

УДК 550.93(571.6)

ВОЗРАСТ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КАЛИНОВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)

© 2022 г. А. Н. Голич^{1,*}, С. В. Высоцкий¹, академик РАН А. И. Ханчук¹

Поступило 20.11.2021 г.

После доработки 30.11.2021 г.

Принято к публикации 13.12.2021 г.

В структуре Сихотэ–Алинского орогенного пояса присутствуют офиолиты, приуроченные к верхнему структурному уровню юрской аккреционной призмы. Однако их возраст и палеогеодинамическая обстановка образования остаются дискуссионными. В статье представлены результаты изотопно-геохронологического и петролого-геохимического изучения пород Бреевского и Чугуевского габбро-гипербазитовых массивов Калиновского офиолитового комплекса. Установлено, что указанные массивы формировались не в девон-каменноугольное время, как полагалось ранее, а в позднепермское. Геохимические особенности пород указывают на то, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их формирования является островодужная система. Принимая во внимание полученные результаты, мы можем определить, что в строении верхнего структурного уровня юрской аккреционной призмы Сихотэ–Алинского орогенного пояса принимают участие несколько различных по возрасту и обстановке образования комплексов океанической литосферы. Бреевский и Чугуевский габбро-гипербазитовые массивы представляют собой фрагменты позднепермского офиолитового комплекса, сформированного в различных частях островодужной системы (задуговым или интрадуговым бассейнах).

Ключевые слова: офиолиты, геохронология, палеогеодинамика, Калиновский комплекс, Сихотэ–Алинь

DOI: 10.31857/S2686739722040065

Офиолиты, являющиеся представителями древней океанической литосферы, интегрированной в структуру континентов, служат важным элементом при палеотектонических реконструкциях. Геологические, геохимические и другие особенности офиолитовых комплексов позволяют определить те родоначальные структуры (срединно-океанические хребты, задуговые и междуговые бассейны островодужных систем), в которых формировалась древняя океаническая кора. Одной из основных проблем в исследовании офиолитов является определение возраста как офиолитовых комплексов, так и их фрагментов.

В структуре Сихотэ–Алинского орогенного пояса присутствуют фрагменты офиолитов, приуроченных к верхнему структурному уровню юрской аккреционной призмы, который образован среднеюрскими турбидитово-олистостромовыми

толщами с включениями пород палеоокеанической литосферы [6, 7, 10, 16]. С севера на юг выделяются три офиолитовых комплекса: Дахэчженьский, Бикинский и Калиновский.

Калиновский комплекс протягивается цепью габбро-гипербазитовых массивов на расстоянии примерно в 200 км с юга на север от с. Верхней Бреевки до бассейна р. Откосная (рис. 1). Наиболее крупные из этих массивов (>20 км в длину) получили названия Самаркинского, Чугуевского и Бреевского [12]. В пределах массивов сохранились относительно полные фрагменты разрезов, сложенные перидотит-троктолитовой ассоциацией офиолитов. Их нижняя часть представлена серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Выше залегают плагиоклазовые дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты и оливинные габбронориты. Габброидную часть разреза слагают амфиболовые, двупироксеновые, клинопироксеновые габбро, а также жилы плагиогранитов. На габброидах с тектоническим контактом залегает базальтовая толща, седиментационно перекрытая осадочными породами, которые представлены гиалокластитами, эдафоген-

¹Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Владивосток, Россия

*E-mail: agolich@fegi.ru

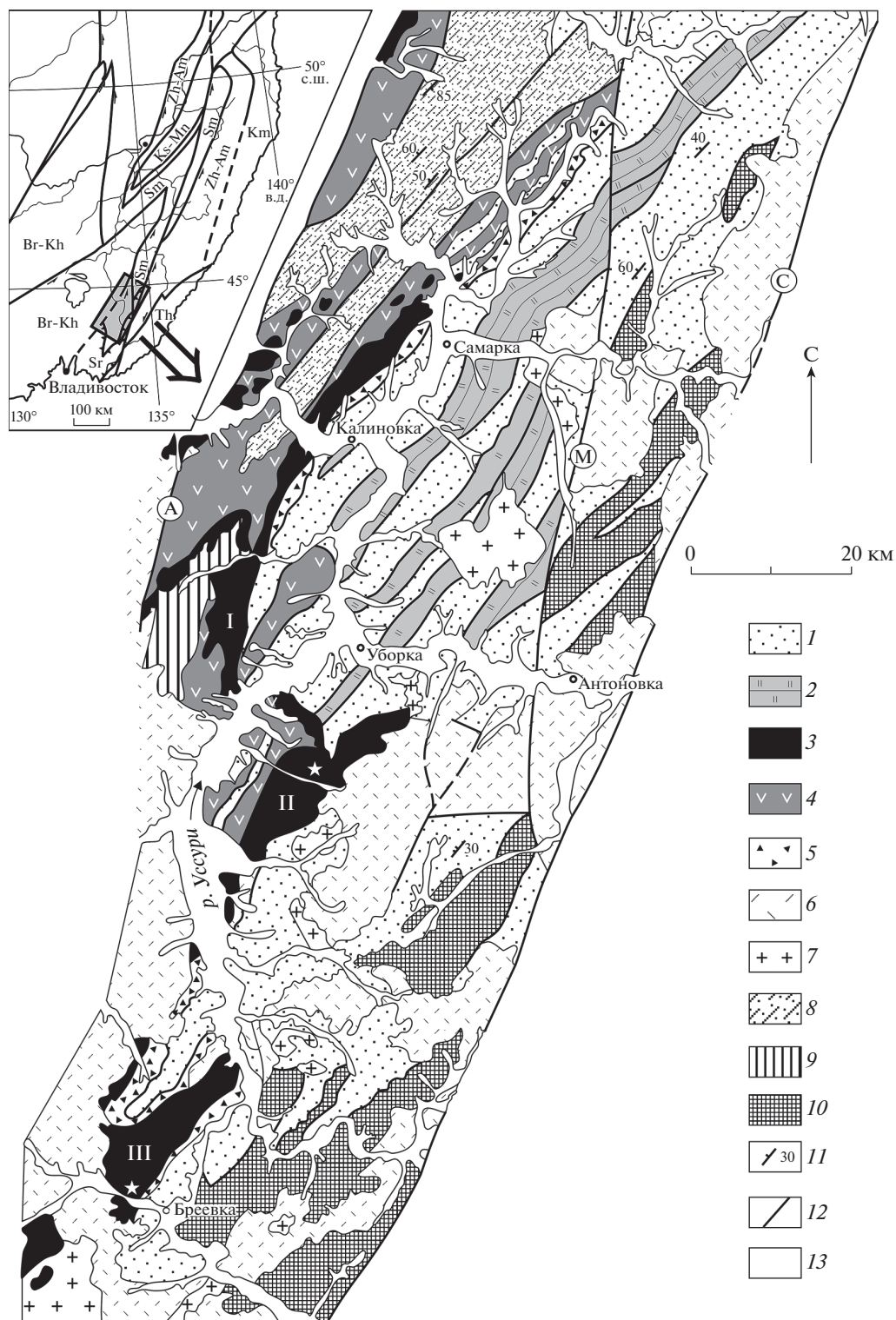


Рис. 1. Габбро-гипербазитовые массивы Калиновского офиолитового комплекса в южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса по работе [10]. I – Самаркинский, II – Чугуевский, III – Бревеский. Условные обозначения: 1 – юрские турбидит-олистостромовые породы Самаркинской аккреционной призмы; 2 – пермские, триасовые и позднеюрские кремни; 3 – офиолитовые габброиды и ультрабазиты; 4 – базальты и диабазы в ассоциации с кремнями и известняками; 5 – пермские песчаники; 6 – позднемеловые вулканиты; 7 – позднемеловые граниты; 8 – юрские турбидиты; 9 – пермтриасовые мелководные (шельфовые) осадки; 10 – сергеевские габброиды и перекрывающие их пермтриасовые шельфовые осадки; 11 – элементы залегания; 12 – разломы (А – Арсеньевский, М – Меридиональный, С – Центральный Сихотэ-Алинский), 13 – четвертичные осадочные отложения. На врезке показаны террейны: Вн-Кха – Буреино-Ханкайский, Sr – Сергеевский, Sm – Самаркинский, Th – Таухинский, Zh-A – Журавлевско-Амурский, Km – Кемский, Kc-Mn – Киселевско-Маноминский террейн. Звездами обозначены места отбора образцов.

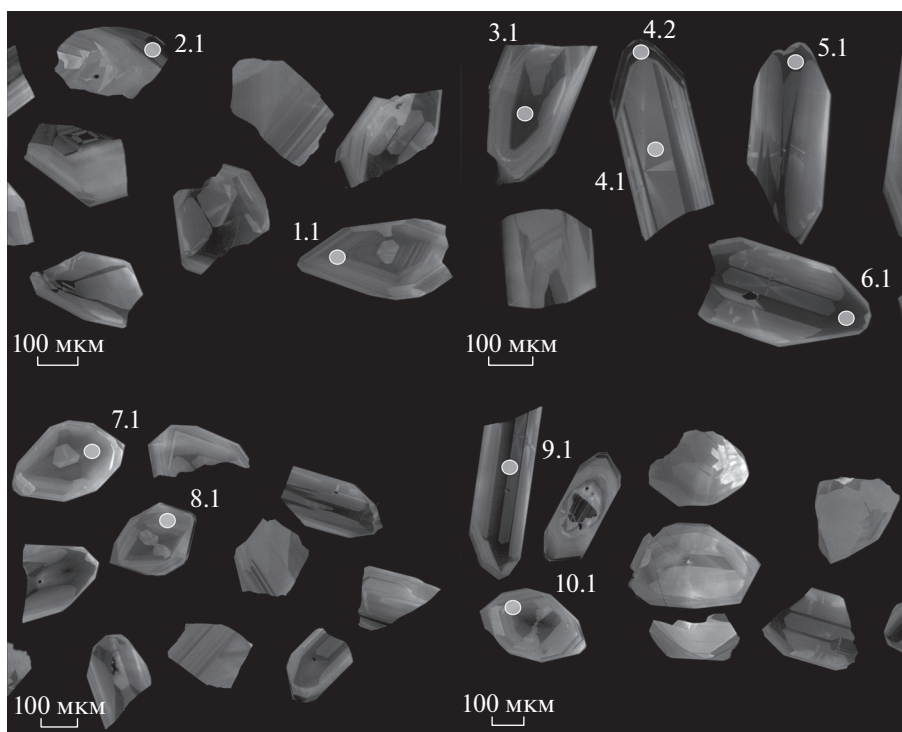


Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона, отобранных для проведения U–Pb SIMS SHRIMP II геохронологических исследований из образца пегматоидного габбро Бреевского массива. Номера точек на рисунке соответствуют анализам в таблице результатов (табл. 2).

ными образованиями, ленточными кремнями и известняками [10].

Возраст офиолитов определяется в интервале конца девона—начала карбона, так как в кремнях, непосредственно залегающих на массивных базальтах, найдены конодонты конца девона, а в известняках на контакте с пиллоу-базальтами – фораминиферы визейского яруса карбона [7, 10]. Возраст габброидов определялся только K–Ar методом и до 1980-х годов, по данным отчетов геолого-съёмочных работ, варьировал от 90 до 360 млн лет. Исследования А.И. Ханчука по определению возраста роговой обманки из пегматоидных габбро Бреевского массива установили цифру 410 ± 9 млн лет [7]. По данным В.В. Голозубова, определение возраста графических пегматитов, прорывающих габброиды Чугуевского массива, дало цифру 406 млн лет [4]. Однако эти данные входят в противоречие с последними датировками японских исследователей [15], которые установили возраст 230 млн лет для роговой обманки из метагаббро, отобранного близ с. Медвежий Кут (р-н с. В. Бреевки).

Нами было выполнено определение изотопного возраста габброидов Бреевского и Чугуевского габбро-гипербазитовых массивов. Для датирования Бреевского массива U–Pb-методом по циркону в районе с. В. Бреевка из коренного обнажения был отобран образец гигантозернистого пегмато-

идного габбро, состоящий из разнонаправленных кристаллов роговой обманки размером до 10–15 см и плагиоклаза, заполняющего их интерстиции. Аксессуарный циркон из образца был выделен методами дробления, магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Конечный отбор осуществляли вручную под бинокляром. Зерна циркона (рис. 2) представлены обломками (реже призматическими зернами) прозрачных кристаллов с желтоватым оттенком размером до 350 мкм. Призматические кристаллы в катодных лучах проявляют характерную для магматических цирконов ростовую зональность.

Наиболее крупные зерна были отобраны для изотопного датирования в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) методом лазерной абляции (LA-ISP-MS). Методика описана в работе [1]. Полученные изотопные данные приведены на рис. 3а и 3б и в табл. 1. Всего было отобрано 35 зерен циркона, проанализировано 22 точки на разных зернах. На диаграмме с конкордией (рис. 3а) 17 определений образуют компактную область с конкордантным значением возраста 255 ± 6 млн лет, при этом средневзвешенная оценка возраста составила 253 ± 4 млн лет (рис. 3б).

Зерна циркона из этого же образца (рис. 2) были изучены на ионном микроанализаторе SHRIMP-II

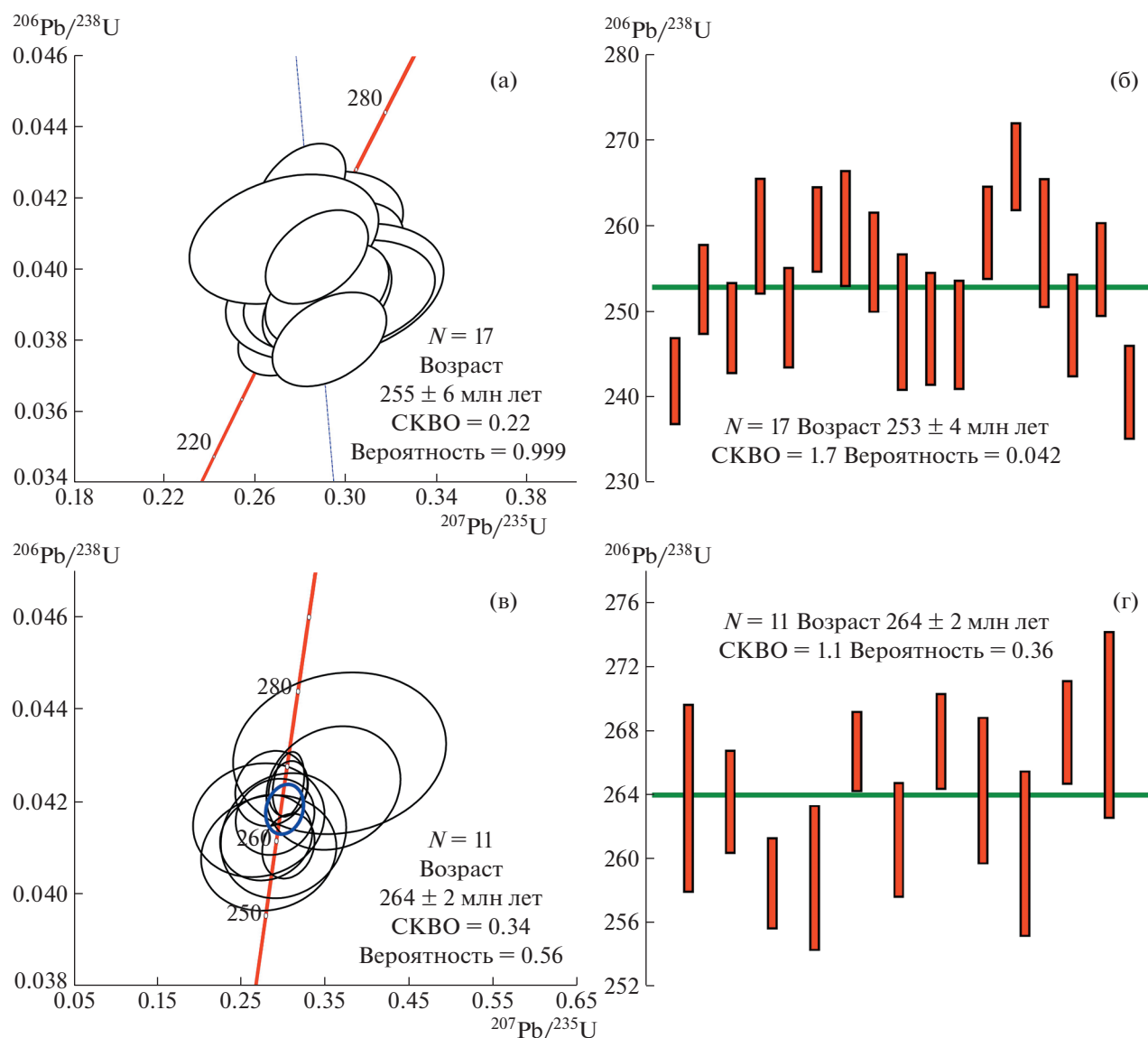


Рис. 3. Диаграммы с конкордией и средневзвешенных возрастов для локальных U-Pb LA-ISP-MS (а и б) и SIMS SHRIMP II (в и г) анализов акцессорного циркона из пегматоидного габбро Бревского массива. N – количество точек анализа; СКВО – средневзвешенное отклонение; погрешность – 1σ .

в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике, принятой в лаборатории. Результаты исследования представлены на рис. 3в и 3г и в табл. 2. Всего получено 11 определений по 10 зернам циркона. На изотопной диаграмме с конкордией область с конкордантным значением возраста соответствует 264 ± 2 млн лет (рис. 3в). Аналогичное значение было получено для средневзвешенного возраста (рис. 3г). Следует отметить, что точки 2.1 и 4.2 дали пониженное отношение Th/U (табл. 2). Это может свидетельствовать либо о некорректных измерениях в краевых частях зерен, либо о вероятном метаморфизме, но в пределах погрешности метода, совпадающей с полученной датировкой.

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования Чугуевского массива в районе руч. Степанов 2-й был отобран образец полосчатого амфиболового норита, состоящий главным образом из плагиоклаза, ортопироксена и амфибола. Анализ проводился по плагиоклазу и амфиболу, а также амфиболу и пироксену в одной навеске. Минералы для датирования выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста методом ступенчатого прогрева проведено в изотопной лаборатории ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы “Микро-масс” (Англия) и на многоколлекторном масс-

Таблица 1. Результаты U-Pb LA-ISP-MS геохронологических исследований акцессорного циркона из пегматоидного габбро Бреевского массива

№	Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ , $\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ , $\pm\%$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ , abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ , abs	
1	0.3	0.2758	5.5521	0.0382	2.1193	0.4	247	12	242	5	-2.3
2	0.2	0.2804	5.7248	0.0399	2.1032	0.4	251	13	253	5	0.6
4	0.2	0.2803	5.8219	0.0392	2.1418	0.4	251	13	248	5	-1.2
5	0.2	0.2734	7.9438	0.0410	2.6374	0.3	245	17	259	7	5.1
6	0.2	0.2883	6.2255	0.0394	2.3592	0.4	257	14	249	6	-3.2
7	0.3	0.3008	4.8534	0.0411	1.9231	0.4	267	11	260	5	-2.9
8	0.2	0.2852	9.2729	0.0411	2.6284	0.3	255	21	260	7	1.8
9	0.2	0.2963	6.5181	0.0405	2.2986	0.4	264	15	256	6	-3.1
12	0.3	0.2951	10.7407	0.0393	3.2283	0.3	263	25	249	8	-5.6
13	0.2	0.2972	9.3721	0.0392	2.6779	0.3	264	22	248	7	-6.6
14	0.2	0.2918	6.4366	0.0391	2.6094	0.4	260	15	247	6	-5.2
15	0.3	0.2838	5.5640	0.0410	2.1214	0.4	254	12	259	5	2.1
16	0.3	0.2805	4.5887	0.0423	1.9404	0.4	251	10	267	5	5.9
18	0.2	0.2728	10.0968	0.0408	2.9397	0.3	245	22	258	7	5
20	0.2	0.2917	6.1699	0.0393	2.4446	0.4	260	14	248	6	-4.7
21	0.2	0.2873	5.1967	0.0403	2.1577	0.4	256	12	255	5	-0.6
22	0.3	0.2928	5.6795	0.0380	2.2889	0.4	261	13	241	5	-8.4

Примечание: Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; D – дискордантность = $(1 - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} : ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \times 100$.

спектрометре Argus фирмы “GV-Instruments” (Англия) по методике, описанной в работе [9]. Полученные изотопные данные приведены на рис. 4 и в табл. 3. В аргоновом спектре плагиоклаза по четырем ступеням выделяется плато, соответствующее 77% выделенного ^{39}Ar и отвечающее возрасту 154.5 ± 5.3 млн лет. Следует обратить внимание на то, что по существующим представлениям [6, 16] время аккреции фрагментов офиолитовой ассоциации относится к концу ранней – началу средней юры (около 180–170 млн лет). Полученный возраст, возможно, отражает термальное событие, связанное с внедрением известных здесь щелочных базит-ультрабазитовых интрузий. В связи с этим данная датировка ко времени формирования Чугуевского массива не относится. По остальным пробам результатов, удовлетворяющих критериям возрастного плато, получено не было. Однако в аргоновом спектре каждой пробы на последней ступени выделяются участки (псевдоплато) с позднепермским или среднетриасовым возрастом. В частности, по амфиболу последняя ступень, формирующая псевдоплато, соответствует 83% выделенного ^{39}Ar и отвечает возрасту 254.1 ± 4 млн лет. С учетом результатов U–Pb-датирования Бреевских габброидов, мы можем предполагать время формирования Чугуевского массива в интервале около 264–254 млн лет.

Остается дискуссионной палеотектоническая модель формирования Калиновских офиолитов. Ранее считалось, что они образовались в спрединговой зоне палеоокеана (бассейне типа pull-apart), а затем были перемещены в основание островодужного склона позднепалеозойской островной дуги [3]. Кроме того, по ассоциации калиновских габброидов и гипербазитов с высокотитанистыми базальтами предполагалось, что офиолитовый комплекс сформировался в основании океанического плато, рост которого был обусловлен внедрением мантийного плюма [7, 10, 11]. Полученные в рамках данного исследования результаты позволяют предложить иную интерпретацию геодинамической обстановки формирования Калиновского офиолитового комплекса.

Среди ультрамафитов Чугуевского и Бреевского габбро-гипербазитовых массивов мантийные рестины редки, основание разрезов массивов сложено кумулятивными перидотитами, троктолитами либо пироксенитами. Такое строение не характерно для комплексов океанических плато и, наоборот, свойственно офиолитам, образованным над зонами субдукции (задуговые и междугуговые впадины островодужных систем).

Графики распределения микроэлементов в Калиновских габброидах (рис. 5а) характеризу-

Таблица 2. Результаты U-Pb SIMS SHRIMP II геохронологических исследований акцессорного циркона из пегматоидного габбро Бревевского массива

№	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержания, ppm			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения								Rho	Возраст, млн лет				D, %
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ , ±%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ , ±%	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ , ±%	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ , ±%		(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ , abs	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ , abs	
1.1	0.87	1.93	53	14	0.27	23.43	2	0.0686	11	0.36	15	0.0423	2.1	0.142	267.1	±5.5	263.8	±5.8	148
2.1	0.79	6.93	192	15	0.08	23.8	1.2	0.0568	5	0.29	11	0.04168	1.3	0.122	263.2	±3.4	263.6	±3.2	-17
3.1	0.69	6.2	175	47	0.28	24.19	1.1	0.0596	3.6	0.306	6.7	0.04105	1.1	0.168	259.3	±2.9	258.5	±2.8	44
4.1	1.71	2.45	69	16	0.24	24.03	1.7	0.0639	5.4	0.283	19	0.0409	2	0.107	258.4	±5.1	258.8	±4.5	-23
4.2	0.42	9.13	250	6	0.02	23.55	0.9	0.0558	3.1	0.306	5.1	0.04229	0.93	0.184	267	±2.4	266.7	±2.4	14
5.1	1.06	7.37	206	71	0.35	24	1.3	0.0577	5.7	0.279	13	0.04123	1.5	0.114	260.5	±3.8	261.2	±3.5	-40
6.1	0.00	6.34	174	49	0.29	23.59	1.1	0.0524	3.9	0.306	4	0.04238	1.1	0.270	267.6	±2.9	267.3	±3	13
7.1	1.63	2.6	72	19	0.27	23.64	1.6	0.0604	5.5	0.271	19	0.04161	2	0.102	262.8	±5	264.2	±4.4	-78
8.1	1.61	1.83	51	11	0.23	23.84	1.9	0.0656	6.1	0.3	16	0.04127	2.2	0.132	260.7	±5.5	260.3	±5.1	22
9.1	0.80	5.49	150	43	0.30	23.45	1.2	0.0554	4.8	0.286	9.9	0.0423	1.3	0.128	267	±3.3	267.9	±3.2	-45
10.1	2.59	1.62	43	9	0.22	22.62	2.1	0.0824	6.1	0.367	23	0.0431	2.7	0.117	271.8	±7.1	268.4	±5.8	146

Примечание: Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец; (1) – коррекция по ^{204}Pb ; (2) – коррекция на соответствие $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ конкордантному возрасту.

Таблица 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования минеральных фракций из образца амфиболового норита Чугуевского массива

T °C	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±1 σ	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±1 σ	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±1 σ	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±1 σ	Ca/K	Σ ^{39}Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1 σ
Амфибол (32.59 мг)													
J = 0.006469 ± 0.000109; интегральный возраст = 226.4 ± 3.7 млн лет													
800	78.4	79.3	0.102	0.072	0.00121	0.0230	0.0018	0.2405	0.00130	0.1	8.3	94.1	4.4
850	23.5	53.9	0.180	0.059	0.00407	0.0255	0.0055	0.1544	0.00336	0.1	11.9	94.0	11.0
1000	24.8	39.5	0.072	0.053	0.00241	0.0286	0.0022	0.1134	0.00179	0.1	17.2	68.9	6.0
1130	262.6	26.6	0.007	0.018	0.00012	0.0137	0.0001	0.0110	0.00024	0.05	100.0	254.2	4.1
Амфибол + Пироксен (57.23 мг)													
J = 0.006379 ± 0.000106; интегральный возраст = 156.3 ± 2.6 млн лет													
500	34.8	50.2	0.117	0.090	0.00116	7.9247	0.5045	0.1513	0.00229	28.5	2.6	62.4	7.5
700	80.1	48.0	0.028	0.058	0.00083	5.1283	0.1703	0.1364	0.00061	18.5	8.7	86.0	2.4
850	486.9	62.0	0.019	0.047	0.00017	1.2941	0.0608	0.1732	0.00027	4.7	37.8	119.9	2.1
1000	125.8	20.7	0.011	0.030	0.00011	4.5610	0.0708	0.0428	0.00057	16.42	60.3	90.3	2.4
1130	280.2	26.1	0.011	0.024	0.00005	5.04	0.05	0.0147	0.00051	18.13	100.0	234.3	4.0
Плагиоклаз (62.10 мг)													
J = 0.006437 ± 0.000108; интегральный возраст = 181.9 ± 5.0 млн лет													
500	44.3	65.8	0.179	0.066	0.00271	12.1	0.5	0.1771	0.00277	43.6	5.7	150.0	9.0
650	43.3	18.8	0.024	0.022	0.00053	14.8	0.2	0.0173	0.00149	53.1	25.4	152.3	5.3
800	49.8	19.1	0.038	0.026	0.00066	31.2	0.1	0.0159	0.00267	112.4	47.6	160.0	8.8
1000	60.6	17.3	0.041	0.030	0.00055	35.6	0.1	0.0095	0.00310	128.25	77.4	160.9	10.1
1130	86.7	32.7	0.069	0.029	0.00061	31.8	0.1	0.0284	0.00277	114.60	100.0	262.7	9.2

Примечание: T – температура, погрешность ±1°C; время (t) для каждой ступени составило 10 мин; J – “джи-фактор”, параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

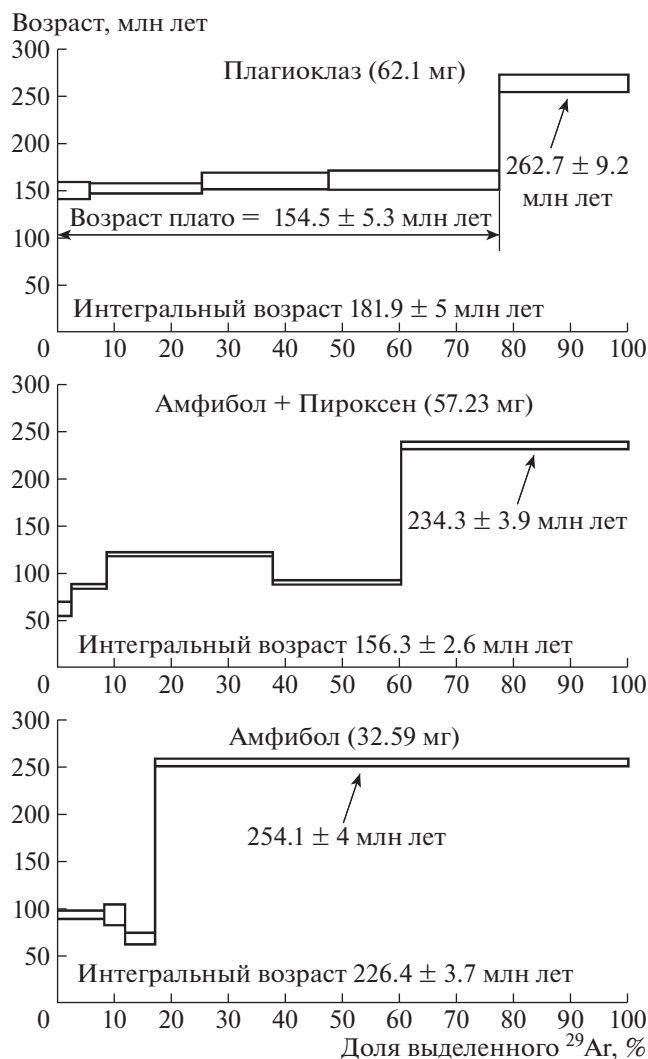


Рис. 4. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектры минералов из образца амфиболового норита Чугуевского массива.

ются типичными максимумами Rb, Ba, K, Pb, Sr и минимумами Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, что определяет их близость с составами базальтов островных дуг. На дискриминантных диаграммах (рис. 5б и 5в) их составы попадают в поля островодужных пород и близки к составам габброидов из позднепермских офиолитовых комплексов Якуно (Япония) и Дахэжэньского (Китай). Оба эти комплекса также, как и Калиновский приурочены к верхнему структурному уровню одной и той же юрской аккреционной призмы [6]. Считается, что Дахэжэньский комплекс формировался в надсубдукционной обстановке [13, 19], а офиолиты Якуно были частью задугового бассейна [18]. Вслед за китайскими и японскими геологами мы полагаем, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования Калиновского комплекса является островодужная система. Габброиды Чугуевского массива геохимически более

щелочные (рис. 5а) и близкие к N-MORB (рис. 5в), вероятно, формировались в задуговом или междуговом бассейне, а габброиды Бреевского массива представляют собой остатки коры этого бассейна, переработанного островодужной магмой (толеит-бонинит-адакитовой серией).

Анализ опубликованных данных [2, 5, 8] показывает, что среди вулканитов, тектонически ассоциирующих с габбро-гипербазитовыми массивами, присутствуют базальты океанических островов, ассоциирующие с каменноугольно-пермскими известняками, и спредингные базальты, ассоциирующие с пермскими пелагическими кремнями. Вулканиты островодужного типа, которые включены в разрез юрской призмы, очень редки, обнаруженные представлены двумя типами: 1) базальты со смешанными (надсубдукционными и океаническими) характеристиками, для которых можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга, встречены в Самаркинском террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями пермского возраста; 2) собственно надсубдукционные вулканиты — лавобрекчии дацитового состава, петрогеохимия которых характерна для надсубдукционных вулканитов островодужного генезиса, предположительно, пермского возраста, встречены в меланже Хабаровского террейна [2].

Таким образом, в строении верхнего структурного уровня юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинского орогенного пояса принимают участие несколько различных по возрасту и обстановке образования комплексов океанической литосферы, от которых в результате субдукции остались лишь небольшие разобщенные пластины и блоки. Изученные Бреевский и Чугуевский габбро-гипербазитовые массивы представляют собой фрагменты позднепермского офиолитового комплекса, сформированного в различных частях островодужной системы (задуговом или интрадуговом бассейне). Базальты океанических островов, ассоциирующие с каменноугольно-пермскими известняками, вероятно, относятся к более древнему комплексу океанического плато. В таком случае можно предполагать участие процессов субдукционной эрозии до формирования аккреционной призмы. В ходе субдукции океанической плиты под островную дугу произошла смена режима субдукционной аккреции на субдукционную эрозию, в результате чего основная часть пермской островодужной системы была эродирована и погружена под континентальную окраину, а небольшие ее фрагменты (Калиновский комплекс) были включены в юрскую аккреционную призму.

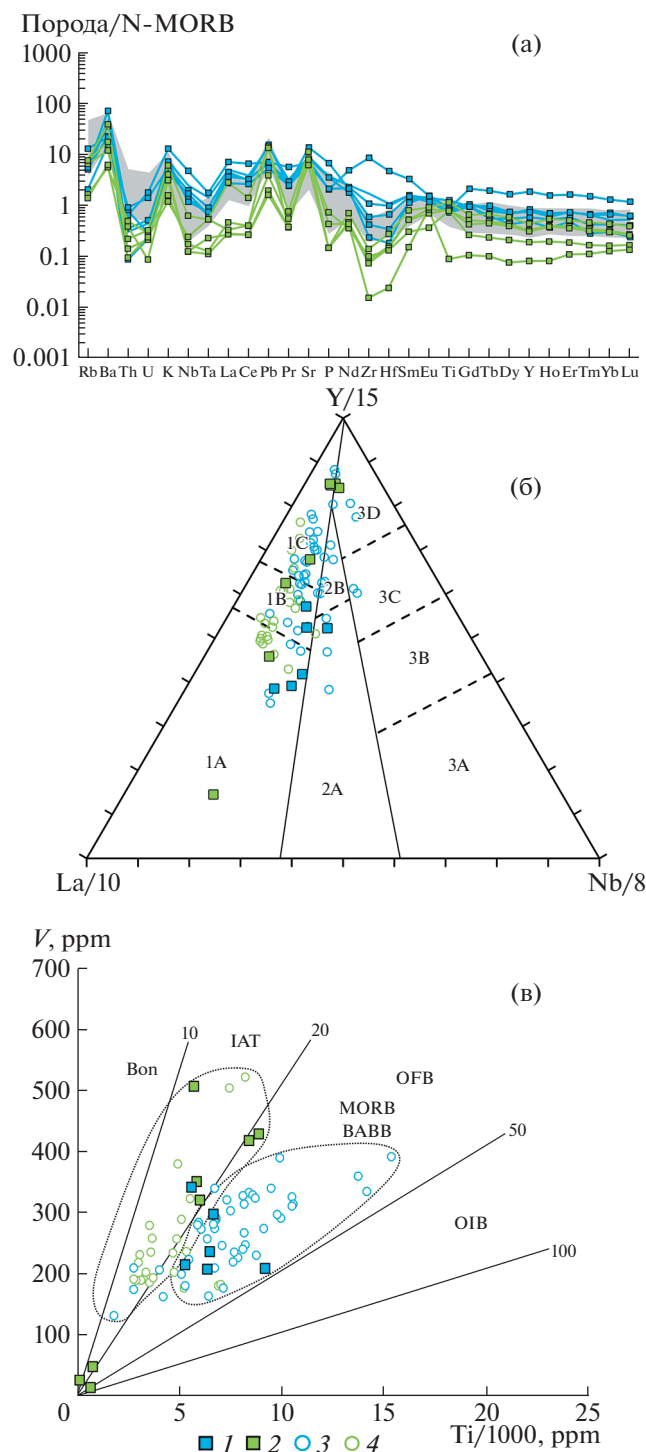


Рис. 5. Диаграммы для габброидов из офиолитовых комплексов Калиновского, Дахэдженьского [13, 19] и Якуно [18]. Условные обозначения: 1 и 2 – Чугуевский и Бреевский массивы Калиновского комплекса; 3 – габброиды комплекса Якуно; 4 – габброиды Дахэдженьского комплекса. а – нормированные к N-MORB [20] концентрации микроэлементов в габброидах Чугуевского и Бреевского массивов Калиновского офиолитового комплекса. Поле выделены составы габброидов Дахэдженьского комплекса. б – диаграмма La/10 – Y/15 – Nb/8 [14]. Поля: 1А – известково-щелочные островодужные базальты (СAB); 1С – IAT; 1В – перекрытие полей 1А и 1С; 2А – континентальные базальты; 2В – задуговые толеиты; 3А – известково-щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3В и 3С – E-MORB (3В – обогащенные, 3С – слабо обогащенные); 3D – N-MORB. в – диаграмма Ti/V [17]. Обведены поля Бреевского массива и Дахэдженьского комплекса (зеленые), а также Чугуевского массива и офиолитов Якуно (синие).

ВЫВОДЫ

1. Полученные результаты изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о том, что изученные Бреевский и Чугуевский габбро-гипербазитовые массивы Калиновского комплекса формировались не в девон-каменноугольное время, как полагалось ранее, а в позднепермское.

2. Геохимические особенности пород Бреевского и Чугуевского массивов указывают на то, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их формирования является островодужная система.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование является вкладом в выполнение государственного задания по теме АААА-А17-117092750069-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вовна Г.М., Киселев В.И., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Ленников А.М., Зарубина Н.В., Вельдемар А.А.* Первые данные по локальному изотопному U–Pb-датированию цирконов (метод LA-ICP-MS) гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока (юго-восток Алданского щита) // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 189–193.
2. *Войнова И.П.* Типы вулканитов Сихотэ-Алинского орогенного пояса (петрогеохимия, геодинамические условия формирования, геодинамические ретроспекции) // Тектоника, глубинное строение и минерогения Востока Азии: XI Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции с международным участием, 15–18 сентября 2021, г. Хабаровск. ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2021. С. 14–17.

3. *Высоцкий С.В., Оковитый В.Н.* Офиолиты северного Приморья: петрология ультрабазит-габбровой ассоциации // Тихоокеанская геология. 1990. № 5. С. 76–87.
4. *Голозубов В.В., Мельников Н.Г.* Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
5. *Зябрев С.В., Войнова И.П., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К.* Якчинская кремнисто-вулканогенная толща – фрагмент юрской аккреционной призмы Центрального Сихотэ-Алиня, Дальний Восток России // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 5. С. 54–76.
6. *Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
7. *Кемкин И.В., Ханчук А.И.* Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 31–42.
8. *Симаненко В.П., Филиппов А.Н., Чащин А.А.* Базальты океана Панталасса в Самаркинском террейне (центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 23–37.
9. *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
10. *Ханчук А.И., Высоцкий С.В.* Разноглубинные габбро-гипербазитовые ассоциации в офиолитах Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 181–198.
11. *Ханчук А.И., Панченко И.В.* Гранатовое габбро в офиолитах южного Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1991. Т. 321. № 4. С. 800–803.
12. *Щека С.А., Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Старков Г.Н.* Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 9–61.
13. *Bi J.-H., Ge W.-C., Yang H., Zhao G.-C., Xu W.-L., Wang Z.-H.* Geochronology, Geochemistry and Zircon Hf Isotopes of the Dongfanghong Gabbroic Complex at the Eastern Margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogenesis and Tectonic Implications // Lithos. 2015. V. 234–235. P. 27–46.
14. *Cabanis B., Lecolle M.* The La/10-Y/15-Nb/8 Diagram: A Tool for Discriminating Volcanic Series and Evidencing Continental Crust Magmatic Mixtures and/or Contamination // Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II. 1989. V. 309. № 20. P. 2023–2029.
15. *Ishiwatari A., Tsujimori T.* Paleozoic Ophiolites and Blueschists in Japan and Russian Primorye in the Tectonic Framework of East Asia: A Synthesis // The Island Arc. 2003. V. 12. № 2. P. 190–206.
16. *Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.* The Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian South East: Terranes and the Formation of Continental Lithosphere Based on Geological and Isotopic Data // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 120. P. 117–138.
17. *Shervais J.W.* Ti-V Plots and the Petrogenesis of Modern and Ophiolitic Lavas // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 59. № 1. P. 101–118.
18. *Suda Y., Hayasaka Y., Kimura K.* Crustal Evolution of a Paleozoic Intra-oceanic Island-Arc-Back-Arc Basin System Constrained by the Geochemistry and Geochronology of the Yakuno Ophiolite, Southwest Japan // Journal of Geological Research. 2014. V. 2014. P. 1–10.
19. *Sun M.-D., Xu Y.-G., Wilde S.A., Chen H.-L., Yang S.-F.* The Permian Dongfanghong Island-arc Gabbro of the Wandashan Orogen, NE China: Implications for Paleo-Pacific Subduction // Tectonophysics. 2015. V. 659. P. 122–136.
20. *Sun S.-s., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. № 1. P. 313–345.

AGE AND PALEOGEODYNAMIC NATURE OF THE KALINOVSKY OPHIOLITIC COMPLEX (SIKHOTE-ALIN OROGENIC BELT)

A. N. Golich^{a, #}, S. V. Vysotskiy^a, and Academician of the RAS A. I. Khanchuk^a

^aFar East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

[#]E-mail: agolich@fegi.ru

The structure of the Sikhote-Alin Orogenic Belt contains ophiolites confined to the upper structural level of the Jurassic accretionary prism. However, their age and paleogeodynamic setting of formation remain controversial. The article presents the results of the isotopic-geochronological and petrologic-geochemical study of the Breevskii and Chuguevskii gabbro-hyperbasitic massifs of the Kalinovskii ophiolitic complex. Determined that these massifs were formed not in the Devonian-Carboniferous, as previously thought, but in the Late Permian. Geochemical features of the rocks indicate that the most likely geodynamic setting of their formation is an island-arc system. Considering the results obtained, we can determine that several complexes of the oceanic lithosphere different in age and formation environment are involved in the structure of the upper structural level of the Jurassic accretionary prism of the Sikhote-Alin Orogenic Belt. The Breevskii and Chuguevskii gabbro-hyperbasitic massifs represent fragments of the Late Permian ophiolitic complex formed in different parts of the island-arc system (backarc or intra-arc basins).

Keywords: ophiolites, geochronology, paleogeodynamics, Kalinovskiy complex, Sikhote-Alin