

УДК [551.242.31+552.32]:551.763.1(571.651)

ВЕНДСКИЙ И ПЕРМО-ТРИАСОВЫЙ ПЛАГИОГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ УСТЬ-БЕЛЬСКИХ ГОР, ЗАПАДНО-КОРЯКСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

© А.В. Моисеев¹, М.В. Лучицкая^{1,*}, И.В. Гульпа², В.Б. Хубанов³, Б.В. Беляцкий⁴

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

²ОАО «Георегион», Чукотский автономный округ, 689000, Анадырь, ул. Ленина, д. 25, а

³Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, д. 6, а

⁴Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., д. 74

*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

Поступила в редакцию 27.11.2017 г.; после исправления 26.04.2018 г.; принята в печать 25.09.2018 г.

Выделены вендский и пермо-триасовый этапы плагиогранитного магматизма для Усть-Бельского и Алганского террейнов Западно-Корякской складчатой системы. Определен методом U–Pb датирования возраст цирконов из вендских плагиогранитов, который составляет 556 ± 3 млн лет (SIMS) и 538 ± 7 млн лет (LA–ICP–MS) и цирконов из пермо-триасовых плагиогранитов 235 ± 2 млн лет (SIMS). Выявлено, что вендские и пермо-триасовые плагиограниты являются преимущественно низкокальциевыми и низкоглиноземистыми. Sr–Nd изотопный состав и распределение редкоземельных элементов позволяют предполагать их образование при частичном плавлении первично мантийного субстрата или при фракционной кристаллизации магмы основного состава. Вендские плагиогранитоиды были образованы в пределах активной окраины в обстановке энсиматической островной дуги одновременно с накоплением нижней части вулканогенно-осадочного комплекса Отрожинской пластины. Формирование пермо-триасовых плагиогранитоидов происходило в пределах Усть-Бельского сегмента Кони-Тайгоносской дуги при частичном плавлении меланократового офиолитового материала, находящегося в виде фрагментов в аккреционной структуре этой дуги или при фракционной кристаллизации базитовых магм, выплавленных из подобного субстрата.

Ключевые слова: Усть-Бельский террейн, плагиограниты, вулканогенно-осадочный комплекс, аккреционная структура, активная окраина, U–Pb датирование, Sr–Nd изотопия

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019187-114>

ВВЕДЕНИЕ

Изучение разноформационных комплексов Усть-Бельского и Алганского террейнов Западно-Корякской складчатой системы открывает перспективу расшифровки аккреционного роста Азиатского континента для длительного геологического периода времени, начиная от карбона до раннего мела [15, 24, 31–33]. Для позднемезозойских комплексов установлен латеральный ряд палеоструктур активной окраины. Относительно геодинамических интерпретаций более древних комплексов ситуация менее однозначная.

К среднепалеозойской офиолитовой ассоциации Усть-Бельских гор относят ультрамафит-мафитовые породы различных покровных структур и сопряженные с ними вулканогенно-осадочные породы [2, 14, 21, 26, 27], при этом надежные геохронологические данные о возрасте офиолитов не были получены. Исследования среднепалеозойских вулканогенно-осадочных пород последних

лет [15, 17] ставят под сомнение их генетическую связь с перидотитами и существование единой офиолитовой ассоциации. В данном контексте, принципиальное значение имеют вендские (544–585 млн лет) U–Pb датировки плагиогранитов [35] и лейкодиоритов [11], пространственно ассоциирующих с перидотитами Усть-Бельского массива. Они указывают на существенно более древний возраст гипербазитовых комплексов, чем считалось ранее и на существование в регионе древних фрагментов Палеопацифики.

Существуют различные точки зрения относительно природы ультрабазитов Усть-Бельского террейна и вендских плагиогранитов. По мнению С.А. Паланджяна [23, 24] перидотиты Усть-Бельского массива сходны по составу с породами субконтинентальной верхней мантии и перидотитами океанической литосферы, примыкающей к пассивной окраине. Формирование перидотитов Усть-Бельского массива происходило на ранней

стадии спрединга энсиалического бассейна, заложению которого предшествовали растяжение и утонение континентальной литосферы. Вендские плагиограниты, по мнению автора, отражают завершающие фазы формирования коровой последовательности офиолитов, а возраст мантийных кумулятов позднерифейский [23, 24].

Г.Е. Некрасов отмечал, что в структуре Усть-Бельского террейна совмещены два офиолитовых разреза — отроженский и усть-бельский [21]. Отроженские офиолиты были отнесены им к коре среднепалеозойского спредингового центра, образованного внутри более древней океанической плиты, фрагментом которой является усть-бельский комплекс. В работах [4, 11] ультрамафит-мафитовые породы рассматриваются, как глубинные части субконтинентальной литосферной мантии, претерпевшей интенсивное частичное плавление в результате ее взаимодействия с надсубдукционными расплавами.

Представления о геодинамической обстановке формирования вендских гранитоидов в настоящий момент отсутствуют. При имеющихся противоречиях в интерпретации природы гипербазитов изучение гранитоидов может дать дополнительную информацию для геодинамических построений позднедокембрийского этапа развития региона.

Позднепалеозойский—раннемезозойский магматизм Усть-Бельского и Алганского террейнов остается слабо изученным. Пермо-триасовый этап (260—226 млн лет) плагиогранитного магматизма Усть-Бельского и Алганского террейнов предполагается на основе U—Pb датирования плагиогранитов из блоков в серпентинитовом меланже [18, 24, 42]. Для пород обоих террейнов устанавливается метаморфическое событие в среднем триасе или на рубеже перми и триаса [12, 18]. Геохимические исследования пермо-триасовых плагиогранитов ранее не проводились.

Плагиограниты являются надежным источником информации о возрасте офиолитов Усть-Бельского террейна. Плагиограниты широко развиты в пределах Усть-Бельского и Алганского террейнов, их изучение представляется перспективным для датирования вмещающих ультрабазит-габбровых комплексов и выяснения геодинамических обстановок формирования. Кроме того, предварительные данные [11, 17, 24, 35, 42] указывали на возможность существования нескольких этапов плагиогранитного магматизма.

В статье представлены данные о структурном положении плагиогранитных комплексов Усть-Бельского и Алганского террейнов, их петро-геохимическом и Sr—Nd-изотопном составе, приведены результаты U—Pb SIMS датирования цирконов, геодинамических обстановках проявления плагиогранитного магматизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Район Усть-Бельских гор имеет покровно-складчатое строение юго-восточной vergentности. Породы аллохтона обнажены на северо-западе, и включены в состав Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой системы (ЗКСС). Породы параавтохтона относятся к Алганскому террейну Анадырско-Корякской складчатой системы (АКСС) [2, 10, 19, 29, 32, 33]. Система покровов с несогласием перекрыта отложениями позднего альба и сеномана—турона [32, 34].

Большую часть Усть-Бельского террейна занимает одноименный габбро-гипербазитовый массив, который расположен в его северной части (рис. 1). Массив представляет собой покров и занимает верхнее структурное положение (рис. 2). Ниже выделяются пластины, сложенные:

- терригенными породами средней юры (Мавринская),
- терригенными породами поздней юры — раннего мела (Удачинская);
- серпентинитовым меланжем (Толовская пластина);
- серпентинитовым меланжем, габбро-гипербазитами, вулканитами основного состава и вулканогенно-осадочными породами позднего палеозоя (Отроженская пластина) [2, 15].

Габбро-гипербазиты Усть-Бельского покрова и Отроженской пластины рассматривались как полные аналоги [2], их возраст основывался на предположении о согласном залегании на них вулканогенно-осадочных пород девона — раннего карбона. По данным авторов [17] вулканогенно-осадочный комплекс Отроженской пластины находится в аллохтонном залегании (рис. 3). В последнее время опубликован ряд геохронологических данных о докембрийском возрасте Усть-Бельского массива.

Так, Sm—Nd возраст оливиновых пироксенинов по валовому составу и четырем минералам составляет 892 ± 200 млн лет, без фракции роговой обманки составляет 884 ± 38 млн лет [20]. U—Pb датирование цирконов из линзообразных и жилообразных тел плагиогранитов и диоритов в габброидах и кумулятах Усть-Бельского массива позволило установить их вендский возраст: 556 ± 12 [35] и 575 ± 10 млн лет [11] (см. рис. 1).

В серпентинитовом меланже Толовской пластины присутствуют блоки метаперидотитов, габбро, амфиболитов, глинистых сланцев, метапесчаников, метавулканитов, милонитизированных плагиогранитов, метаморфизованных яшм. Ar—Ar (амфибол) и K—Ar (вал) возрасты метаморфизма осадочных и вулканических пород составляет 276—236 млн лет [18, 24, 26]. U—Pb возраст плагиогранитов оценен ~265-млн лет [24]. Те же плагиограниты содержат зерна (N = 5) древних цирконов (от 1.0 до 2.7 млрд лет), которые С.А.Паланжян [24] рассматривает как ксеногенные.

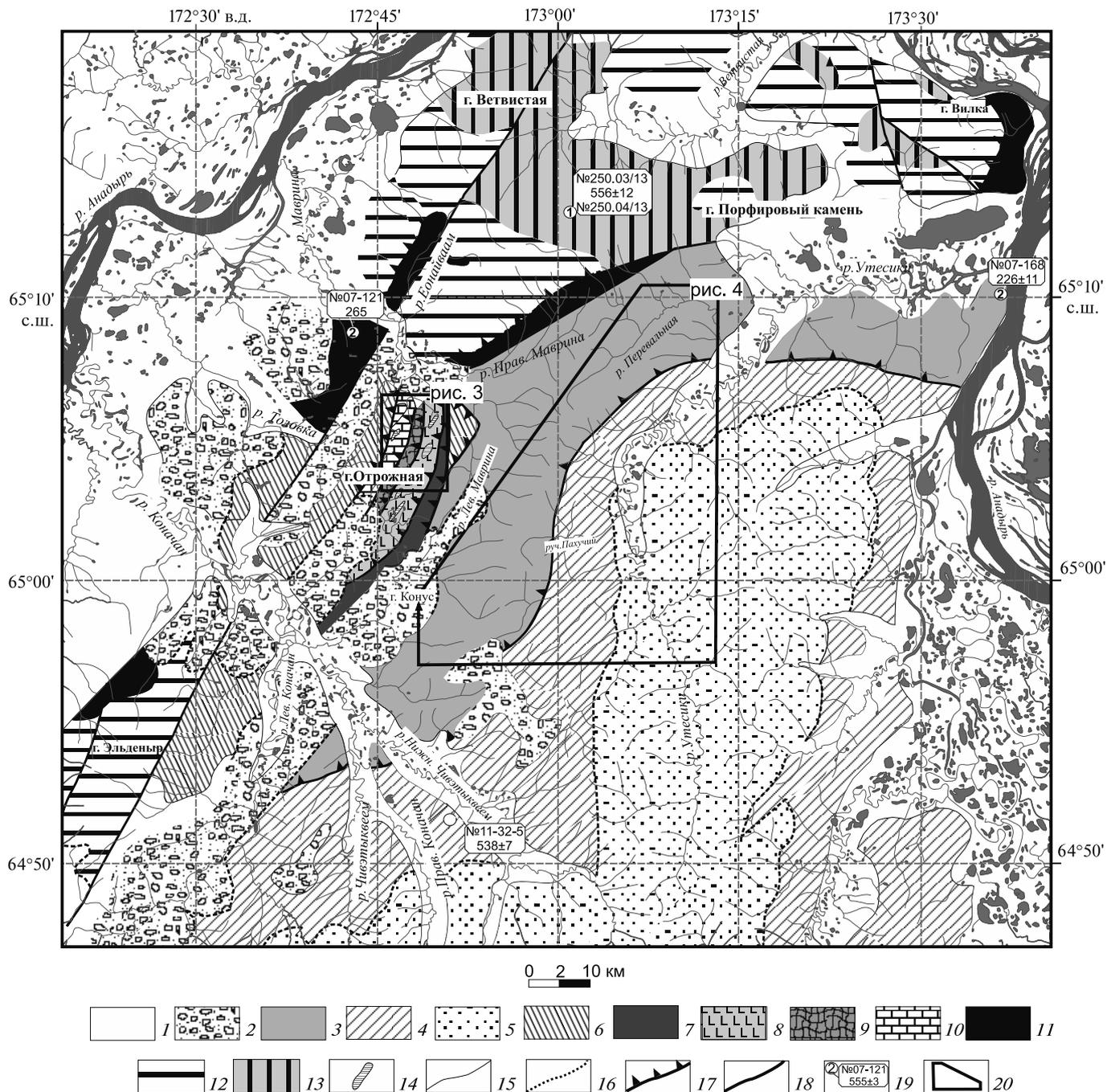


Рис. 1. Схема геологического строения Усть-Бельских и Алганских гор (с использованием данных [2, 5, 6, 27]). 1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские отложения; 3–5 — Алганский террейн (относительный автохтон): 3 — серпентинитовый меланж, верхняя пластина, 4 — вулканогенно-туфотерригенный породы нижней пластины; 5 — альб-туронские отложения перекатинской свиты (неоавтохтон); 6 — терригенные образования средней юры — раннего мела (Мавринская, Удачнинская пластины); 7–10 — Отожнинская пластина: 7 — серпентинитовый меланж; 8 — основные вулканы; 9 — вулканогенно-осадочные породы, не датированные фауной; 10 — вулканогенно-осадочные породы, содержащие фауну девона — раннего карбона; 11 — тела меланжей, содержащие фрагменты позднпротерозойской-раннемезозойской коры (включает Толовскую пластину); 12–13 — породы Усть-Бельского (север) и Эльденырского (юг) массивов: 12 — гипербазиты, 13 — габброиды; 14 — дайки габбро, долеритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиров; 15 — согласные границы, 16 — несогласные границы; 17 — надвиги; 18 — предполагаемые разломы; 19 — точки опробования плагиогранитов; 20 — положение детальных схем геологического строения

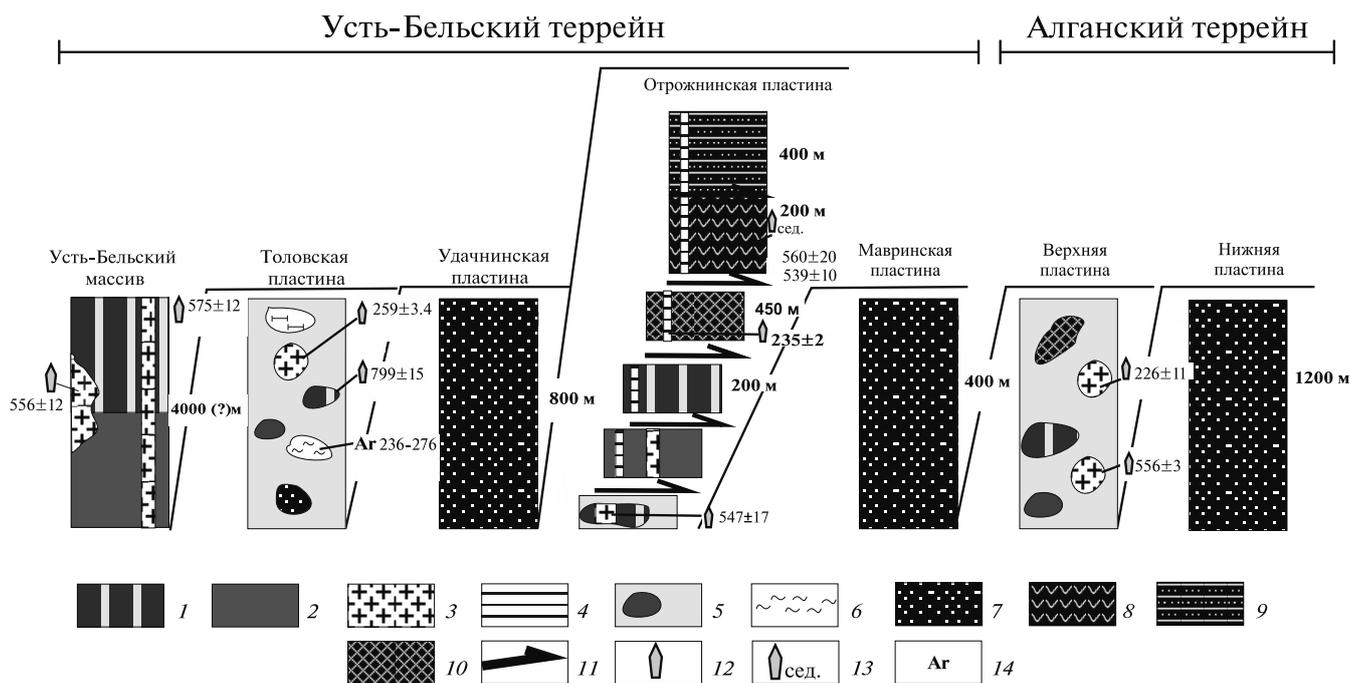


Рис. 2. Тектоно-стратиграфические колонки для района Усть-Бельских гор.

1 — габбро; 2 — гипербазиты; 3 — плагиограниты, тоналиты; 4 — кварцевые диориты; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — сланцы по вулканогенно-осадочным породам; 7 — туфо-терригенные породы средней юры, верхней юры — нижнего мела; 8 — вулканогенно-осадочные породы венда (?); 9 — осадочные породы верхнего палеозоя; 10 — базальты; 11 — надвиги; 12 — U—Pb датировки акцессорных цирконов, млн лет; 13 — нижний возраст осадконакопления, по данным U—Pb датирования обломочных цирконов, млн лет; 14 — результаты Ar—Ar и K—Ar датирования, млн лет

Все комплексы Отожнинской пластины [2] прорваны интрузиями кварцевых диорит-порфиров, габбро, монцогаббро, хотя большинство интрузий распространено среди пород ультрабазит-габбрового комплекса. Интрузии имеют северо-восточное или субмеридиональное простирание. Мощность не превышает первых метров, в редких случаях достигает 13 м.

Ранее плагиограниты из блока в меланже Отожнинской пластины были датированы как вендские (547 ± 17 млн лет) [42] (табл. 1), плагиограниты из дайки секущей базальты датированы нами как триасовые.

В строении Алганского террейна можно выделить две основные тектонические пластины. В строении структурно нижней пластины участвуют вулканогенно-кремнисто-терригенные комплексы поздней юры — раннего мела. В виде маломощных до 1 м потоков встречаются редкие тела риолитов. Породы разбиты на ряд чешуй, разделенных полимиктовыми меланжами.

Структурно верхняя пластина представляет собой протяженный в северо-восточном направлении серпентинитовый меланж шириной 7–12 км (рис. 4). В составе меланжа, преобладают блоки вулканогенно-осадочных пород поздней юры — раннего мела, реже встречаются блоки катаклазированных плагиогранитов и тоналитов размером от 5 м до 4 км. U—Pb SIMS датирование показало, что в блоках меланжа преобладают плагиограниты

и тоналиты вендского возраста (541–570 млн лет) [24, 28, 42]. В единичном случае установлен триасовый (226 ± 11 млн лет) возраст плагиогранитов из блока в меланже [18, 42].

Таким образом, приведенная нами характеристика геологического положения плагиогранитных комплексов в пределах Усть-Бельского и Алганского террейнов, а также авторские данные U—Pb датирования плагиогранитов и опубликованные данные позволяют выделять два этапа плагиогранитного магматизма — вендский и пермо-триасовый.

ПЛАГИОГРАНИТОИДЫ В СТРУКТУРЕ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО И АЛГАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ

Вендские гранитоиды. Они были изучены в тектонических блоках меланжей Усть-Бельского и Алганского террейнов, занимающих различное структурное положение.

В пределах нижней пластины Алганского террейна плагиограниты образуют тело размером 3 x 4 м в серпентинитовом меланже, разделяющем пластины мезозойских вулканогенно-осадочных пород (см. рис. 1), был опробован плагиогранит (см. табл. 1, рис. 1, обр. 11-32-5).

В меланже верхней пластины Алганского террейна плагиограниты были изучены в нескольких блоках в бассейнах рек Перевальная, Перемыч-

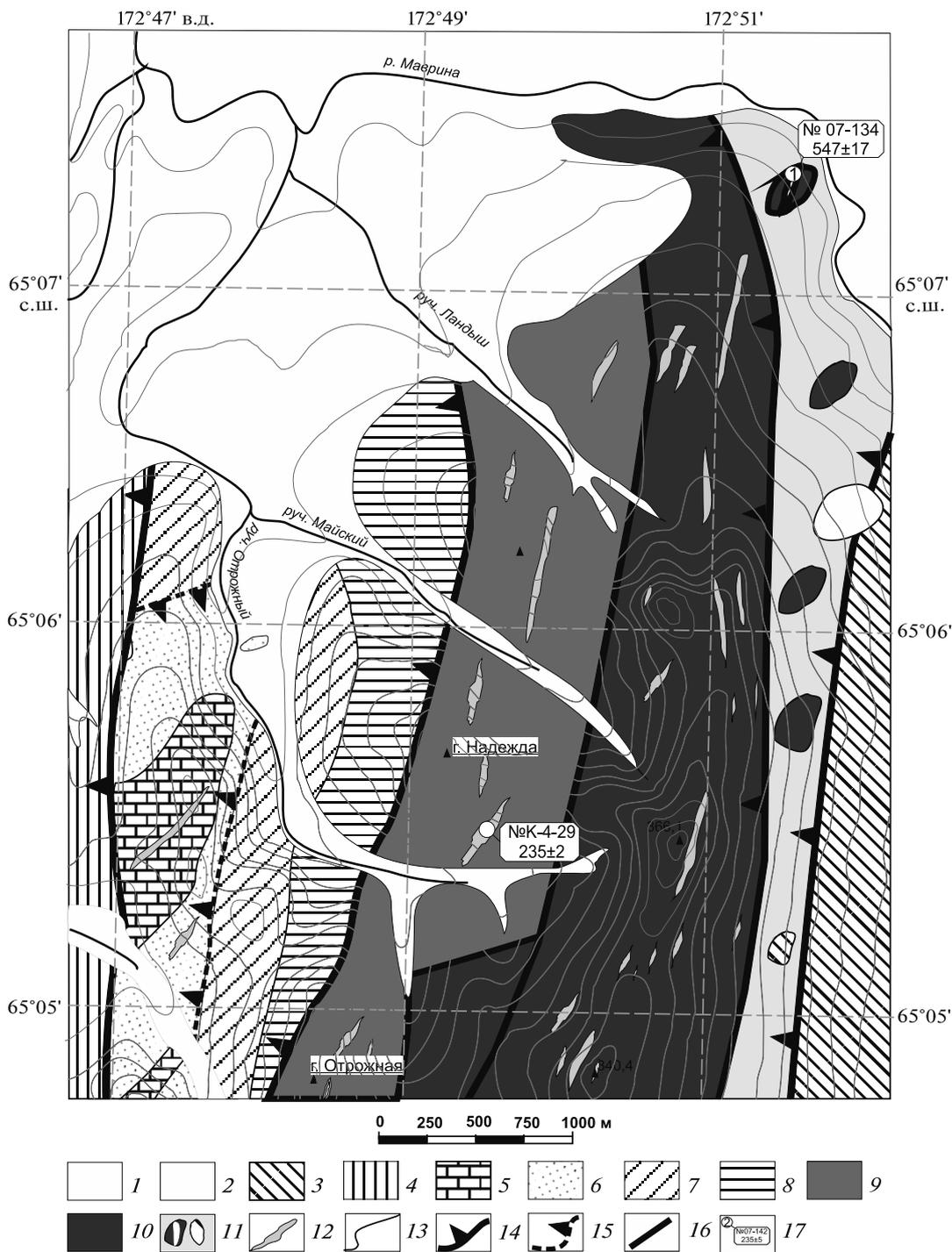


Рис. 3. Геологическая карта района г. Острожная (с использованием данных [2, 5], с изменениями и дополнениями).

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские отложения; 3 — терригенные породы средней юры — раннего мела (Мавринская пластина); 4 — туфотерригенные пород поздней юры — раннего мела (Удачинская пластина); 5–8 — породы вулканогенно-осадочного комплекса Острожнинской пластины: 5 — переслаивание черных алевролитов, песчаников, известняков, конгломератов, турнейского–визейского возраста; 6 — переслаивание черных алевролитов, песчаников, известняков, конгломератов и туфов эйфельского (?)–фаменского возраста; 7 — переслаивание туфов среднего состава, андезитов и песчаников; 8 — переслаивание алевролитов, туфов, туфогравелитов и песчаников; 9–11 — породы основания Острожнинской пластины: 9 — вулканогенный комплекс, базальты, долериты, лавобрекчии, 10 — габбро — гипербазитовый комплекс, 11 — серпентинитовый меланж с блоками гипербазитов и мезозойских терригенных пород; 12 — дайки габбро, долеритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиров; 13 — стратиграфические контакты; 14–15 — надвиги: 14 — установленные, 15 — предполагаемые; 16 — разломы; 17 — точки опробования плагиогранитов

Таблица 1. Координаты точек опробования и виды аналитических работ для рассматриваемых образцов.

Номер образца	Координаты опробования		Показаны на карте	Вид приведенного анализа		
				U–Th–Pb изотопия	РФА и ICP-MS	Sm–Nd изотопия
Вендские плагиогранитоиды						
250.03/13	N 65°12'06.20"	E 172°56'52.70"	рис. 1	X [35]	X	X
250.04/13	N 65°12'06.20"	E 172°56'52.70"	рис. 1	-	X	X
07-134	N 65°07'24.84"	E 172°52'12.84"	рис. 2	X [42]	X	X
07-142	N 65°09'49.56"	E 173°10'58.02"	рис. 3	X [42]	X	-
A-12-01	N 65°04'20.20"	E 173°03'30.71"	рис. 3	-	X	-
A-1195/01	N 65°05'57.62"	E 172°59'48.80"	рис. 3	-	X	X
223.02	N 64°58'17.29"	E 173°00'58.90"	рис. 3	X	-	-
234.02	N 64°59'48.97"	E 172°54'06.38"	рис. 3	X	X	-
254.02.	N 65°00'22.02"	E 172°56'27.06"	рис. 3	X	X	-
260.01	N 65°02'21.83"	E 172°56'42.82"	рис. 3	X	X	-
2149.01	N 64°58'24.63"	E 172°51'58.34"	рис. 3	X	X	X
257.01	N 65°02'00.23"	E 172°58'44.06"	рис. 3	X	-	-
11-32-5	N 64°48'00.23"	E 173°05'09.07"	рис. 1	X	-	-
A-1202/01	N 65°05'15.86"	E 173°06'28.40"	рис. 3	X	X	-
284.06	N 65°09'35.67"	E 173°09'23.87"	рис. 3	-	X	-
286.02	N 65°09'12.81"	E 173°08'17.53"	рис. 3	X	X	-
Пермо-триасовые плагиогранитоиды						
07-121	N 65°08'55.86"	E 172°44'34.20"	рис. 1	X ([24], номер образца 1124)	X	X
07-168	N 65°10'19.32"	E 173°38'0.66"	рис. 1	X [42]	X	-
K-4-29	N 65°05'40.40"	E 172°53'05.19"	рис. 2	X	X	X

ная, Луковая, Пахучая и Борозда (рис. 4, обр. 07-142, A-1195/01, 223.02, A-12-01, 234.02, 260.01, 2149.01, 254.02, 257.01, A-1202/01). В плане блоки имеют изометричную, реже вытянутую в северо-восточном направлении форму. Крупные блоки бронируют сглаженные возвышенности, разделённые задернованными долинами, сложенными серпентинитовым матриксом. В коренном обнажении р. Перевальная, видно, что светлые плагиограниты имеют зоны закалки в темных метавулканитах, возраст которых не установлен (рис. 5, а, обр. A-284/06, A-286/02). Плагиограниты интенсивно катаклазированы (см. рис. 5, б). В некоторых блоках плагиограниты образуют жильные тела среди гипербазитов, их контакты резко выражены, однако зон закалки не наблюдается. Мощность жил не превышает одного метра (см. рис. 5, в).

В меланже основания Отрожнинской пластины плагиограниты образуют жилы и штоки в блоках гипербазитов, мощностью от 5 до 50 м, соответственно. Одна жила опробована вдоль левого борта р. Маврина (см. рис. 3, обр. 07-134).

Кроме того, плагиограниты вендского возраста пространственно связаны с габброидами

Усть-Бельского [35]. Они слагают мелкие линзообразные или жилообразные тела мощностью до 40 см, иногда субсогласные с полосчатостью габброидов, но чаще секущие ее. Контакты тел резкие, без следов закалки.

Пермо-триасовые плагиограниты. Они были изучены в различных тектонических пластинах Усть-Бельского и Алганского террейнов.

В серпентинитовом меланже на левом берегу р. Маврина (Толовская пластина Усть-Бельского террейна) плагиограниты имеют милонитовую текстуру (см. рис. 1, обр. 07-121). Для этих же пород ранее был установлен пермский возраст [24]. Простираие плагиогранитных тел субмеридиональное, мощность 3–4 м, протяженность не более 12 м.

Пермо-триасовые плагиогранит-порфиры образуют дайки, вскрытые в канаве в верховьях руч. Отрожный (см. рис. 3, обр. K-4-29). Дайки секут базальты вулканогенного комплекса Отрожнинской пластины. Контакты даек имеют северо-восточное простираие, азимут падения контактов 60° на северо-запад, видимая мощность от 2 до 5 метров.

Плагиограниты присутствуют в блоках меланжа верхней пластины Алганского террейна у ее

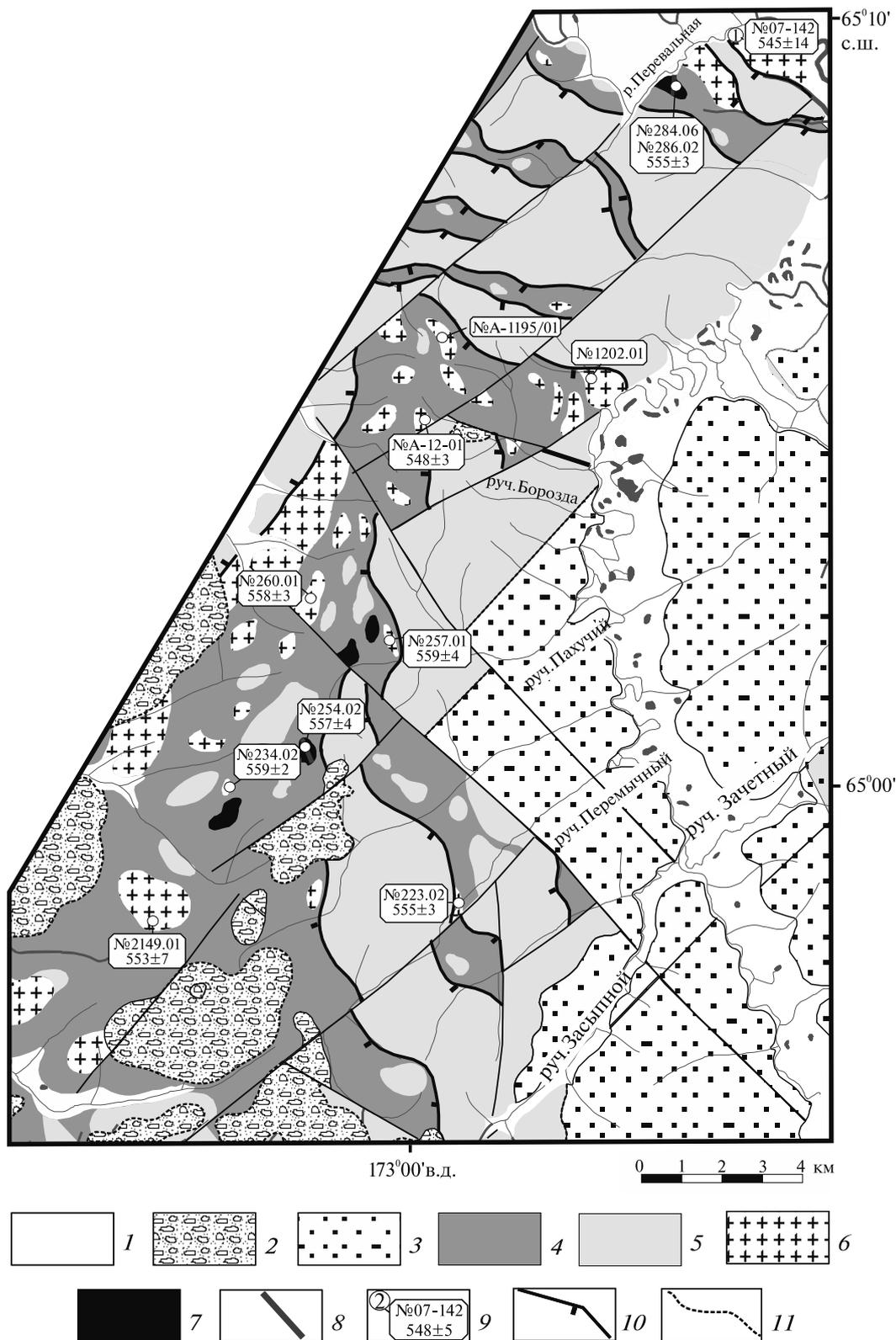


Рис. 4. Геологическая карта междуречья р. Левая Маврина—р. Утесики, (по данным [6], с изменениями и дополнениями).

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские отложения; 3 — альб-туронские отложения перекактинской свиты; 4 — серпентинитовый меланж; 5 — тектонические чешуи и блоки в меланже вулканогенно-кремнисто-туфотерригенных пород средней юры—раннего мела (Алганская свита); 6–7 — картируемые блоки в меланже: 6 — плагиогранитов, 7 — гипербазитов и габброидов; 8 — дайки плагиогранитов, секущие блоки гипербазитов; 9 — точки опробования плагиогранитов

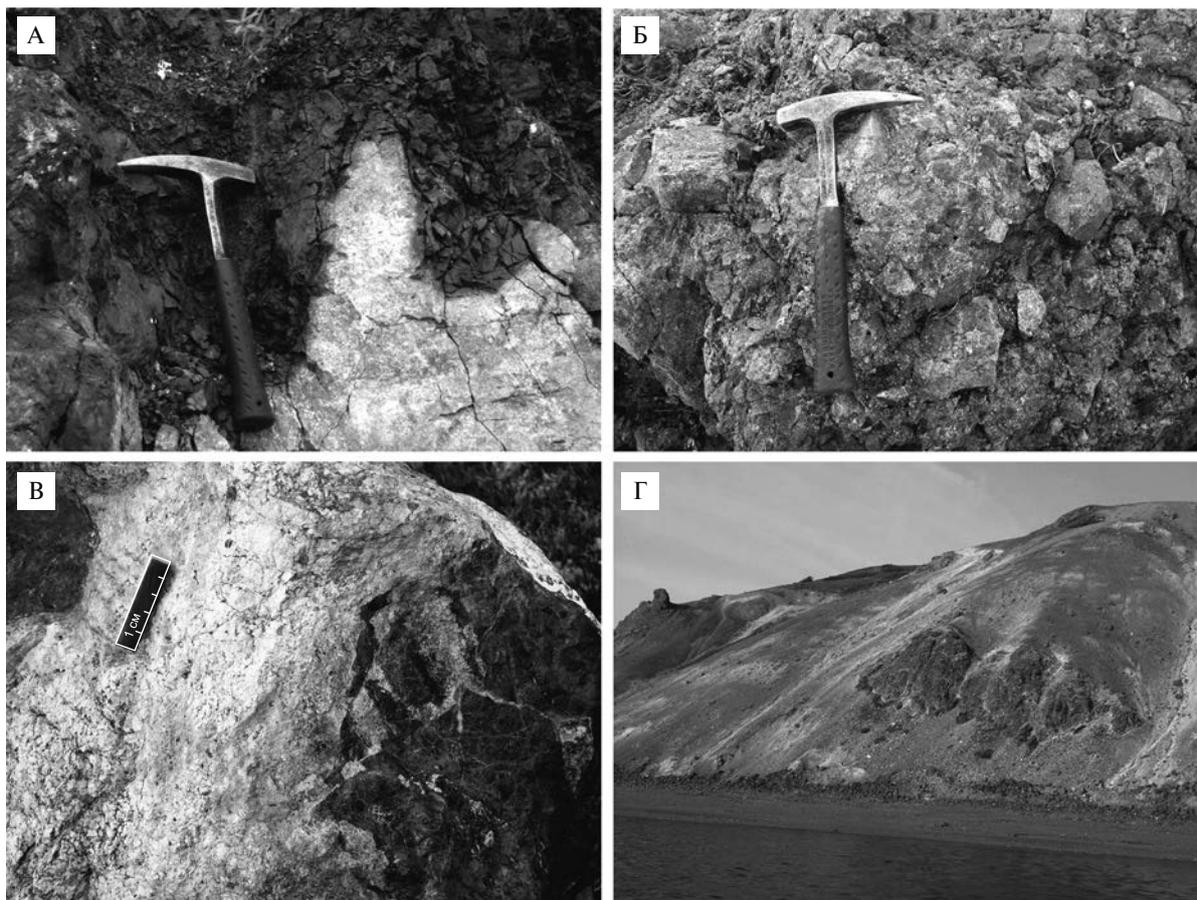


Рис. 5. Вендские и пермо-триасовые плагиограниты.

А — жила вендских плагиогранитов с зоной закалки (обр. 286.04; 286.02) в метавулканитах неизвестного возраста; Б — интенсивно катаклазированные плагиограниты в правом борту руч. Борозда (обр. А-12-01); В — контакт жилообразного тела плагиогранитов с оливиновыми клинопироксенитами (обр. 254.02); Г — блоки пермо-триасовых и вендских плагиогранитов в серпентинитовом меланже в правобережья р. Анадырь (обр. 07-168)

северо-восточной границы (см. рис. 5, г), вдоль правого берега р. Анадырь. Ранее был установлен их триасовый U–Pb возраст 226 ± 11 млн лет [42].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Большая часть объема изученных гранитоидов превращена в брекчии и катаклазиты (рис. 6, А). Обломки (от 15 до 60%) представлены отдельными зернами кварца, плагиоклаза, кальцита и хлорита, а также фрагментами первичной породы (от 1 мм до 20–30 см). Связующая масса чаще всего представлена хлоритом, эпидотом, кварцем, кальцитом, цеолитом (?) и мельчайшими обломками кварца. Часто вторичные минералы развиваются по всему объему породы, без сохранения первичных минералов.

Вендские гранитоиды. Они представлены плагиогранитами, тоналитами и кварцевыми диоритами.

Плагиограниты имеют гипидиоморфную структуру, состоящую преимущественно из плагиоклаза и кварца (см. рис. 6, Б). В качестве темноцветного

минерала в количестве от 1–2 до 5% присутствуют голубовато-зеленый амфибол или коричневый биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом.

Тоналиты и кварцевые диориты имеют гипидиоморфную структуру (рис. 6, В, Г). Примерный минеральный состав тоналитов оценивается как плагиоклаз (60–65%), кварц (15–20%), роговая обманка (10–15%), кварцевых диоритов — плагиоклаз (70–75%), клинопироксен (7–10%), кварц (10–15%). В тоналитах также присутствует хлоритизированный биотит в количестве <1%, в кварцевых диоритах вокруг клинопироксена незначительно развит зеленый амфибол. Акцессорные минералы в породах представлены апатитом и ильменитом.

Пермо-триасовые гранитоиды. Они представлены плагиогранитами, плагиогранит-порфирами и мусковитовыми гранитами с гранатом.

Плагиограниты имеют гипидиоморфную структуру с участками гранофировой, состоят из кварца и плагиоклаза, калиевый полевой шпат присутствует в количестве не более 5%. Акцессорный минерал — циркон.

Плагиогранит-порфиры преобразованы в сланцы с бластопорфировой структурой. Вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом. Кварц имеет линзовидную форму и гранулированное строение. Основная масса мелкозернистая кварц-полевошпатовая с преобладанием кварца. Вдоль плоскостей расланцевания развиты серицит, мусковит, эпидот, цоизит. Акцессорный минерал — апатит.

Граниты имеют гипидиоморфную структуру, состоят из кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата примерно в равных количествах, мусковит присутствует в количестве ~10%. В породе наблюдается несколько зерен хорошо граната.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение монофазий акцессорных цирконов проведено в Геологическом институте РАН (г. Москва) с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации. U–Th–Pb датирование цирконов проводилось в двух лабораториях. Большинство образцов

было датировано на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в работе [50]. Образец № 11-32-5 был датирован в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) методом ICP-MS на масс-спектрометре Element XR с приставкой для лазерной абляции UP-213. Измерения проводились по методике, изложенной в [37]. Для построения U–Pb диаграмм использовалась программа Isoplot 3 [44].

Анализ породообразующих элементов осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва) рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4-Pioneer фирмы “Bruker” и программного обеспечения “Spectra-Plus” [51].

Анализ элементов-примесей был проведен в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва) методом ICP-MS после автоклавного разложения

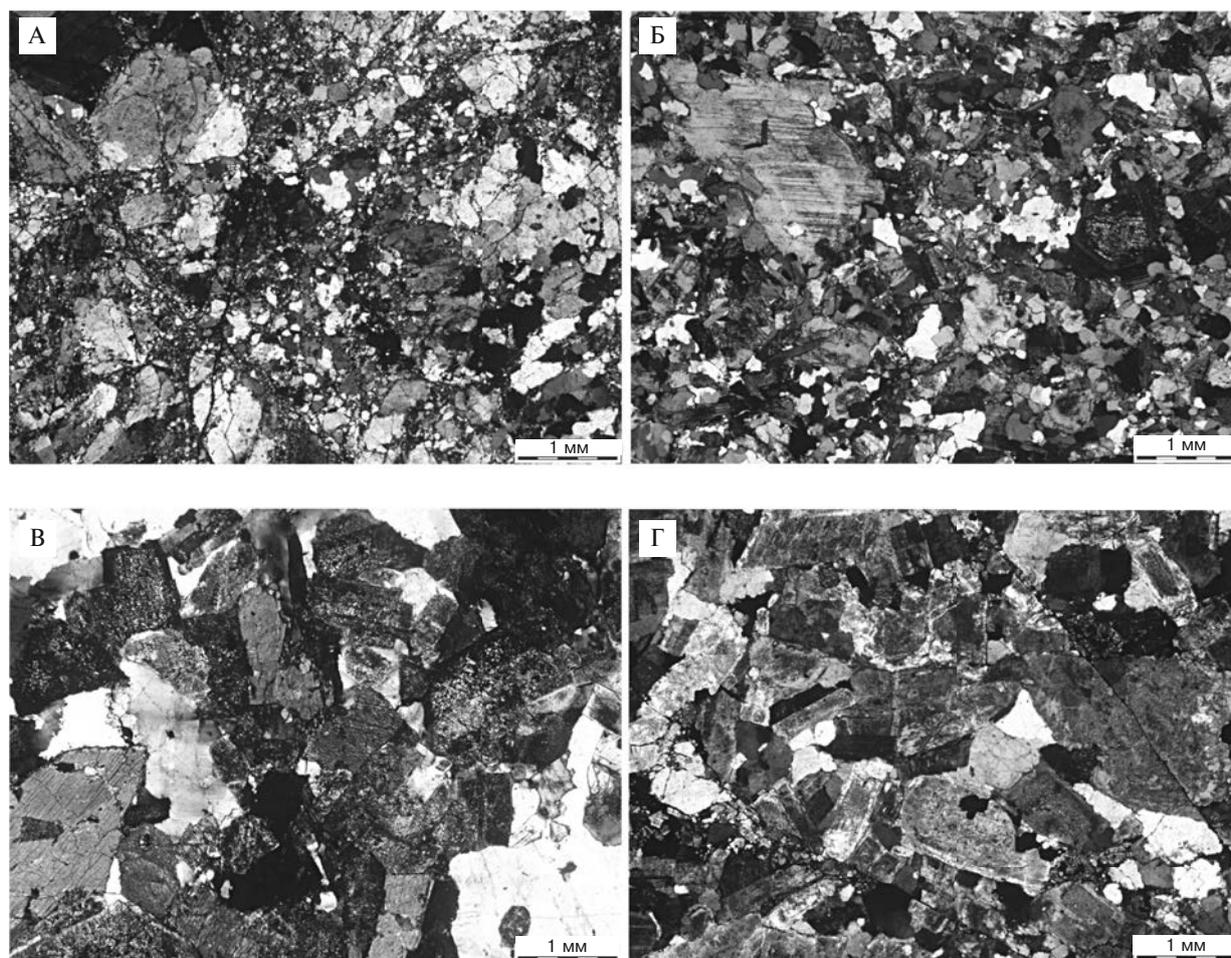


Рис. 6. Фотографии плагиогранитоидов.

А — катаклазированный плагиогранит, обр. 260.01; Б — мелкозернистый массивный плагиогранит, обр. 284.06; В — роговообманковый тоналит, обр. 2149.01; Г — кварцевого диорита, обр. обр. 234.02

проб смесью 1.5 мл фтористоводородной кислоты и 0.3 мл азотной кислоты при 2100 °С в течение 18–20 часов. Для измерений использовался масс-спектрометр Element-2 фирмы “Thermo Fisher Scientific”.

Изотопный состав Sr, Nd и Pb был определен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Изотопные отношения Rb, Sr, Sm и Nd измерялись на термоионизационном масс-спектрометре TRITON в двухленточном варианте расположения лент в статическом многоколлекторном режиме. Ускоряющее напряжение 10 kV. Перед каждой партией проб измерялся международный стандарт 50 нг NIST 987 или 100 нг JNdi-1. Средняя точность анализов составляла:

- 0.002% (2σ) для изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,
- 0.005% (2σ) для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Расчет концентраций методом изотопного разбавления и отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ производился в программе Excel2003 [52]. Ошибка измерения концентраций составила 1%.

U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вендские гранитоиды. Методом U–Pb SIMS было проанализировано 88 зерен цирконов из 8 образцов, включающих плагиограниты и тоналит (табл. 2), методом лазерной абляции исследованы 30 зерен из плагиогранита (табл. 3, обр. 11-32-5). На микрофотографиях кристаллов цирконов, выполненных в режиме катодолюминесценции видно, что они обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, размеры кристаллов составляют 60–800 мкм (Кулл = 1–1.6). Цирконы характеризуются хорошо выраженной магматической зональностью, реже встречается зерна с секториальной зональностью (рис. 7, а, 223.02_1.1). В образце 234.02 60% изученных зерен цирконов обладают сложной зональностью (см. рис. 7, а 234.02_2.1; 234.02_4.1), обычно подобная зональность свойственна для ксеногенных и высокобарических цирконов [40]. Величина Th/U отношения для большинства изученных цирконов (см. табл. 2, обр. 254.02, 257, 286.02, 260, 2149.01, 1202.01) изменяется от 0.28 до 0.79, содержания Th и U изменяются от 13–200 до 32–330 г/т соответственно. Более высокие Th/U отношения отмечаются для образцов 11-32-5; 1202.01 и 223.02, и находятся в пределах от 0.51 до 1.7, содержание U от 151 до 585 г/т и Th от 147 до 964 г/т (см. табл. 2). Подобные величины Th/U отношения свойственны цирконам магматического генезиса. Для образца плагиогранита 234.02 характерны значительные колебания Th/U отношения от 0.06 до 2.14 (см. табл. 2).

Конкордатные возрасты, рассчитанные для каждого образца по 8–18 точкам, находятся в узком интервале от 548 ± 3 до 559 ± 4 млн лет

(см. табл. 2). Средневзвешенный возраст для 8 датированных образцов плагиогранитов составляет 556 ± 3 млн лет.

Методом LA-ICP-MS было измерены 30 зерен цирконов из плагиогранита 11–32-5 (см. табл. 3). Th/U отношения находятся в интервале от 0.51 до 1.39, что свойственно цирконам магматического генезиса. Точки 4, 6 и 16 (см. табл. 3) не учитывались, ввиду сильного отклонения измеренных изотопных возрастов от среднего. Возможно, возраст, определенный в точке 16 (~765 млн лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношению) отражает возраст протолита для плагиогранитов. Следует отметить, что еще тринадцать определений имеют дискордантность (D) более 5%, что может быть обусловлено присутствием в цирконах неродиогенного свинца и/или свинца, унаследованного от цирконов из протолита, а также некоторой потерей цирконами радиогенного свинца при воздействии на них более молодых термических процессов. Для того, чтобы исключить влияние этих факторов на достоверность результатов датирования, был оценен конкордатный возраст, 538 ± 7 млн лет, по четырнадцати замерам (D < 5%) (рис. 8).

Пермо-триасовые плагиограниты. В образце плагиогранита К-4-29 изучено четырнадцать зерен цирконов (см. табл. 2). Кристаллы имеют коротко- и длиннопризматический габитус; размер варьирует от 90 до 200 мкм. Внутреннее строение кристаллов циркона на микрофотографиях в режиме катодолюминесценции характеризуется хорошо выраженной осцилляционной магматической зональностью (рис. 9, А). Величины Th/U отношения невысокие — от 0.1 до 0.37, т.е. они относятся к переходному интервалу значений от характерных для метаморфогенных цирконов до магматических (см. табл. 2). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ конкордатный возраст цирконов, рассчитанный по четырнадцати определениям, составляет 235 ± 2 млн лет (см. рис. 9, Б).

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Вендские породы кислого состава характеризуются содержаниями SiO_2 61.92–76.50 мас.% и по соотношению суммы щелочей и кремнезема относятся к породам нормального ряда. Концентрации K_2O в гранитоидах низкие 0.23–1.40 мас.% и они относятся к породам низкокальциевой серии. На треугольной диаграмме Ab–An–Or большая часть точек составов находится в поле трондьемитов, меньшая — в поле тоналитов (рис. 10, А). По соотношению Al_2O_3 и кремнезема вендские тоналиты, трондьемиты являются преимущественно низкоглиноземистыми гранитоидами (см. рис. 10, Б).

Редкоэлементный состав вендских плагиогранитоидов характеризуется низкими и умеренными

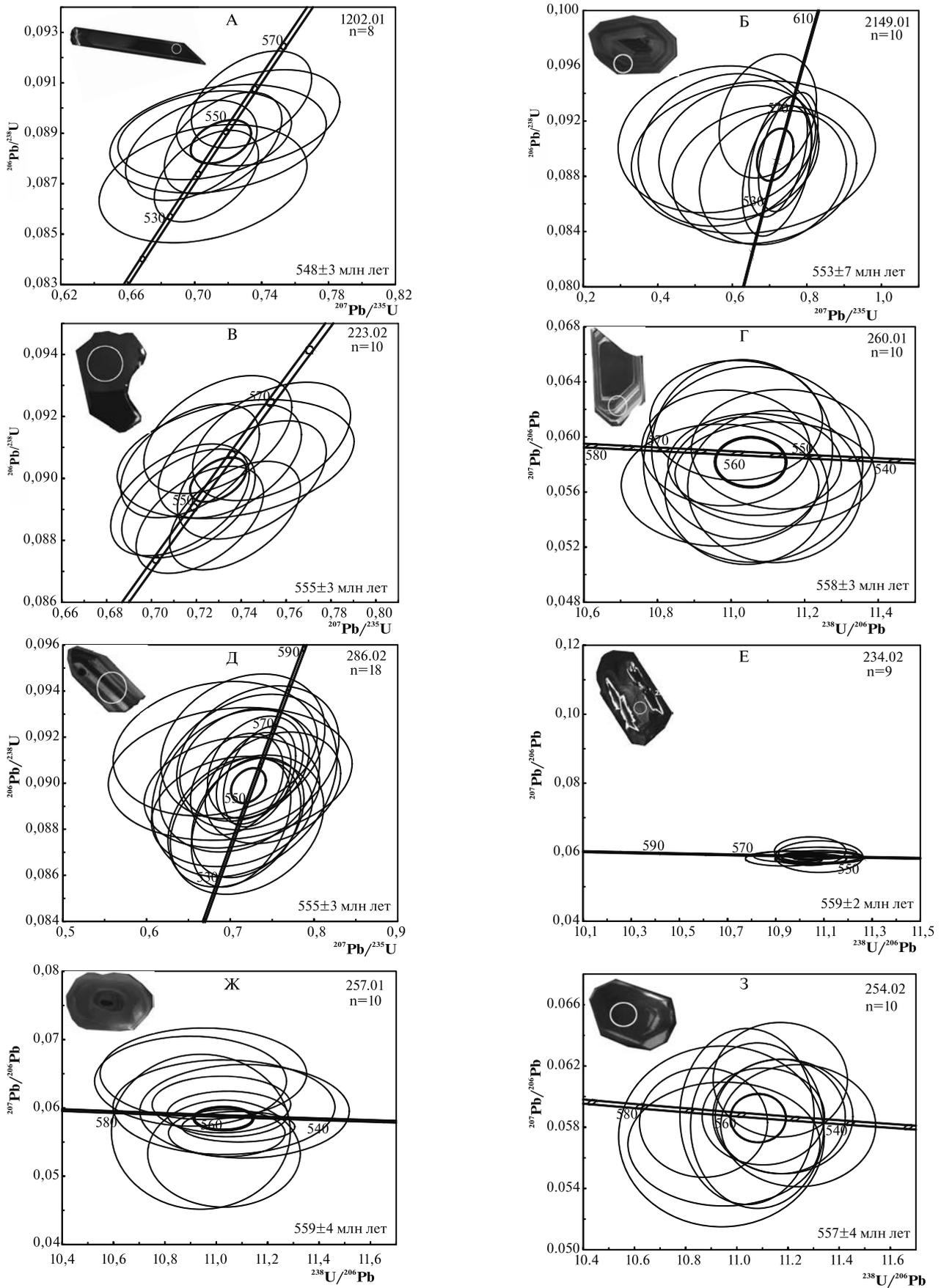


Рис. 7. Диаграммы с конкордией (U–Pb SIMS) и изображения цирконов в режиме катодолуминесценции для вендских плагиогранитоидов.

Таблица 2. Результаты U–Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов из плаггиогранитоидов Усть-Бельского массива.

Точка анализа	²⁰⁶ Pb		Th/U	Возрасты, млн лет			Отношения изотопов						коэфф. корр.		
	природ., %	радиогенный, г/г		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± %	± %			
Венские															
A-1201/01 – плаггиогранит катаклазированный 548 ± 3 млн лет, СКВО = 0.022															
1202.01_4.1	1.64	2.32	0.37	36.6	0.64	560	175.6	1.8	0.0414	22.0	0.0326	22.0	0.0057	1.8	0.079
1202.01_1.1	0.76	3.58	0.38	37.2	0.53	370	173	1.4	0.0434	15	0.0346	15	0.00578	1.4	0.096
1202.01_9.1	0.28	11.30	1.00	538	5.5	558	11.49	1.1	0.0587	3.5	0.705	3.6	0.087	1.1	0.295
1202.01_10.1	0.00	24.00	1.16	540	4.4	556	11.455	0.85	0.05871	1.6	0.707	1.8	0.0873	0.85	0.471
1202.01_2.1	0.06	16.50	0.82	546	4.8	503	11.32	0.92	0.0573	2.1	0.698	2.3	0.08832	0.92	0.398
1202.01_7.1	0.12	26.00	1.42	547	4.9	556	11.28	0.93	0.0587	1.7	0.717	2.0	0.08861	0.93	0.475
1202.01_8.1	0.26	22.00	0.89	548	5.2	544	11.26	0.99	0.0584	3.5	0.714	3.7	0.08878	0.99	0.270
1202.01_5.1	0.43	28.80	0.85	549	4.3	513	11.244	0.81	0.0576	2.9	0.706	3.0	0.08892	0.81	0.270
1202.01_3.1	0.23	19.50	1.13	553	4.6	595	11.158	0.87	0.0598	2.5	0.738	2.7	0.08961	0.87	0.326
1202.01_6.1	0.00	18.20	1.23	558	4.7	563	11.069	0.87	0.0589	1.8	0.734	2.0	0.09034	0.87	0.431
2149.01 – тоналит роговообманковый 553 ± 7 млн лет, СКВО = 0.32															
2149.01_1.1	1.53	3.25	0.62	560	13	-	11.02	2.4	0.0447	19	0.560	19	0.0907	2.4	0.134
2149.01_2.1	0.70	5.05	0.48	569	11	-	10.82	2	0.0546	7.4	0.695	7.7	0.0924	2.0	0.259
2149.01_3.1	0.00	3.04	0.48	546	11	-	11.32	2.2	0.0591	4.8	0.720	5.3	0.0884	2.2	0.415
2149.01_4.1	1.42	2.49	0.59	555	13	-	11.11	2.5	0.0469	16	0.581	16	0.0899	2.5	0.153
2149.01_5.1	1.23	3.96	0.74	554	12	-	11.14	2.2	0.0499	14	0.618	14	0.0897	2.2	0.156
2149.01_6.1	0.00	4.47	0.77	552	11	-	11.18	2	0.0586	4	0.723	4.4	0.0894	2.0	0.448
2149.01_7.1	0.00	4.87	0.46	554	10	-	11.14	2	0.0606	3.9	0.750	4.4	0.0898	2.0	0.451
2149.01_8.1	1.26	3.41	0.35	552	13	-	11.18	2.5	0.053	20	0.660	20	0.0894	2.5	0.124
2149.01_9.1	0.72	3.43	0.58	543	12	-	11.37	2.3	0.0585	11	0.709	11	0.0879	2.3	0.199
2149.01_10.1	1.46	3.77	0.61	545	12	-	11.34	2.3	0.0565	15	0.690	15	0.0881	2.3	0.158
223.02 – плаггиогранит 555 ± 3 млн лет, СКВО = 0.26															
223.02_1.1	0.15	31.20	1.54	559	4.6	-	11.034	0.86	0.059	2.8	0.738	2.9	0.09062	0.86	0.296
223.02_2.1	0.09	38.60	1.44	551	4.4	-	11.197	0.83	0.05788	1.6	0.713	1.8	0.08931	0.83	0.467

223.02_3.1	0.03	29.10	376	479	1.32	555	4.6	-	-	11.117	0.87	0.06005	1.6	0.745	1.8	0.08995	0.87	0.477
223.02_4.1	0.10	31.80	405	603	1.54	563	4.6	-	-	10.965	0.86	0.0599	1.7	0.754	1.9	0.09119	0.86	0.449
223.02_5.1	0.06	44.40	579	832	1.49	551	4.2	-	-	11.212	0.8	0.05826	1.5	0.717	1.7	0.08919	0.80	0.475
223.02_6.1	0.08	42.30	554	723	1.35	548	4.2	-	-	11.261	0.81	0.06021	1.4	0.737	1.6	0.08880	0.81	0.499
223.02_7.1	0.09	36.30	466	691	1.53	559	4.4	-	-	11.043	0.83	0.05887	1.6	0.735	1.8	0.09055	0.83	0.467
223.02_8.1	0.08	35.60	457	553	1.25	559	4.4	-	-	11.041	0.83	0.05744	1.6	0.717	1.8	0.09056	0.83	0.471
223.02_9.1	0.07	44.60	585	964	1.70	548	4.2	-	-	11.278	0.8	0.05902	1.4	0.722	1.6	0.08866	0.80	0.496
223.02_10.1	0.09	33.30	423	530	1.29	564	4.6	-	-	10.939	0.85	0.05789	1.6	0.73	1.8	0.09141	0.85	0.461

260.01 - плагиогранит катаклазированный 558 ± 3 млн лет, СКВО = 0.98

260_1.1	0.15	13.50	174	76	0.45	558	13	529	58	11.064	0.87	0.058	2.6	0.723	2.8	0.09038	0.87	0.314
260_2.1	0.14	11.40	148	84	0.59	554	11	571	65	11.14	0.91	0.0591	3	0.732	3.1	0.08979	0.91	0.292
260_3.1	0.69	8.35	107	63	0.61	558	11	528	110	11.06	1.1	0.058	5	0.722	5.2	0.09037	1.1	0.204
260_4.1	0.11	11.7	151	91	0.62	555	13	503	59	11.12	1	0.0573	2.7	0.71	2.9	0.08988	1	0.365
260_5.1	0.46	12.9	165	96	0.60	559	12	573	98	11.03	0.91	0.0591	4.5	0.739	4.6	0.09065	0.91	0.199
260_6.1	0.51	14.9	192	95	0.51	555	11	468	89	11.119	0.87	0.0564	4	0.699	4.1	0.08992	0.87	0.211
260_7.1	0.21	14.0	179	116	0.67	560	10	647	62	11.014	0.87	0.0612	2.9	0.766	3	0.09079	0.87	0.288
260_8.1	0.28	14.8	189	104	0.57	562	13	576	64	10.986	0.85	0.0592	2.9	0.743	3	0.09102	0.85	0.280
260_9.1	0.15	9.1	116	64	0.57	563	12	473	70	10.97	1	0.0565	3.2	0.711	3.3	0.09119	1	0.303
260_10.1	0.52	18.60	238	163	0.71	559	12	457	86	11.042	0.82	0.0561	3.9	0.701	3.9	0.09054	0.82	0.208

286.02 - биотитовый плагиогранит 555 ± 3 млн лет, СКВО = 0.67

286-02_6.1	0.24	18.3	234	117	0.52	560	5.3	544	66	11.03	10	0.0584	3	0.73	3.2	0.09069	1	0.315
286-02_7.1	0.29	12.90	167	83	0.51	55	6	626	91	11.13	1.1	0.0606	4.2	0.751	4.4	0.0898	1.1	0.258
286-02_8.1	0.28	9.56	125	47	0.39	547	6.3	570	78	11.29	1.2	0.0591	3.6	0.721	3.8	0.0885	1.2	0.318
286-02_9.1	0.00	7.69	101	43	0.44	546	6.7	550	68	11.32	1.3	0.0585	3.1	0.713	3.4	0.0883	1.3	0.378
286-02_10.1	0.60	7.71	99	45	0.47	555	9.6	525	130	11.12	1.8	0.0579	6	0.717	6.3	0.0899	1.8	0.289
286-02_11.1	0.42	6.29	83	34	0.43	545	7.3	575	110	11.34	1.4	0.0592	5	0.72	5.2	0.0882	1.4	0.269
286-02_12.1	0.36	7.81	103	31	0.31	545	6.8	527	96	11.33	1.3	0.0579	4.4	0.705	4.6	0.0883	1.3	0.285
286-02_13.1	0.48	6.83	87	32	0.38	562	7.5	544	120	10.98	1.4	0.0584	5.3	0.733	5.4	0.0911	1.4	0.256
286-02_14.1	0.38	13.90	180	101	0.58	553	6	486	130	11.16	1.1	0.0569	5.9	0.702	6.1	0.0896	1.1	0.185
286-02_15.1	0.36	15.40	197	118	0.62	560	5.7	503	95	11.01	1.1	0.0573	4.3	0.717	4.4	0.0908	1.1	0.238

Окончание таблицы 2

Точка анализа	²⁰⁶ Pb		Соержания, г/г		Th/U	Возрасты, млн лет			Отношения изотопов						коэфф. корр.			
	природ., %	радиогеогенный, г/г	U	Th		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	\pm %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	\pm %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	\pm %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	\pm %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		\pm %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	\pm %
286-02_18,1	0.47	4.12	52	20	0.40	565	7.5	478	120	10.92	1.4	0.0567	5.5	0.715	5.6	0.0916	1.4	0.247
286-02_19,1	0.47	3.88	50	18	0.38	556	7.4	501	120	11.09	1.4	0.0573	5.3	0.711	5.5	0.0901	1.4	0.255
286-02_20,1	0.23	8.69	112	71	0.65	555	5.5	496	67	11.12	1	0.0571	3.1	0.708	3.2	0.08996	1	0.319
286-02_21,1	0.42	8.82	115	61	0.54	548	5.6	504	120	11.26	1.1	0.0573	5.5	0.702	5.6	0.08877	1.1	0.189
286-02_22,1	0.17	12.50	161	86	0.55	557	4.8	550	52	11.084	0.9	0.0586	2.4	0.728	2.5	0.09021	0.9	0.354
286-02_24,1	0.96	7.45	94	42	0.46	564	7.3	376	160	10.93	1.3	0.0541	7.2	0.682	7.3	0.0915	1.3	0.185
286-02_25,1	0.75	6.58	84	35	0.43	558	6.9	456	190	11.05	1.3	0.0561	8.4	0.7	8.5	0.0904	1.3	0.153
286-02_26,1	--	9.51	123	39	0.33	557	5.3	568	49	11.08	0.99	0.059	2.2	0.735	2.4	0.09029	0.99	0.407
234.02 — плагиогранит 559 ± 2 млн лет, СКВО = 0.43																		
234.02_1,1	0.02	48.8	631	71	0.12	556	3.4	544	24	11.096	0.63	0.05837	1.1	0.7253	1.3	0.09012	0.63	0.502
234.02_2,1	0.00	37.8	487	447	0.95	557	3.5	541	26	11.087	0.66	0.05829	1.2	0.7249	1.4	0.0902	0.66	0.483
234.02_3,1	4.36	96.9	1191	64	0.06	558	2.9	615	60	11.043	0.55	0.0603	2.8	0.751	2.8	0.09036	0.55	0.193
234.02_4,1	0.05	48	612	100	0.17	563	3.1	557	25	10.963	0.57	0.05871	1.1	0.7384	1.3	0.09121	0.57	0.446
234.02_5,1	0.11	50.8	653	170	0.27	559	2.9	530	25	11.045	0.55	0.058	1.1	0.724	1.3	0.09053	0.55	0.437
234.02_6,1	0.26	33.4	429	890	2.14	557	3.6	557	70	11.08	0.67	0.0587	3.2	0.731	3.3	0.09024	0.67	0.204
234.02_7,1	25.33	12.9	122	186	1.58	560	11	1006	420	10.83	2.1	0.073	21	0.91	21	0.0908	2.1	0.101
234.02_8,1	0.09	55.5	714	389	0.56	557	3.2	593	27	11.074	0.6	0.05972	1.2	0.744	1.4	0.0903	0.6	0.437
234.02_9,1	0.09	59.7	759	46	0.06	564	3.3	534	33	10.935	0.6	0.05811	1.5	0.733	1.6	0.09144	0.6	0.368
234.02_10,1	0.00	44	569	27	0.05	557	3.3	557	27	11.091	0.62	0.05873	1.2	0.73	1.4	0.09017	0.62	0.451
257.01 — плагиогранит 559 ± 4 млн лет, СКВО = 0.44																		
257_1,1	0.00	3.02	38	15	0.41	564	8.2	774	89	10.95	1.5	0.065	4.2	0.818	4.5	0.0914	1.5	0.339
257_2,1	0.00	3.65	46	13	0.30	566	7.7	738	88	10.9	1.4	0.0639	4.2	0.808	4.4	0.0917	1.4	0.322
257_3,1	0.65	5.83	74	20	0.28	564	6.8	471	180	10.94	1.3	0.0565	8.2	0.711	8.3	0.0914	1.3	0.153
257_4,1	0.26	3.75	48	16	0.35	559	8.7	608	100	11.03	1.6	0.0601	4.7	0.751	5	0.0906	1.6	0.325
257_5,1	0.13	14	180	63	0.36	559	4.5	465	56	11.041	0.84	0.0563	2.5	0.703	2.6	0.09056	0.84	0.316
257_6,1	0.00	25.6	330	165	0.52	557	4.3	501	36	11.086	0.81	0.0572	1.6	0.712	1.8	0.09021	0.81	0.445
257_7,1	0.00	12.1	156	77	0.51	559	4.6	569	50	11.044	0.87	0.0591	2.3	0.737	2.5	0.09055	0.87	0.353
257_8,1	0.00	3.1	40	13	0.34	555	8.1	586	100	11.11	1.5	0.0595	4.7	0.738	4.9	0.09	1.5	0.310

257_9,1	1.11	7.57	96	31	0.33	559	5.9	342	140	11.03	1.1	0.0533	6	0.666	6.1	0.09059	1.1	0.178
257_10,1	0.00	7.8	100	29	0.30	560	5.5	621	61	11.02	1	0.0605	2.8	0.757	3	0.09076	1	0.340
257_1,1	0.00	3.02	38	15	0.41	564	8.2	774	89	10.95	1.5	0.065	4.2	0.818	4.5	0.0914	1.5	0.339
257_2,1	0.00	3.65	46	13	0.30	566	7.7	738	88	10.9	1.4	0.0639	4.2	0.808	4.4	0.0917	1.4	0.322
257_3,1	0.65	5.83	74	20	0.28	564	6.8	471	180	10.94	1.3	0.0565	8.2	0.711	8.3	0.0914	1.3	0.153

254.02 - плагиогранит катаклазированный 557 ± 4 млн лет, СКВО = 0.061

254.02_1,1	0.30	9.6	122	67	0.57	564	8.1	505	91	10.94	1.5	0.0574	4.2	0.723	4.4	0.09014	1.5	0.340
254.02_2,1	0.15	13.7	173	96	0.57	568	5.1	541	54	10.87	0.94	0.0583	2.5	0.740	2.6	0.0923	0.94	0.355
254.02_3,1	0.28	20.5	260	200	0.79	563	7.3	489	64	10.95	1.4	0.0569	2.9	0.717	3.2	0.0913	1.4	0.424
254.02_4,1	0.21.	16	203	149	0.76	553	5.1	642	53	44.17	0.96	0.0611	2.5	0.754	2.7	0.08954	0.96	0.361
254.02_5,1	0.40	15.9	204	121	0.61	557	5.1	533	83	11.08	0.96	0.0581	3.8	0.723	3.9	0.09028	0.96	0.243
254.02_6,1	0.21	13.3	174	105	0.63	550	5.8	534	61	11.24	1.1	0.0581	2.8	0.713	3.0	0.08899	1.1	0.368
254.02_7,1	0.15	19.2	247	171	0.72	556	4.7	556	47	11.104	0.88	0.0587	2.2	0.729	2.3	0.09005	0.88	0.374
254.02_8,1	0.42	14.8	189	93	0.51	556	5.2	555	87	11.04	0.97	0.0587	4.0	0.733	4.1	0.09058	0.97	0.237
254.02_9,1	0.23	18.1	236	125	0.55	552	5.5	555	57	11.18	1.0	0.0587	2.6	0.724	2.8	0.08943	1	0.367
254.02_10,1	0.16	15	198	100	0.52	553	4.9	557	57	11.17	0.93	0.0587	2.6	0.725	2.8	0.08953	0.93	0.338

Триасовые

К-4-29 — плагиогранит 235 ± 2 млн лет, СКВО = 0.0052

К-4-29_1.1	0.58	9.32	297	72	0.25	230	4.4	44	170	27.5	2	0.0469	7	0.235	7.3	0.03636	2	0.270
К-4-29_2.1	0.68	13.2	411	135	0.34	235	4.3	87	180	26.89	1.9	0.0478	7.4	0.245	7.7	0.03718	1.9	0.246
К-4-29_3.1	0.78	8.77	280	47	0.18	230	4.5	69	250	27.58	2	0.0474	10	0.237	11	0.03625	2	0.188
К-4-29_4.1	0.00	10.6	330	90	0.28	237	4.4	363	76	26.71	1.9	0.0538	3.4	0.278	3.9	0.03744	1.9	0.488
К-4-29_5.1	0.83	13.6	427	78	0.19	234	4.3	-1	190	27.1	1.9	0.046	8	0.234	8.2	0.0369	1.9	0.227
К-4-29_6.1	0.64	12.9	405	45	0.11	232	4.2	197	140	27.24	1.9	0.05	6	0.253	6.3	0.03671	1.9	0.297
К-4-29_7.1	0.00	4.22	130	23	0.18	239	5.3	247	120	26.43	2.2	0.0511	5.2	0.267	5.7	0.03784	2.2	0.394
К-4-29_8.1	1.01	11.8	355	67	0.20	242	4.8	-154	250	26.17	2	0.0432	10	0.228	10	0.03821	2	0.195
К-4-29_9.1	0.34	19.2	604	60	0.10	234	4.1	305	82	27.06	1.8	0.0524	3.6	0.267	4	0.03695	1.8	0.445
К-4-29_10.1	1.77	29.1	900	318	0.37	234	4.2	-168	270	27.02	1.8	0.043	11	0.219	11	0.037	1.8	0.162
К-4-29_11.1	0.00	10.3	326	64	0.20	232	4.3	294	76	27.25	1.9	0.0522	3.3	0.264	3.8	0.0367	1.9	0.494
К-4-29_12.1	0.00	7.46	228	39	0.18	241	5	320	89	26.24	2.1	0.0528	3.9	0.277	4.5	0.0381	2.1	0.474
К-4-29_13.1	0.35	13.1	405	133	0.34	237	4.3	211	100	26.68	1.8	0.0503	4.4	0.26	4.8	0.03747	1.8	0.385
К-4-29_14.1	0.89	13.6	410	119	0.30	243	4.5	41	240	26.07	1.9	0.0468	10	0.248	10	0.03835	1.9	0.184

Таблица 3. Результаты U–Pb LA-ICP-MS изотопных анализов для цирконов из плаггиогранита 11-32-5.

№	Th/U	1σ	Отношения изотопов				коэф. корр.	Возраст, млн лет				Дискордантность, %				
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		
1	0.91	0.01690	0.06550	0.00386	0.74357	0.04247	0.08236	0.00194	0.41	790.40	119.06	564.50	24.73	510.20	11.56	10.64
2	0.96	0.01949	0.05618	0.00283	0.65291	0.03209	0.08430	0.00171	0.41	458.60	108.68	510.30	19.71	521.70	10.19	-2.19
3	1.13	0.01917	0.06260	0.00376	0.76182	0.04448	0.08825	0.00209	0.41	694.70	123.19	575.10	25.64	545.20	12.35	5.48
4	1.07	0.01931	0.05764	0.00415	0.11669	0.00810	0.01468	0.00036	0.35	515.70	151.05	112.10	7.37	93.90	2.31	19.38
5	0.51	0.00902	0.06178	0.00274	0.74159	0.03220	0.08702	0.00168	0.44	666.50	92.33	563.30	18.77	537.90	9.98	4.72
6	0.84	0.01709	0.05416	0.00262	0.26086	0.01232	0.03490	0.00067	0.41	377.50	104.90	235.40	9.92	221.10	4.20	6.47
7	0.77	0.01849	0.06118	0.00484	0.74585	0.05727	0.08831	0.00254	0.37	645.60	161.48	565.80	33.31	545.50	15.07	3.72
8	0.70	0.01543	0.06674	0.00442	0.69264	0.04433	0.07516	0.00193	0.40	829.70	132.22	534.40	26.59	467.20	11.60	14.38
9	0.83	0.01647	0.06428	0.00346	0.72594	0.03796	0.08178	0.00181	0.42	750.70	109.63	554.20	22.33	506.80	10.79	9.35
10	0.74	0.01675	0.06395	0.00450	0.72613	0.04956	0.08220	0.00219	0.39	740.10	142.29	554.30	29.15	509.20	13.04	8.86
11	1.00	0.01944	0.05998	0.00299	0.71081	0.03459	0.08575	0.00180	0.43	602.70	104.23	545.20	20.53	530.40	10.66	2.79
12	0.93	0.01892	0.06525	0.00355	0.74629	0.03949	0.08273	0.00187	0.43	782.50	110.31	566.10	22.96	512.40	11.15	10.48
13	0.94	0.02071	0.06566	0.00419	0.81564	0.05051	0.08984	0.00229	0.41	795.60	128.35	605.60	28.25	554.60	13.54	9.20
14	0.53	0.01444	0.06891	0.00573	0.76311	0.06115	0.08007	0.00255	0.40	896.20	162.51	575.80	35.22	496.60	15.22	15.95
15	0.65	0.01891	0.05762	0.00596	0.72255	0.07273	0.09065	0.00316	0.35	515.20	212.72	552.20	42.87	559.40	18.66	-1.29
16	0.94	0.01790	0.06746	0.00229	1.17914	0.04008	0.12630	0.00226	0.53	851.90	69.13	790.90	18.68	766.70	12.92	3.16
17	0.84	0.01864	0.07361	0.00431	0.85776	0.04873	0.08417	0.00210	0.44	1030.80	114.09	628.90	26.64	521.00	12.46	20.71
18	0.81	0.01938	0.05112	0.00409	0.60541	0.04731	0.08554	0.00238	0.36	246.00	174.39	480.70	29.92	529.10	14.14	-9.15
19	0.97	0.02191	0.06018	0.00407	0.69968	0.04606	0.08396	0.00219	0.40	610.00	139.76	538.60	27.52	519.70	13.03	3.64
20	0.91	0.02055	0.05936	0.00371	0.74277	0.04539	0.09033	0.00224	0.41	580.40	130.39	564.00	26.44	557.50	13.26	1.17
21	0.50	0.01368	0.06461	0.00512	0.71861	0.05528	0.08024	0.00240	0.39	761.80	158.77	549.80	32.66	497.60	14.35	10.49
22	0.92	0.02177	0.06067	0.00416	0.72641	0.04857	0.08637	0.00230	0.40	627.40	141.14	554.40	28.57	534.00	13.63	3.82
23	1.17	0.02643	0.05906	0.00373	0.71615	0.04423	0.08744	0.00220	0.41	569.40	131.66	548.40	26.17	540.40	13.02	1.48
24	0.92	0.02248	0.06052	0.00439	0.73944	0.05233	0.08809	0.00245	0.39	622.30	149.12	562.10	30.55	544.20	14.52	3.29
25	0.85	0.02264	0.06274	0.00517	0.77994	0.06254	0.08961	0.00278	0.39	699.50	166.38	585.40	35.68	553.20	16.48	5.82
26	0.85	0.02222	0.06551	0.00496	0.81381	0.06007	0.08949	0.00264	0.40	790.70	151.23	604.60	33.63	552.50	15.64	9.43
27	0.63	0.01997	0.06802	0.00670	0.85584	0.08189	0.09062	0.00331	0.38	869.20	191.86	627.80	44.80	559.20	19.55	12.27
28	0.79	0.02157	0.06585	0.00523	0.84560	0.06554	0.09246	0.00286	0.40	801.60	158.14	622.20	36.06	570.10	16.86	9.14
29	0.94	0.02425	0.06285	0.00471	0.74462	0.05463	0.08529	0.00249	0.40	703.10	152.04	565.10	31.79	527.60	14.80	7.11
30	1.39	0.03361	0.06113	0.00402	0.73874	0.04782	0.08698	0.00231	0.41	643.70	135.37	561.70	27.93	537.70	13.72	4.46

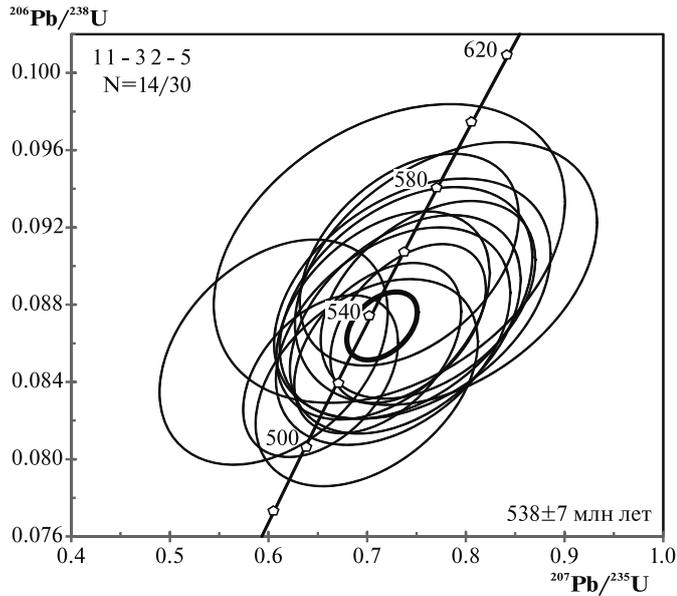


Рис. 8. Диаграмма с конкордией (LA-ICP-MS) для вендского плагиогранита № 11-32-5.

ми содержаниями крупноионных литофильных (КИЛ) элементов: Rb 3–57 г/т, Cs 0.05– 2.52 г/т, Ва 36–197 г/т, концентрации Sr варьируют от низких (11–67 г/т) до высоких (111–293 г/т).

Суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) составляют от 28 до 218 г/т, за исключением двух образцов плагиогранитов 250.03, 250.04, в которых эти содержания крайне низкие, — они составляют 9 и 8 г/т. Содержания высокозарядных элементов (ВЗЭ) Zr, Hf, Y, Nb при значительных вариациях коррелируют с концентрациями тяжелых РЗЭ, что может быть свя-

зано с неравномерным распределением в плагиогранитоидах акцессорных минералов, например, циркона [9].

Для вендских гранитоидов выделяется два типа распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных по хондриту.

Первый тип характеризуется фракционированным распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 4.77–22.39$) и, как положительной ($Eu/Eu^* = 1.02–1.42$), так и небольшой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.82–0.85$) (рис. 11, А). Такие распределения РЗЭ свойственны высокоглиноземистым ТТГ и высококремнеземистым адакитам (см. рис. 11. А). Данные плагиогранитоиды имеют повышенные Sr/Y отношения (24–52), но не превышающие нижний предел величин Sr/Y отношений, характерных для адакитов.

Для второго типа распределения характерны обогащение тяжелыми РЗЭ ($La_N/Yb_N = 0.77–2.28$) и в ряде образцов более глубокая отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.33–0.52$) (см. рис. 11, Б). Такой тип распределения РЗЭ имеют плагиограниты многих офиолитовых комплексов мира, для которых установлено их происхождение в результате фракционной кристаллизации родоначального базитового расплава как в условиях срединно-океанического хребта, так и энсиматической островной дуги [49].

Исключение составляют плагиограниты обр. 250.03, 250.04 с фракционированным, но U-образным, деплетированным в области средних редких земель распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 2.90–5.98$). Подобные U-образные распределения РЗЭ характерны для пород бонинитовой серии, в частности, для плагиогранитов желоба

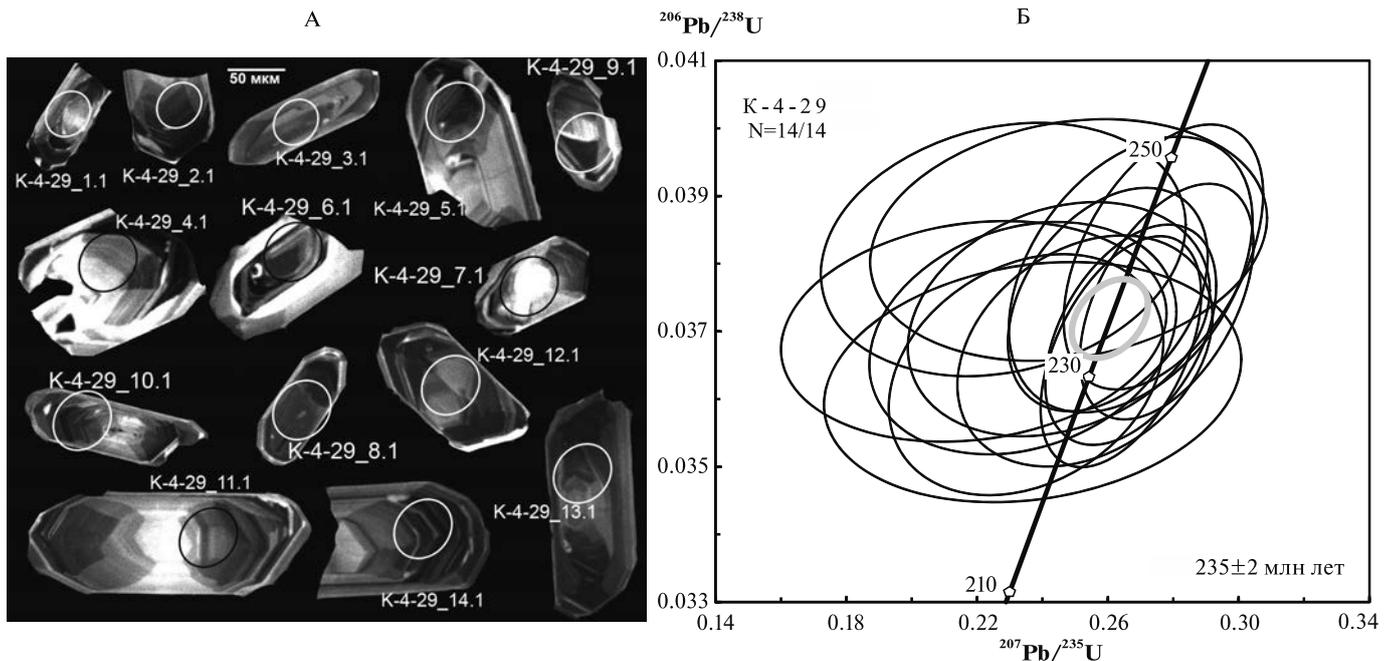


Рис. 9. Изображения цирконов в режиме катодолуминесценции (а) и диаграмма с конкордией (U–Pb SIMS) (б) для триасового плагиогранита (обр. К-4-29)

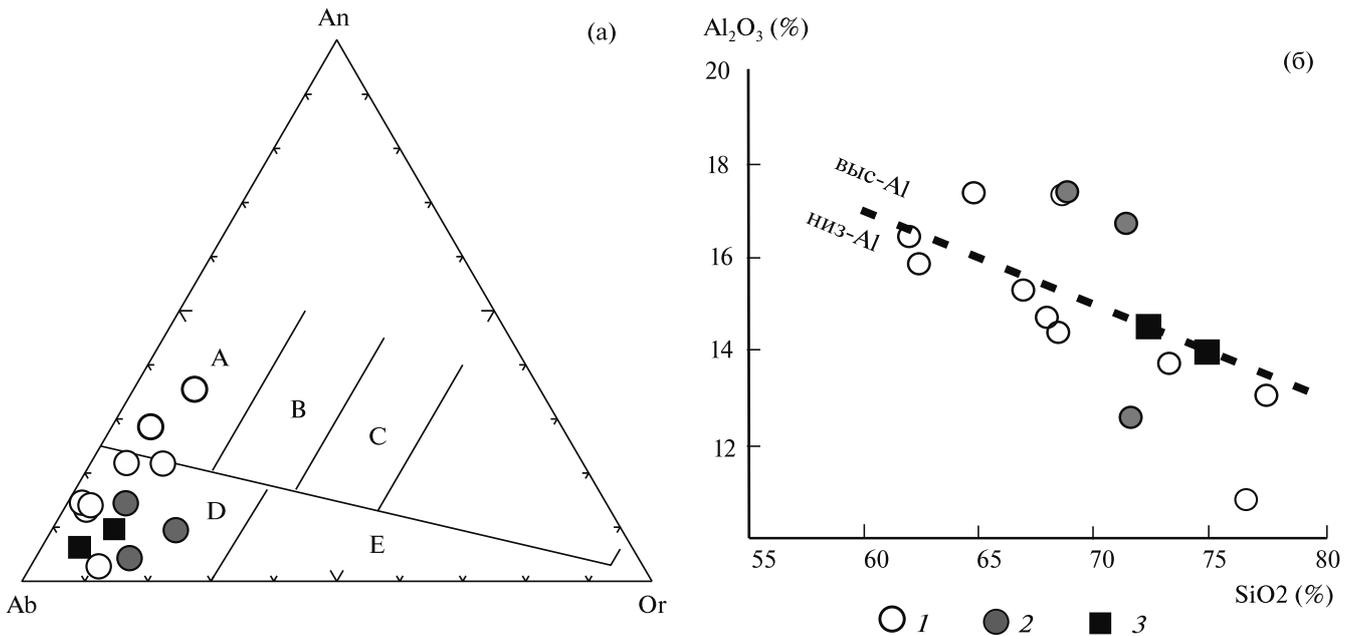


Рис. 10. Диаграммы Ab–An–Or (А) и Al_2O_3 – SiO_2 (Б) для вендских и пермо-триасовых плагиигранитоидов Усть-Бельских гор.

Поля: А — тоналит, В — гранодиорит, С — адамеллит, D — трондьемит, Е — гранит.

1–2 — вендские: 1 — образцы авторов, 2 — образцы П.Л.Тихомирова; 3 — триасовые гранитоиды

Тонга [38]. Поскольку содержания Sm и Gd в образцах 250.03, 250.04 (см. табл. 1, табл. 4) на порядок ниже, чем в других плагиигранитоидах, а содержания Eu находятся на том же уровне, то распределения РЗЭ данных образцов характеризуются аномально большой положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 4.55, 5.15$) (см. рис. 11, А).

Спайдер-диаграммы элементов-примесей вендских плагиигранитоидов с первым типом распределения РЗЭ характеризуются обогащением КИЛ элементов относительно ВЗЭ, минимумами Nb, P, Ti и имеют сходство с мультиэлементным спектром высококремнеземистых адакитов (см. рис. 11, В). Спайдер-диаграммы плагиигранитоидов со вторым типом распределения РЗЭ отличаются относительным обеднением КИЛ элементами, обогащением Y и тяжелыми РЗЭ, менее выраженным Nb минимумом и более значительными минимумами Sr, P, Ti (см. рис. 11, Г). Для спайдер-диаграмм плагиигранитов 250.03, 250.04 характерно меньшее обогащение КИЛ элементами и обеднение средними, тяжелыми РЗЭ и иттрием (см. рис. 11, В).

На диаграмме Rb–Y+Nb [47], разделяющей гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования, точки составов вендских плагиигранитоидов локализируются преимущественно в поле гранитов вулканических дуг, хотя часть из них с более низкими содержаниями Rb и более высокой суммой Y и Nb попадает в поле гранитов океанических хребтов (рис. 12).

Пермо-триасовые гранитоиды имеют содержания SiO_2 68.76–71.51 мас.% и по соотношению

суммы щелочей и кремнезема также относятся к породам нормального ряда. Концентрации K_2O в пермо-триасовых гранитоидах более высокие, чем в вендских — 0.98–2.13 мас.%, и они относятся к породам умереннокалиевой серии. На треугольной диаграмме Ab–An–Or точки составов пермо-триасовых гранитоидов располагаются в поле трондьемитов (см. рис. 10, А). По соотношению глинозема и кремнезема среди пермо-триасовых гранитоидов выделяются как низко-, так и высокоглиноземистые разновидности.

Редкоэлементный состав пермо-триасовых гранитоидов характеризуется умеренными содержаниями Rb (16–41 г/т) и Cs (0.27–2.32 г/т), более высокими концентрациями Ba (200–483 г/т), вариативностью концентраций Sr от низких (62, 66 г/т) до высоких (382 г/т).

Суммарные содержания редких земель (РЗЭ) для пермо-триасовых гранитоидов составляют от 15 до 133 г/т.

Для пермо-триасовых гранитоидов выделяется два типа распределения РЗЭ. Первый тип характеризуется фракционированным распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 7.35; 24.68$) и, как положительной ($Eu/Eu^* = 1.06$), так и небольшой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.89$) (см. рис. 11, Д). Величины Sr/Y отношений для этих пород составляют 18 и 131, последнее соответствует величине этого отношения в адакитах. Второй тип распределения близок к горизонтальному ($La_N/Yb_N = 2.85$), для него характерна более глубокая отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.54$) (см. рис. 11, Д).

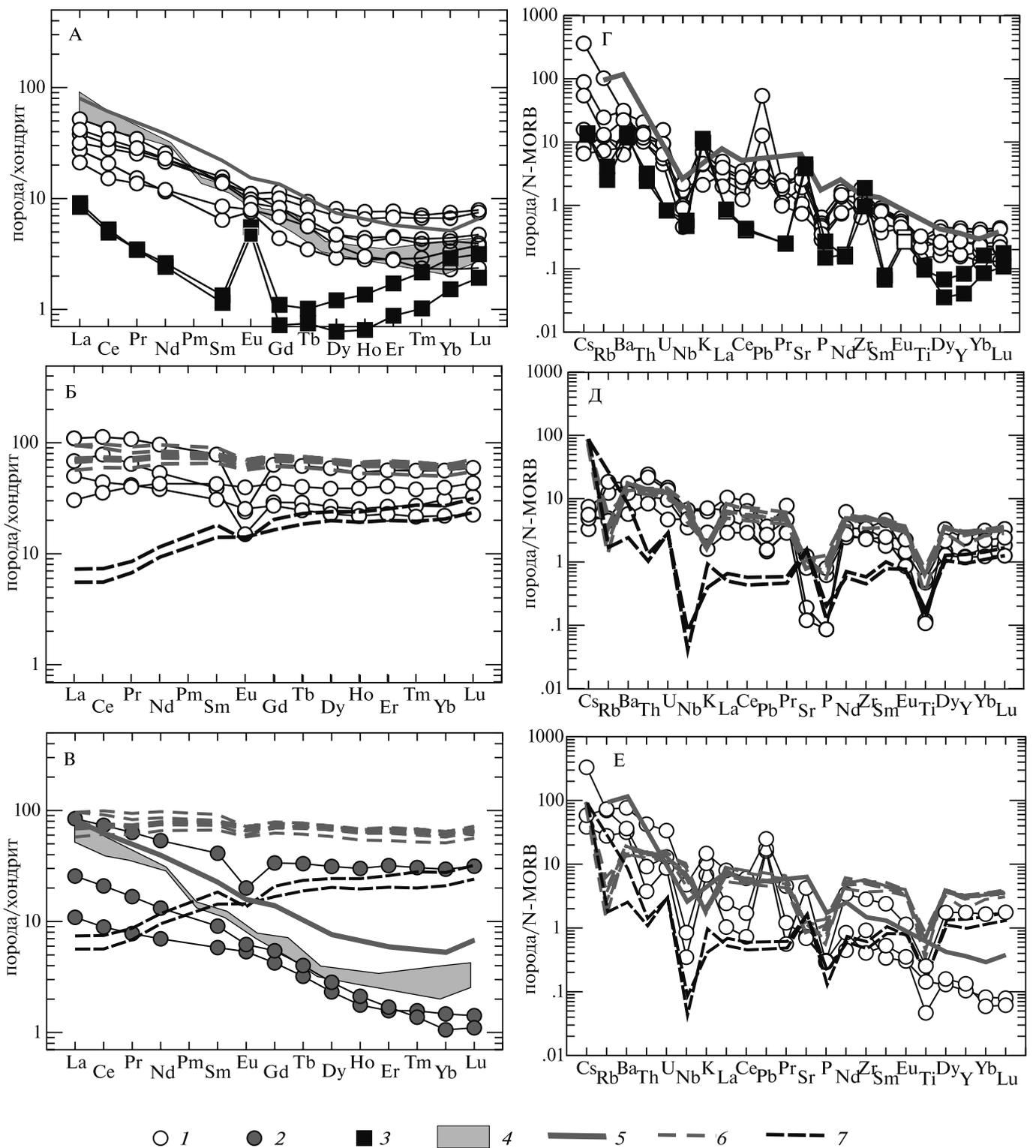


Рис. 11. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (А–В) и спайдерграммы редких элементов, нормированные на состав N-MORB (Г–Е) вендских и пермо-триасовых плагиогранитоидов Усть-Бельских гор. Состав хондрита и N-MORB, по [48].

1–2 — вендские плагиогранитоиды: 1 — образцы авторов, 2 — образцы П.Л.Тихомирова; 3 — триасовые гранитоиды; 4 — поле высокоглиноземистых ТТГ и адакитов, по [41]; 5–7 — распределения РЗЭ: 5 — высококремнеземистых адакитов, по [45], 6 — плагиогранитов комплекса Никойя, Коста-Рика, по [49], 7 — плагиогранитов комплекса Санта Елена, Коста-Рика, по [49]

Таблица 4. Петрогенные (мас.%) и элементы-примеси (г/т) вендских и триасовых плагιοгранитоидов Усть-Бельских гор.

Компо- нент	Вендские											Триасовые			
	234.02	2149.01	А-286/02	А-1195-01	А-1202/01	А-284,06	07-134	А-12-01	07-142	260.01	250.03*	250.04*	К-4-29	07-121	07-168
SiO ₂	61.92	62.35	64.72	66.86	67.88	68.37	68.54	73.17	76.50	77.38	72.5	74.8	68.76	71.31	71.51
TiO ₂	0.37	0.39	0.41	0.60	0.36	0.67	0.18	0.27	0.15	0.14	0.122	0.139	0.18	0.06	0.32
Al ₂ O ₃	16.42	15.84	17.35	15.28	14.70	14.38	17.31	13.72	10.82	13.04	14.5	14	17.37	16.70	12.57
Fe ₂ O ₃	1.22	2.67	1.34	2.25	1.26	2.40	1.13	2.25	2.03	1.53	2.88	2.38	1.01	1.02	1.87
FeO	1.74	2.66	1.91	2.51	2.22	3.21	0.75	0.58	1.32	0.57	-	-	0.86	0.49	1.38
MnO	0.04	0.10	0.05	0.09	0.09	0.09	0.03	0.04	0.04	0.05	0.07	0.023	0.03	0.03	0.05
MgO	1.67	3.87	2.48	1.84	3.87	1.37	2.26	1.98	0.56	0.17	1.01	0.368	2.27	0.98	0.29
CaO	3.18	5.23	3.56	1.96	1.50	2.12	1.90	1.83	0.65	0.34	3.59	3.17	1.91	0.61	1.89
K ₂ O	1.40	1.00	0.66	0.42	0.31	0.23	0.97	0.64	0.91	1.02	0.056	0.058	0.98	1.49	2.13
Na ₂ O	5.11	3.89	4.43	5.71	4.70	5.90	5.20	3.94	6.03	5.27	4.81	4.31	5.21	5.33	4.99
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.08	0.15	0.11	0.19	0.07	0.10	0.02	0.02	0.035	0.063	0.07	0.07	0.07
п.п.п.	6.59	1.58	2.79	2.05	2.75	0.72	1.58	1.41	0.6	0.42	0.42	0.6	1.26	1.85	2.6
Сумма	99.81	99.70	99.78	99.73	99.75	99.65	99.92	99.93	99.63	99.94	99.994	99.311	99.90	99.94	99.67
V	35	178	59	14	97	8	11	55	5	<2	8	8	14	6	19
Cr	34	46	3	12	16	5	44	5	<20	11	34	58	36	39	40
Co	8	18	8	3	9	6	5	6	1	1	8	5	5	1	3
Ni	<6	18	7	<6	8	4	22	6	<6	<6	18	23	30	<6	<6
Cu	20	32	58	7	18	14	78	6	12	5	81	20	7	8	8
Ga	19.3	16.6	15.0	18.7	14.2	22.9	14.6	11.9	23.9	24.1	12.4	11.5	18.6	18.8	21.1
Rb	57	14	7	3	4	3	7	7	7	10	2.3	1.4	16	39	41
Sr	244	293	67	111	95	72	173	232	17	11	400	345	382	66	62
Y	5	12	8	33	11	68	4	7	66	34	2	1	3	4	49
Zr	136	66	78	179	103	169	80	48	250	248	139	71	68	30	209
Nb	4.02	3.99	2.1	8.13	5.07	11.1	1.06	2.3	15.4	15.5	1.09	1.34	0.81	1.97	11.1
Cs	2.52	0.62	0.38	0.03	0.05	0.04	0.06	0.11	0.05	0.02	0.091	0.096	0.27	2.32	0.41
Ba	181	197	40	77	52	36	56	140	106	111	86	74	200	229	483
La	12.29	9.04	4.99	11.86	7.52	7.16	6.44	9.87	25.66	16.18	1.99	2.15	2.58	6.08	20.00
Ce	26.45	19.28	9.27	26.89	17.29	21.69	12.66	20.94	68.55	48.18	3.01	3.22	5.45	12.79	45.15
Pr	3.28	2.56	1.34	3.95	2.41	3.76	1.45	2.72	10.24	6.13	0.33	0.33	0.74	1.59	6.02
Nd	11.90	10.56	5.57	17.85	10.01	20.05	5.40	10.75	45.26	24.76	1.22	1.13	3.26	6.16	24.66
Sm	2.14	2.38	1.30	4.71	2.18	6.54	0.98	2.09	12.06	5.98	0.21	0.18	0.89	1.39	6.30

Eu	0.64	0.64	0.46	1.47	0.57	2.32	0.44	0.53	1.39	0.87	0.32	0.27	0.31	0.36	1.16
Gd	1.69	2.35	1.37	5.56	2.06	8.76	0.90	1.70	13.14	5.97	0.23	0.15	0.87	1.12	6.92
Tb	0.21	0.35	0.21	0.92	0.31	1.54	0.13	0.24	2.31	1.08	0.04	0.03	0.12	0.15	1.24
Dy	0.96	2.05	1.18	5.81	1.77	9.80	0.74	1.25	14.89	6.75	0.31	0.16	0.59	0.72	7.95
Ho	0.17	0.43	0.23	1.24	0.37	2.15	0.16	0.25	3.05	1.43	0.08	0.04	0.10	0.12	1.70
Er	0.46	1.27	0.73	3.78	1.12	6.66	0.47	0.75	9.33	4.41	0.28	0.15	0.26	0.28	5.28
Tm	0.06	0.18	0.10	0.55	0.17	0.97	0.07	0.11	1.43	0.69	0.06	0.03	0.04	0.03	0.78
Yb	0.39	1.27	0.70	3.74	1.13	6.69	0.57	0.75	9.56	5.23	0.49	0.26	0.25	0.18	5.03
Lu	0.06	0.20	0.10	0.57	0.19	1.07	0.10	0.12	1.51	0.83	0.08	0.05	0.04	0.03	0.80
Hf	3.27	1.78	2.39	4.63	2.67	5.19	2.03	1.85	9.49	8.62	1.76	2.42	2.11	1.53	6.32
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	0.09	-	-	-
Pb	16.11	0.72	3.80	0.44	1.30	0.47	1.14	0.85	1.09	0.81	-	-	4.83	5.19	7.49
Th	2.47	1.21	1.63	1.31	1.40	1.00	1.25	1.74	2.90	2.60	0.29	0.38	0.45	1.10	5.08
U	0.73	0.26	0.30	0.45	0.44	0.22	0.21	0.44	0.70	0.64	0.04	0.04	0.41	0.61	1.58
La _N / Yb _N	22.39	5.10	5.15	2.28	4.77	0.77	8.07	9.41	1.93	2.22	2.90	5.99	7.35	24.68	2.85
Eu/Eu*	1.02	0.82	1.04	0.88	0.83	0.94	1.42	0.85	0.34	0.44	4.55	5.15	1.06	0.89	0.54
Sr/Y	52	24	9	3	9	1	40	31	0.3	0.3	200	345	131	18	1

Примечание. Номера со звездочкой — образцы П.Л. Тихомирова.

Таблица 5. Sr–Nd изотопный состав вендских и триасовых плагиогранитоидов Усть-Бельских гор.

Образец	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2s, абс.	Rb, г/г	Sr, г/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	2s, %	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2s, абс.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr*	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd*	ε _{Nd(t)}	t _{Nd(DM)}	t _{Nd(2DM)}
250.03*	0.15	0.93	0.0963	0.512617	0.000004	1.60	408	0.01132	0.494	0.702451	0.000006	0.702362	0.512270	6.7	694	730
250.04*	0.12	0.90	0.0790	0.512550	0.000006	0.62	290	0.00619	0.681	0.702450	0.000008	0.702401	0.512266	6.6	681	738
07-134	0.93	5.11	0.1100	0.512749	0.000006	5.32	155	0.09913	0.402	0.702981	0.000011	0.702204	0.512353	8.3	592	597
A-1195/01	4.59	17.5	0.1588	0.512956	0.000004	2.44	104	0.06801	0.449	0.703216	0.000005	0.702683	0.512384	8.9	-	546
2149.01	2.31	10.4	0.1350	0.512849	0.000006	11.8	260	0.13071	0.393	0.703433	0.000006	0.702409	0.512363	8.5	586	580
K-4-29	0.81	3.10	0.1586	0.512982	0.000012	14.2	354	0.11569	0.394	0.703639	0.000006	0.703253	0.512738	7.9	-	372
07-121	1.33	5.99	0.1338	0.513044	0.000006	34.7	64.0	1.56763	0.405	0.706772	0.000007	0.701532	0.512838	9.8	205	210

Примечание. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr*, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd* соответствуют величинам изотопного состава на время, указанное в таблице 2. t_{DM1} и t_{DM2} — модельные возрасты (млн лет), вычисленные относительно одно- и двухстадийной модели развития изотопного состава Nd мантийного источника.

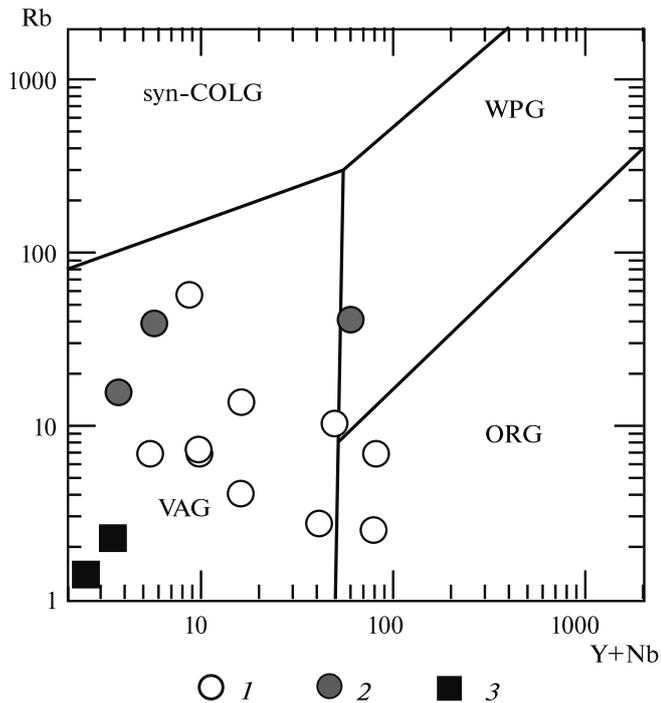


Рис. 12. Диаграмма Rb–Y+Nb (по [47]) для вендских и пермо-триасовых плагиогранитоидов Усть-Бельских гор.

Граниты: вулканических дуг — VAG, синколлизионные — syn-COLG, внутриплитные — WPG, океанических хребтов — ORG.

1, 2 — вендские; 1 — образцы авторов, 2 — образцы П.Л.Тихомирова; 3 — триасовые гранитоиды

Спайдер-диаграммы элементов-примесей пермо-триасовых гранитоидов с первым типом распределения РЗЭ характеризуются обогащением КИЛ элементов относительно ВЗЭ, минимумами Nb, P, Ti и имеют сходство с мультиэлементным спектром высококремнеземистых адакитов (см. рис. 11, Е). Спайдер-диаграммы гранитоидов со вторым типом распределения РЗЭ также имеют обогащение КИЛ элементами относительно ВЗЭ, но отличаются обогащением Y и тяжелыми РЗЭ, менее выраженным Nb минимумом (см. рис. 11, Е).

На диаграмме Rb – Y + Nb [47] точки составов пермо-триасовых гранитоидов локализируются в поле гранитов вулканических дуг и на границе этого поля с полем внутриплитных гранитов (см. рис. 12).

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Представлен изотопный состав Sr и Nd изученных образцов плагиогранитоидов (табл. 5). Изучены составы пяти вендских плагиогранитов и тоналита, двух триасовых плагиогранитов. Величины $\epsilon_{Nd}(t)$ пересчитаны согласно полученным нами U–Pb датировкам.

Начальное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ вендских плагиогранитоидов изменяется в узком интервале значений 0.5126–0.5128, что в $\epsilon_{Nd}(t)$ соответствует интервалу от +6.6 до +8.9 (см. табл. 5).

Модельные, одностадийные (tNd(DM)) и двухстадийные (tNd(2DM)), возрасты плагиогранитоидов соответствуют позднему рифею — венду. Они близки возрасту пород (546 млн лет), определенному U–Pb SIMS методом или несколько превышают его (586–694 и 580–738 млн лет соответственно) (см. табл. 5), что свидетельствует о формировании плагиогранитоидов за счет источников с короткой коровой предысторией.

Плагиогранитоиды имеют очень низкие величины начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале от 0.702204 до 0.702683, характерные для базальтов срединно-океанических хребтов [8, 39] и плагиогранитоидов, драгированных в срединно-океанических хребтах [30]. Точки составов плагиогранитоидов располагаются в области мантийной последовательности (рис. 13).

Начальное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ триасовых гранитоидов находится в том же интервале значений, что и вендских плагиогранитоидов и в $\epsilon_{Nd}(t)$ это соответствует значениям +9.8 и +7.9 (см. табл. 5).

Модельные, одностадийный и двухстадийный, возрасты гранитоидов соответствуют позднему триасу и позднему девону.

Триасовые гранитоиды, как и вендские плагиогранитоиды, характеризуются очень низкими величинами начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0.701532 и 0.703969. Точки составов гранитоидов располагаются вблизи линии мантийной последовательности (см. рис. 13).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В истории развития континентальной окраины рассматриваемого региона установлены проявления плагиогранитоидного магматизма в вендское и позднепалеозойское–раннемезозойское время.

Вендский этап плагиогранитного магматизма

Большое количество изотопных измерений зерен цирконов из плагиогранитов различных блоков в серпентинитовом меланже верхней пластины Алганского террейна U–Pb SIMS методом позволило получить надежные оценки возраста магматической кристаллизации с малой погрешностью 556 ± 3 млн лет. Датировки плагиогранитов из блоков меланжа Алганского террейна хорошо согласуются с датировками плагиогранитов и лейкодиоритов Усть-Бельского массива [11, 35] (рис. 14, а).

Петрохимические характеристики вендских плагиогранитов, ассоциирующих с габброидами Усть-Бельского массива (см. рис. 1, обр. 250.03/13, 250.04/13), сходны с характеристиками

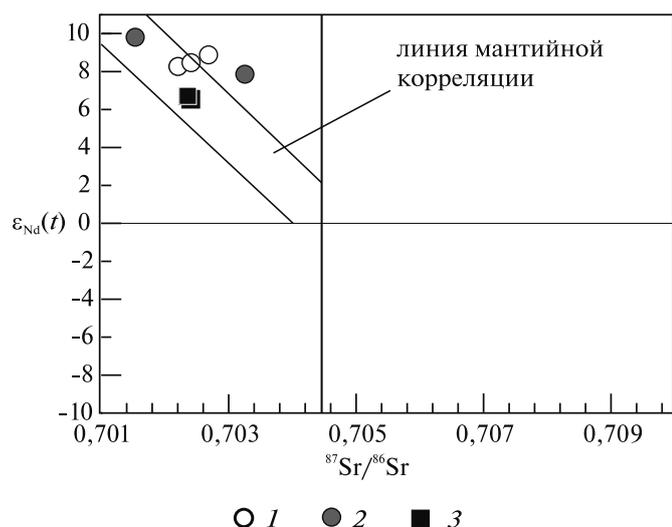


Рис. 13. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для вендских и пермо-триасовых плагиогранитоидов Усть-Бельских гор.

плагиогранитоидов из меланжей различных пластин. Однако содержания редких земель в обр. 250.03/13, 250.04/13 на порядок ниже, а их распределение аналогично распределению надсубдукционных перидотитов или плагиогранитов бонинитовой серии желоба Тонга (см. рис. 11, А). Различный характер распределения РЗЭ плагиогранитов и тоналитов из блоков меланжа позволяет предполагать, что они могли образоваться как при частичном плавлении мафического материала океанической коры, так и при фракционной кристаллизации магмы основного состава (см. рис. 11, А). На формирование плагиогранитоидов в надсубдукционной обстановке указывает характер распределения элементов-примесей, отрицательная Nb-аномалия и локализация точек их составов в поле гранитов вулканических дуг или на его границе с полем гранитов океанических хребтов на диаграмме Rb—Y+Nb [47] (см. рис. 11, см. рис. 12).

Sr—Nd изотопный состав вендских плагиогранитоидов подтверждает ювенильный первично мантийный характер субстрата, из которого они выплавлялись или формировались родоначальные для них базитовые магмы.

Таким образом, вендские плагиогранитоиды могли быть образованы в обстановке энсиматической островной дуги. При этом в процесс плавления были вовлечены как участки океанической коры, так и происходило выплавление базитовых расплавов из мантийного клина, последующая дифференциация которых также приводила к образованию плагиогранитов.

Вендская островная дуга была образована в пределах океанической коры, фрагментами которой являются позднерифейские [11] ультрамафит-мафитовые породы Усть-Бельского массива. Предположительно, при образовании пла-

гиогранитных магм в процесс плавления были вовлечены различные участки новообразованной позднерифейской океанической коры. Это объясняет разницу в составах рассеянных элементов плагиогранитов из блоков в меланже и ассоциирующих с габброидами Усть-Бельского массива (см. рис. 11). Разница в модельных Nd возрастах для этих пород подтверждает наше предположение. Модельные, одностадийные (592 млн лет) и двустадийные (546–597 млн лет) возраста плагиогранитов и тоналитов из блоков меланжа близки к их возрасту, определенному U—Pb SIMS и LA—ICP—MS методами. Для плагиогранитов Усть-Бельского массива, измеренный возраст кристаллизации отличается от модельного одностадийного (681, 694 млн лет) на 100 млн лет и от двустадийного (730, 738 млн лет) примерно на 200 млн лет.

Близкий вендский возраст осадконакопления и эксплозивной деятельности имеют туфогравелиты нижней части вулканогенно-осадочного комплекса (см. рис. 3, пачка 1) расположенного структурно выше океанических базальтов Отрожинской пластины [15, 17] (см. рис. 3). Таким образом, накопление вулканогенно-осадочных пород и вендский плагиогранитоидный магматизм происходили в пределах одного латерального ряда структур энсиматической островной дуги. Присутствие в туфогравелите единичных (1–2%) зерен циркона с возрастом ~2 млрд лет [17], указывает, что между областью осадконакопления и древним источником (возможно континентом) отсутствовали крупные барьеры, в виде орогенов или океанического пространства.

В пределах Западно-Камчатской складчатой системы вендский—раннекембрийский возраст, 570 ± 50 , Pb—Pb метод и 532 ± 5 млн лет, U—Pb [22] определен для биотитовых плагиогранитов из плагиогранит-амфиболитового комплекса Ганычаланского террейна (см. рис. 14, а).

Пермо-триасовый этап гранитоидного магматизма

Датированные плагиогранит-порфиры секут довенские—каменноугольные осадочные породы, вулканы и габбро-гипербазиты Отрожинской пластины. Полученный для плагиогранит-порфира, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ конкордантный среднетриасовый возраст 235 ± 2 млн лет позволяет надежно датировать триасовый этап магматизма.

Кроме того, существуют среднепермские значения, полученные для единичных зерен циркона (N = 2) плагиогранитов [24] и габбро (N = 1) [6] из блоков в меланжах р. Толовка и р. Еонайваам (см. рис. 14, б).

Среднепермские габбро и плагиограниты содержат ксеногенные зерна цирконов (0.9–2.7 млрд лет) [24]. Довендские цирконы могли быть захвачены из пород основания [25]. Принадлежность данного основания к фундаменту

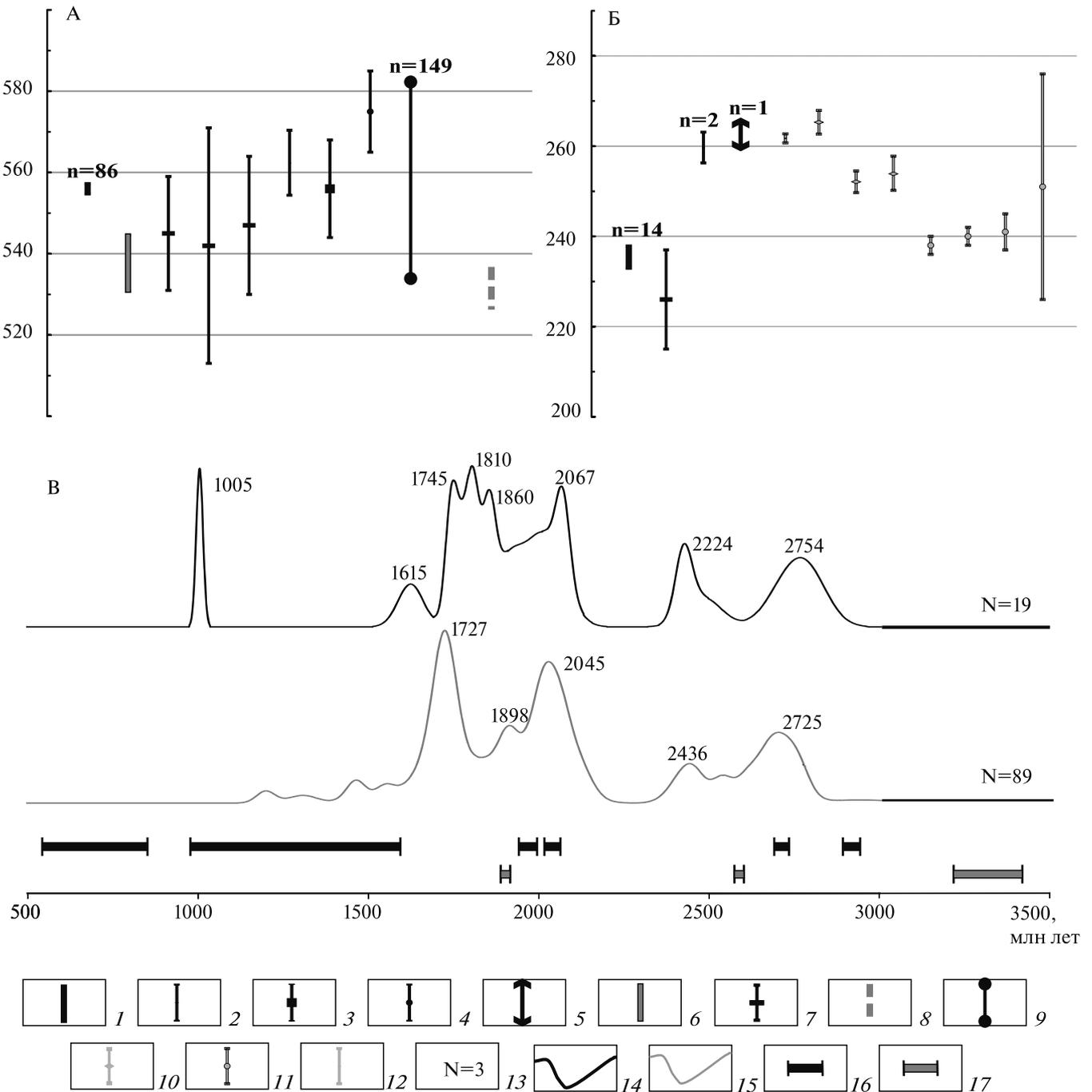


Рис. 14. Сопоставление вендских (А) и пермо-триасовых (Б) датировок гранитоидов, полученных различными методами для разновозрастных комплексов Усть-Бельских гор и кривые плотности распределения U–Pb возрастов и их максимумы (В).

Ошибка погрешности на уровне 2σ .

1–5 – U–Pb SIMS возрасты цирконов: 1 – данные авторов, 2 – по [24], 3 – по [35], 4 – по [11], 5 – по [6]; 6–7 – U–Pb LA–ICP–MS возрасты цирконов: 6 – данные авторов, 7 – по [42]; 8 – U–Pb датировки возраста плагиогранитов Ганычаланского террейна, по [22]; 9 – U–Pb возрасты обломочных зерен цирконов; 10–12 – возрасты метаморфического события: 10 – Ar–Ar метод, по [18], 11 – Ar–Ar метод, по [12]; 12 – K–Ar метод, по [24]; 13 – количество принятых в расчет зерен циркона; 14–15 – кривые плотности распределения U–Pb возрастов и их максимумы, N–количество зерен, принятых в расчет: 14 – аксессуарных ксеногенных цирконов из магматических пород, по [6, 24, 25], 15 – обломочных цирконов из блока песчаников в меланже р. Еонайваам, по [15]; 16–17 – интервалы возрастов основных тектономатических событий: 16 – Сибирского кратона, по [43]; 17 – фундамента Омолонского массива, по [1]

древнего континента или массива, можно оценить путем сравнения возрастов ксеногенных цирконов с основными тектоно-магматическими событиями в пределах Сибирского континента и Омолонского террейна (см. рис. 14, в). U–Pb датировки основания Омолонского массива [1] не совпадают с максимумами кривой плотности распределения ксеногенных цирконов. Отмечается сходство возрастов ксеногенных цирконов с этапами тектоно-магматических событий, характерных для Сибирского кратона [43] в интервалах 1900–2100 млн лет и 2700–2800 млн лет. Однако, отмеченное сходство из-за недостатка статистических данных не является достаточным основанием для проведения палеотектонических реконструкций.

Пермо-триасовое магматическое событие хорошо коррелируется с Ar–Ar и K–Ar датировками в интервале 276–236 млн лет метаморфических пород Усть-Бельского террейна [12, 18, 24] (см. рис. 14, б). Среднетриасовые ~240–250 млн лет Ar–Ar возрасты получены для амфиболов из габбро, жильных тел и даек в метаперидотитах Усть-Бельской, Отрожнинской и Головской пластин [12]. Все остальные Ar–Ar (амфибол) и K–Ar (вал) датировки [18, 24] выполнены для пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, которые обнажены в блоках меланжа Головской пластины (см. рис. 1). Обнаружение следов пермо-триасовых магматических и метаморфических событий в различных тектонических пластинах Усть-Бельского террейна можно объяснить их образованием в пределах единой палеоструктуры, которую можно рассматривать как продолжение Кони-Тайгоносской дуги [19, 24, 32]. Фундаментом дуги служили ультрабазит-габбровые и перекрывающие их комплексы Усть-Бельского террейна.

Геохимические особенности и Sr–Nd изотопный состав пермо-триасовых плагиогранитов свидетельствуют об их надсубдукционной природе и первично мантийном источнике магм, также, как и для вендских гранитоидов. По-видимому, их формирование было связано с частичным плавлением меланократового (офиолитового) материала, находящегося в виде фрагментов в аккреционной структуре во фронте Усть-Бельского сегмента Кони-Тагоносской дуги или при фракционной кристаллизации базитовых магм, выплавленных из подобного субстрата.

ВЫВОДЫ

1. В тектоно-магматической истории развития изученного региона установлены проявления плагиогранитного магматизма в вендское (556 ± 3 млн лет) и пермо-триасовое (235 ± 2 млн лет) время и определены геодинамические обстановки их формирования.

2. Плагиограниты вендского и пермо-триасового возраста из блоков меланжей Алганского

и Усть-Бельского террейнов являются низкокальциевыми и преимущественно низкоглиноземистыми, по нормативному составу соответствуют тоналитам и трондьемитам. Характерны два типа распределения редкоземельных элементов, позволяющие предполагать, что плагиограниты могли образоваться как при частичном плавлении мафического материала океанической коры, так и при фракционной кристаллизации магмы основного состава. Sr–Nd изотопный состав плагиогранитоидов подтверждает ювенильный первично мантийный характер субстрата, из которого они выплавлялись, или формировались родоначальные для них базитовые магмы.

3. Вендские плагиогранитоиды Алганского и Усть-Бельского террейнов были образованы в обстановке энсиматической островной дуги. В процесс плавления были вовлечены участки океанической коры, происходило выплавление базитовых расплавов из мантийного клина, последующая дифференциация которых также приводила к образованию плагиогранитов. Модельный одностадийный и двустадийный возрасты плагиогранитов, ассоциирующихся с габброидами Усть-Бельского массива ($tNd(DM) = 681, 694$ млн лет) и ($tNd(2DM) = 730, 738$ млн лет), на 100–200 млн лет древнее возраста кристаллизации породы. Модельные возрасты плагиогранитов из меланжа верхней пластины Алганского террейна ($tNd(DM) = 586, 592$ млн лет), ($tNd(2DM) = 546–597$ млн лет) соответствуют возрасту породы.

4. Пермо-триасовый этап магматизма установлен в плагиогранитах и габброидах Отрожнинской пластины офиолитов и из блоков в меланжах Усть-Бельской и Головской пластин. Они формировались в структуре Усть-Бельского сегмента Кони-Тайгоносской дуги при частичном плавлении фрагментов меланократового (офиолитового) материала в аккреционной структуре дуги и в результате фракционной кристаллизации базитовых магм, выплавленных из мантийного субстрата.

Благодарности. Авторы работы признательны П.Л. Тихомирову (МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет) и С.А. Паланджяну (ГИН РАН, г. Москва) за предоставление каменного материала и обсуждение исследования. Авторы благодарны Г.В. Ледневой, С.А. Паланджяну и И.А. Войцику (ГИН РАН, г. Москва) за сотрудничество при проведении полевых исследований 2007–2008 и 2011 гг. Авторы благодарны В.В. Лебедеву, А.Д. Киевскому и С.В. Аксену (ОАО «Георегион», г. Анадырь) за помощь и поддержку.

Источник финансирования. Полевые работы 2016 г. проведены за счет средств гранта РФ 16-17-10251. Палеотектонические реконструкции меланжа в аккреционной структуре юрско-раннемелового и постальбского времени выполнены в рамках гранта Президента РФ МК-132.2017.5. Аналитическая обработка образцов горных пород

была осуществлена за счет гранта РФФИ № 17–05–00795, 16–05–00146. Базовое финансирование сотрудников ГИН РАН проводилось в рамках темы № 0135–2016–0022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Акинин В.В., Жуланова И.Л.* Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Олонского массива (Северо-Восток России) // *Геохимия*. 2016. № 8. С. 675–684.
2. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
3. *Аристов А.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Хаясака Я.* Новые данные о возрасте осадочного чехла офиолитов Отрожинской пластины Усть-Бельского террейна // *Геология полярных областей земли. Материалы XLII Тектонического совещания* / М.: GEOS, 2009. Т. 1. С. 21–24.
4. *Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А., Соловьева Н.В., Фомичев Н.Н.* Типизация перидотитов Усть-Бельского ультрамафит-мафитового массива (Чукотка) по составам минералов: предварительные данные // *Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения* / Материалы III международной конференции / Екатеринбург: ИГиГУРО РАН, 2009. Т. 1. С. 73–76.
5. *Захаров В.А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX / Г.Г. Кайгородцев (ред.). М.: Аэрогеология, 1974.
6. *Гульна И.В.* Объяснительная записка к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000. Корякская серия. Лист Q-59-XXIX, XXX (Отрожинская площадь) / В.А. Захаров (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.
7. *Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
8. *Костицин Ю.А.* Накопление редких элементов в гранитах // *Природа*. 2000. № 2. С. 26–32.
9. *Крук Н.Н., Голозубов В.В., Баянова Т.Б., Касаткин С.А.* Состав, возраст и тектоническая позиция гранитоидов шмаковского комплекса (Дальний Восток России) // *Тихоокеанская геология*. 2016. Т. 35. № 2. С. 58–67.
10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
11. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А.* U–Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // *Геохимия*. 2012. № 1. С. 48–59.
12. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лэйер П., Кононкова Н.Н., Ишиватари А., Соколов С.Д.* Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования ультрамафитов и мафитов Усть-Бельского террейна (центральная Чукотка) и их интерпретация // *Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов* / Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии, 4–6 июня 2012 г. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 217–219.
13. *Леднева Г.В., Лебедев В.В., Базылев Б.А.* U–Pb возраст цирконов из метагаббро Усть-Бельского массива (Чукотка) // *Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии*. СПб: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 330–332.
14. *Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья. // *Очерки тектоники Корякского нагорья* / Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман (ред.). М.: Наука, 1982. С. 30–70.
15. *Моисеев А.В.* Структура и история тектонического развития Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы (СВ России, Корякия) // *Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук*. М.: ГИН РАН, 2015. 30 с.
16. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.* Состав и геодинамические обстановки формирования вулканических образований офиолитов Усть-Бельских гор (Чукотка) // *ДАН*. 2011. Т. 437. № 2. С. 215–219.
17. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.* Строение, состав и возраст вулканогенно-осадочного комплекса Отрожинской пластины Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области // *Геотектоника*. 2014. № 3. С. 30–49.
18. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я., Лэйер П.* Новые данные Ar–Ar датирования позднепалеозойско-раннемезозойского метаморфического события пород Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области // *Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения* / Материалы XLVI тектонического совещания. М.: GEOS, 2014. Т. 2. С. 13–16.
19. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
20. *Некрасов Г.Е., Богомолов Е.С.* Офиолиты Усть-Бельского террейна (Чукотка) — след позднедокембрийского раскола суперконтинента Родиния в структурах северо-восточного обрамления Сибирского кратона (структурные, петролого-минералогические и изотопные данные) // *ДАН*. 2015. Т. 461. № 6. С. 685–690.
21. *Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М.* Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья — фрагменты океанического плато // *Геотектоника*. 2001. № 2. С. 41–63.
22. *Некрасов Г.Е., Макеев А.Ф.* U–Pb возраст цирконов из плагиогранитов плагиогранит-амфиболитового комплекса Ганычаланского блока (Запад-Корякского нагорья) // *ДАН*. 2003. Т. 390. № 3. С. 382–385.
23. *Паланджян С.А.* Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // *Литосфера*. 2010. № 5. С. 3–19.
24. *Паланджян С.А.* Усть-Бельский офиолитовый террейн Западно-Корякского орогена: изотопное датирование и палеотектоническая интерпретация // *Геотектоника*. 2015. № 2. С. 50–67.
25. *Паланджян С.А.* К датировке офиолитов Усть-Бельского террейна (Анадырско-Корякский регион, Северо-Восток России) // *Тектоника складчатых поясов*

Евразии / Материалы XLVI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. С. 51–56.

26. Паланджян С.А. Офиолиты Усть-Бельского террейна: среднепалеозойская океаническая ассоциация в Западно-Корякском покровно-складчатом поясе // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии / Материалы IV Совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 180–184.

27. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.

28. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д. Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 43–60.

29. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

30. Силантьев С.А., Кепке Ю., Арискин А.А., Аносова М.О., Краснова Е.А., Дубинина Е.О., Зур Г. Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габбро-норитовой ассоциации внутреннего океанического комплекса Срединно-Атлантического хребта на $5^{\circ}10'$ ю.ш. // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 126–146.

31. Соколов С.Д. Аккреционная структура Пенжинского хребта (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 3–10.

32. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

33. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент — Северо-Западная патифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).

34. Соколов С.Д., Бялбжецкий С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.

35. Тихомиров П. Л. Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U—Pb датирования цирконов // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. 673–676.

36. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 82–93.

37. Хубанов В.Б., Буянттуев М.Д., Цыганков А.А. U—Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

38. Шараськин А.Я. Идзу-Бонинская, Волкано и Марианская дуги // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / О.А. Богатиков, Ю.И. Дмитриев, А.А. Цветков (ред.). М.: Наука, 1987. С. 96–118.

39. Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite // J. Geophysical Research. 1975. Vol. 80. No 8. P. 1099–1108.

40. Corfu F., Hanchar J., Hoskin P.W.O. and Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 469–500.

41. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. Royal. Society. Edinburgh. Earth Sciences. 1996. Vol. 87. P. 205–215.

42. Hayasaka Y., Moiseev A.V., Sokolov S.D., Ishiwatari A., Machi S., Ledneva G.V., Palandzhyan S.A., Basylev B.A. Methodology and philosophy for detrital zircon chronology using EPMA, LA-ICP-MS, and SHRIMP, and outline of results for the Paleozoic to Mesozoic complex in the Ust-Belaya Range, West Koryak thrust and fold Belt, Far East Russia // Abstracts of the Russian–Japanese workshop symposium “Ophiolites and related complexes: significance for geodynamic interpretations”, June 15–16, 2010 / Moscow: GIN RAS, 2010. P. 11.

43. Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precambrian Research. 2015. Vol. 259. P. 78–94.

44. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75 // A geochronological toolkit for Microsoft Excel / Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2012. No 5. 75 p. http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot/Isoplot3_75-4_15manual.pdf

45. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. No 1–2. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>

46. Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G. Ophiolitic complex and associated rocks in the Ust-Belaya mountains and Algan ridge, Russian Far East // U.S. Department of the interior — U.S. geological survey. 1996. Open-Files Report PF 92–20-I. 7 p.

47. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. of Petrology. 1984. Vol. 25. Is. 4. P. 956–983.

48. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

49. Whattam S.A., Gazel E., Yi Keewook, Denyer P. Origin of plagiogranites in oceanic complexes: A case study of the Nicoya and Santa Elena terranes, Costa Rica // Lithos. 2016. Vol. 262. P. 75–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.017>

50. Whilliams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Vendian and Permian-Triassic Plagiogranite Magmatism of the Ust'-Belaya Mountains, West-Koryak Fold System, Northeastern of Russia

A.V. Moiseev^a, M.V. Luchitskaya^{a,*}, I.V. Gul'pa^b, V.B. Khubanov^c, B.V. Belyatsky^d

^aGeological Institute of RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky per., 7

^bOJSC «Georegion», Chukotsky Autonomous Region, 689000, Anadyr, Lenina str., 25, a

^cGeological Institute of Siberian Branch RAS, 670047, Ulan-Ude, Sakh'yanovoy str., 6, a

^dA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 199106, Saint Petersburg, Sredny prosp., 74

*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

Received 27 November, 2017; Revised April 26, 2018; Accepted September 25, 2018

Vendian and Permian-Triassic plagiogranite magmatism is distinguished for Ust'-Belsky and Algansky terranes of West-Koryak fold system. U–Pb zircon ages from Vendian and Permian-Triassic plagiogranites are 556 ± 3 Ma (SIMS), 538 ± 7 Ma (LA–ICP–MS) and 235 ± 2 Ma (SIMS) consequently. It is revealed, that Vendian and Permian-Triassic plagiogranites are mainly low-K and low-Al. Sr–Nd isotopy and rare-earth element patterns allow supposing their formation by partial melting of primarily mantle substrate or by fractional crystallization of basic magma. Vendian plagiogranites formed within active margin in ensimatic island arc simultaneously with deposition of lower part of volcanic-sedimentary complex of Otrozhninskaya slice. We suggest the Permian-Triassic plagiogranites were being formed within the limits of Ust'-Belsky segment of Koni-Taigonos arc during partial melting of melanocratic ophiolite material build up as fragments in accretionary structure of that arc or by fractional crystallization of basic magmas melted from the similar substrate.

Key words: Ust'-Belsky terrane, plagiogranites, volcanic-sedimentary complex, accretionary structure, active margin, U–Pb dating, Sr–Nd isotopy