr	0.12	0.49	1.51	0.25	0.51	1.09	0.44	0.94	1.51	1.89	0.57	1.79
Nd	0.53	3.03	7.19	1.53	2.32	4.91	2.41	5.14	7.85	8.92	2.91	8.63
Sm	0.17	1.07	2.01	0.61	1.18	1.93	1.30	1.79	2.47	2.67	1.12	2.52
Eu	0.08	0.46	0.75	0.29	0.38	0.47	0.39	0.63	0.91	0.98	0.47	0.93
Gd	0.22	1.58	2.05	0.87	1.25	1.52	1.45	1.88	2.78	3.01	1.16	2.79
Tb	0.04	0.26	0.30	0.14	0.21	0.29	0.33	0.35	0.48	0.51	0.28	0.46
Dy	0.29	1.70	1.84	0.92	1.64	1.51	1.58	2.27	3.05	3.14	1.40	2.86
Ho	0.05	0.33	0.39	0.20	0.33	0.26	0.30	0.43	0.61	0.66	0.41	0.56
Er	0.17	0.87	1.10	0.50	0.78	0.75	0.86	1.15	1.74	1.87	0.95	1.61
Tm	0.02	0.12	0.14	0.08	0.12	0.13	0.15	0.21	0.27	0.29	0.10	0.26
Yb	0.16	0.82	0.96	0.48	0.86	0.87	0.75	1.15	1.77	1.81	0.92	1.61
Lu	0.03	0.10	0.14	0.07	0.13	0.09	0.10	0.19	0.26	0.25	0.11	0.25
Th	0.05	0.05	0.24	0.05	н/а	н/а	н/а	0.23	0.25	1.14	0.05	0.37

Таблица 2. (Продолжение).

№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Петрографич. / Определение / компонент	Клино- пироксенит	Пикро- базальт	Клино- пироксенит	Монцо- габбро	Клино- пироксенит	Грахиандези- базальт	Монцонит	Андезит	Монцо- диорит	Грано- диорит	Монцо- гранит	Плагио- гранит
Rb	6.19	1.00	6.99	22.90	4.64	23.50	73.60	25.00	48.90	28.90	44.00	43.20
Sr	102.00	157.00	367.00	794.00	108.00	479.00	751.00	571.00	645.00	539.00	305.00	319.00
Y	8.11	8.31	11.00	16.50	10.00	11.70	16.10	15.80	18.30	9.95	12.60	16.10
Zr	17.40	10.70	18.00	46.80	22.20	25.10	40.80	38.80	30.30	58.50	73.90	80.30
Nb	н/а	0.25	н/а	1.64	н/а	1.37	1.04	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а
Ba	127.00	24.90	н/а	650.00	104.00	571.00	553.00	561.00	1200.00	н/а	н/а	537.00
La	1.07	1.12	3.44	7.53	1.85	4.79	4.96	5.10	8.83	8.58	11.30	7.91
Ce	3.23	2.63	8.37	17.20	5.14	10.80	10.80	12.50	19.40	16.60	22.30	19.00
Pr	0.60	0.42	1.23	2.58	0.92	1.51	1.61	1.91	2.71	2.21	2.74	2.48
Nd	3.02	2.24	5.40	11.70	4.13	7.14	7.79	9.23	11.90	7.10	8.29	10.30
Sm	1.20	0.93	2.39	3.05	1.41	1.72	2.08	2.40	3.02	2.11	2.72	2.22
Eu	0.49	0.35	0.59	0.98	0.39	0.58	0.74	0.89	1.08	0.65	0.73	0.63
Gd	1.19	1.27	2.05	3.13	1.32	2.04	2.68	2.25	2.84	1.77	2.15	2.04
Tb	0.29	0.22	0.41	0.50	0.30	0.33	0.44	0.45	0.57	0.35	0.36	0.40
Dy	1.54	1.45	2.06	2.91	1.79	2.16	2.80	2.71	3.12	1.61	2.42	2.72
Ho	0.37	0.32	0.39	0.61	0.38	0.43	0.59	0.52	0.73	0.35	0.44	0.51
Er	0.80	0.92	1.16	1.68	0.95	1.18	1.77	1.63	1.88	1.01	1.44	1.54
Tm	0.13	0.13	0.22	0.25	0.16	0.18	0.26	0.25	0.28	0.18	0.30	0.27
Yb	0.73	0.88	1.28	1.80	1.06	1.20	1.88	1.89	1.53	1.33	2.08	1.97
Lu	0.11	0.15	0.17	0.27	0.14	0.21	0.32	0.22	0.27	0.17	0.28	0.35
Th	0.05	0.05	н/а	0.60	0.12	0.38	0.46	0.46	0.44	н/а	н/а	1.19

Примечание. Породы сортированы в соответствии с увеличением содержания SiO₂. Номера анализов соответствуют номерам из табл. 1. Анализы выполнены методом ICP-MS в ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ». н/а – элемент не определяется.

2. В пределах массивов Таманваямского ареала все ультраосновные и основные плутонические породы (от дунитов до диоритоидов) могут быть отнесены к вывденскому плутоническому комплексу.

3. Гранитоиды, предположительно, сформировались на заключительных стадиях рассматриваемого этапа магматизма за счет плавления коровых пород и не могут рассматриваться в составе единой с габброидами и диоритоидами гомодромной последовательности. Таким образом, их однозначное отнесение к тому или иному комплексу является проблематичным, однако, по аналогии с другими дунит-клинопироксенит-габбровыми массивами региона, их целесообразно рассматривать в составе энынгваямского комплекса.

4. Пикробазальты и базальты ачайваямского вулканического комплекса могут рассматриваться как породы, комагматичные клинопироксенитам и габброидам Мачевнинского массива.

Благодарности. Авторы статьи признательны Б.А. Марковскому и А.В. Разумному за обсуждение различных аспектов формирования массивов Таманваямской группы и ассоциирующих вулканитов, а также всем участникам полевых работ 2015–2016 г. Большую помощь оказали Е.Г. Сидоров, предоставивший образцы дунитов Мачевнинского массива, а также рецензент В.А. Гурьянов, замечания которого позволили существенно улучшить статью. Работа была выполнена при частичной поддержке Российского научного фонда (РНФ), проект №16-17-10145.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Перфильев А.С. Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива // Геотектоника. 1991. № 2. С. 47–62.
2. Батанова В.Г., Астраханцев О.В., Сидоров Е.Г. Дуниты Гальмознанского гипербазит-габбрового массива (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1991. № 1. С. 24–35.
3. Батанова В.Г., Астраханцев О.В. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых плутонов севера Олиторской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1992. № 2. С. 87–103.
4. Башаркевич А. Л. Государственная геологическая карта СССР. 1 : 200 000. Корякская серия. Р-59-XXXIII, XXXIV, 0-59-III. 1979: Объясн. зап. 1980.
5. Вильданова Е.Ю. и др. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России / Е.Ю. Вильданова и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист Р-59 – Пахачи: Объясн. зап. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 377 с. (Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Северо-Восточное ПГО»).
7. Готтман И.А., Пушкарёв Е.В., Каменецкий В.С., Рязанцев А.В. Состав магматических включений в порфириновых вкрапленниках хромшпинели из анкармитов Южного Урала // Ежегодник-2015. (Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 163. 2016. С. 86–91).
8. Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В. и др. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – Индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 665–681.
9. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500 000: Краткая объясн. зап. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых / Ред. Ю.Ф. Фролов. СПб.: ВСЕГЕИ, Петропавловск-Камчатский, 1999. 562 с.
10. Кепежинскас П.К., Ефремова Л.Б., Сорокина Н.А. Редкоземельные элементы в раннеостроводужных плутонических комплексах // Геохимия. 1991. № 4. С. 548–556.
11. Кутырев Ф.Ш., Сидоров Е.Г., Резниченко В.С., Семёнов В.Л. Новые данные о платиноидах в зональных ультраосновных комплексах юга Корякского нагорья // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1458–1461.
12. Кутырев А.В., Сидоров Е.Г., Антонов А.В., Чубаров В.М. ПлатинOMETALLНАЯ ассоциация ручья Прижимный (Корякское нагорье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 665–681.
13. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
14. Марковский Б. А. Окраинно-океанический тип рифтогенного ультрамафит-мафитового магматизма Азиатско-Тихоокеанской транситали // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург, 2004. С. 44–48.
15. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А. Геохимия магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 79–90.
16. Пушкарёв Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
17. Разумный А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е 2-е. Серия Корякская. Лист Р-58-XXIX (Хаилино): Объясн. зап. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 157 с. + 2 вкл. 19.
18. Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Науч. мир, 2012. 288 с.
19. Ферштатер Г. Б., Пушкарёв Е. В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13–23.
20. Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., Ariskin A.A., Mochalov, A.G., Sobolev A.V. Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite-dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia) // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 1345–1366.
21. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
22. Della-Pasqua F.N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // Can. Mineralogist. 1997. V. 35. P. 291–312.

23. Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau arc, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // Carnegie Inst. Year-Book-72. 1973. P. 478–491.
24. Irvine, T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska // Geol. Soc. Amer. Memoir. 1974. V. 13. 240 p.
25. Kepezhinskas P.K., Reuber I., Tanaka H., Myashita S. Zoned calc-alkaline plutons in northeastern Kamchatka: Implications for crustal growth in magmatic arcs // Miner. & Petrol. 1993. V. 49. P. 147–174.
26. Kepezhinskas P.K., Taylor R.N. Tanaka H. Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc: comparisons with spinels from other tectonic settings // Mineral. Mag. 1993. V. 57. P. 575–589.
27. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite / D.G. GEE & V.L. PEASE (eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geol. Soc. London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 69–74.
28. Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005. 71 p. <http://www.bgc.org/klprogramm.html>
29. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
30. Pushkarev E.V., Kamenetsky V., Gottman I., Yaxley G. The PGM-bearing volcanic ankaramite (Urals, Russia): bridging ankaramite parental magmas and the Ural-Alaskan-type intrusions // 12-th International Platinum Symposium. Yekaterinburg: IGG UB RAS. 2014. P. 204–205.
31. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
32. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313–345.
33. 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 // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–23.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

после доработки 26.02.2019 г.
принята к печати 13.03.2019 г.

A.V. Kutyrev, T.S. Zhirnova

Concentrically-zonal massifs of Tamanvayam Group (Koryak-Kamchatka platiniferous belt): structure, age, petrological and geochemical aspects

The paper presents new data on the geology of dunite-clinopyroxenite-gabbro massifs of the Tamanvayam areal (with a special accent on Machevna and Poputny massifs) and petro- and geochemical properties of constituent rocks. The time of formation of intrusions was specified (U-Pb zircon dating method).

The Machevna massif is mainly composed of linked facies transitions, gabbroids and clinopyroxenites that are broken by amphibole gabbro, leucogabbro, and metagabbro. The most recent formations dissecting all the above-described rocks are granites and granodiorites (tonalites), which make up complex injection bodies and small stocks in the central part of the massif.

According to new U-Pb dating all intrusive rocks of Machevna and Poputny intrusions were formed in a narrow time interval: of 73.1 – 67.7 Ma. The obtained time range intersects with the formation range of the siliceous volcanogenic strata of the Achayvaamskaya suite (biostratigraphic studies, retrospective data).

The proximity of the geochemical characteristics of gabbroids and pyroxenites with amphibole gabbros that cut them, leuco and monogabbro allows us to attribute them to a single magmatic complex. Geochemical affinity and a single interval of formation of intrusive rocks of the massifs of the Tamanvayam area and volcanites of the Achayvaam Formation indicate their formation during a single tectonomagmatic event. At the same time, gabbroids and pyroxenites can be considered as comagmates of basalts and picobasalts of the Achayvaam suite. High-Ca pyrobazalts of the Achayvaam suite, developed near the Machevna intrusion, are presumably the products of melts originating from concentrically zonal massifs.

Key words: Ural-Aliskian type, concentrically-zoned massifs, Koryak Highlands, dunite, wehrlite, clinopyroxenite, gabbro.