УДК 551.24:/56:551.732/.733 (574.3)

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОФИОЛИТЫ АГЫРЕК-АРСАЛАНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА



В. Г. СТЕПАНЕЦ, доктор естественных к наук, Те г. Вильгельмсхафен, г. Германия Р Институт проблем освоения недр, г. Караганда,

Республика Казахстан



Р.М. АНТОНЮК, к. г.-м. н., ТОО «Центргеолсъемка», г. Караганда Республика Казахстан



Т. В КРЯЖЕВА. к. г.-м. н., КарГТУ, г. Караганда, Республика Казахстан



И. А. МАРЧЕНКО преподаватель, КарГТУ, г. Караганда, Республика Казахстан

Орталығ ғ азағ станнығ солтғстік-шығыстығ Агырек-Арсалан аккрециондығ призмасынығ ертепалеозойдік офиолиттер океандығ ғабыетығ аналогтер болып табылмаған емес, бірағ субдукциянығ аймағына бататын океаниялығ тағталардан ғырып алынған тереғ океаниялығ тғнбалардығ жғне аралдығ ғаматы шығу тегініг магмалығ жыныстарынығ тектоникалығ ғоспасы болуы бапта постулаттайды. 3-ші кестесі. 9-шы суреті. Кітапхана 111.

В статье постулируется, что раннепалеозойские офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана не являются аналогами океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубо-ководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции. Табл. 3. Рис. 9. Библ. 111.

The article postulates that early Paleozoic ophiolites of the Agyrek-Arsalan accretionary prism of the north-east part of the Central Kazakhstan are not analogous to the oceanic crust, but they represent a tectonical composition of the igneous rock of island-arc origin and deep-water ocean deposits scraped out from the oceanic plates, plunging into subduction zones.. Table 3. Figure 9. Reference 111.

введение

За последние три десятилетия благодаря развитию конодонтовой биостратиграфии в Казахстане [8, 28, 15, 17, 22, 101, 9] достигнуты значительные успехи в разработке местных стратиграфических схем кембрийских и ордовикских осадочно-вулканогенных комплексов офиолитовых ассоциаций [35, 44, 46, 47, 32, 33, 36, 48, 18,10, 59, 34, 13, 31 и многие др.]. При этом меньше уделялось внимание изучению вещественного состава вулканитов этих комплексов. Чтобы восполнить этот пробел, предлагается рассмотреть петрогеохимические данные по вулканогенным породам офиолитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана (рис. 1), не опубликованные ранее в открытой печати, полученные авторами в процессе работы над геодинамической картой Центрального Казахстана [2].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Аналитическим материалом служили образцы, отобранные В.Г. Степанцом в процессе палеомагнитных исследований [53], выполненных в рамках проекта геодинамическая карта Центрального Казахстана [2]. Особо следует отметить, что пробы отбирались из наименее тектонически деформированных и метаморфически измененных пород. Опробование проводилось, как правило, по профилям вкрест простирания только фаунистически датированных вулканогенных толщ. Практически все пробы были проанализированы на петрогенные окислы в ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» и только пробы по массиву Центральный Толпак проанализированы в ИПКОН НАН РК г. Караганды. В ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» рентгено-флуоресцентным и количественным атомно-эмиссионным методами анализов в вулканитах было изучено распределение литофильных элементов с высоко заряженными ионами (HFSE - Nb, Ta, Zr, Y, Ti), c крупными ионными радиусами (LILE – Ba, Sr), а распределение когерентных элементов (Со, Ni, Cr), Na, K, Rb, Li методом фотометрии пламени. U, Th определялись рентгеноспектральным и химическим методами. Выбор REE, HFSE и когерентных элементов был определен тем, что они неподвижны при метаморфических процессах [41] и являются наиболее информативными при построении дискриминационных диаграмм, позволяющих судить о геодинамической природе содержащих их вулканитов. В габброидах и перидотитах микрозондовым методом в лабораториях МГУ РФ и ИГН НАН РК были изучены составы породообразующих, акцессорных и рудных минералов.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОФИО-ЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В настоящее время общепризнано, что породы офиолитовой ассоциации являются неотъемлемой составной частью покровноскладчатых поясов современных континентов. Впервые термин «офиолиты» был предложен французским геологом А. Броньяром [65] для магматических пород (перидотитов, габбро, диабазов и вулканогенных пород), образующих серпентинитовый меланж в Северных Апеннинах. Впоследствии Н. Хесс [79] назвал сочетание перидотитов (серпентинитов), диабаз-спилитов и кремнистых пород, ранее детально описанное Г. Штейнманном [103], «штеймановской триадой», образование которой он генетически связывал с геологическими процессами, протекающими на дне океана.

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [80], заложенных еще вначале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [109], офиолиты стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [70, 67,39, 1, 25].

Такое понимание природы офиолитов дало основание, рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойскопалеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского океана [23, 26, 71, 40].

Однако следует отметить, что исключительно океаническая гипотеза происхождения офиолитов, отмеченная в решении Пенроузкой конференции 1972 г., в период ее наивысшей популярности [25], была позднее подвергнута критике [73, 92]. Впоследствии было доказано, что офиолиты формируются в различных геодинамических обстановках.

Перидотиты офиолитовых ассоциаций срединно-океанических (MOR) и окраинноморских хребтов (MBR), как правило, представлены лерцолитами и не содержат рудных сегрегаций хромитов, их вулканогенные составляющие отвечают примитивным базальтам с характеристиками NMORB [64, 96].



Рис. 1. Схема структурно-формационных зон северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызья и сопредельных территорий, составлена с использованием материалов Никитина и др. [2], Антонюка и Васюкова [3], Дегтярева и Рязанцева [12], Степанца [45]. 1-2 – аккреционные призмы: 1 – Ерейментау-Найманжальская, 2 – Агырек-Арсаланская; 3 – Богембай-Ангренсорская сутурная зона; 4 – границы структурно-формационных зон; 5-10 – структурноформационные зоны: 5 – Баянаул-Акшатауская, 6 – Ангренсор-Майкаинская, 7 – Кендыкты-Шынгызская, 8 – Аркалыкская, 9 – Шакшанская, 10 – Отызбес-Арсаланская; 11 – географические пункты: *1* – оз. Майсор, ур. Сергили и г. Байахмет, *2* – ур. Одак; *3* – г. Агырек, Косгомбай и г. Толпак, *4* – г. Маялжен, *5* – г. Токай, Караадыр и Карабулак, *6* – г. Отызбес, *7* – г. Мизек и р. Карасу, *8* – г. Ушкызыл, р. Арсалан, *9* – г. Балааркалык.

Перидотиты офиолитовых ассоциаций спрединговых задуговых бассейнов (ВАВ), в отличие от офиолитов срединно-океанических хребтов, содержат рудные сегрегации хромитов, их вулканогенные члены представлены как MORB, так и островодужными толеитовыми (IAT), известково-щелочными базальтами (САВ), обедненными когерентными элементами [96], или даже плюмовыми базальтами (WPB) [102]. Габброиды и перидотиты содержат низкоглиноземистые пироксены, что резко отличает их от абиссальных аналогов [85]. Габброиды характеризуются присутствием керсутита [6] и циркона [47,51], а перидотиты содержат высокохромистую шпинель [69], все они имеют низкий уровень концентрации иттрия [96], тогда как ассоциирующие с ними вулканиты характеризуются высокими концентрациями иттрия.



Рис. 2. Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

1-6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиоляриты, 4 – чередование зеленых и красных радиоляритов, 5 – зеленые кремни, 6 – светло-серые полосчатые мусорные яшмы; 7 – туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями силицитов; 9 – известняки; 10 – известковистые песчаники и алевролиты; 11 – внутриплитные базальты балкыбекской формации; 12 – внутриплитные вулканиты карабулакской формации; 13-16 – островодужные комплексы: 13 – щелочные базальты, 14 – толеитовые базальты, 15 – известково-щелочные и 16 – шошонит-латитовые вулканиты; 17 – конодонты. МСШ – Международная стратиграфическая шкала 2008 г., МСШ* – по [56]. Сравнительные разрезы, построенные по данным *Tolmacheva et al. [108] и **Дегтярева [10]. Черными линиями показаны границы слоев с фауной.

Перидотиты офиолитовых ассоциаций преддуговых бассейнов (FAB) содержат рудные скопления титаномагнетитов [47, 63], для них характерно присутствие высокотитанистой шпинели и обогащение иттрием [47], их вулканогенные комплексы отвечают low-Al известково-щелочным вулканитам и бонинитам [104, 47]. Последующее плавление гидратированной астеносферной мантии производит офиолиты островодужного толеитового состава [96].

Приведенные выше критерии типизации офиолитов дают основание сделать вывод о

том, что лишь одно нахождение пород офиолитовой триады в пределах складчатых областей континентов, без учета их петрологических и металлогенических особенностей, не дает нам основание интерпретировать это сочетание пород как реликты океанической коры, что зачастую постулируется в работах тектонистов, занимающихся геодинамическими реконструкциями палеозойских отложений Казахстана [1, 42, 60, 40, 10, 55, 87, 30, 12, 5, 14]. Ниже на примере офиолитовых террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы предлагается более подробно рассмотреть состав надсубдукционных офиолитов, обладающих петрологическими признаками офиолитов спрединговых задуговых и преддуговых бассейнов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОФИО-ЛИТОВЫХ ТЕРРЕЙНОВ АГЫРЕК-АРСАЛАНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Балкыбекская раннекембрийская карбонатно-базальтовая формация Вещественный состав и тектоническое положение

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1) известны террейны карбонатно-базальтовой балкыбекской формации, запечатанные верхнекатской олистостромой [45]. Все известные в настоящее время географические пункты их нахождения отображены на рис. 2.

Наиболее полный разрез формации сохранился в районе р. Балкыбек [52], где основание представлено афировыми и порфировыми миндалекаменными плагиоклазовыми и пироксеновыми базальтами, а верхняя часть разреза представлена известняками с остатками фауны археоциат, хиолитов и водорослей атдабан-ботомского ярусов нижнего кембрия [21]. Аналогичные образования известны юговосточнее пос. Кайнар в горах Мизек и в верховье реки Карасу [32].

В горах Агырек встречаются редкие террейны миндалекаменных базальтов с линзами известняков ботомского яруса [24]. Последние совместно с блоками диабазов являются составной частью полимиктового серпентинитового меланжа. Реже известны мелкие глыбы глаукофановых сланцев [38] и единичные глыбы хромитов [47].

Петрогеохимия

При петрохимическом анализе вулканитов балкыбекской формации были использованы данные табл. 1(1-5). Это ранее опубликованные материалы М. М. Стецюры [52] и материалы И. В. Глухана (табл. 1(60-63)), которые включались в расчет средних содержаний элементов в горных породах Центрального Казахстана [7].

Вулканиты карбонатно-базальтовой балкыбекской формации представлены low-Al/high- Ti корунд-нормативными толеитовыми базальтами (табл. 1(1-5, 60-63), рис. 3(а)). По соотношениям некогерентных элементов они могут быть сопоставимы с внутриплитными базальтами (рис. 3(c,d), рис. 4 (b)). Однако значительная их часть обеднена Sr, MgO, Cr и Ni, что отличает их от ОІВ Полинезийского [72], Канарского [66] и Исландского плюмов [74]. На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 4(a)) они располагаются в полях базальтов островодужных комплексов. Надежным типоморфным признаком магм надсубдукционного происхождения являются отношения Th/Zr, Nb/Zr (рис. 5(a)), что вполне согласуется с крайне непостоянными содержаниями MgO, Ni, Cr и высокими концентрациями Na₂O в базальтах балкыбекской формации.

Высокие концентрации Pb, Li и U относительно Nb (рис. 5(b)) свидетельствуют о контаминации коровым материалом магмы базальтов балкыбекской формации. Наиболее вероятными геохимическими аналогами балкыбекских базальтов (рис. 8(а)), учитывая их высокие концентрации HFSE, могут быть кайнозойские плюмовые базальты островов подводного хребта Кинан бассейна Сикоку Филиппинского задугового бассейна [102].

Межэлементные отношения Ba/Nb =17.6, Zr/Nb =7.6-9.2, Rb/Nb =1.0-1.35, Nb/Pb =3.3-5.3, Th/Nb =0.10-0.17 базальтов балкыбекской формации коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечного мантийного компонента EMI–обогащенная мантия 1[111,82].



Рис. 3. (a, b) Na₂O+K₂O-MgO-FeOt [83], (c) Zr-Y*3-Ti/100 [94], d) Zr/4-Nb*2-Y [91]. Поля :WPA – внутриплитные щелочные базальты, WPT – внутриплитные толеитовые базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WPB – внутриплитные базальты, LKT – низкокалиевые толеиты, CAB – известково-щелочные базальты, IAB – базальты островных дуг, IAT – островодужные толеиты.

1-3 – базальты балкыбекской формации: 1 – гор Агырек, 2 – реки Арсалан по [52], 3 – гор Мизек и реки Карасу; 4 – вулканиты карабулакской формации гор Токай; 5- – дарривилские базальты гор Агырек.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и содержание микроэлементов (г/т) в нижнекембрийских базальтах (1-5), флоских базальтах (6-17) и дарривилских щелочных базальтоидах (18-28) Агырекских гряд и дарривилских базальтоидах (29-42) района озера Майсор, флоских спилитах (43-51) террейна Центральный Толпак, (52-56) дифференцированные и (57-59) примитивных базальтах гор Балааркалык, нижнекембрийских базальтах (60-63) гор Мизек.

								(22.22)				
№ пр.	2106	2107	2107a	1015	32	22	25	27	27a	28	316	31в
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	44.22	37.00	36.83	42.06	42.06	50.96	52.27	49.46	49.08	51.24	52.23	50.21
TiO ₂	2.5	1.90	1.85	2.00	2.00	1.45	0.65	1.50	1.55	1.22	1.35	1.35
Al_2O_3	13.20	13.20	13.20	13.84	13.84	14.91	16.09	14.34	14.65	14.60	14.84	14.44
Fe ₂ O ₃	7.5	2.64	2.90	6.89	10.13	5.25	5.26	4.41	4.78	4.62	3.59	4.5
FeO	5.23	4.17	3.94	2.92		5.73	5.58	7.53	7.61	6.53	6.80	6.33
MnO	0.15	0.11	0.11	0.13	0.13	0.16	0.15	0.18	0.16	0.15	0.18	0.19
MgO	4.54	1.86	1.86	4.64	4.64	4.74	4.06	5.33	5.29	5.89	4.32	5.03

CaO	7.68	17.43	17.53	10.83	10.93	8.35	8.14	8.50	8.30	6.84	6.84	9.64
Na ₂ O	3.20	3.70	4.05	2.76	2.76	4.74	4.74	5.54	4.70	4.78	5.40	4.36
K ₂ O	0.10	0.80	0.90	0.78	0.78	0.31	0.18	0.11	0.10	0.38	0.38	0.18
P_2O_5	0.46	0.47	0.47	0.49	0.49	0.13	0.08	0.13	0.14	0.12	0.14	0.13
П.п.п	10.38	16.39	16.27	12.57	12.57	2.42	1.81	2.57	2.65	3.23	2.43	2.73
Сум.	99.16	99.69	100.07	100.1	100.33	99.15	99.01	98.60	99.01	98.65	98.50	99.09
CO ₂	4.05	13.73	13.72	8.14	0,20	0.33	0.20	0.20	0.25	0.99	0.25	0.29
S общ	-	-	-	-	-	0.005	0.005	0.03	0.033	0.008	0.013	0.005
Li(г/т)						<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	11	24	23			<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	23	22	22	15		29	12	21	33	27	33	26
Zr	120	160	156	120		66	50	72		72	66	66
Nb	18	18	17	20		5.4	5	6		6.4	5	6.4
Cr	35	240	243	200		66	43	32		170	36	96
Ni	34	120	124	150		38	34	22		54	29	36
Sr	98	260	257	300		130	460	78		180	120	103

Примечание. Нормативные минералы, индекс дифференциации(D.i.), температура ликвидуса (E.l. t.) и содержание H₂O рассчитаны по http://www.neiu.edu/~kbartels/norm3.xls.; знак дефиса (-) означает содержание ниже предела чувствительности метода, пустая клетка – нет данных.

Таблица 1. (Продолжение 1)

№ пр.	31г	31д	31e	20	21	4	6	6a	7	613-1	613-2	613-3
П.№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	51.38	48.72	50.36	51.63	52.13	48.63	50.22	49.90	43.70	49.60	48.60	50.80
TiO ₂	1.37	1.47	1.41	1.11	1.22	2.05	2.12	2.15	3.20	2.04	1.98	2.10
Al_2O_3	14.16	14.65	14.66	14.72	15.05	15.32	15.68	15.62	13.52	16.20	15.50	16.20
Fe ₂ O ₃	4.26	5.42	4.7	4.33	4.03	4.14	4.94	5.25	6.17	4.78	6.00	5.30
FeO	6.76	6.72	6.85	5.79	6.20	4.29	3.70	3.91	4.06	3.71	2.61	4.32
MnO	0.18	0.17	0.20	0.16	0.17	0.13	0.10	0.09	0.14	0.12	0.13	0.13
MgO	5.56	5.49	5.74	5.07	4.70	2.01	2.20	2.31	5.18	2.06	1.34	2.46
CaO	7.67	8.49	8.35	7.83	7.36	6.84	5.29	5.18	9.12	5.39	6.70	4.23
Na ₂ O	4.78	3.82	4.14	5.24	5.40	2.56	3.12	3.30	2.86	1.06	3.58	2.04
K ₂ O	0.13	0.13	0.22	0.42	0.34	6.24	6.08	5.60	2.58	8.52	5.42	6.80
P_2O_5	0.12	0.14	0.13	0.12	0.13	1.08	1.12	1.10	0.94	1.05	1.04	1.08
П.п.п	2.43	3.09	2.27	2.66	2.55	5.65	4.28	4.39	7.35	4.66	6.05	4.10
Сум.	98.80	98.31	99.03	99.08	99.28	98.94	98.85	98.80	98.82	99.19	98.95	99.56
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.73	0.51	3.37	2.05	1.93	4.39	2.33	4.05	1.23
Sобщ	0.005	0.011	0.005	0.005	0.055	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(г/т)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	35	15	<10	15
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	72	75	65	30	75	47	70
Y	37	26	28	18	30	20	37	37	24	30	40	33
Zr	74	72	59	62	66	520	540	510	350	710	730	760
Nb	5.4	6.6	5	5	5	54	56	55	35	30	65	65
Cr	76	120	84	140	80	12	11	11	160	10	11	10
Ni	36	50	44	43	31	36	32	30	140	29	23	25
Sr	130	130	130	190	150	210	350	340	400	160	190	200

Карабулакская кембрийская карбонатно-кремнисто-вулканогенная формация Вещественный состав и тектоническое положение

В горах Токай, Караадыр и Карабулак вскрываются кембрийские карбонатнокремнисто-вулканогенные террейны, выделяемые ранее в карабулакскую свиту [38]. В их разрезах, по сравнению с балкыбекскими террейнами, увеличивается роль кремнистого материала, а наряду с толеитовыми базальтами появляются трахибазальты и щелочные базальты, андезиты и дациты, которые ассоциируют с серпентинитовым меланжем, содержащим высокотитанистые перидотиты и габброиды со щелочным уклоном. По неопубликованным данным Н.М. Исаева (1973) в линзах известняков карабулакских базальтов содержатся микрофитолиты раннего кембрия, а силициты, прослаивающие базальты, охарактеризованы, по данным Л. А. Курковской, конодонтами Furnishina sp. позднего кембрия.

Выше фрагментарно обнажается терригенно-кремнистая толща, содержащая аналогичные конодонты.

В тектонических покровах токайских силицитов, представленных переслаиванием фтанитов и яшм, прослоенных кремнистыми аргиллитами и алевролитами, Н.К. Двойченко и Б.Ш. Клингер (1983) в верхней части разреза обнаружили брахиоподы, радиолярии и многочисленные четырех- и шестилучевые спикулы губок среднего и позднекембрийского возраста и конодонты позднего кембрия. Позже Л.А. Курковской (1984) в токайских силицитах были найдены конодонты с широким диапазоном возраста – от позднего кембрия до тремадока включительно.

Петрогеохимия

Вулканиты карабулакского террейна принадлежат различным петрохимическим сериям пород (табл. 2(41-57), рис. 3(b)), что отличает их от базальтов балкыбекской формации (рис. 3(a)).

High-Ti недосыщенные кремнеземом оливин- и корунд-нормативные щелочные базальты, с явно выраженной глиноземистой специализацией (табл. 2(43-46)), и high-Ti/low-Al кварц-нормативные толеитовые базальты (табл. 2(47-48)) имеют близкие геохимические характеристики с внутриплитными базальтами (рис. 3(c), 4(b)), которые наряду с высокими концентрациями Nb (41 г/т) обогащены Li (13 г/т), Pb (5,2 г/т), U (3 г/т), что свидетельствует о контаминации их магмы коровым материалом (рис. 5(b)), а отношения Th/Zr, Nb/Zr (рис. 5(а)) сближают их с базальтами надсубдукционных обстановок.



Рис. 4. Диаграммы отношений (a) Sr/Y-Y [88], (d) Zr/Y-Zr [98].

Поля: МОRВ – базальты срединно-океанических хребтов, ОІВ – базальты океанических островов, WPB – внутриплитные базальты; IAB – базальты островных дуг, тренды фракционирования четвертичных вулканитов южных Анд [88]: d – low-K базальтов, e – high-K базальтов, ABaS – поле составов вулканитов Лау-Тонга-Кермадек островодужной системы [77]; Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Меd-Ti оливин-нормативные базальты и трахибазальты с крайне непостоянными концентрациями K_2O , Na_2O и Al_2O_3 (табл. 2(41,42, 49-55)) также близки по петрохимическим характеристикам внутриплитным базальтам. Резкое снижение концентраций MgO и одновременное увеличение роли Na_2O в вулканитах (табл. 2(49, 54, 56, 57)) карабулакского террейна указывает на вовлечение их магматического резервуара в область влияния зоны субдукции.

базальтов карабулакской формации не коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечных мантийных компонентов: DMМ-деплетированная мантия, EM I– обогащенная мантия 1, ЕМ ІІ-обогащенная мантия 2, и НІМU-обогащенная (U+Th/Pb) мантия, образованная впервые 1.5-2.0 млрд. лет назад [111,82]. Относительно низкие концентрации Rb, Nb, Th, а повышенные – Pb, U указывают, что они являются производными EMI+ смешенных компонентов (EMII)

Межэлементные отношения Zr/Nb =5.3-12.0, Rb/Nb =0.4, Nb/Pb =7.8, Th/Nb =0.5-0.13



Рис. 5. Диаграммы отношений (a) 100*Th/Zr-100*Nb/Zr [95], (b) Nb/U-Nb [81]. Условные обозначения см. на рис. 3.

Осадочно-вулканогенная формация флоского яруса нижнего ордовика Вещественный состав и тектоническое положение

Террейны данной формации встречаются в горах Агырек, у северных отрогов гор Толпак (рис. 1(3)) и в горах Отызбес (рис. 1(6)) и сложены они преимущественно базальтами. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуффитами. Миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, а в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм с конодонтами флоского яруса [36].

Несколько обособленную группу составляют немногочисленные будины диабазов и бонинитов из серпентинитового меланжа района Агырекских гряд и горы Косгомбай, прослаивающего выше упомянутые террейны.

Петрогеохимия

Флоские базальты (табл. 1(8-17)) отвечают med-Ti/low-К толеитам с повышенной щелочностью натрового типа и характеризуются высокими содержаниями суммарного железа с крайне непостоянными концентрациями Cr, Ni, умеренно повышенными концентрациями Nb и высокими содержаниями Pb.

На диаграмме Ti/Cr-Ni (рис. 6(а)) фигуративные точки флоских базальтов хорошо аппроксимируются единым трендом. Такое направление тренда характерно для базальтов задуговых бассейнов (BABB) юго-западной части Тихого океана [41].

На задуговую природу флоских базальтов указывают отношения Cr-Y (рис. 6(b)) и Sr/Y-Y (рис. 7). Это очевидно и при анализе спайдерграмм (рис. 8(b)), где отчетливо видны их отклонения по Mg, Ni, Cr, K, Sr и Rb от NMORB.



Рис. 6. Диаграммы (a) Ti/Cr-Ni [64], (b) Cr-Y [96] вулканитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

Поля составов пород: І – умереннотитанистые островодужные серии, ІІ – низкотитанистые островодужные серии ІІІ – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAT – островодужные толеиты (поле последних включает также известково-щелочные и щелочные базальты океанических островов); OIB – базальты океанических островов. 1 – кварцевые диабазы террейна Центральный Толпак, 2 – флоские базальты восточного склона Агырекских гряд, 3 – дарривилские базальтоиды оз. Майсор. Остальные условные обозначения смотри на рис. 3.

Будины из серпентинитового меланжа (табл. 2(28-30)) представлены high-Fe и low-Fe диабазами. High-Fe диабазы med-K/Mg отвечают как CAB, так и обогащенным базальтам задуговых бассейнов (ABABB). Low-Fe диабазы образуют своеобразную группу пород, характеризующуюся повышенными концентрациями SiO₂, высокими MgO, CaO, низкими содержаниями TiO₂ и Al₂O₃, что сближает их с high-Ca бонинитами офиолитов преддуговых бассейнов [66].

Офиолиты террейна Центральный Толпак флоского яруса нижнего ордовика Вещественный состав и тектоническое положение

Террейн Центральный Толпак вскрывается у северо-западных отрогов гор Толпак (рис. 1(3)). В его основании обнажается разрез (более 750 м) чередующихся серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и вебстеритов, которые постепенно сменятся верлитами, клинопироксенитами, дунитами, с тонкими параллельными прослоями кумулата высокохромистого феррихромпикотита, гарцбургитами, габброноритами, цирконсодержащими (477-480 млн. лет) габброноритами [47]. Выше наслаиваются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов, общей мощностью до 600 м.

В верхах мафитовой зоны кварцевые диориты, трондъемиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды. Микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю плутонических офиолитов и образуют своеобразный расслоенный комплекс.

Петрогеохимия

Микродиориты и кварцевые диабазы по петрогеохимическому составу отвечают low-K/Mg, med-Ti породам с повышенной щелочностью натрового типа, крайне низкими концентрациями когерентных элементов и умеренно повышенными концентрациями Nb и высокими – Y (табл. 1(43-51)).



Рис. 7. Диаграмма Sr/Y-Y [88]. Условные обозначения см. на рис. 3.

На их принадлежность к островодужным толеитам указывают низкие концентрации Ti, Cr, Ni (рис. 6(а)) и отношения Cr к Y (рис. 6(b)). На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 7) фигуративные точки кварцевых диабазов образуют хорошо аппроксимированную линию, локализующуюся вдоль тренда фракционирования вулканитов SSIA. От деплетированных вулканитов SSIA [97] кварцевые диабазы отличаются более высокими отношениями Nb/Zr n=0.04-0.07 и уровнем содержания Nb.

Кварцевые диабазы, габброиды и перидотиты террейна Центральный Толпак имеют одинаковый уровень содержания Nb, а габброиды и перидотиты содержат низкоглиноземистый клинопироксен, хромшпинели перидотитов обладают высокой хромистостью [51], что в совокупности указывает на их надсубдукционную природу.

Толпакская туфогенно-кремнистовулканогенная формация дапинского - дарривилского ярусов среднего ордовика Вещественный состав и тектоническое положение

Туфогенно-кремнисто-вулканогенная формация является составной частью Толпакского террейна [46]. Его ядерная часть обнажается на вершине горы Толпак (рис. 1(3)), которая сложена фаунистически недатированными пестроцветными пепловыми витрокластическими туфами дацитового состава и туффитами с примесью пеплового материала кислого состав, мощностью до 300 м.

Крылья антиформы слагают миндалекаменные порфировые пиллоу-лавы трахибазальтов и базальтовые трахиандезиты, реже встречаются массивные афировые трахиандезиты. Вулканиты прослоены яшмами, содержащими конодонты дапинского и дарривилского ярусов [46]. Общая мощность толщи не более 200 м. Вулканиты прорваны лакколитом субщелочных габбро-диабазов, габбро и сиенитов.

Толпакский террейн тектонически налегает на различные гипсометрические уровни серпентинитового меланжа, содержащего блоки диабазов комплекса параллельных даек, а у северных отрогов гор Толпак на тектонические покровы флоских базальтов, аналогичные базальты описаны в горах Агырек, и терригеннотуфогенно-кремнистую толщу дарривилского яруса среднего ордовика.

Петрогеохимия

Вулканиты толпакского комплекса характеризуются повышенным суммарным содержанием щелочей при постоянном преобладании Na₂O над K₂O и высокими концентрациями P₂O₅ (табл. 2(9-27)) и отвечают породам известково-щелочной, высококалиевой и шошонитовой серий. В целом вулканиты толпакского комплекса характеризуются умеренными концентрациями TiO₂<0.92 мас. % и низкой магнезиальностью (Mg#=22.5-51.5).

Результаты спектрального анализа, выполненные М.З. Новиковой [61], свидетельствуют, что вулканиты толпакского комплекса обогащены HFSE, что не характерно для вулканитов островодужных комплексов, производных деплетированной мантии. Высокие отношения $K_2O/TiO2=1.0-5.6$, концентрации Nb (4.8 г/т) и высокие концентрации Pb (7.3 г/т) свидетельствуют о контаминации исходных магм вулканитов сиалическим коровым материалом.

Диабазы, обнажающиеся в подошве Толпакского террейна, относятся к примитивным med-K/Ti породам, содержащим низкие концентрации P_2O_5 (табл. 2(34-38)). По характеру распределения основных петрогенных окислов они отвечают составу островодужных толеитов, т. е. не являются подводящими каналами для вулканитов вышезалегающего Толпакского террейна.

Кремнисто-щелочно-базальтовая формация дарривилского яруса среднего ордовика Вещественный состав и тектоническое положение

Щелочные базальтоиды, прослоенные силицитами и яшмами, в горах Агырек, Кызылтумсык, образуют террейны (рис. 1(3)). Они повсеместно тектонически сопряжены с туфогенно-кремнисто-терригенными отложениями, содержащими конодонты тремадокского и начала дарривилского ярусов нижнего и среднего ордовика соответственно, а у северозападного подножья Агырекских гряд согласно залегают на них [49,50].

Щелочные базальтоиды по минеральному составу подразделяются на лейкократовые (плагиоклазовые) и меланократовые (авгитоплагиоклазовые) породы. Преобладают афировые, массивные лейкократовые апоинтерсертальные и интерсертальные, реже отмечаются порфировые, миндалекаменные меланократовые интерсертальные вулканиты. Для пород обеих групп характерно большое количество титанистого магнетита и титаномагнетита.



Агырек-Арсаланской аккреционной призмы и кайнозойских островодужных систем. Вулканиты Филиппинского моря: плюмовые базальты острова Кинан [102], базальты котловины Сикоку и Марианского хребта [99], базальты суперплюма Анива острова Сахалин [106]. Черными линиями показаны вулканиты крайне обедненные Mg, Ni, Cr.

Петрогеохимия

По петрохимическому составу (табл. 1(18-28)) щелочные базальты подразделяются на две группы: high-Ti меланократовые с Mg#=29.2-49.0 и med-Ti лейкократовые с Mg#=23.0-32.6. Лейкократовые по содержанию основных петрогенных компонентов отвечают корунд-нормативным ультракалиевым фонотефритам (полевошпатовым). Меланократовые – корунд-нормативным тефритам (базальтоидным) и кварц-нормативным трахибазальтам.

№ пр.	613-4	613-5	613-6	613-7	2134-1	2134-2	2134-3	2134-5	2134-6	2134-9
П.№	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	50.30	46.00	49.50	48.40	49.40	51.40	48.00	50.70	53.70	52.60
TiO ₂	2.16	3.70	3.02	3.3	1.40	1.62	1.32	1.86	1.32	1.08
Al_2O_3	16.90	15.30	14.05	15.20	13.65	15.70	17.00	14.75	15.20	16.20
Fe ₂ O ₃	7.28	5.10	5.8	7.83	4.70	5.77	6.94	8.27	6.86	12.19
FeO	2.81	3.42	1.58	3.31	6.67	2.73	3.57	4.35	4.18	1.99
MnO	0.10	0.13	0.13	0.14	0.18	0.14	0.14	0.15	0.16	0.13
MgO	2.16	3.4	2.39	2.57	5.57	2.79	4.54	3.04	4.13	1.88
CaO	5.44	8.82	9.02	6.50	7.21	7.76	9.87	6.14	5.59	5.49
Na ₂ O	3.58	3.16	3.78	3.28	4.54	5.60	4.10	6.32	5.92	4.72
K ₂ O	3.30	3.40	2.99	2.70	0.86	1.18	0.28	0.46	0.36	0.33
P_2O_5	1.12	0.69	0.49	0.77	0.13	0.14	0.12	0.16	0.12	0.37
П.п.п	4.00	6.93	6.69	5.01	5.12	4.52	3.55	3.76	2.55	2.17
Сум.	99.15	100.05	99.44	99.01	99.43	99.35	99.43	99.96	100.09	99.15
CO ₂	0.97	4.14	4.49	2.20	2.28	2.15	0.20	2.11	0.22	1.99
S общ	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(г/т)	20	25	20	20	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	35	30	40	35	12	15	<10	<10	10	15
Y	34	30	32	34	25	29	27	32	28	26
Zr	680	370	660	400	68	100	76	110	70	54
Nb	50	35	64	48	5	5	5	5	5	5
Cr	11	30	98	10	80	90	200	26	170	41
Ni	30	60	54	50	42	48	80	25	56	37
Sr	610	480	390	360	160	220	180	170	160	310

Таблица 1. (Продолжение 2)

Характер накопления элементов с HFSE дарривилских high-Zr щелочных базальтов в общих чертах соответствует составам вулканитов с внутриплитными геохимическими характеристиками или их фигуративные точки образуют самостоятельные поля (рис. 3(c,d), 4 (b)). Крайне высокие концентрации Nb, Zr, Ti, P, Y дают основание сопоставить их с вулканитами суперплюмов. При этом следует отметить, что они не находят полной аналогии с вулканитами суперплюмов известных в пределах современных океанов [72, 107] и континентальных рифтов [86].

На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 4(а)) фигуративные точки суперплюмовых high-Zr щелочных базальтов гор Агырек резко сдвинуты относительно OIB в область надсубдукционных комплексов. Следует отметить, что аналогичные характеристики по Sr и Y, а также по K, Na, P, Nb, Sr, Y, Zr и Rb Mg, Ni, Cr имеют базальты суперплюма Анива (рис. 8(f)) острова Сахалин [106].

Крайне низкие концентрации Ni, Cr, Sr, Mg и высокие Ba [61], K, Rb суперплюмовых high-Zr щелочных базальтов можно объяснить перемещением мантийного плюма в зону субдукции. Этот вывод согласуется и с величиной дискриминанты D1<210 [16], что значительно ниже предельной величины плюмовых океанических ассоциаций.

Широкие диапазоны межэлементных отношений: Nb/Y =1.2-2.7, Zr/Y =12-26, Rb/Nb =0.63-2.5, Rb/Sr =0.097-0.343, Sr/Zr =0.26-1.30, Sr/Nb =2.9-13,7, K/Nb =385-960 и Zr/Nb =8.313.6 щелочных базальтов не коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечных мантийных компонентов. Широкие пределы межэлементных отношений, вероятно, обусловлены смешением компонентов TM (переходная мантия)+EMI и присутствием незначительной доли компонента EMII.

Майсорская кремнисто-базальтовая формация дарривилского яруса среднего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Кремнисто-базальтовая формация является составной частью Майсорского серпентинитового меланжа (рис. 1(1)), который совместно с силицитами флоского и дарривилского ярусов «запечатан» в верхнекатскую олистострому [45]. В тектонических блоках обнажаются афировые, реже олигофировые и порфировые базальты. Их пиллоу-базальты и лавобрекчии редко прослоены туффитами и яшмами, последние содержат конодонты дарривилского яруса. Продукты кислого вулканизма в составе меланжа не обнаружены [47].

Пиллоу-базальты по текстурноструктурным особенностям и минеральному составу подразделяются на долерито-базальты и лейкобазальты, последние резко преобладают. Лейкобазальты афировые апоинтерсертальные и вариолитовые. Долерито-базальты это преимущественно порфировые плагиоклазпироксеновые миндалекаменные разности, реже известны массивные спилитовые, интерсертальные, апоинтерсертальные, вариолитовые; центральные части шаров раскристаллизованы до долеритов. Мелкие миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, реже кальцитом и кварцем. Акцессории – магнетит, ильменит и лейкоксен.

Таблица 1. (Продолжение 3)

№пр.	2133-1	2133-2	2134-10	2133-3	2133-4	2133-5	2130-1	2130-2	2113	2114
П.№	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	53.90	53.60	54.60	53.39	51.30	51.90	53.80	53.70	60.20	56.70
TiO ₂	1.02	1.16	1.24	1.08	1.32	1.08	1.28	1.24	1.50	1.25
Al_2O_3	16.50	16.80	16.00	16.84	15.50	16.50	13.85	14.50	11.25	14.90
Fe ₂ O ₃	6.23	6.58	7.69	7.40	3.96	12.4	6.01	6.10	3.55	4.11
FeO	4.03	3.94	3.48	3.29	5.31	2.00	7.11	6.67	7.80	5.79
MnO	0.21	0.21	0.14	0.17	0.15	0.16	0.16	0.13	0.19	0.16
MgO	3.11	3.22	2.97	2.72	6.33	2.14	4.24	3.91	2.61	2.55
CaO	3.33	2.57	4.13	2.92	7.11	5.09	4.98	4.59	4.87	7.82
Na ₂ O	4.20	3.98	5.60	4.30	4.20	4.46	5.10	5.40	5.40	5.80
K ₂ O	4.06	4.54	0.95	4.55	0.33	0.36	0.28	0.36	0.05	0.05
P_2O_5	0.34	0.39	0.48	0.39	0.13	0.35	0.12	0.12	0.096	0.09
П.п.п.	2.01	1.99	1.96	2.14	2.93	2.58	1.73	1.94	2.09	1.22
Сумма	98.94	98.98	99.24	99.19	98.57	99.02	98.66	98.66	99.56	100.44
CO_2	0.44	0.26	3.48	0.20	0.48	0.26	0.35	0.35	0.20	0.20
Ѕобщ.	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(г/т)	<10	<10	<10	<10	15	12	<10	<10	<10	<10
Rb	45	50	15	45	<10	35	<10	<10	<10	<10
Y	16	26	22	21	29	22	25	25	35	34
Zr	52	50	58	60	94	50	70	70	82	84
Nb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	6
Cr	32	29	10	35	210	31	10	10	10	43
Ni	30	33	14	35	96	33	17	14	10	14
Sr	380	340	350	320	260	270	250	220	200	200

Петрогеохимия

По петрогеохимическому составу долерито-базальты подразделяются на low-K, med-K и high-К лейкобазальты (таб. 1(29-42)). Они образуют последовательный ряд от толеитов (Al₂O₃<17.0 мас. %) до толеитов с известковощелочными характеристиками.

Low-К долерито-базальты по содержанию хрома подразделяются на high-Cr (Cr <210 г/т) и low-Cr (Cr <50 г/т). Общим для них являются высокие концентрации Y, умеренные концентрации Nb и высокие отношения Nb/Y n<0.22, что в два раза выше, чем в NMORB [105].

Low-K/high-Cr долерито-базальты по характеру распределения Zr, Ti, Sr находят аналогию с MORB (рис. 6), а по спектру элементов-примесей приближаются к толеитам островодужных комплексов (рис. 8(е)). Low-K/Cr долерито-базальты, чьи фигуративные точки ложатся в поле IAB (рис. 6(d)), отличаются от Low-K/high-Cr незначительным повышением Rb, P и резко пониженными концентрациями Mg, Ni, Cr, что характерно для BABB (рис. 6(а), 7) юго-западной части Тихоокеанского региона [77]. Однако они отличаются от последних более высоким уровнем накопления Nb (таб. 1(29-42)), что указывает на обогащенную природу родоначальной магмы, по сравнению с ВАВВ внутриокеанических островодужных систем производных DMM [93].

Ніgh-К лейкобазальты обогащены SiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, CaO, FeO_{общ}, резко обогащены Rb, но обеднены Y и Zr, Ni и Cr (табл. 1(35, 36, 38)). Несмотря на высокий уровень K₂O, они отличаются от дарривилских high-Zr щелочных базальтов гор Агырек уровнем содержания HFSE (рис. 8(c,e)). Низкие значения компонента D1=105-130 и высокие отношения K₂O/TiO₂=3.4-4.1 типичны для вулканитов поздних островодужных ассоциаций с внутриплитными геохимическими характеристиками Курильско-Камчатской энсиалической островодужной системы [68].

Таблица 1. (Продолжение 4)

№пр.	2116	2117	2118	2119	2120	2121	2122	2128-1	2128-2	2128-3
П.№	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	58.60	57.70	58.60	58.70	60.00	60.40	62.40	43.10	42.00	42.90
TiO ₂	0.69	0.75	0.71	1.23	1.15	1.14	1.23	2.64	358	2.95
Al_2O_3	14.95	15.20	15.20	15.60	14.90	15.10	14.50	13.85	16.10	15.10
Fe ₂ O ₃	2.94	2.69	2.75	5.79	6.40	6.90	4.60	8.15	10.87	8.87
FeO	7.76	8.31	7.85	5.16	3.95	2.85	3.95	7.25	5.63	5.63
MnO	0.20	0.23	0.22	0.16	0.14	0.16	0.12	0.15	0.15	0.14
MgO	3.25	3.74 3.56 1.6		1.69	1.53	2.33	2.04	3.51	3.20	3.46
CaO	4.57	3.75	5.02	4.86	4.96	2.86	4.04	7.29	5.02	6.99
Na ₂ O	4.85	4.67	4.53	6.10	5.35	5.50	5.95	2.53	3.90	2.75
K ₂ O	0.05	0.27	0.05	0.05	0.05	0.20	0.05	0.75	1.23	1.00
P_2O_5	0.069	0.074	0.066	0.15	0.12	0.11	0.09	0.94	0.82	0.86
П.п.п.	2.37	2.84	1.90	1.12	1.69	1.86	0.55	10.30	8.06	9.75
Сумма	100.25	100.22	100.46	100.61	100.25	99.41	99.52	110.46	100.56	100.40
CO ₂	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	25	24	24
Ѕобщ.	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	15	17	17
Li(г/т)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	19	27	19
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	76	120	94
Y	32	33	12	47	37	37	40	12	23	17
Zr	80	100	77	130	120	120	170	10	10	10
Nb	5.4	6	8.6	5.4	6	6	6	30	26	18
Cr	12	10	68	<10	<10	10	10	96	120	130
Ni	12	13	80	11	11	18	10			
Sr	180	190	550	180	210	140	120			

Маялженская кремнистовулканогенная формация дарривилского яруса среднего ордовика Вещественный состав и тектоническое положение

В составе Маялженского террейна, что обнажается севернее пос. Егиндыбулак (рис. 1 (4)), выделяются две толщи; существенно силицитовая содержит конодонты верхнего кембрия и флоского яруса нижнего ордовика, а в силицитах кремнисто-вулканогенной толщи известны конодонты дарривилского яруса [45]. Кремнистосреднего ордовика вулканогенная толща обнажается у подошвы северо-западного склона гряды Маялжен, где снизу вверх наслаиваются: щелочные базальты, базальты, трахиандезиты, реже базальтоандезиты, прослоенные кремнистыми вые алевролитами и силицитами. Яшмы, прослаивающие щелочные базальты, содержат конодонты дарривилского яруса (рис. 2). Мощность маялженской кремнисто-вулканогенной толщи не превышает 100 м.

Маялженский террейн «запечатан» сизой верхнекатской олистостромой, аналогичной той, что была описана в бассейне реки Арсалан [32]. У юго-восточного склона обнажаются террейны миндалекаменных базальтов нижнего кембрия [24].

Петрогеохимия

По петрохимическому составу (табл. 2(1-8)) базальты подразделяются на high-K/Ti оливин-нормативные щелочные породы, low-К/P/med-Ti и low-К/P/Ti кварц-нормативные толеиты, а трахиандезиты отвечают кварцнормативным толеитам с известковощелочным уклоном по [83]. При этом high-К/Ti щелочные базальты сопоставляются с WPB. Особо следует отметить, что они по петрохимическому составу близки Агырекским high-Zr щелочным базальтам дарривилского яруса. Все остальные вулканиты аналогичны островодужным толеитам.

Балгашокинская яшмово-базальтовая формация дарривилского - сандбского ярусов среднего и верхнего ордовика Вещественный состав и тектоническое положение

Балгашокинская яшмово-базальтовая формация слагает систему террейнов на правобережье реки Арсалан, реже она встречается на левобережье реки Самсы. Толща мощностью не более 300 м состоит преимущественно из зеленых афировых миндалекаменных пиллоу-базальтов, очень редко из туфов, еще реже отмечаются тефроиды и туффиты кислого состава, а также из диабазов, образующих, как потоки, так и субвулканические тела и силлы. В яшмах балгашокинской толщи встречаются конодонты дарривилского и сандбского ярусов [108]. Тектонические покровы запечатаны «сизой» и «голубой» олистостромами верхнего ордовика [32].

ιU	лица 1.	(продо.	incine 5)							
	№пр.	2128-4	2128-5	1121	1121-1	1121-2	3530	3531	3552	3551
	П.№	55	56	57	58	59	60	61	62	63
	SiO ₂	44.90	38.80	45.20	45.39	45.10	48.58	49.83	49.64	50.20
	TiO ₂	2.64	2.33	2.30	2.20	2.10	2.53	2.20	2.47	2.42
	Al_2O_3	14.00	12.50	15.70	15.84	15.60	13.20	13.10	13.95	14.90
	Fe ₂ O ₃	7.90	8.67	5.10	4.80	5.25	3.33	1.84	3.79	7.74
	FeO	6.90	5.03	7.16	7.09	7.34	8.31	7.67	7.35	5.51
	MnO	0.14	0.14	0.18	0.17	0.18	0.09	0.13	0.15	0.15
	MgO	3.78	4.14	7.40	7.02	7.65	5.96	5.86	5.95	4.76
	CaO	6.84	11.80	9.76	9.87	9.60	8.58	7.77	7.34	3.73
	Na ₂ O	2.40	1.80	2.30	2.26	2.24	2.87	2.16	3.35	3.99
	K ₂ O	0.65	0.95	0.25	0.30	0.28	0.53	0.44	0.34	0.1
	P_2O_5	0.50	0.55	0.30	0.29	0.28	0.30	0.24	0.38	0.23
	П.п.п.	9.52	13.45	4.65	4.35	4.40	4.73	7.74	4.67	6.04
	Сумма	100.47	100.16	100.3	99.58	110.02				
	Li(r/t)	25	24	-	-	-	8	14	9	15
	Rb	15	7	2	2	1.2	16	8	5	5

Таблица 1. (Продолжение 5)

Y	21	22	35	40	37				
Zr	76	100	110	100	104	170	110	170	180
Nb	14	15	3	4	3	25	18	22	21
Cr	10	18	110	120	105	100	86	74	150
Ni	15	22	90	100	95	72	57	48	57
Sr	96	190	100	110	94				
U						1	1	1	3
Th						3	3	3	2
Pb						4.7	5	4.7	6.4

Петрогеохимия

Пиллоу-базальты балгашокинской толщи относятся к high-Fe/low-Al толеитам натрового типа с пониженными концентрациями MgO и повышенными K₂O, что отличает их от NMORB. В.С. Звонцов и Н.М Фрид [32] не исключали, что балгашокинский вулканизм протекал в окраинном морском бассейне в пределах хребтов или рифтовых долин.

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЕ ПО-ЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Петрогеохимические исследования показали, что кембрийские и раннекембрийские вулканиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, ранее сопоставляемые с базальтами второго океанического слоя [1, 11, 13, 5, 14 и многие др.], океанических островов [57] и континентальных рифтов [47], имеют петрологическое сходство с внутриплитными вулканитами, характеризующимися общими геохимическими признаками базальтов производных смешанных компонентов EMI+(EMII) и EMI соответственно. Большинство исследователей [111] рассматривают компонент ЕМІ как индикатор переработанной субконтинентальной литосферой мантии, а ЕМІІ как индикатор континентальной коры, включая и океанические осадки [82].

Высокие концентрации HFSE, REE и, прежде всего, Th, U, Pb [81] базальтов балкыбекской и карабулакской формаций не исключают их образование в пределах континентального сегмента задугового бассейна. На их образование над зоной субдукции указывают высокие значения отношений Th, Nb, Zr, флюктуации когерентных элементов (Cr, Ni, Co) и магния.

Высокая доля сиалического компонента в составе дарривилских high-Zr щелочных базальтов указывает на значительный объем отслоившейся нижней части мантии континентальной литосферы, вовлеченной в конвективный поток [90]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты в зону субдукции [107].

Таблица.2. Химический состав (мас. %) дарривилских базальтов (1-8) северо-западного склона гряды Маялжен, дапингско-дарривилских шошонит-латитовых вулканитов (9-27) гор Толпак и диабазов, долеритов и бонинитов района гор Косгомбай (28-30), северных отрогов гор Кызылтумсык (31-33) и подножья гор Толпак (34-38), западного склона Агырекских гряд (39-40), вендско-кембрийских карабулакских вулканитов гор Токай (41-57).

			•	•			· · · ·				
№пр.	P1/2	P1/5-1	P1/5-2	P1/6	P1/7	P1/8	P1/9	P1/10	109-1	1076-2	109-3
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53.05	56.2	55.7	49.81	44.76	47.87	45.82	43.51	47.71	49.23	49.79
TiO ₂	1.2	1.06	1.02	0.92	0.85	0.86	1.62	2.55	0.92	0.70	0.90
Al ₂ O ₃	13.81	16.51	16.81	16.09	14.82	15.86	15.25	15.71	15.90	14.76	16.21
Fe ₂ O ₃	10.65	6.80	6.73	11.13	9.69	9.37	11.93	18.42	6.71	4.11	5.89
FeO	5.90	1.24	1.14	3.54	1.50	2.31	6.06	8.25	6.55	7.11	6.29
MnO	0.15	0.20	0.19	0.16	0.19	0.26	0.16	0.24	0.19	0.16	0.15
MgO	5.39	2.61	2.43	4.60	3.44	6.70	5.17	7.06	5.21	6.04	4.02

	CaO	6.25	4.06	4.13	12.14	11.99	8.87	6.85	3.12	7.57	6.22	8.40
	Na ₂ O	2.70	5.00	4.70	0.64	4.44	3.00	4.70	1.30	3.30	3.40	3.60
	K ₂ O	0.33	2.96	2.98	0.05	0.11	0.20	0.28	3.26	1.50	2.40	1.65
	P_2O_5	0.15	0.091	0.099	0.09	0.074	0.079	0.26	0.28	0.47	0.55	0.47
	П.п.п.	5.43	4.48	4.52	4.17	8.60	6.71	6.84	4.42	3.07	3.86	2.68
	Сумма	105.01	101.21	100.45	103.34	100.46	102.09	104.94	108.11	99.10	98.54	100.05
	CO_2	1.80	2.46	2.20	0.10	5.98	2.15	3.47	0.10	0.20	0.88	0.20
	Ѕобщ.	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0.02	0.005	0.02
Га	блица 2	. (Продо	лжение	1)								
	№пр.	109-10б	109-10a	109-6	109-14a	109-14б	1054-1	1073-1	109-4	109-12	1075-2	109-2
	П.№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	SiO ₂	49.84	50.42	50.69	51.20	51.63	52.06	52.42	53.62	53.49	53.75	54.54
	TiO ₂	0.80	0.77	0.75	0.85	0.85	0.72	0.82	0.80	0.80	0.88	0.90
	Al_2O_3	15.27	15.11	14.16	16.36	16.17	17.70	14.48	13.53	15.27	14.81	15.21
	Fe ₂ O ₃	6.28	6.22	5.27	6.66	5.68	4.22	2.74	5.15	4.95	5.45	4.26
	FeO	5.94	5.57	5.00	6.38	5.60	6.00	9.01	4.83	6.29	5.83	6.55
	MnO	0.17	0.16	0.17	0.19	0.19	0.16	0.22	0.18	0.19	0.15	0.16
	MgO	4.54	4.62	2.38	2.14	2.53	3.78	6.84	2.98	3.80	3.40	3.72
	CaO	6.11	6.84	9.33	3.32	7.77	5.93	4.37	7.98	6.43	5.36	6.01
	Na ₂ O	4.05	3.80	3.35	4.40	5.10	4.18	3.28	3.40	4.60	4.78	2.95
	K ₂ O	2.0	2.95	1.15	4.75	1.35	1.84	1.36	2.40	0.80	2.10	2.70
	P_2O_5	0.62	0.57	0.57	0.41	0.41	0.36	0.54	0.46	0.36	0.46	0.41
	П.п.п.	3.19	2.57	7.29	2.83	2.95	2.68	2.91	4.44	2.64	2.40	2.19
	Сумма	98.81	99.60	100.11	99.49	100.23	99.63	98.99	99.77	99.62	99.37	99.60
	CO ₂	0.53	0.25	4.93	0.20	0.53	0.20	0.24	2.55	0.25	0.79	0.20
	Ѕобщ.	0.005	0005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.005	0.028	0.005	0,005	0.02

Наиболее вероятной, на наш взгляд, геодинамической моделью образования кембрийских вулканитов карабулакской, нижнекембрийских базальтов балкыбекской формаций и дарривилских high-Zr щелочных базальтов, повидимому, является магматическая деятельность, протекавшая под влиянием Азиатского холодного суперплюма [89], происхождение которого увязывается с продолжительными процессами субдукции океанической плиты под суперконтинент Гондвана. Эти процессы способствовали образованию интенсивно обводненной верхней мантии.

Важную роль в таких магматических системах играет морская вода, поставляемая в зону субдукции океанической плитой [89]. Высокий уровень концентраций галогенов в морской воде может вызвать вторичную дифференциацию мантийного вещества [45], которая способствует резкому снижению когерентных элементов, магния и повышению натрия в базальтах задуговых бассейнов, что четко прослеживается В изученных кембрийскоордовикских вулканитах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Такие вулканиты также имеют геохимические черты сходства как с внутриплитными, так и с островодужными базальтами, что выражается Sr и Ta, Nb минимумами на фоне высоких концентраций LILE, HFSE и REE.

№пр.	1075-4	109-5	1082	1075-3	1076-1	590	518	34	661	668	661
П.№	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	54.65	54.74	54.65	57.00	58.15	52.19	52.43	49.62	55.27	58.94	50.31
TiO ₂	0.80	0.87	0.90	0.63	0.64	0.69	0.29	1.43	1.45	1.25	0.87
Al_2O_3	14.65	14.64	15.74	14.81	15.77	15.45	10.83	14.66	15.28	15.23	16.55
Fe ₂ O ₃	4.88	6.05	6.22	3.99	2.70	9.46	9.25	12.49	12.94	11.14	11.14
FeO	5.80	5.72	4.86	5.20	5.35						
MnO	0.12	0.15	0.13	0.16	0.11	0.19	0.15	0.18	0.17	0.15	0.15

Таблица 2. (Продолжение 2)

	MgO	3.48	3.35	5 2.9	0	3.29)	2.	91	7.	.41	1	1.27	6.	.87	3	.60	2.63	5.97
	CaO	5.88	6.01	3.8	3	4.3	7	3.	74	6.	.66	1	1.19	7.	.69	3	.50	2.46	8.68
	Na ₂ O	3.10	3.75	5 3.2	5	3.54	4	3.	64	4.	.26		2.1	3.	.30	6	.40	5.80	3.94
	K ₂ O	3.54	1.70) 2.8	5	3.10)	4.	24	1.	.10	0).90	1.	.45	0	.16	0.12	0.50
	P_2O_5	0.43	0.48	3 0.4	7	0.34	4	0.	36	0.	.10	0	0.02	0.	.12	0	.20	0.21	0.09
	П.п.п.	2.37	1.98	3.7	1	2.72	2	1.	77	2.	.18	1	.72	1.	.74	1	.20	1.95	2.12
	Сумма	99.70	99.4	4 99.5	51	99.1	5	99	.38	99	9.69	10	0.15	99	.55	10	0.17	99.88	100.32
	CO ₂	0.20	0.20	0.2	0	0.9	7	0.	20	0.	.20	0	0.20	0.	.20	0	.20	0.20	0.20
	Ѕобщ.	0.006	0.00	8 0.00)5	0.00	5	0.0	010		-		-		-		-		
Ta	блица 2	. (Про д	олжен	ие 3)															
	№пр.	566	577-8	577	57	77-9	580)-5	312	2	313	3	2564	-1	245	0	1-16	ПС370	ПС335
	П.№	34	35	36	(· ·)	37	3	8	39)	40		41		42		43	44	45
	SiO ₂	52.15	49.51	49.32	49	9.17	49.	46	51.8	30	44.1	9	46.4	8	49.6	51	43.70	41.60	43.00
	TiO ₂	1.33	1.15	1.00	1	.18	1.4	40	2.2	6	1.3	2	1.00	5	1.14	4	3.05	3.30	3.20
	Al_2O_3	15.37	14.48	15.61	14	1.89	14.	97	13.1	8	13.	8	12.7	2	13.6	59	15.65	16.70	15.15
	Fe ₂ O ₃	11.86	11.38	10.43	11	1.79	12.	44	4.1	9	1.9	5	4.52	2	4.0	1	3.98	2.38	2.47
	FeO								9.9	2	9.0	4	4.66	5	4.7	2	8.81	9.84	10.75
	MnO	0.24	0.17	0.17	0	.13	0.2	27	0.2	1	0.2	9	0.19	9	0.1	7	0.19	0.20	0.18
	MgO	5.82	6.89	8.11	7	.51	7.4	48	5.2	9	8.4	1	7.8	1	5.94	4	5.93	6.28	9.94
	CaO	6.22	9.33	9.94	10).98	6.9	97	5.7	2	15.9	97	15.6	7	12.8	88	7.62	6.51	2.27
	Na ₂ O	3.40	3.30	2.20	1	.90	3.2	20	3.8	0	0.8	3	1.44	4	2.8	6	2.47	2.96	1.65
	K ₂ O	1.30	0.60	1.05	0	.70	1.1	11	0.6	2	0.1	0	2.05	5	1.9	8	1.19	1.77	2.48
	P_2O_5	0.14	0.10	0.08	0	.10	0.1	12	0.1	6	0.1	2	0.50)	0.3	0	0.73	0.62	0.61
	П.п.п.	2.07	1.98	2.19	1	.12	2.5	54	2.6	3	3.7	6	2.90)	2.6	3	5.41	7.08	6.84
	Сумма	99.90	98.89	100.1	99	9.47	99.	96	99.7	78	99.7	/8	100.	0	99.9	93	98.73	99.24	98.54
	CO_2								0.2	0	0.2	0							

Результаты петрогеохимических исследований ордовикских базальтов кремнистовулканогенных комплексов, чьи террейны широко развиты в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, показали, что они также не являются аналогами MORB, а повышенные концентрации HFSE, LILE, Nb минимум и резко выраженные колебания Ni, Cr, Co и Mg сближают их с BABB и IAB.

Относительно повышенный уровень содержания Nb, а также невысокий уровень концентраций Y, Zr, Sr (рис. 8) и петрохимическая специализация ордовикских вулканитов указывают на их сходство с вулканитами котловины Сикоку и Марианского хребтов Филиппинского моря [102, 99].

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы в настоящее время неизвестны примеры описания островодужных вулканитов производных DMM, столь характерных для внутриокеанических островодужных систем [77, 97], что исключает их сопоставление с внутриокеаническими островодужными комплексами Лау-Тонга-Кермадекского архипелага и Южно-Сандвичевых островов.

Широкий спектр магматических серий, относительно разновозрастных осадочновулканогенных террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, свидетельствует об их перемещении из различных магматических центров задугового спредингового бассейна. Высокий уровень содержания Рь во флоских базальтах гор Агырек и в субщелочных вулканитах гор Толпак указывает на сиалическую природу задугового бассейна, а повышенные концентрации Nb свидетельствуют о переходном типе (между деплетированной и обогащенной) мантии, вовлеченной в магматические процессы. Однако отсутствие в составе террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы вулканитов кислого состава и субаэральных лав, дифференцированных от риолит-дацитов известковобазальтов до щелочной серии, столь характерных для сиалических бассейнов [41], не исключает их формирование в составе бассейна с симатическим или переходным типом фундамента.

windu = (iip od vincenito i)												
№пр.	ПС398	4-14б	3	2452	4-115	2640	2620-1	2757	4-18д	СП-2	13	14
П.№	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	43.70	49.14	50.83	50.20	50.71	49.63	45.82	51.57	50.43	51.27	67.20	58.00
TiO ₂	2.56	2.58	2.03	3.20	1.65	1.00	1.93	1.74	1.95	1.32	0.36	1.40
Al_2O_3	17.30	13.29	14.07	13.95	12.45	14.11	16.12	17.77	17.33	15.60	15.71	14.00
Fe ₂ O ₃	1.66	9.92	2.88	10.42	10.51	2.74	9.21	3.98	6.42	3.42	0.56	2.54
FeO	10.58	7.40	9.00	2.92	2.86	6.75	2.72	4.20	3.46	5.57	4.72	7.04
MnO	0.14	0.20	0.18	0.19	0.19	0.17	0.23	0.12	0.15	0.13	0.10	0.12
MgO	5.76	5.77	6.34	3.20	8.10	8.32	6.65	5.72	3.15	7.13	1.26	4.86
CaO	3.64	4.87	10.42	6.95	7.10	8.39	6.48	8.26	9.66	6.79	1.71	4.26
Na ₂ O	2.86	3.80	2.23	3.43	3.60	3.60	2.68	3.48	4.67	4.56	4.08	2.50
K ₂ O	3.31	0.10	0.82	1.37	0.19	0.16	2.63	1.37	0.91	0.44	2.50	1.16
P_2O_5	0.57	0.24	0.23	0.90	0.17	0.67	0.54	0.20	0.34	0.11	0.11	0.09
П.п.п.	6.53	2.78	0.91	2.29	2.08	3.24	4.14	1.58	2.54	2.81	1.18	3.62
Сумма	98.61	100.06	99.94	99.02	99.61	98.78	99.15	99.99	101.01	99.15	99.49	99.59
CO_2					0.26					0.52		
Nb (г/т)		4.7			2	5.7						
Zr		81			81	69.3						
Y		24.7			21.8	16.0						
Yb		2.58			1.5	1.7						
La		17.8			15.7	7						

Таблица 2. (Продолжение 4)

Серпентинитовые меланжи, повсеместно ассоциирующие с ордовикскими вулканогенными комплексами, у озера Майсор (рис. 1(1)), в горах Агырек, Косгомбай, Кызылтумсык, Толпак (рис. 1(3)), содержат перидотиты и пироксениты с low-Al Cpx, рудные хромиты и шпинелевые перидотиты с широкими вариациями хромистости (Cr#:0.52-0.82), что также подтверждает их надсубдукционную природу.

Изотопные данные по цирконам (480 млн. лет) габброноритов плутонических надсубдукционных офиолитов террейна Центральный Толпак [51] не согласуются с выводами о том [1, 58, 11, 12, 5, 14 и др.], что серпентинитовые меланжи Агырек-Арсаланской аккреционной призмы представляли собой ранее океанический меланократовый фундамент, на котором накапливались вендско-раннекембрийские океанические базальты.

Исходя из современных представлений тектонической эволюции островодужных систем [110], можно предположить, что основной объем протерозойской и вендскокембрийской океанической коры ЦентральноКазахстанского сегмента Палеоазиатского океана был поглощен зонами субдукции. Его следы, вероятно, могли фрагментарно сохранитьтеррейнов Богембайся в составе Ангренсорской офиолитовой сутурной зоны, что с юго-востока обрамляет Экибастузский сектор Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги (рис. 1), имеющей общие черты вещественного сходства (табл.3) с преддуговыми офиолитовыми меланжами [47] известными в составе островодужных систем Марианского типа.

Например, в горах Балааркалык (рис. 1(9)) встречаются тектонические покровы дифференцированных базальтов, которые геохимически аналогичны ОІВ, и примитивных базальтов, имеющих геохимические черты сходства с MORB (табл. 3). Высокий уровень FeO общ>11.41%, TiO₂ (2.2-2.3 %) и характер распределения основных петрогенных окислов не исключает их петрогеохимическую аналогию с WPB, однако отношения Nb/Y к Zr/Y (рис. 9) сближают их с NMORB.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и содержание микроэлементов (г/т) в дифференцированных (1-5), примитивных базальтах (6-8) тектонических покровов и в примитивных острово-

№ пр.	2128-1	2128-	2128-3	2128-	2128-5	1121-1	1121-2	1121-	9-76	9-81
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	43.10	42.00	42.90	44.90	38.80	45.20	45.39	45.10	46.91	46.95
TiO ₂	2.64	3.58	2.95	2.64	2.33	2.30	2.20	2.10	0.55	0.51
Al_2O_3	13.85	16.10	15.10	14.00	12.50	15.70	15.84	15.60	16.59	16.40
Fe ₂ O ₃	8.15	10.87	8.87	7.90	8.67	5.10	4.80	5.25	11.14	11.10
FeO	7.25	5.63	5.63	6.90	5.03	7.16	7.09	7.34	4.03	4.08
MnO	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.18	0.17	0.18	0.38	0.25
MgO	3.51	3.20	3.46	3.78	4.14	7.40	7.02	7.65	10.13	10.25
CaO	7.29	5.02	6.99	6.84	11.80	9.76	9.87	9.60	2.56	2.70
Na ₂ O	2.53	3.90	2.75	2.40	1.80	2.30	2.26	2.24	1.81	1.95
K ₂ O	0.75	1.23	1.00	0.65	0.95	0.25	0.30	0.28	3.19	3.24
P_2O_5	0.94	0.82	0.86	0.50	0.55	0.30	0.29	0.28	0.05	0.05
П.п.п	10.30	8.06	9.75	9.82	13.45	4.65	4.35	4.40	1.85	1.90
Сум.	100.46	100.56	100.40	100.47	100.16	100.30	99.58	100.02	99.19	99.38
Li(г/т)	25	24	24	25	24					
Rb	15	17	17	15	7	2	2	1.2		
Y	19	27	19	21	22	35	40	37	-	-
Zr	76	120	94	76	100	110	100	104	40	44
Nb	12	23	17	14	15	3	4	3	6	7
Cr	10	10	10	10	18	110	120	105	250	240
Ni	30	26	18	15	22	90	100	95	50	55
Sr	96	120	130	96	190	100	110	94	350	370

дужных базальтах (9-11), дифференцированных островодужных вулканитах (12-14)) из серпентинитового меланжа района озера Ангренсор.

№ пр.	924	459	489-1	489
П.№	11	12	13	14
SiO ₂	51.55	46.80	53.36	58.17
TiO ₂	0.52	0.43	0.50	0.53
Al_2O_3	12.80	13.10	17.85	15.32
Fe_2O_3	4.39	3.95	8.58	7.32
FeO	4.12	3.43	0.84	1.10
MnO	0.19	0.12	0.11	0.074
MgO	8.27	4.89	2.28	2.79
CaO	10.08	10.85	7.74	6.51
Na ₂ O	2.60	4.54	4.88	4.54
K ₂ O	2.66	0.14	0.10	0.10
P_2O_5	0.10	0.067	0.042	0.11
П.п.п	1.25	11.11	3.40	3.62
Сум.	98.53	99.43	99.68	100.18
$Li(\Gamma/T)$				
Rb				
Y	17	20	20	10
Zr	48	100	100	100
Nb	8	5	5	8
Cr	304	200	800	400
Ni	65	80	100	100
Sr	370	160	49	34

Такие комплексы могут отражать состав фундамента как окраинного бассейна, становление которого геодинамически можно сопоставить с проявлением внутриплитного магматизма, широко проявленного в пределах кайнозойских окраинных морей Западно-Тихоокеанского побережья, так и Палеоазиатского океана, чему не противоречит их аналогия с вулканитами Восточно-Тихоокеанского поднятия [47].

Если принять во внимание палеомагнитные данные по вулканитам Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги и базальтам Майкаинского террейна [2], отражающего состав сиалического задугового бассейна [45], то ширина такого морского акватория не превышала 2 тысячи километров, если не учитывать вероятность косого схождения этих блоков.

Отсутствие в составе Богембай-Ангренсорской офиолитовой сутуры террейнов NMORB можно объяснить также тем, что в аккреционных призмах океан/континент (островная дуга) сохраняются только фрагменты океанических островов при условии, если субдуцированная океаническая плита полностью поглощена мантией, включая и ее срединный хребет. Модели формирования таких аккреционных зон неоднократно обсуждались раньше [25].

Также не исключено, что "океанические базальты", которые, как правило, относят к Палеоазиатскому океану [26, 40, 87 и многие другие], вообще отсутствовали в пределах палеозоид Центрального Казахстана.

Не известны базальты второго океанического слоя и в составе Джалаир-Найманской офиолитовой зоны Чу-Илийской верхнеордовикской аккреционной призмы. Пиллоу-лавы ащисуйской свиты (ϵ_2), в состав которой входят low-Ti спилиты, базальты и андезитовые базальты, по петрохимическому составу [54] близки вулканитам спрединговых задуговых бассейнов.



Рис. 9. Диаграмма отношений Nb/Y-Zr/Y [74].

РМ – примитивная мантия и АСС – средний состав континентальной коры [105]. 1-2 – базальты подножья гряд Балааркалык: 1 – миндалекаменные, 2 – афировые. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

На надсубдукционную природу офиолитов Джалаир-Найманской зоны указывают и хромиты из расслоенного разреза габброперидотитового Андассайского террейна [54]. В сопряженной с ней Сарытумской зоне совместно с high-Ti базальтами жалгызской (ε_2 -O₂) и бурултасской формаций (O₂), имеющими явные черты сходства с внутриплитными базальтами, ассоциируют террейны кремнистых,

кремнисто-карбонатных, кремнистотерригенных комплексов, с которыми пространственно ассоциируют барито-свинцовоцинковые и баритополиметаллические месторождения. Высокий уровень концентрации свинца [54] в этих рудах свидетельствует по [78], что их содержащие комплексы сформировались в пределах энсиалических задуговых бассейнов. Присутствие эклогитов, тесно сопряженных офиолитами Джалаирc Найманской зоны [43], и террейнов докембрийских метаморфических комплексов не исключает аналогию этих структур с фрагментами островодужной системы Японского типа [110].

Проблематично выглядит и сопоставление базальтов ерейментауской серии (€1), широко известных в составе Ерейментау-Найманжальской средне-верхнеордовикской аккреционной призмы, с базальтами второго океанического слоя. Здесь так же, как и в пределах Сарытумской зоны, встречаются террейны low- и high-Ti базальтов [38, 29, 12]. High-Ті базальты жельтауской формации ерейментауской серии, обладающие петрохимическим сходством с внутриплитными базальтами, сопоставляются как с ОІВ [12], так и с СКВ [29], а low-Ti базальты тиесской формации (О2), имеющие также плюмовые составляющие, относятся к MORB [12] или к формации континентальных траппов [29]. В тектонически сопряженных с ними фтанитах кремнистого разреза акдымской серии (€₃-О₂) встречаются отдельные пропластки ванадиеносных сланцев, реже фосфоритов и железомарганцевых руд [39], что не исключает их сопоставление с отложениями как континентального склона и подножья [2, 29, 4)], так и окраинных морей [29].

В пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы офиолиты обнажаются в составе Тектурмасской и Итмурунды-Тюлькуламской аккреционных призм, где их океаническое происхождение также гипотетическое [20].

Плюмовые базальты карамурунской формации (O₁-₂) Тектурмасской верхнеордовикско-нижнесилурийской аккреционной призмы [37] по комплексу петрогеохимических признаков наиболее близки вулканитам энсиалических окраинных бассейнов [61]. В составе серпентинитового меланжа встречаются будины хромитов, диабазов с внутриплитными геохимическими признаками и островодужных вулканитов, близких по составу бонинитам, но нет диабазов и базальтов аналогов MORB, что исключает присутствие океанической коры в составе энсиалического бассейна. Северней Тектурмасской зоны вскрываются офиолиты Базарбайской зоны, залегающие в основании Нуринско-Карасорского преддугового прогиба Девонской вулканоплутонической дуги [2, 45].

В составе Итмурунды-Тюлькуламской верхнеордовикско-верхнедевонской аккреционной призмы известны плюмовые high-Zr вулканиты итмурундинской формации (O₂), которые по геохимическому составу [19] близки вулканитам подводных хребтов активных континентальных окраин. Сопровождающие их серпентинитовые меланжи содержат метаморфические комплексы высоких давлений с возрастным интервалом от 390 млн. лет до 466 млн. лет [19, 20]. Такие метаморфические комплексы широко известны в составе серпентинитовых меланжей островных систем Кордильерского типа [110].

Приведенный выше краткий обзор офиолитов аккреционных призм Центрального Казахстана показал, что в их составе так же, как и в составе Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, широко развиты дифференцированные островодужные вулканиты и базальты с геохимическими признаками внутриплитного происхождения, но полностью отсутствуют MORB и генетически связанные с ними полезные ископаемые.

Не менее экзотическим выглядит и присутствие в составе аккреционных призм палеозоид Центрального Казахстана террейнов интенсивно дислоцированных конденсированных силицитов, ассоциирующих с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа [45], которые до их признания неотъемлемой частью офиолитовой триады относились к кремнистой глубоководной формации палеозоид Центрального Казахстана. Сегодня толщи силицитов датированы конодонтами позднего кембрия – среднего ордовика, им синхронны туфогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного происхождения, также ассоциирующие с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа. Силициты, повсеместно картируемые в пределах аккреционных призм и сутурных зон Центрального Казахстана, фиксирующих области схождения тектонических плит, не содержат продукты магматической деятельности, синхронно протекающей в пределах смежных островодужных систем.

Исходя из современных представлений тектономагматической эволюции островодужных систем [110], можно предположить, что основной объем протерозойской и вендскокембрийской океанической коры Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазиатского океана был поглощен зонами субдукции. Вероятнее всего, только незначительная часть океанических осадков могла быть соскоблена с погружающихся океанических плит и вовлечена в аккреционные призмы.

Океаническая кора в зонах субдукции, учитывая ее удельный вес, не может быть перемещена на молодую, следовательно, легкую приподнятую плиту. Перемещение океанической плиты на континент или островную дугу может происходить только посредствам обдукции, когда в зону субдукции попадает задранная часть срединно-океанического хребта [25].

Тем самым становится очевидным, что в пределах аккреционных призм палеозоид Центрального Казахстана породы офиолитовой триады не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

Широкое географическое распространение дифференцированных базальтов с внутриплитными характеристиками указывает на глобальное проявление раннепалеозойского плюмового магматизма, формирующегося в субдукционных обстановках конвергентных зон перехода континент/океан или континент/окраинное море в пределах Центрального Казахстана.

Важно отметить, что палеомагнитные данные [53, 27] по кремнисто-вулканогенным комплексам Тектурмасской, ИтмурундыТюлькуламской аккреционных призм, паравтохтона Ткенекты Агадырского окраинного бассейна, паравтохтона Караулчеку Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба и Майкаинского террейна также не подтверждают широкоамплитудные широтные перемещения ордовикских комплексов в пределах внешней зоны поздних «каледонид» и «герцинид» Центрального Казахстана.

Палеогеографическое распространение нижнепалеозойской микрофауны и фауны Центрального Казахстана [75, 100, 101], критический анализ палеомагнитных данных ордовикских осадочно-вулканогенных комплексов [62] указывают на их нахождение в южных широтах в области влияния Балтоскандийского и Западно-Гондванского бассейнов.

Это дает основание усомниться в правомерности вывода [27], что нижнепалеозойские структуры будущего Казахстанского микроконтинента формировались в пределах внутриокеанических островодужных систем между Сибирью и Восточной Гондваной. Наиболее вероятной моделью формирования казахстанид северо-востока Центрального Казахстана, по-видимому, является их образование в пределах островодужных систем, вероятно Марианского типа, сопряженных с разнонаправленными зонами субдукции, обрамляющими западную окраину Западной Гондваны, где магматические процессы протекали под влиянием Азиатского нижнепалеозойского холодного суперплюма.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят И.В. Глухана (Ейск, Россия), В.И Серых (Караганда, Казахстан) за любезно предоставленную базу данных по петрогеохимии кембрийских базальтов северовостока Центрального Казахстана, а также за конструктивную и доброжелательную критику настоящей статьи. Особую благодарность авторы выражают М.С. Гранкину (Караганда, Казахстан) за содействие в организации полевых работ по исследованию офиолитов Центрального Казахстана.

ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонюк Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектони-ка Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.

2. Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. 1995. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. Масштаб 1: 1500000. Караганда: Фонды МТД «Центрказнедра», 1995. 251 с.

3. Антонюк Р.М., Васюков Ю.А. Геодинамика зоны сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Иртыш-Зайсанской складчатых областей // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 66-72.

4. Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Васюков Ю.А. Геодинамика и условия накопления кремнистых толщ Центрального Казахстана. // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 60-65.

5. Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Хамзин Б.С, Исмаилов Х.К., Выползов В.Л. Маслова И.Г. Офиолитовые комплексы Центрального Казахстана // Геология и охрана недр. 2009. С. 36-45.

6. Высоцкий С.В. Офиолиты островодужных систем Тихого океана: критерии типизации // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 6-12.

7. Глухан И.В., Серых В.И. Кларки горных пород Центрального Казахстана //Геология Казахстана, 2003, № 3. 8. Гридина Н.М., Машкова Т.В. Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изд. АН СССР, сер. геол., 1977, 6. С.12-18.

9. Гридина Н.М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 135-140.

10. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 119с.

11. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент и геодинамика палеозоид Казахстана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М: ГЕОС, 2005. С.61-126.

12. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга-континент для палеозоид Казахстана // Геотектоника, 2007, № 1. С. 71-96.

13. Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В., Котов А.Б., Третьяков А.А., Шатагин К.Н. Фрагменты кембрийских океанических плато в структуре аккреционных комплексов Предчингизья (Восточный Казахстан) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 252-257.

14. Дегтярев К.Е. Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 2010. 46с.

15. Двойченко Н.К., Абаимова Г.П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1986. С. 160-177.

16. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хирн. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта, Российский журнал наук о Земле, 1999, 1, (6). С. 457-476.

17. Дубинина С.В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам: Автореф. дисс. канд. геол. – минер. наук. М., 1990. 25 с.

18. Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитин И.Ф. и др. Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана, 1998. № 4. С. 11-32.

19. Ермолов П.В. Итмурундинский меланж и проблема жадеитов // Офиолиты Казахстана. Караганда: УТ «Оф-сет». 1990. С. 11-49.

20. Ермолов П.В. Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 1. С. 76-85.

21. Жаутиков Т.М., Кленина Л.Н., Ившин Н.К. и др. Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1976. Вып.286. С. 127-141.

22. Жилкайдаров А.М. Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отло¬жений ордовика Юго-Западного Предчингизья: Автореф. дис. канд. геол. – минер. наук. Новосибирск, 1991. 18 с.

23. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

24. Ившин Н.К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 107с.

25. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262с.

26. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. Москва, Изд-во "Высшая школа", 1991.

http://web.ru/db/msg.html?mid=1163814

27. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 С.

28. Курковская Л.А. Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Ц. Казахстана, МГУ, 1985. С. 164-177.

29. Магретова Л.И. Магматизм и минералогия зон сочленения Ерментауского и Бозша-кольского антиклинориев (Северо-Востока Центрального Казахстана). Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. АН РК. Алматы, 1999. 24. с.

30. Мазуров А.К. Металлогеническое районирование Казахстана. Известия Томского политехнического университета. 2005. Т. 308. № 4.С. 33-39.

31. Никитина О.И., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В. Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 6. С.8-23.

32. Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Фрид Н.М. Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Юго-Западного Предчингизья // Изв. АН РК. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57-70.

33. Никитин И.Ф., Гридина Н.М., Жилкайдаров А.М. и Степанец В.Г. О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчингизья // Геология Казахстана, 1995. №2. С. 32-41.

34. Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. С. 512-527.

35. Новикова М.З., Герасимова Н.А., Дубинина С.В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Докл. АН СССР, 1983. Т. 271, № 6. С. 1449-1451.

36. Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г. и Якубчук А.С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстана) // БЮЛ. МОИП, отд. геол., 1993. Т. 68, вып. 6. С. 47-63.

37. Новикова М.З., Герман Л.Л, Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Аты: Гылым. 1991. С. 92-102.

38. Объяснительная записка. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. А-А. 1981. 324с.

39. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. № 4. С. 5-23.

40. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

41. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва: Мир, 1987. С. 102-133.

42. Сеитов Н.С. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата: Гылым, 1988. 112 с.

43. Смирнов А.В., Федоренко О.А. Геологическая позиция, вещественный состав и геодинамическая интерпретация офиолитов основной сутурной зоны Казахстанского палеоконтинента //Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 234-238.

44. Степанец В.Г. Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. Док. А-Ата: Наука. 1988. С.78-81.

45. Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт. БОД. 2008а. 172с.

46. Степанец В.Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана (на примере гор Толпак) // Офиолиты Казахстана. Караганда: УТ «Офсет». 1990. С. 50-65.

47. Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дисс. канд. геол.- мин. наук. ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.

48. Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогеннокремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. №1. С. 12-23.

49. Степанец В.Г. Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. І. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 60-67.

50. Степанец В.Г. Тектоника, геохимия и генезис лланвирнских суперплюмов офиолитов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008в. № 6. С. 30-38.

51. Степанец В.Г. Генезис надсубдукционных офиолитов аллохтона Центральный Толпак (северо-восток Центрального Казахстана) // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. № 5. С. 4-15.

52. Стецюра. М.М. Петрохимические критерии петрогенеза базальтов Акшатауской структурно-формационной зоны // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2006. №2. С. 15-21.

53. Турманидзе Т.Л., Гришин Д.М., Печерский Д.М., Степанец В.Г. Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центр. Казахстан) // Геодинамика. 1991, № 4. С. 54-69.

54. Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского района. Алма-Ата: Наука. 1980. 504 с.

55. Филиппова И.Б., Буш В.А., Диденко А.Н. Среднепалеозойские субдукционные пояса - ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса. Российский журнал наук о Земле. Том 3, № 6, Декабрь 2001.

http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/rje01073/rje01073.htm#chap04

56. Харленд У.Б, Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1984. 140 с.

57. Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.

58. Хераскова Т.Н. Геодинамика и палеогеография в Палеоазиатском океане и на его окраинах в венде-раннем кембрии // Тектоника Азии. Тезисы совещания. М.: Геос, 1997. С. 243-245.

59. Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. О возрасте вулканогеннокремнистых толщ Кокчетавского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана, 2001 вып. 2. С. 4-12.

60. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геол. и геофиз. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 41--58.

61. Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны: Автореферат дис. канд. геол-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1991. 16 с.

62. Alexyutin, M.V. Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. München. 2005. 91p.

63. Azer, M.K., Stern, R.J. Neoproterozoic (835–720 Ma) serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: fragments of forearc mantle // J. Geol. 2007. V. 115. P. 457–472.

64. Beccaluva, L., Girolamo, P. D., Macciotta, G., Morra, V. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. Ofioliti. 1983. V. 8, № 3. P. 307-324.

65. Brongniart, A. Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins: Annales des Mines, Paris, 1821. V. 6. P. 177–238.

66. Cameron, W. E., Nisbet, E. G., Dietrich, V. J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. 1979. V. 280. P. 550-553.

67. Carracedo, J C, Badiola, E R, Guillou, H, de la Nuez, J, Perex Torrado, F. J. Geology and volcanology of La Plama and El Hierro, western Canaries. Estudios Geol Museo Nac Ciencias Nat, 2001. V. 57. P.175-273.

68. Churikova, T., Dorendorf, U., Worner, G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. J. Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593.

69. Dick, H.J.B. Abyssal peridotites, very slow spreding ridges and ocean ridge magmatism. In: 70. Sanders A. D. & Nirry M.J. (eds) Magmatism in the Octan Basins. Geological Society, London, Special Publication 1989. V. 42. P. 71-105.

70. Dietz, R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Am. 1963. Bull., 74: P. 947-952.

71. Dobretsov, N. L., Berzin, N. A and Buslov, M. M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean, Inter. Geol. Rev., 1995. V. 37 P. 335-360.

72. Dupuy, C., Barsczus, H.G., Dostal, J., Vidal, P., Liotard J. M. Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. // Chemical Geology, 1989. 77. P. 1-18.

73. Ewart, A. & Bryan, W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. Geol. Soc. Am. Bull., 83. 1972. P.3281-3298.

74. Fitton, J.G. The OIB paradox, in Foulger, G. R., and Jurdy, D. M., eds., Plates, plumes, and planetary processes: Geological Society of America. 2007. Special Paper 430. P. 387-412.

75. Fortey, R.A. & Cocks, L.R.M. Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. Earth-Science Reviews. 2003. 61. P. 1-63.

76. Gass, I.G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Meosozoic ocean fl oor?: Nature, 1968, V. 220.P. 32-42.

77. Hergt, J.M., Farley, K.N. 26. Major Element, trace Element, and Isotope (Pb, Sr, and Nd) variations in site 834 basalts: Implications for the initiation of Back arc opening. // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 1994.V. 135. P 471-485.

78. Herzig, P.M., Petersen, S. Polymetallic Massive Sulphide Deposits at the modern Seafloor and their Resource Potential // International Seabed Authority, 2000. P. 7-35.^

79. Hess, H.H. Serpentines, orogeny end epeirogeny: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 62, 1955. P. 391-408.

80. Hess, H.H. Evolution of ocean basins. Report to Office of Naval Research. Contract No. 1858(10), NR 081-067, 1960. 38 S.

81. Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W. M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // EPSL, 1986. V. 79. P. 33-45.

82. Hofmann, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997, 385. P. 219-229.

83. Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 1971.V. 8. P. 523–548.

84. Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. & Fiske R. Petrological studien of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Isu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Program, 1992. P. 445-485.

85. Johnson, K. T. M., Dick, J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, J- Geophys. Res., 1990. 95. P. 2661-2678.

86. Jung, C. Geochemische und Isotopen – geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten der Hocheifel – Ein Beitrag zur Identifizierung der Mantelquellen von Rift – bezogenen Vulkaniten. Dissertation. Marburg. 2003. 132 s.

87. Kheraskova, T.N., Didenko, A.N., Bush, V.A., Volozh, Y.A. The Vendian–Early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt. Russian Journal of Earth Sciences. 2003. V. 5. P. 165–184.

88. Kilian, R. Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden // Zeitung. Dt. geol. Ges.; 1997. V. 148/1. S. 105-152.

89. Maruyama, S. Plume tectonics, J. Geol. Soc. Japan, 1994. V. 100. P. 24-49.

90. McKenzie, D., O'Nion, R. K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // Nature. 1983. V. 301. P. 229-231.

91. Meschede, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. Chemical Geology. 1986. 56. P. 207–218.

92. Miyashiro, A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci.Lett. 1973. 19. P. 218-224.

93. Nicholson, K.N., Picard, P.M., Black, P.M. A comparative study of Late Cretaceous ophiolitic basalts from New Zealand and New Caledonia: implications for the tectonic evolution of the SW Pacific // Tectonophysics, 2000.V. 327. N 3. P. 157-171(15).

94. Pearce, J.A. & Cann, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters. 1973. 19. P. 290–300.

95. Pearce, J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds) Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester. Nantwich: Shiva Publ., 1983. P.230-249.

96. Pearce, J., Lippar, d S.J., and Roberts, S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in Marginal Basin Geology, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells // Geol. Soc. Spec. Publ., 1984. V. 16. P. 77-94.

97. Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, Luff, I.W. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc. // Journal Petrology. 1995. V. 35. P. 1073-1109.

98. Pearce, J.A., Norry, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to mineralogy and petrolody. 1979. V. 69. P. 33-47.

99. Pearce, J.A., Stern, R. J., Bloomer, S.H., and Fryer, P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components, Geochem. Geophys. Geosyst., 2005. V. 6. P.1-27.

100. Popov, L.E & Holmer, L.E. Cambrian-Ordovician lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, and South Ural Mountains // Fossils and Strata. 1994. V. 35. P. 1-156.

101. Popov, L.E., Tolmacheva, T.J. Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. Las Veges, Nevada, USA. 1995. P. 121-124.

102. Sato, H., Machida, S., Kanayama, S., Taniguchi, H., Ishii, T. Geochemical and isotopic characteristics of the Kinan Seamount Chain in the Shikoku Basin // Geochemical Journal, 2002. V. 36, pp. 519 -526.

103. Steinmann, G. Die Ophiolithischen Zonen in dem mediterranean Kettengebirge. 14th Inter. Geol. Cong, Madrid.2, 1927. P. 638-667.

104. Stern, R.J. & Bloomer, S.H. Subduction Zone Infancy; Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California Arcs. Geological Society of America. 1992. Bulletin 104. P. 1621-1636.

105. Sun, S.-S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceans Basins (Saunders A. D. and Norry M. J., eds) Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.; 1989. V. 42. P. 313-345.

106. Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H., Sager W. W., Klaus A. Geochemical evidence for a mid-Creataceous superplume // Geology. 1998. V. 26. №2. P. 151-154.

107. Tatsumoto, M., Basu, A.R., Wankang, H. Sr-Nd-Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 107-128.

108. Tolmacheva, T.Yu., Degtyarev, K.E., Ryazantsev, A.V. and Nikitina, O. I. Conodonts from the Upper Ordovician Siliceous Rocks of Central Kazakhstan // Paleontological Journal, 2009. Vol. 43, No. 11. P. 1498–1512.

109. Wegener A. Die Entstehung der Kontinent // Geologische Rundschau. 1912. Bd 3. S. 276-471.

110. Xiao, W.J., Huang, B., Han, C., Sun, S., Li, J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens// Gondwana Research 2010. V.18. P. 253–273.

111. Zindler, A., Hart, S. Chemical geodynamics. Annu. Rev // Earth Planet Sci. Lett. 1986. V. 14. P. 493-571.