

**ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СРЕДНЕТРИАСОВОГО ВУЛКАНИЗМА В
ЮЖНОМ ПРИМОРЬЕ**

В.В. Голозубов¹, Н.Н. Крук^{2,3}, В.И. Киселев¹, С.Н. Руднев², С.А. Касаткин¹, Е.А. Крук²

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: golozubov@fegi.ru

²ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: kruk@igm.nsc.ru

³ФГАОУВО Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, ул. Пирогова 2, г. Новосибирск, 630090; e-mail: kruk@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 5 февраля 2016 г.

С целью уточнения геодинамических обстановок при формировании пермских вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов Южного Приморья выполнено комплексное исследование относительно хорошо обнаженного фрагмента барабашской свиты южной части Вознесенского террейна. Установлено, что в изученном разрезе пространственно совмещены потоки базальтов из резко различных источников. Базальты нижних частей разреза, судя по геохимическим характеристикам, сформированы за счет плавления океанической литосферной мантии либо астеносферы. Вышележащие базальты отвечают литосферной мантии, преобразованной субдукционными процессами. Стратиграфически выше базальтов располагается пачка известняков с остатками фауны кэптенского века средней перми, которая в изученном разрезе подстилается пачкой туфово-терригенных и терригенных пород. Из туфово-терригенных пород выделены для U-Pb датирования акцессорные цирконы. Конкордантный возраст, рассчитанный для наиболее молодой популяции цирконов, составляет 233.3 ± 3.3 млн лет (ладинский век среднего триаса). Сделан вывод о том, что барабашская свита представляет собой не стратиграфическое, а тектоно-стратиграфическое подразделение и, возможно, является фрагментом аккреционной призмы триасового времени. В свете полученных данных представляется сомнительным отнесение изученного блока к Вознесенскому террейну, как это сейчас принято. Более логичным представляется включение этого блока в Лаоэлин-Гродековский террейн – фрагмент позднепалеозойской активной окраины. В этом случае потребуются, во-первых, уточнить положение границы, разделяющей эти блоки, а во-вторых – пересмотреть в сторону омоложения время завершающего этапа амальгамации Лаоэлин-Гродековского террейна с террейнами Буря-Ханкайского орогенного пояса.

Ключевые слова: геодинамические обстановки, вулканизм, геохимия, U-Pb датирование цирконов, тектоническое районирование, Южное Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении Южного Приморья выделяется два крупных разновозрастных структурно-вещественных ансамбля: линейные мезозойские складчатые сооружения Сихотэ-Алиня, сформированные в процессе эволюции Тихоокеанского подвижного пояса, и коллаж террейнов позднедокембрийской и палеозойской консолидации, отражающий эволюцию Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

Ключевым в эволюции восточной части ЦАСП стал пермо-триасовый рубеж. По мнению ряда исследователей, именно в этот момент произошла коллизия докембрийских и палеозойских блоков и окончательное формирование домезозойской геологической структуры региона.

События, предшествующие этому рубежу, были связаны, по мнению [2, 11], с эволюцией активной окраины Солонкерского палеоокеана. На сопредельных территориях Китая и Кореи эти процессы маркируются формированием комплексов аккреционных призм, содержащих фрагменты офиолитовых разрезов, а на российской территории Южного Приморья –

ранне- и среднепермским вулканизмом, сменившимся в поздней перми интенсивными деформациями и массивным гранитообразованием [2, 6, 9]. Затем, в триасе, на большей части территории Южного Приморья фиксировался режим мелководной морской седиментации, не сопровождавшийся проявлениями эндогенной активности. Отметим, что первые результаты геохимических исследований пермских вулканитов [7] заставляют предполагать реализацию в перми более сложного геологического сценария, однако не ставят под сомнение наличие здесь окраинно-континентального режима, связанного с взаимодействием океанических и континентальных плит.

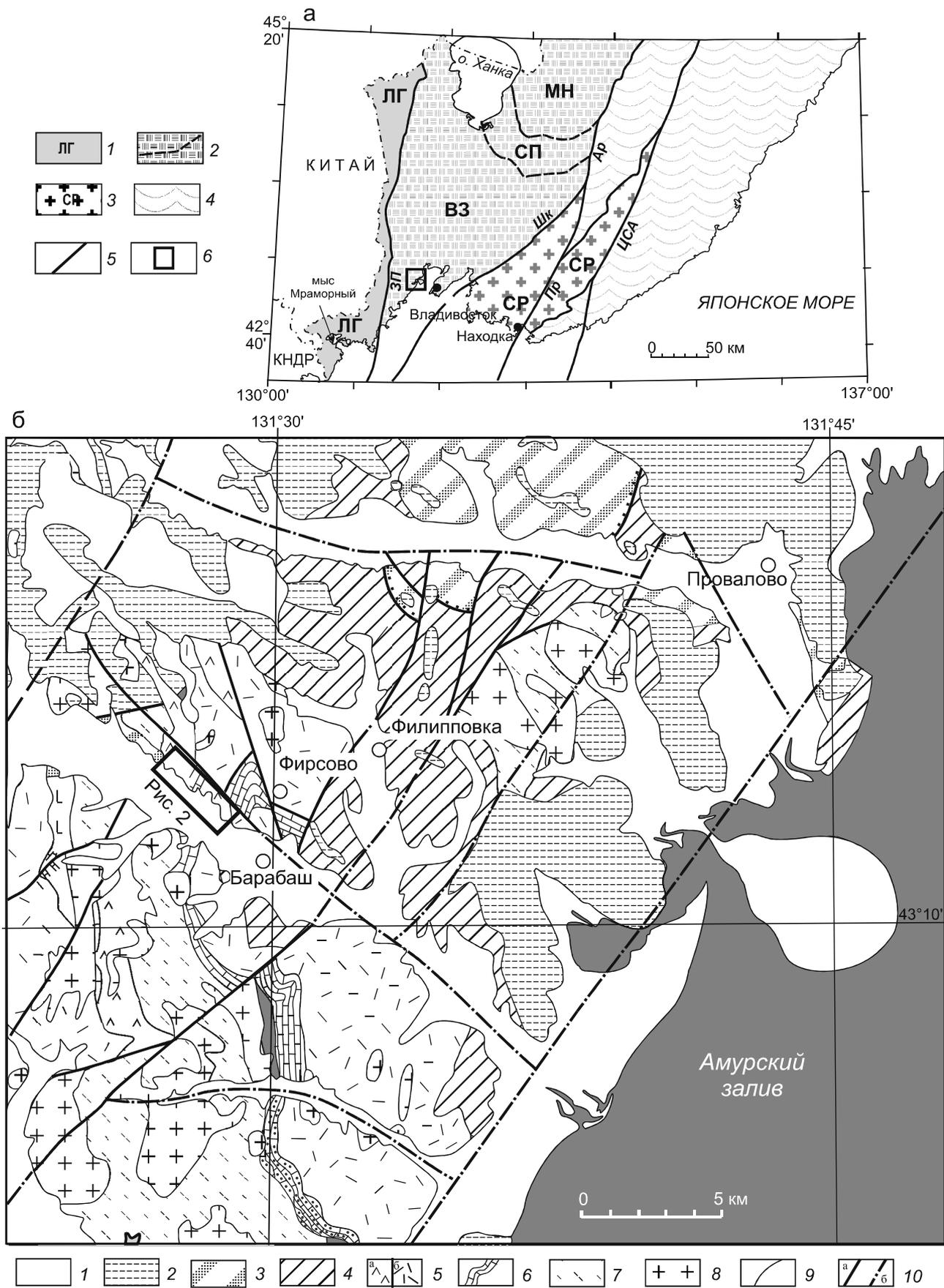
В российской части Южного Приморья пермские вулканические процессы наиболее активно проявлены в пределах раннепалеозойских террейнов Бурей-Ханкайского орогенного пояса и позднепалеозойского Лаоэлин-Гродековского террейна (рис. 1). Раннепермские вулканиты установлены в локальных выходах дунайской свиты (сакмарский-артинский ярусы) в Сергеевском террейне и казачкинской свиты (болорский ярус) Лаоэлин-Гродековского террейна. Более распространены вулканиты владивостокской свиты, датируемые вордским ярусом средней перми. Стратиграфически выше залегает барабашская (и ее возрастной аналог туфогенно-карбонатная чандалазская) свита, возраст которой определяется как эптенский по многочисленным находкам фауны, главным образом, в известняках (фораминиферы *Monodiexodina wanneri* (Schubert), *Skinnerella schucherti* Dunb. et Skinn.; мшанки *Dyscritella bogatensis* Kis., *Girtypora regula* Kis.; брахиоподы *Anidanthus ussuriicus* (Frcks), *Haydenella kiangsiensis* (Kays.). По данным [4], в большинстве разрезов барабашская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную преимущественно базальтами, вулканогенно-осадочными породами и карбонатами, и верхнюю, где преобладают лавы и пирокластические образования средне-кислого состава, а также осадочные породы. Общими особенностями этих свит являются тесная ассоциация вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, постепенное увеличение кремнекислотности продуктов вулканизма (от базальтов и андезитов до риолитов) снизу вверх по разрезу, а также прибрежно-морские и лагунные обстановки седиментации. Барабашская свита, как и другие свиты пермского возраста, дислоцирована и прорвана интрузиями преимущественно гранитоидов также позднепермского возраста (в т.ч. гамовский и седанкинский комплексы), при последующем размыве выведенными на поверхность Земли и перекрытыми триасовыми образованиями, образующими, соответственно, верхний структурный этаж.

Триасовые отложения в южной части Вознесенского террейна представлены мощной (более 1500 м) толщей терригенных пород, накапливавшихся в прибрежно-морских, реже лагунно-континентальных обстановках в течение практически всего периода (от индского до норийского веков включительно). Исключение составляет лишь западная, прилегающая к Лаоэлин-Гродековскому террейну часть (включая и район исследований), где базальные слои датированы карнийским ярусом и где, соответственно, выпадает из разреза нижний и средний триас. Карнийским ярусом датируется (по флоре) также вулканогенно-осадочная тальминская толща северной части Лаоэлин-Гродековского террейна [4, 5].

Необходимо отметить, что «прямые» изотопные датировки вулканических пород перечисленных выше страгонов отсутствуют: все имеющиеся определения возраста основываются на находках остатков фауны в карбонатах либо флоры в терригенных породах, ассоциирующих в разрезах с вулканическими породами. В условиях плохой обнаженности и в результате многократно проявленных тектонических дислокаций, а также при недостаточной изученности взаимоотношений между слоями даже на опорных разрезах остается много спорных вопросов, касающихся порядка напластования слоев, их истинной мощности и степени выдержанности по латерали. Недостаточная геохимическая изученность вулканитов не позволяет сколько-нибудь уверенно судить о геодинамических обстановках пермского и триасового времени для рассматриваемой территории. Для решения хотя бы части перечисленных проблем нами предпринято детальное комплексное исследование относительно хорошо обнаженного разреза барабашской свиты в южной части Вознесенского террейна. Ниже излагаются результаты этих исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Изученный разрез находится в левом борту р. Барабашевки, приблизительно в 3 км северо-западнее пос. Барабаш. Разрез ориентирован в направлении с северо-запада на юго-восток, практически вкрест простирания отложений. Слои имеют устойчивое падение на юго-восток под углами 40–50°. Непосредственно в долине р. Барабашевки основание разреза перекрыто меловыми угленосными отложениями; западнее фиксируется согласное (по данным [3]) налегание вулканогенно-осадочных толщ на среднепермские отложения владивостокской свиты. Сверху вулканогенно-осадочные толщи несогласно перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями позднего триаса.



В нижней части разреза залегает мощная толща базальтовых лав и туфов. Выше по разрезу они сменяются туфами и туффитами смешанного состава, которые, в свою очередь, перекрыты сверху еще одной пачкой базальтов. Еще выше залегает преимущественно осадочная толща, сложенная песчаниками и гравелитами (редко конгломератами), содержащая отдельные прослои туфов и туффитов. Вулканогенно-терригенный разрез наращивается мощной пачкой плитчатых известняков с фауной средней перми. Далее к юго-востоку залегает мощная толща кислых вулканитов, относимых, по данным [3], к верхней подсите барабашской свиты. Отложения прорваны дайками долеритов, андезитов, дацитов и риолитов. Общая схема строения разреза и положение точек опробования приведены на рис. 2. Контакты между пачками вулканических, пирокластических и осадочных пород в большинстве своем перекрыты четвертичными отложениями и недоступны для прямого наблюдения.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение петрографических особенностей пород проводилось в стандартных полированных шлифах. Содержания петрогенных компонентов в породах определялись методом рентгено-флуоресцентного анализа в ИГМ СО РАН (аналитики – Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник) по стандартной методике. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на приборе FINIGAN ELEMENT (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский). Методика пробоподготовки и процедура анализа соответствовала описанной в [10].

Аксессуарные цирконы выделены С.Н. Рудневым в ИГМ СО РАН. Их U-Pb-изотопные исследования были проведены в Дальневосточном геологическом

институте ДВО РАН с использованием приборного комплекса, включающего ультрафиолетовый лазер NWR-213 (Electro Scientific Industries, Inc, USA) и масс-спектрометр с индукционно-связанной плазмой Agilent 7500a (Agilent Technologies, USA). Диаметр пучка лазера составлял 20 мкм, время абляции – 100 с, глубина кратера достигала 30–40 мкм. В целом методика аналитических исследований близка к описанной в [13].

Зерна циркона имплантировались в эпоксидную смолу, затем чистились в теплой ультразвуковой ванне вначале для удаления возможных жировых загрязнений в 2 % растворе “Citranox” (Alconox, Inc, USA), затем для удаления возможного свинцового заражения – в 2 % растворе HNO_3 . Данная операция позволяет не проводить “pre-ablation” исследуемого образца.

Технические детали методики измерения изотопных отношений описаны в [1, 8]. Масс-спектр сканировался по центрам следующих масс: 206, 207, 208, 232, 238. Поскольку фоны ртути в спектре масс были постоянно высокими, измерение на 204 массе не проводилось. Расчет U-Pb возраста проводился с использованием программного комплекса GLITTER [www.mq.edu.au/GEMOC]. Контроль стабильности работы прибора и воспроизводимости проводился путем анализа стандартного циркона Темога 2 (каждое 8 измерение). Для построения диаграммы конкордий и эллипсов погрешностей использован программный пакет Isoplot/Ex v. 3.00 [15].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Базальты нижней части разреза представляют собой черные или темно-серые породы мелкопорфировой структуры. Вкрапленники (их количество варьирует от единичных до 20–30 %, а размер достигает 5 мм) практически нацело замещены крупными лейстами хлорита. В отдельных случаях встречаются реликты клинопироксена, а некоторые вкрапленники (судя по форме выделений) представляют собой за-

Рис. 1 а. Схема террейнов Южного Приморья (по [2]).

1 – Лаозлин-Гродековский террейн – фрагмент позднепалеозойской активной окраины; 2 – террейны раннепалеозойского Бурей-Ханкайского орогенного пояса: МН – Матвеевско-Нахимовский, СП – Спасский, ВЗ – Вознесенский – и границы между ними (пунктир); 3 – Сергеевский террейн – фрагмент палеозойской и мезозойской пассивной окраины, включенный в структуру мезозойского орогенного пояса; 4 – террейны позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса; 5 – разломы, в т.ч. ЗП – Западно-Приморский, Шк – Шкотовский, Ар – Арсеньевский, Пр – Партизанский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алиньский; 6 – положение района исследований.

б. Геологическая схема южной части Вознесенского террейна (по [3] с изменениями).

1–4 – мезозойско-кайнозойские отложения: 1 – четвертичные, 2 – палеоген-неогеновые, 3 – меловые, 4 – познетриасовые. 5–6 – породы барабашской свиты: 5 – подсвиты: а – нижняя и б – верхняя; 6 – маркирующие горизонты известняков с фауной кэптенского возраста; 7 – вулканогенно-осадочные толщи владивостокской свиты (P_2), 8 – пермские гранитоиды, 9 – геологические границы; 10 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые.

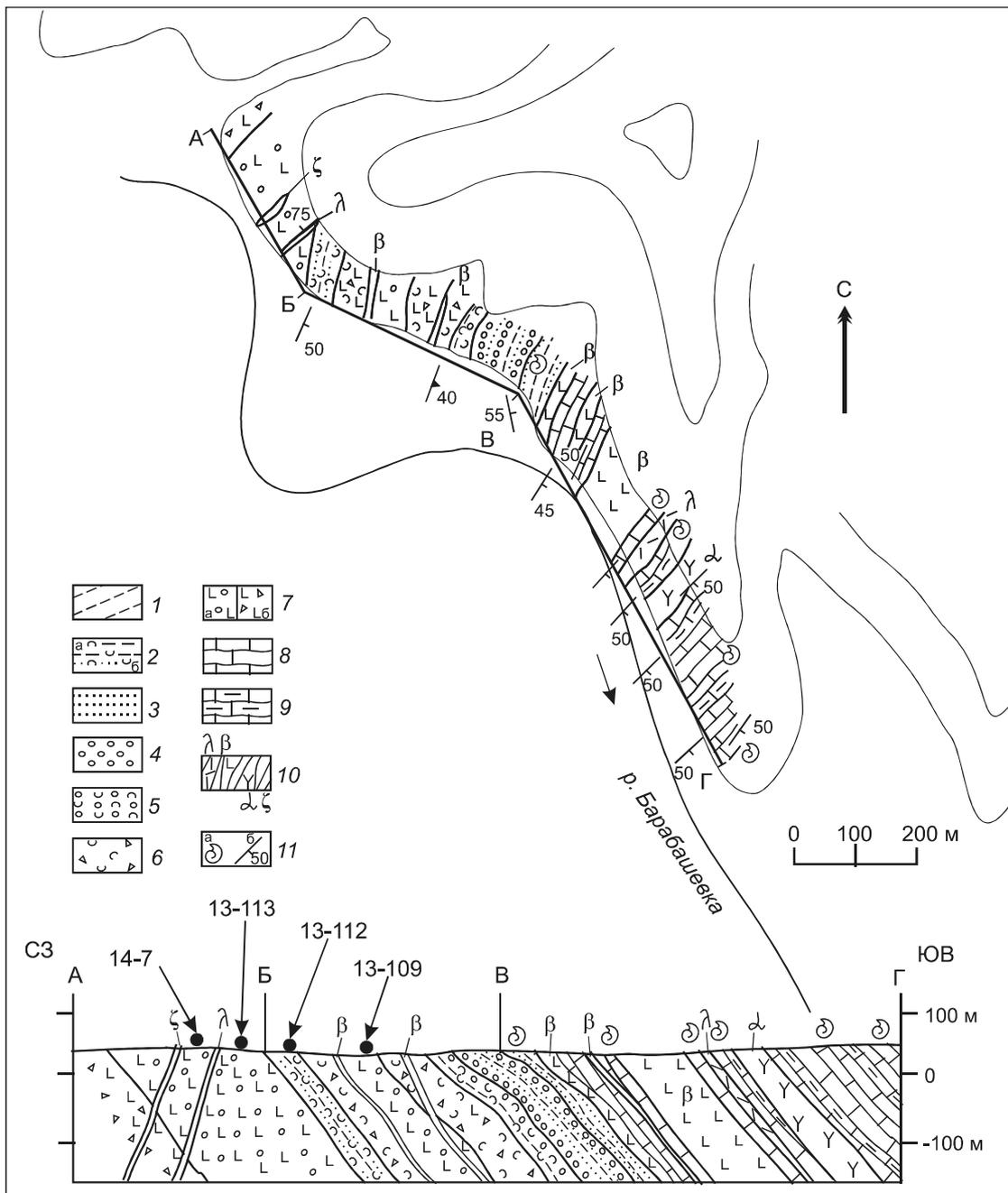


Рис. 2. Схема строения разреза среднебарабашской подсвиты и положение точек отбора проб (стрелки). Левобережье р. Барабашевка в 3 км выше по течению от пос. Барабаш.

1 – алевролиты; 2 – туффиты алевритовые (а) и псаммитовые (б); 3 – песчаники; 4 – конгломераты, гравелиты; 5 – туфоконгломераты; 6 – туфы смешанного состава; 7 – базальты (а) и их туфы (б); 8 – известняки; 9 – мергели; 10 – дайки риолитов (λ), базальтов (β), андезитов (α) и дацитов (ζ); 11 – точки находок макрофауны (а), ориентировка слоистости (б).

мешенные зерна оливина). Основная масса гиалопилитовая, сложена тонкими расщепленными кристаллами плагиоклаза, мелкими изометричными зернами рудного минерала и разложившим вулканическим стеклом темно-бурого цвета. Плагиоклаз часто образует веерообразные агрегаты, замещающиеся карбонатным материалом с высоким рельефом и аномальными

цветами интерференции. Текстура пород флюидальная, местами мелкопузырчатая, поры выполнены хлорит-карбонатным материалом.

Базальты верхней пачки представляют собой темно-серые порфиридные породы. Вкрапленники размером до 1 см (их количество составляет 45–50 % от объема породы) представлены исключительно

плагиоклазом удлиненно-призматического облика. Кристаллы ясно зональные с развитием широкополосчатых двойников. Основная масса имеет микродолеритовую структуру и представлена «каркасом» из мелких идиоморфных лейст плагиоклаза, в интерстициях между которыми находятся почти изометричные зерна темноцветного минерала (клинопироксена, в основном замещенного хлоритом или, реже, эпидотом) и мелкие кристаллы магнетита. Текстура пород массивная, в отдельных участках – мелкопузырчатая.

Туфы и туффиты – обычно зеленовато-серые, до светло-серых породы. Туфы витролитокластические. Среди обломков пород преобладают стекло и вулканические породы кислого состава (риолиты), реже встречаются плагиоклазовые порфириды и кварцевые порфиры. Обломки стекла диагностируются по характерным для вулканических стекол скорлуповатым структурам, в проходящем свете имеют очень низкий рельеф. В скрещенных николях видно, что они состоят из тонких микролитов плагиоклаза и зернышек кварца. Кислые эффузивы – порфиновые породы с вкрапленниками тонкосдвойникованного кислого плагиоклаза и кварца в оптически изотропной основной массе. Обломки плагиоклазовых порфиридов часто оплавлены и подвержены зеленокаменным изменениям (плагиоклаз и темноцветы, диагностирующиеся по форме зерен и реликтам, практически нацело замещены хлоритом и черным рудным минералом). Цементирующая масса сложена пемзовым материалом, поры в котором заполнены хлоритом и тонкими иглочками плагиоклаза, обычно серицитизированным и/или карбонатизированным.

Туффиты отличаются от туфов более высокой степенью окатанности обломков и темно-коричневым цветом основной массы. Среди обломков, наряду с описанными выше вулканическими породами и стеклом, широко распространены (вплоть до резкого преобладания) зерна кварца и полевого шпата.

Кварц, количество которого может достигать 70 % всей обломочной части, представлен зернами разной степени окатанности (преобладают слабоокатанные с частичной огранкой), часто имеющими облачное погасание. Зерна плагиоклаза в большинстве случаев средней степени окатанности, незональные, часто присутствует тонкая двойниковая штриховка. Основная масса сложена материалом пелитовой размерности, содержащим мелкие обломки кристаллов магнетита, кварца и полевого шпата, размер которых не превышает 0.03 мм.

Песчаники соответствуют алевритистым кварцевым грауваккам с глинисто-карбонатным цементом. Среди обломков преобладают кварц, кремни, встречаются единичные зерна плагиоклаза и обломки пород.

Кварц, составляющий примерно 70–80 % всей обломочной части, часто имеет облачное погасание. Размер зерен от 0.009 до 0.16 мм, преобладают зерна размером 0.07–0.05 мм. Зерна имеют разную степень окатанности, преобладают слабоокатанные с частичной огранкой. Обломки горных пород (не более 20–30 % от всей обломочной части) – это, как правило, округлые обособления средней степени окатанности с присутствием вдавленных поверхностей. Среди пород диагностируются микрокварциты, стекловатые кислые эффузивы, туфы. Структура обломочной части тонкозернистая. Цемент составляет не более 20 % объема пород и имеет глинисто-кварц-карбонатный состав. Структурный тип цемента – островной прерывисто-контурный, взаимоотношения с обломочной частью регенерационные, проникновения, в некоторых случаях замещающие. Микротекстура пород массивная.

Известняки серые и светло-серые пелитоморфные, с многочисленными остатками стеблей криноидей, редко – брахиопод. Отдельные пачки (мощностью до нескольких м) имеют тонкоплитчатое строение – «плитки» мощностью 3–10 см разделены слоями темно-серых глинистых мергелей (1–3 см).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ

Базальты нижней части разреза характеризуются низкой кремнекислотностью (45–49 мас. % SiO_2), повышенными содержаниями титана (1.8–2.4 мас. % TiO_2) и фосфора (0.32–0.99 мас. % P_2O_5). Содержания щелочей сильно варьируют ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.3–6.9$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} = 0.55–2.1$ мас. %). На TAS-диаграмме фигуративные точки попадают в поля пород нормальной и умеренно-щелочной серий (рис. 3 а), на диаграмме Винчестера-Флойда (рис. 3 б) образуют линейный тренд от поля базальтов нормальной щелочности до щелочных. На диаграмме « SiO_2 – K_2O » – точки составов базальтов нижней части разреза лежат в полях умеренно- и высококалиевых разновидностей (рис. 3 в), а на диаграмме Миаширо (рис. 3 г) формируют незакономерный рой в области толеитового тренда дифференциации. Из других особенностей необходимо отметить повышенную глиноземистость ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15–20$ мас. %), невысокую магнезиальность ($\text{Mg}\# = 20–47$) и низкие содержания Ca (табл. 1).

Редкоэлементный состав пород характеризуется широкими вариациями содержаний несовместимых элементов. В наиболее деплетированных (низкотитанистых и низкофосфористых) разновидностях концентрации HFSE и PЗЭ близки к таковым в N-MORB ($\text{Zr} = 140–170$ ppm, $\text{Hf} = 4–4.5$ ppm, $\text{Y} = 29–32$ ppm, $\text{Nb} = 4.5–5.0$ ppm, $\text{Ta} = 0.25–0.3$ ppm, $\text{Th} = 0.3–0.6$ ppm, $\Sigma\text{PЗЭ} = 45–70$ ppm, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.7–1.0$ (рис. 4 а, б,

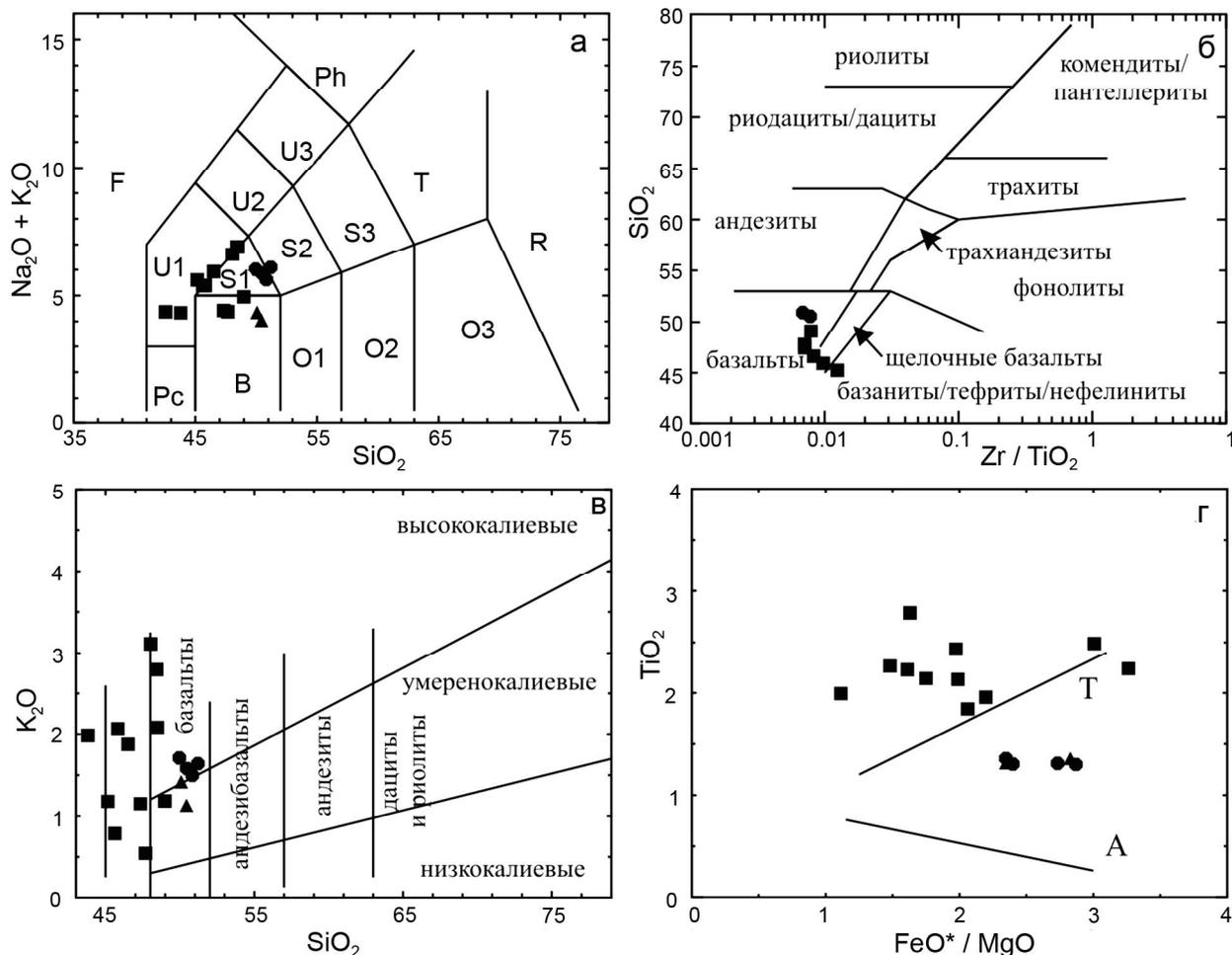


Рис. 3. Геохимические диаграммы для базальтов из разреза р. Барабашевка.

а – диаграмма « SiO_2 –сумма щелочей» [14]; поля: F – фойдиты, Pc – пикробазальты, B – базальты, O1 – андезибазальты, O2 – андезиты, O3 – дациты, S1 – трахибазальты, S2 – трахиандезибазальты, S3 – трахиандезиты, T – трахиты, трахидациты, R – риолиты, U1 – тефриты, базаниты, U2 – фонотефриты, U3 – тефрофонолиты, Ph – фонолиты. б – диаграмма « Zr/TiO_2 – SiO_2 » [20]. в – диаграмма « SiO_2 – K_2O », границы полей по [18]. г – диаграмма « FeO^*/MgO – TiO_2 » [16], тренды Т – толеитовый, А – известково-щелочной. 1 – базальты основания разреза, 2 – базальты верхней пачки, 3 – базальты барабашковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна (разрез в районе м. Мраморный).

табл. 1)). В наиболее обогащенных разновидностях концентрации РЗЭ, Zr, Hf и Y приближаются к уровню, типичному для OIB, в то время как содержания Th, Nb, Ta и Ti существенно ниже характерных для этого типа пород и близки к наблюдаемым в E-MORB (табл. 1). Для всех изученных пород характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb и Ba). Поведение Sr имеет более сложный характер: на мультиэлементных спектрах деплетированных разновидностей наблюдается положительная аномалия по этому элементу, в наиболее обогащенных – отрицательная (рис. 4 б). Вероятнее всего, подобные вариации содержаний щелочных и щелочноземельных металлов обусловлены постмагматическим изменением пород, а не особенностями кристаллизационной дифференци-

ации. На это, в частности, указывает отсутствие четкой зависимости между поведением Sr и Eu, концентрирующихся, главным образом, в плагиоклазе (рис. 4 б).

В целом по петрохимическому редкоэлементному составу базальты нижней части разреза уверенно идентифицируются как океанические образования (породы спрединг-центров и океанических островов). Это подтверждается положением точек их состава на дискриминантных диаграммах (рис. 5 а, б).

Базальты верхней пачки существенно отличаются по своему составу от описанных нижней пачки (табл. 1). Они характеризуются более высокой кремнекислотностью, более низкими содержаниями титана и фосфора (1.3–1.4 и 0.28–0.33 масс. % TiO_2 и P_2O_5 , соответственно), более низкими содержаниями

Таблица 1. Представительные анализы базальтов.

№ обр.	13-113/2	13-113/3	13-113/6	14-7/2	14-7/3	14-7/4	13-109/1	13-109/4	15-7/1	15-7/2	15-8/2
эл-т	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45.18	47.72	47.37	45.85	49.02	46.55	50.48	50.86	49.10	51.82	50.98
TiO ₂	2.37	2.13	2.14	1.84	1.99	2.43	1.30	1.31	1.00	1.03	1.08
Al ₂ O ₃	15.00	19.14	17.66	18.79	16.46	19.47	19.42	19.4	17.72	14.99	16.87
Fe ₂ O ₃ *	19.26	12.89	11.70	13.01	8.68	11.81	9.48	9.5	10.39	11.43	10.52
MnO	0.17	0.25	0.24	0.11	0.13	0.1	0.14	0.16	0.17	0.17	0.15
MgO	4.09	5.83	6.02	5.68	7.02	5.38	2.97	3.13	6	4.45	6.99
CaO	6.11	4.11	8.12	5.79	8.41	4.06	6.91	7.34	10.81	7.66	7.75
Na ₂ O	4.42	3.82	3.26	3.31	3.76	4.05	4.28	4.11	2.49	4.01	3.54
K ₂ O	1.19	0.55	1.16	2.07	1.19	1.89	1.59	1.51	0.9	1.06	0.81
P ₂ O ₅	0.99	0.32	0.42	0.38	0.48	0.47	0.28	0.28	0.11	0.15	0.19
п.п.п.	1.41	3.52	2.01	3.28	2.72	3.81	2.62	2.38	1.16	2.58	1.36
сумма	100.21	100.28	100.09	100.35	100.05	100.37	99.48	99.98	99.97	99.46	100.35
Sc	29.3	29.6	31.4	31.4	31.2	36.6	23.8	22.7	35.8	39.8	41.2
Co	10.4	13.2	40.4	20.8	40.9	55.8	19.6	18.3	30.1	30.2	28.7
Ga	17.2	20.7	17.9	20.5	17.4	22.1	19.0	17.6	16.3	17.2	17.1
Rb	31	17	27	64	26	51	41	32	27	24	17
Sr	450	349	370	523	539	569	778	745	417	369	376
Y	55	31	53	31	35	34	25	23	18	21	21
Zr	290	148	150	177	155	198	100	88	47	55	75
Nb	13.4	4.8	4.3	5	4.2	5	5.4	4.9	1.5	1.9	2.4
Cs	2.6	8.4	6.6	8	2.9	7.4	12.5	6.9	6	1.6	2.3
Ba	425	210	389	1060	324	914	453	443	129	262	161
La	37.98	3.53	6.68	7.83	14.5	30.64	18.25	16.4	4.72	7.6	7.43
Ce	99.37	9.11	18.59	20.48	39.01	70.62	38.12	35.31	10.79	15.61	16.7
Pr	16.02	1.71	3.6	3.28	6.07	9.16	5.71	5.15	1.62	2.12	2.33
Nd	66.08	8.63	20.55	15.07	28.61	36.12	23.04	20.72	6.92	9.54	10.59
Sm	12.59	2.88	7.7	4.49	7.34	7.46	5	4.64	2.21	2.94	3.24
Eu	4.01	1.44	2.35	1.91	2.81	1.75	1.71	1.59	0.94	0.96	1.1
Gd	11.17	3.98	9.38	5.59	7.67	7.46	4.4	4.29	2.67	3.43	3.49
Tb	1.66	0.75	1.66	0.89	1.15	1.02	0.73	0.67	0.48	0.53	0.56
Dy	9.45	5.01	10.1	5.38	6.53	5.77	4.28	4.02	2.99	3.64	3.74
Ho	1.88	1.11	2	1.16	1.28	1.13	0.86	0.78	0.62	0.78	0.8
Er	5.40	3.18	5.7	3.31	3.60	3.4	2.45	2.25	1.9	2.2	2.22
Tm	0.81	0.49	0.8	0.48	0.52	0.5	0.38	0.35	0.29	0.36	0.35
Yb	5.10	3.13	4.96	3.15	3.38	3.18	2.5	2.14	1.93	2.4	2.3
Lu	0.75	0.46	0.75	0.48	0.51	0.49	0.37	0.32	0.29	0.36	0.35
Hf	7.5	4.2	4	4.5	4.1	5	3.1	2.7	1.4	1.7	2.1
Ta	0.7	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1
Th	0.7	0.6	0.3	0.3	0.4	0.5	2.9	2.7	0.9	1.0	0.9
U	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.7	0.7	0.3	0.4	0.4

Примечание. 1–8 – разрез по р. Барабашевке: 1–6 – базальты нижней пачки, 7–8 – базальты верхней пачки; 9–11 – разрез в районе мыса Мраморный, базальты нижней подсветы. Fe₂O₃* – суммарное железо в форме Fe₂O₃.

железа и магния и повышенными – кальция (табл. 1). Содержания щелочей в них варьируют слабее, чем в базальтах нижней части разреза (Na₂O + K₂O = 4–6.1 масс; K₂O = 1.1–1.7 мас. %). На TAS-диаграмме (рис. 3 а) точки составов попадают на границу полей

нормальной и повышенной щелочности, на диаграмме «SiO₂–K₂O» – в поле высококалийных пород. Однако положение составов пород на диаграмме Винчестера-Флойда (напомним, что она позволяет нивелировать влияние процессов спилитизации на состав

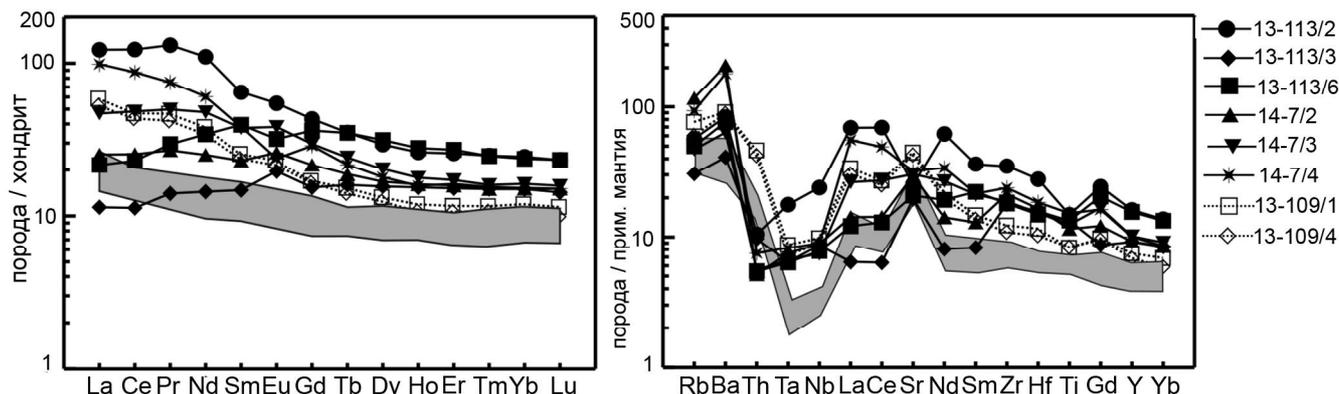


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные диаграммы для базальтов разреза по р. Барабашевке.

Номера проб соответствуют табл. 1. Серое поле – составы базальтов из разреза м. Мраморный. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [12]; мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [19].

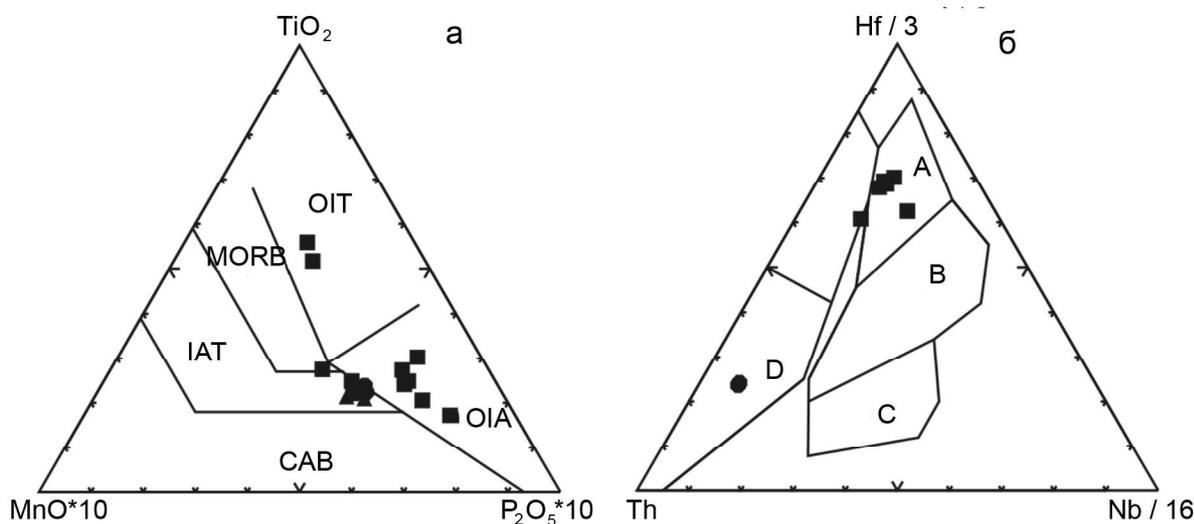


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы для базальтов разреза по р. Барабашевке.

А – диаграмма « $\text{MnO} \cdot 10 - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ » [16]; поля: MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – щелочные базальты океанических островов, IAT – толеиты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты. Б – диаграмма « $\text{Th} - \text{Hf}/3 - \text{Nb}/16$ » [21]; поля: А – N-MORB, В – E-MORB, внутриплитные толеитовые базальты и их дифференциаты, С – щелочные внутриплитные базальты и их дифференциаты, D – базальты вулканических дуг и их дифференциаты. Условные обозначения см. на рис. 3.

вулканитов) указывает на принадлежность рассматриваемых пород к нормальному ряду (рис. 3 б).

Редкоземельный состав характеризуется несколько пониженными, в сравнении с базальтами основания разреза, концентрациями высокозарядных элементов ($\text{Zr} - 90-100$ ppm, $\text{Y} - 22-24$ ppm, $\text{Hf} - 2.7-3$ ppm, $\text{Nb} - 4.8-5.4$ ppm, $\text{Ta} \approx 0.3$ ppm) и существенно более высокими ($2.6-3$ ppm) – тория. Содержания редкоземельных элементов находятся на близкларковом уровне ($\sum \text{РЗЭ} - 98-110$ ppm), спектры их распределения асимметричны с $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 4-5$, с крайне незначительными максимумами по европию

(рис. 4 а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 4 б) наблюдаются отчетливые минимумы по Nb и Ta, максимум по Sr.

На дискриминантных диаграммах (рис. 5) точки составов базальтов верхней подсвиты либо попадают в поля пород вулканических дуг, либо в поля внутриплитных пород вблизи их границы с островодужными образованиями.

Необходимо отметить, что базальты изученного разреза (как нижней, так и верхней его частей) достаточно сильно отличаются по составу от базальтов барабашской свиты Лаоелин-Гродековского

террейна. В табл. 1 и на рис. 3–4 приведены химические составы базальтов нижней подсвиты барабашской свиты из разреза в районе мыса Мраморный. В сравнении с базальтами основания разреза по р. Барабашевке эти породы отличаются низкой титанистостью, пониженными концентрациями калия и фосфора, ярко выраженными «надсубдукционными» характеристиками. От базальтов верхней пачки они отличаются повышенными содержаниями железа и магния, пониженными – калия и фосфора и практически всей гаммы несовместимых элементов. В то же время нужно отметить, что форма мультиэлементных спектров двух групп сравниваемых базальтов одинакова (рис. 4 б). Поскольку обе группы пород обладают близкой магнизиальностью, наблюдаемые различия не могут рассматриваться как результат различной степени дифференцированности расплавов и подтверждать таким образом (хоть и косвенно) принадлежность рассматриваемых пород к единому этапу магматической активности. С точки зрения авторов это свидетельствует в пользу одного и того же источника базальтовых магм (судя по геохимическим характеристикам, это была литосферная мантия, преобразованная субдукционными процессами). В этом отношении они резко отличаются от базальтов нижней части разреза р. Барабашевки, образованных, судя по особенностям вещественного состава, за счет плавления океанической литосферной мантии либо астеносферы.

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ

Как указано выше, образования барабашской свиты в Лаоелин-Гродековском террейне датировались кэптенским ярусом средней перми по комплексу фауны, обнаруженному в известняках. Однако присутствие в едином разрезе осадочных пород резко различных фациальных условий накопления, равно как и базальтов разной природы, поставило вопрос о том, насколько правомерно распространять возрастные оценки, полученные для известняков, на все породы разреза.

Для решения этого вопроса была предпринята попытка выделения цирконов из туфов и туффитов средней части разреза.

Выделение цирконов проводилось в тяжелых жидкостях в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Из пробы туфа дацитового состава (14-7) весом 2.5 кг удалось выделить всего три зерна. Из пробы туффита (13-112) было выделено около 50 зерен, которые затем и были использованы для U-Pb датирования. Всего было выполнено 28 изотопных определений по 25 зернам (рис. 6 а). За исключением трех аналитических точек с высокой (10 % и более) дискордантностью

остальные определения по значениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста принадлежат к пяти группам. Для одного зерна был определен докембрийский возраст (740 ± 17 млн лет); четыре точки (три зерна) показали ордовикские (475–461 млн лет) возраста; семь точек (шесть зерен) – раннекаменноугольные (351–326 млн лет); наиболее многочисленная популяция цирконов (девять зерен, 10 аналитических точек) продемонстрировала пермские (279–258 млн лет) возраста, наконец, три зерна оказались среднетриасовыми (235–231 млн лет). Конкордантный возраст, рассчитанный для этих молодых точек (зерна №№ 7, 11, 12, табл. 2), составляет 233.3 ± 3.3 млн лет (СКВО = 0.89), что соответствует ладинскому ярусу среднего триаса (рис. 6 б).

Изучение морфологии и особенностей внутреннего строения цирконов показало, что разновозрастные зерна характеризуются рядом отличий. Так зерна циркона, для которых установлен среднетриасовый возраст (235–231 млн лет), характеризуются идиоморфной формой выделений, ровными ребрами и гранями, призматическим габитусом (130–170 мкм, $K_{\text{удл.}} = 1.6\text{--}2.0$) и осцилляторным (магматическим) типом внутренней зональности (рис. 7 а). Во внутренних частях иногда наблюдаются сингенетичные непрозрачные выделения рудных минералов. Наиболее многочисленная популяция циркона, имеющая пермский возраст (279–258 млн лет), представлена как целыми кристаллами, так и их обломками, для которых, судя по морфологии, характерными являются короткопризматический габитус и субидиоморфная форма выделений, с овальными ребрами и гранями (рис. 7 б). Размерность зерен циркона варьирует от 125 до 190 мкм ($K_{\text{удл.}} = 1.5\text{--}2.0$). Как видно на катодолюминесцентных изображениях, для их внутреннего строения свойственна тонкая магматическая зональность и наличие сингенетичных прозрачных и непрозрачных включений.

В отдельных зернах циркона наблюдаются признаки метамиктизации, локальной перекристаллизации и растворения, а по периферии кристаллов – развитие широких зон зонального циркона поздней генерации.

Цирконы раннекаменноугольного возраста (351–326 млн лет) имеют призматический габитус (120–300 мкм, $K_{\text{удл.}} = 1.8\text{--}2.7$), овальную форму ребер и граней. Характерной особенностью их внутреннего строения является наличие осцилляторной магматической зональности и присутствие в краевых и центральных частях кристаллов непрозрачных сингенетичных включений. Вокруг таких включений наблюдаются плеохроичные дворники. Кроме того, по периферии зерен циркона иногда отмечаются признаки развития зон метамиктизации или перекристаллизации. В

Таблица 2. Результаты датирования единичных зерен цирконов из пробы туффита 13-112 (разрез по р. Барабашевка).

№ зерна и точки	изотопные отношения		Rho	Возраст по отношениям $\pm 1\sigma$ (абс), млн лет			D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$ %		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
1z	0.4257 \pm 4.0	0.0557 \pm 1.9	0.47	430 \pm 91	360 \pm 12	349 \pm 6	3
1r	0.4097 \pm 3.4	0.0549 \pm 1.6	0.49	378 \pm 77	349 \pm 10	344 \pm 5	1
2	0.2996 \pm 2.8	0.0414 \pm 1.5	0.53	306 \pm 66	266 \pm 7	262 \pm 4	2
3z	0.2859 \pm 4.7	0.0408 \pm 2.0	0.43	233 \pm 111	255 \pm 11	258 \pm 5	-1
3r	0.2957 \pm 3.1	0.0421 \pm 1.6	0.51	238 \pm 73	263 \pm 7	266 \pm 4	-1
4z	0.6014 \pm 6.4	0.0765 \pm 2.8	0.44	492 \pm 145	478 \pm 25	475 \pm 13	1
4r	0.4182 \pm 4.1	0.0555 \pm 1.9	0.47	399 \pm 93	355 \pm 12	348 \pm 6	2
5	0.3167 \pm 4.3	0.0429 \pm 2.0	0.46	354 \pm 100	279 \pm 10	271 \pm 5	3
6	0.2988 \pm 4.0	0.0411 \pm 1.9	0.47	318 \pm 93	266 \pm 9	260 \pm 5	2
7	0.2658 \pm 5.1	0.0372 \pm 2.2	0.44	280 \pm 118	239 \pm 11	235 \pm 5	2
8	0.4160 \pm 4.2	0.0560 \pm 2.0	0.47	364 \pm 97	353 \pm 13	351 \pm 7	1
9	0.3030 \pm 4.6	0.0416 \pm 2.1	0.45	323 \pm 107	269 \pm 11	263 \pm 5	2
10	0.2994 \pm 4.3	0.0413 \pm 2.0	0.46	312 \pm 101	266 \pm 10	261 \pm 5	2
11	0.2682 \pm 6.5	0.0367 \pm 2.8	0.43	330 \pm 150	241 \pm 14	232 \pm 6	4
12	0.2643 \pm 6.4	0.0366 \pm 2.7	0.43	305 \pm 148	238 \pm 14	231 \pm 6	3
13z	0.6065 \pm 4.9	0.0765 \pm 2.2	0.46	510 \pm 110	481 \pm 19	475 \pm 10	1
13r	0.6062 \pm 4.8	0.0764 \pm 2.2	0.46	511 \pm 109	481 \pm 19	475 \pm 10	1
15	0.5958 \pm 5.8	0.0741 \pm 2.6	0.45	540 \pm 131	475 \pm 22	461 \pm 12	3
16	0.4095 \pm 6.5	0.0542 \pm 2.7	0.42	402 \pm 146	349 \pm 19	341 \pm 9	2
17	0.3168 \pm 6.6	0.0442 \pm 2.8	0.42	284 \pm 154	279 \pm 16	279 \pm 8	0
18	0.3234 \pm 6.4	0.0408 \pm 2.8	0.44	508 \pm 143	285 \pm 16	258 \pm 7	9
19	0.3250 \pm 8.0	0.0420 \pm 3.2	0.40	456 \pm 178	286 \pm 20	265 \pm 8	7
20	<i>1.2107 \pm 5.5</i>	<i>0.1217 \pm 2.5</i>	<i>0.45</i>	<i>990 \pm 115</i>	<i>806 \pm 31</i>	<i>740 \pm 17</i>	<i>11</i>
21	<i>3.2516 \pm 5.5</i>	<i>0.2198 \pm 2.4</i>	<i>0.44</i>	<i>1753 \pm 103</i>	<i>1470 \pm 43</i>	<i>1281 \pm 28</i>	<i>13</i>
22	0.4206 \pm 6.4	0.0519 \pm 2.8	0.43	557 \pm 142	357 \pm 19	326 \pm 9	8
23	0.3031 \pm 8.5	0.0430 \pm 3.4	0.41	247 \pm 195	269 \pm 20	271 \pm 9	-1
24	<i>1.0104 \pm 6.8</i>	<i>0.0502 \pm 3.2</i>	<i>0.47</i>	<i>2300 \pm 122</i>	<i>709 \pm 35</i>	<i>316 \pm 10</i>	<i>55</i>
25	0.4259 \pm 7.7	0.0528 \pm 3.2	0.42	549 \pm 169	360 \pm 23	332 \pm 10	8

Примечания. Курсивом выделены резко дискордантные определения (далее по тексту не обсуждаются).

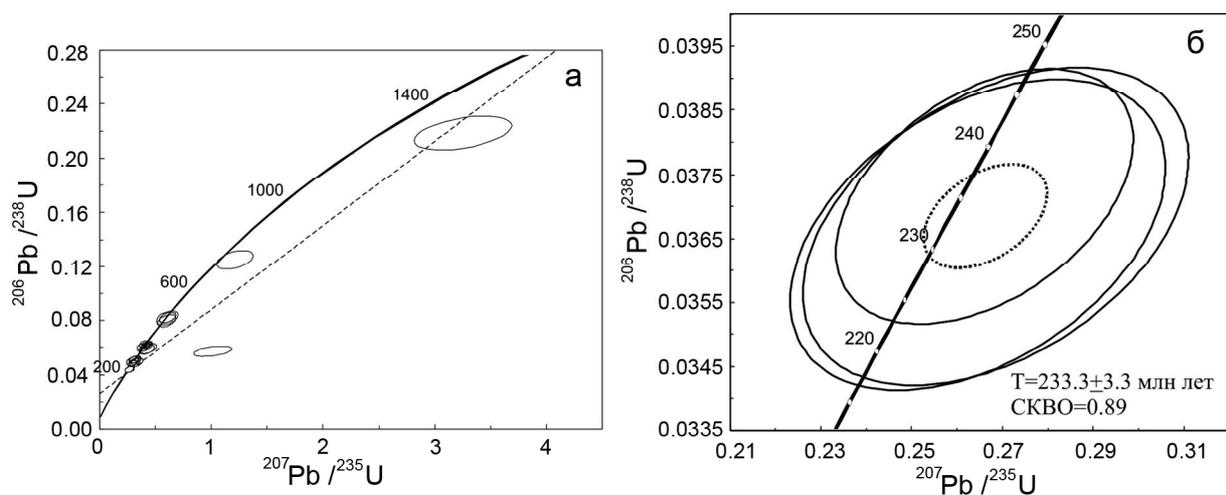


Рис. 6. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из пробы туффита 13-112.

а – все проанализированные точки, б – три зерна триасовых цирконов.

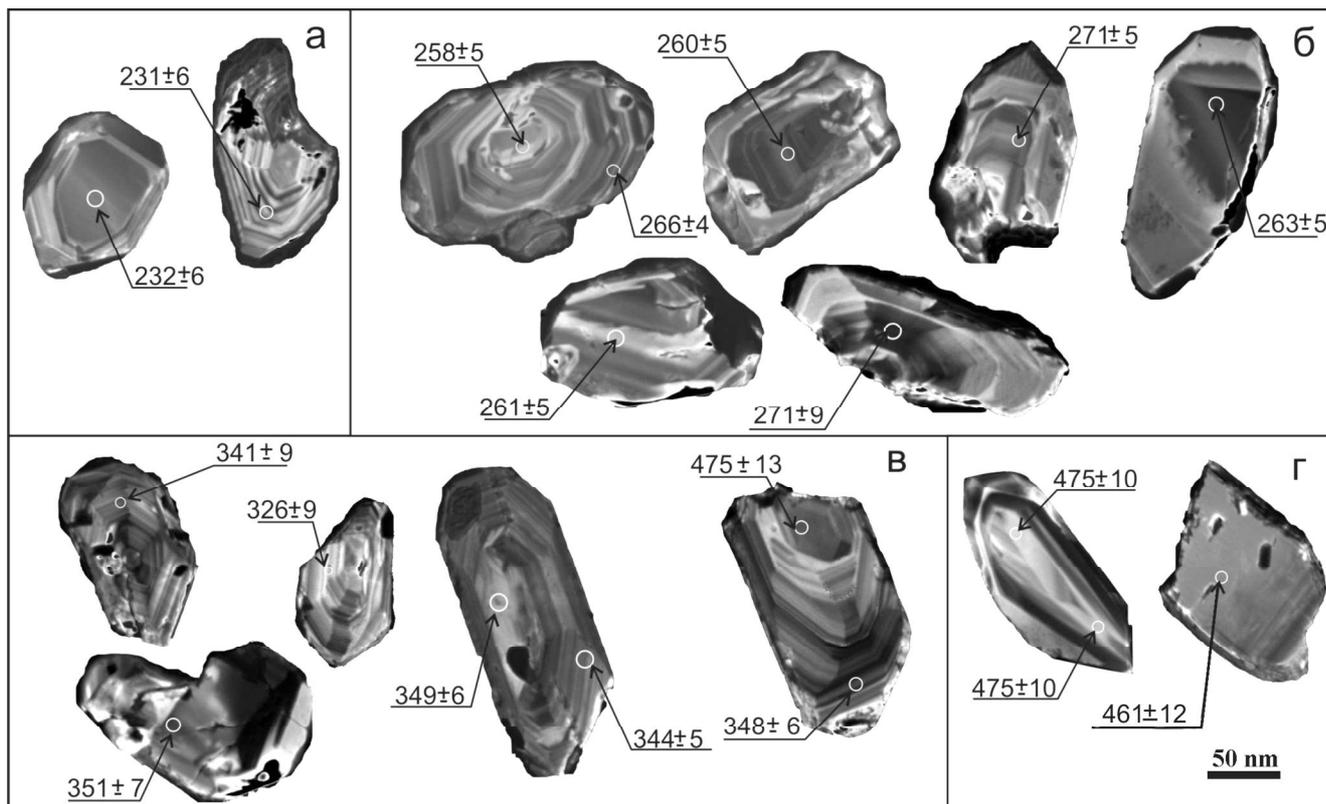


Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения цирконов из пробы 13-112.

а – триасовые, б – пермские, в – каменноугольные, г – ордовикские. Пояснения в тексте.

редких случаях цирконы этой возрастной популяции обнаруживают близкую к изометричной форму выделений (180 мкм, $K_{удл.} = 1.4$) и ярко выраженные резорбированные и овалыные очертания ребер и граней. Зерна такого типа, как видно на катодолюминесцентных изображениях (рис. 7 в), имеют пятнистую окраску, со слабыми признаками осцилляторной зональности, а по периферии кристаллов также наблюдается развитие процессов перекристаллизации или метамиктизации.

Зерна циркона ордовикского возраста (475–461 млн лет), наблюдаемые в туффитах, обнаруживают разнообразные формы выделения (рис. 7 г). Среди них выделяются зерна, для которых характерными чертами является призматический габитус (~175 мкм, $K_{удл.} = 2.3$), субидиоморфная форма выделений зерен и осцилляторная и секториальная внутренняя зональность. Другая разновидность циркона наблюдается в виде обломков крупных кристаллов, имеющих овалыные очертания ребер и граней, признаки сильной метамиктизации во внутренних частях и развитие процессов перекристаллизации по периферии, а также наличие сингенетичных включений аксессуарных минералов. В редких случаях цирконы ордовикского возраста наблюдаются в виде ксеногенных кристаллов

во внутренних частях зерен циркона каменноугольного возраста. Для ксеногенного циркона характерными чертами являются короткопризматическая (~175 мкм, $K_{удл.} = 1.5$) и субидиоморфная форма выделений и внутренняя секториальная магматическая зональность.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

1. Изучение возраста, морфологии и особенностей внутреннего строения цирконов из туффитов показало, что они имеют различные источники: часть зерен – детритовые (содержавшиеся в осадочном матриксе туффита), другие, вероятнее всего, были захвачены магмой в процессе ее прохождения через континентальную кору и, наконец, лишь три зерна циркона маркируют собственно процесс кислого эксплозивного вулканизма. Надежным доказательством того, что формирование пирокластических толщ действительно происходило в среднем триасе (не ранее) является наличие во всех более древних популяциях (включая пермскую) цирконов со следами абразии и позднего дораствания. Учитывая факт несогласного перекрытия изученной толщи позднетриасовыми (карнийскими) отложениями садгородской свиты, геологический возраст изученного разреза не может

быть существенно моложе возраста наиболее молодых цирконов в туффитах (ладинский ярус). Встает, таким образом, вопрос о том, что на изученной территории часть вулканитов, относимых в настоящее время к пермской барабашской свите, следует датировать триасом (в первую очередь речь может идти о среднекислых вулканитах верхней подсвиты). Соответственно, вполне вероятно, что вулканизм, последующее горообразование и гранитный магматизм на данной территории «перешагнули» из перми в триас. Это заставляет усомниться в принадлежности рассматриваемого блока к Вознесенскому террейну (как это показано на рис. 1), «стерильному» в отношении проявлений вулканизма в течение всего триаса. Более логичным представляется включение этого блока в Лаоэлин-Гродековский террейн – фрагмент позднепалеозойской активной окраины. В этом случае потребуется, во-первых, уточнить положение границы, разделяющей эти блоки, а во-вторых, по-видимому, пересмотреть в сторону омоложения время завершающего этапа амальгамации этого блока с террейнами Буря-Ханкайского орогенного пояса.

2. В свете полученных данных изученный «стратотипический» разрез барабашской свиты не является единой стратиграфической последовательностью: в нем совмещены (вероятно – тектонически) разновозрастные образования. В частности, «стратиграфически ниже» фаунистически охарактеризованных известняков средней перми в его составе диагностированы существенно кислые пирокластические образования среднего триаса. Соответственно, какая-то часть показанных на рис. 2 границ слоев является полойными надвигами, и нельзя исключать, что весь изученный разрез является фрагментом аккреционной призмы в структуре активной окраины триасового времени. В пользу такого предположения может свидетельствовать продемонстрированное выше пространственное совмещение базальтов из резко различных источников.

Поставленные выше вопросы имеют важное значение для понимания геологической истории Южного Приморья в позднем палеозое–раннем мезозое. Полученные результаты, конечно же, требуют подтверждений в ходе дальнейших структурных и петролого-геохимических исследований, с получением дополнительных изотопных датировок обсуждаемых комплексов пород. Выяснение объема триасового вулканизма в Лаоэлин-Гродековском террейне и его природы, безусловно, должно стать темой дальнейших исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 13-05-006660).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вах А.С., Авченко О.В., Киселев В.И., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Геохронологические U-Pb изотопные исследования цирконов из гранитоидов и рудоносных метасоматитов Березитовского золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 6. С. 20–39.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 200 000. Ханкайская серия. Листы К-52-ХП (Владивосток), К-52-ХVIII (Зарубино). СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 1 000 000, Ханкайская серия. Листы L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка), K-52 (Владивосток), K-53 (Находка). СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006.
5. Коваленко С.В. Континентальные поздне триасовые вулканиты Южного Приморья // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Тез. докл. стратиграф. совещ. Дальневост. РМСК. Чита, 2000. С. 71–73.
6. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Руднев С.Н., Вржосек А.А., Куйбида М.Л., Вовна Г.М. Гранитоиды Гамовского интрузива: геологическая позиция, вещественный состав, возраст и индикаторная роль в геологической эволюции Южного Приморья // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 12. С. 2134–2152.
7. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Крук Е.А. Пермские вулканиты Юго-Западного Приморья: особенности состава и возможная тектоническая интерпретация // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. Вып. 13. С. 127–129.
8. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 180–196.
9. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1991. 380 с.
10. Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
11. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.И., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
12. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
13. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova T.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U/Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
14. Le Maitre R.W. A Classification of igneous rocks and glossary

- of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
15. Ludwig K.R. Isoplot 3.00 – a geochronological toolkit for microsoft excel // Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2003. N 4.
 16. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Am. J. Sci. 1974, V. 274. P. 321–355.
 17. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53–62.
 18. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
 19. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
 20. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.
 21. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V.V. Golozubov, N.N. Kruk, V.I. Kiselyov, S.N. Rudnev, S.A. Kasatkin, E.A. Kruk

First evidences of Middle Triassic volcanism in South Primorye

For specifying the geodynamic settings that had been in the South Primorye when the Permian volcanogenic and volcanogenic-sedimentary complexes formed, a relatively well exposed fragment of the Barabash suite in the southern part of the Voznesenka terrane was fully studied. It has been established that basaltic flows superposed in the sequence originated from sharply different sources. Judging by geochemical characteristics, basalts in the sequence base seem to have resulted from melting of the oceanic lithospheric mantle or asthenosphere, while those from the upper part correspond to the lithospheric mantle that was altered in the process of subduction. Over the basalts in the stratigraphic section there is a succession of packets of tuff-terrigenous and terrigenous rocks and limestones with remains of fauna from the Capitanian stage (upper Guadalupian). Accessory zircons sorted out of the tuff-terrigenous rocks for the U-Pb dating yielded concordant age of 233.3±3.3 Ma (Ladinian Stage of the Middle Triassic) for the youngest zircon population. From the results of the study a conclusion is induced that the Barabash suite is a tectonostratigraphic rather than stratigraphic unit and may be a fragment of the Triassic accretionary prism. In the light of the received data the statement that this unit is a part of the Voznesenka terrane, as accepted to consider now, seems questionable. It is more logical to join it with the Laoelin-Grodekov terrane, which is a fragment of an active continental margin in the late Paleozoic. In this case firstly a boundary between these blocks should be redrawn and secondly the final stage of amalgamation of the Laoelin-Grodekov terrane with terranes of the Burea-Khanka orogenic belt should be aged younger.

***Key words:* geodynamic settings, volcanism, geochemistry, U-Pb zircon dating, tectonic zoning, South Primorye.**