

УДК 552.321.5

В. Г. СТЕПАНЕЦ<sup>1</sup>

## ГЕНЕЗИС НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОФИОЛИТОВ АЛЛОХТОНА, (СЕВЕРО-ВОСТОК ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)

Арнайы бағытталған петрохимиялық жыныстар мен субдукцияүсті офиолит минералдары негізінде бакылаудағы дифференциальды магмалар су ерітіндісімен қаныққан, хлор тұзымен байытылған астеносферлік мантияның флюидті-магмалық дифференциясы үдерісінде пайда болатыны туралы қорытынды жасалған.

На основе петрогеохимической специализации пород и минералов надсубдукционных офиолитов делается заключение о том, что наблюдаемые дифференцированные магмы образуются в процессе флюидно-магматической дифференциации астеносферной мантии, насыщенной водным раствором, обогащенным солями хлора.

It is possible to conclude on the basis of geochemical specialization of rocks and minerals supra subduction zone ophiolites that spilite magma formed in process of magmatic differentiation of the asthenospheric mantle sated with fluids rich in chlorine.

Первые находки циркона в габброноритах аллохтона Центральный Толпак, выполненные в конце 80 гг. прошлого столетия [9], четко обозначили пути решения проблемы возраста надсубдукционных офиолитов, встречающихся в пределах покровно-складчатых поясов континентов [6].

Генезис циркона габброидов, хромшпинели перидотитов и их ассоциация с дифференцированными вулканитами офиолитов и сегодня остается слабо изученной проблемой петрологии магматических пород надсубдукционных комплексов.

В последние годы появляется все больше публикаций по петрологии магм надсубдукционных комплексов, основанных на изучении расплавленных и флюидных включений магматических пород, что позволяет по-новому взглянуть на эту проблему. Важным является и то, что эти работы меняют наши представления о составе водных растворов (флюидов), отделяющихся от поддвигаемой океанической плиты. Сегодня, очевидно, что значительную часть их объема составляют соли хлора, преимущественно NaCl, отделяющиеся при дегидратации от неконсолидированных глубоководных осадков и базальтов, затаянных в зону субдукции. Высокие концентрации хлора зафиксированы в дифференцированных вулканитах островодужных систем [29,30, 37 и многие др.].

Геология гор Толпак интересна тем, что у их северных отрогов сохранился слабо тектонически

нарушенный разрез мафит-ультрамафитов, кровля которого сложена микродиоритами и кварцевыми диабазами.

Тектоническое положение офиолитовых террейнов в структуре ранних палеозойских северо-востока Центрального Казахстана и строение Толпакского супертеррейна показаны на рис. 1, данные о возрасте, составе и геохимической специализации кремнистых и кремнисто-вулканогенных комплексов были опубликованы ранее [14, 9, 10, 5].

Ниже будет дана геологическая, минералогическая, петро- и геохимическая характеристики офиолитов северных отрогов гор Толпак.

**Геологическое строение и состав.** У северных отрогов гор Толпак (рис. 1 (В)) в основании аллохтона вскрывается разрез (более 500 м), сложенный чередующимися серпентинизированными гарцбургитами (80%) и дунитами (5-15%), вебстеритами (5%), объединяемые автором в ультрамафитовую зону [10]. Серпентиниты в той или иной степени тектонизированы. Наиболее интенсивно они меланжированы в зоне тектонического контакта с терригенными отложениями среднего и верхнего девона. Мощность меланжевой зоны не превышает 150 м. Падение плоскости сместителя, по геофизическим данным, крутое юго-западное. Гарцбургитовые серпентиниты низов разреза ультрамафитовой зоны прорваны маломощными, непротяженными дайкообразными телами родингитизированных габбро-диабазов.

<sup>1</sup> Wladimir Stepanez, Rheinstr. 87, 26382 Wilhelmshaven, Deutschland. Tel.: 04421 38921, E-mail: wladimir@stepanez.de

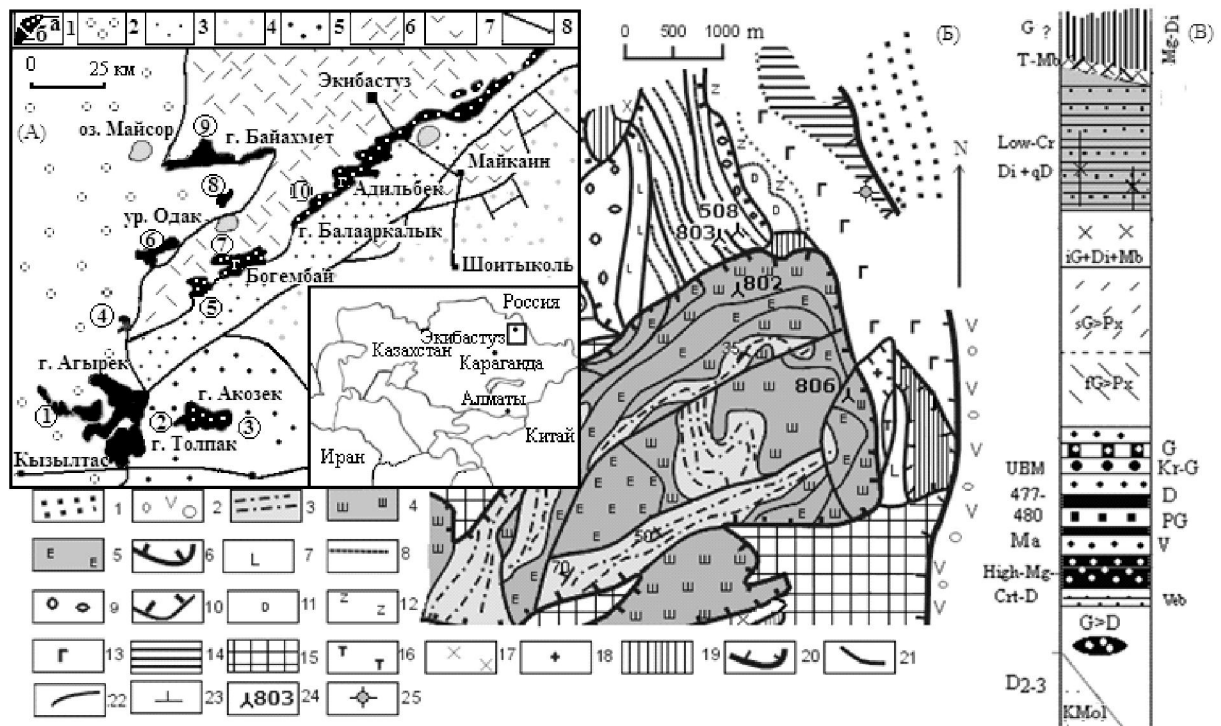


Рис. 1. (А) Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана. 1 – офиолитовые покровы: а- преддуговых бассейнов, б- задуговых спрединговых бассейнов, 2–4 – тектонические покровы с флишиоидно-молассовым типом разреза: 2 – Шакпанский ( $O_3sa-S_1$ ), 3 – Ангренсорский ( $O_3sa-S_1$ ), 4 – Восточно-Майкаинский ( $O_3sa-S_1$ ), 5 – Баянаул- Акпатауская структурно-формационная зона ( $O_3as-S_1$ ) с системой паравтохтонов; 6–7 – покровы вулканических комплексов: 6 – Кендыктинский ( $O_1-O_2ka$ ), 7 – Майкаинский ( $G?-O_2$ ); 8 – границы тектонических покровов. Цифрами в кружках обозначены офиолитовые покровы: 1 – Агырек-Косгомбайский, 2 – Толпакский, 3 – Караулчекинский паравтохтон, 4 – Бурунчикинский, 5 – Жаксы-Богембайский, 6 – Одакский, 7 – Жаман-Богембайский, 8 – Кулбалдинский, 9 – Майсорский, 10 – Ангренсорский.

(Б) Геологическая схема района гор Толпак (координаты вершины горы Толпак:  $50^{\circ}46'$  с. ш.,  $74^{\circ}38'$  в. д.) составлена с использованием материалов [5]. 1–2: континентальные отложения: 1 – терригенные ( $D_{2,3}$ ), 2 – вулканогенные ( $D_1$ ); 3–6 – толщи толпакского покрова ( $O_{1,2}$ ): 3 – туфогенно-кремнистая, 4 – базальт-шошонит-латитовая, 5 – силлы субщелочных габбро и сиенитов, 6 – граница толпакского покрова; 7–10 – толщи покровов северных отрогов гор Толпак: 7 – толеитовых базальтов ( $O_1fl$ ), 8 – терригенно-туфогенно-кремнистая ( $O_2da$ ), 9 – толпакские конглобрекции, 10 – границы покровов; 11–14 – надсубдукционные офиолиты Толпакского типа: 11 – низкохромистые микродиориты, 12 – изотропные габбро и диориты, 13 – расслоенные габбронориты, 14 – расслоенные мафит-ультрамафиты; 15–19 – высокотитанистые офиолиты: 15 – серпентинитовый меланж, 16 – высокотитанистые габбро, 17 – диориты, 18 – граниты, плагиограниты, 19 – магнезиальные диабазы комплекса параллельных даек; 20 – границы серпентинитовых покровов; 21 – разломы; 22 – геологические границы; 23 – элементы залегания; 24 – места находок микрофауны; 25 – место отбора пробы на абсолютный возраст.

(В) Схематический разрез аллохтона Центральный Толпак (северных отрогов гор Толпак); породы: G – гарцбургиты, D – дуниты, высоко-Mg-Crt-D – дуниты, содержащие горизонты рудных высокомагнезиальных хромитов, V – верлиты, Veb – вебстериты, Px – пороксениты, sG и mG – лейко- и меланократовые габбронориты, Kt-G – керсутитовые габбронориты, PG – пегматоидные габбро, iG – изотропные габбро, Di – диориты, микродиориты, qD – кварцевые диабазы, Mg-Di – магнезиальные диабазы, low-Cr – низкохромистые, KMol – континентальная моласса; T-Mb – тектономагматические брекции

Выше по разрезу располагается полосчатый горизонт ультрамафитовой зоны, где переслаиваются шпинелевые дуниты, пойкилитовые гарцбургиты и вебстериты. Разрез круто запрокинут с падением на северо-восток. Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в шпинелевых дунитах. Шпинелиды представлены ксеноморфными зернами феррихромпикотита.

Полосчатый горизонт ультрамафитовой зоны постепенно сменяется пачкой мафит-ультрамафитов переходной зоны, где переслаиваются верлиты, клинопироксениты, дуниты, с тонкими параллельными прослоями кумулата высокохромистого феррихромпикотита, габбронориты, циркон-содержащие габбронориты, завершают разрез дуниты и пойкилитовые гарцбургиты с прослоя-

Таблица 1. Химический состав породообразующих пироксенов габброидов и перидотитов аллохтона  
Центральный Толпак, мас. %

Компоненты	2					290			575-15*		
	Орх	Орх	Орх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO <sub>2</sub>	56.05	56.34	56.13	54.32	54.84	53.52	54.40	53.83	52.79	52.42	53.12
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0.23	0.25	0.25	0.17	0.17	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57	0.59	0.36	1.12	0.58	2.57	1.30	2.02	1.20	1.30	1.71
FeO	13.15	12.55	13.52	4.16	4.59	4.64	3.24	3.69	4.62	4.39	4.40
MnO	0.26	-	0.24	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	29.00	29.34	28.84	16.45	16.26	15.76	16.77	16.55	15.39	15.74	15.09
CaO	0.62	0.71	0.60	22.99	22.88	22.28	23.46	22.58	24.86	24.86	24.93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.23	-	0.43	0.53	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.87	99.76	99.69	99.47	99.68	99.42	99.74	99.36	98.85	99.52	99.81
Fe#	20.3	19.4	20.8	12.4	13.7	14.2	9.8	11.1	14.4	13.6	14.2
Wo	1.2	1.4	1.2	46.8	46.6	46.6	47.6	46.6	49.7	49.5	50.6
En	78.8	79.5	78.2	46.6	46.1	45.8	47.3	47.5	43.0	43.6	42.4
Fs	20.0	19.1	20.6	6.6	7.3	7.6	5.1	5.9	7.3	6.9	7.0

Продолжение таблицы 1

Компоненты	575-14*					290-3			290-4	
	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Орх	Орх	Срх	Орх	Срх
SiO <sub>2</sub>	53.48	53.69	53.85	53.89	55.96	56.61	55.43	54.03	55.35	54.06
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.15	0.20	0.22	0.29	-	-	-	0.22	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.49	1.19	1.33	1.72	1.37	1.40	1.65	2.21	1.48	1.99
FeO	3.66	4.01	3.99	3.69	2.34	11.58	12.31	4.98	13.75	4.92
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.29	-
MgO	16.14	16.19	16.11	16.12	18.25	28.70	27.98	15.70	27.69	15.88
CaO	24.68	24.56	24.14	24.24	21.54	1.37	1.54	?	0.79	22.29
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	0.74	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	0.28	-	-
Сумма	99.73	99.79	99.62	99.88	99.75	99.66	99.65	99.12	99.57	99.44
Fe#	11.3	12.2	12.2	11.4	6.7	18.48	19.83	15.12	21.79	14.83
Wo	49.4	48.9	48.6	48.9	44.2	2.7	3.1	46.0	1.6	46.2
En	44.9	44.9	45.1	45.3	52.1	79.3	77.7	45.8	77.0	45.8
Fs	5.7	6.2	6.3	5.8	3.7	18.0	19.2	8.2	21.4	8.0

Продолжение таблицы 1

Компоненты	290-5			577-1*				577-6*			
	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Орх	Орх
SiO <sub>2</sub>	54.42	54.83	54.37	52.06	52.22	52.29	52.22	52.32	52.22	54.69	54.40
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.33	0.75	0.53	0.56	0.47	0.48	0.45	0.24	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.77	1.41	2.09	2.30	1.90	2.49	1.71	2.02	1.21	1.11
FeO	6.60	6.21	6.08	7.15	7.16	7.15	7.18	6.80	6.91	15.95	15.36
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.28	0.31	0.29
MgO	15.20	15.28	15.14	15.13	14.95	14.85	14.11	15.23	15.02	26.21	25.97
CaO	21.54	21.77	21.69	22.37	22.66	22.99	22.92	22.72	20.5	1.22	1.34
Na <sub>2</sub> O	0.88	0.66	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.23	0.23	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.33	99.75	99.70	99.87	99.55	99.74	99.39	99.26	99.88	99.83	99.85
Fe#	19.56	18.56	18.33	19.2	21.0	21.3	21.9	20.0	20.5	25.8	26.1
Wo	45.0	45.5	45.7	48.0	45.7	46.7	47.2	46.2	46.7	2.4	2.7
En	44.2	44.4	44.3	42.0	43.0	42.0	14.3	43.0	42.4	72.4	71.9
Fs	10.8	10.1	10.0	10.0	11.3	11.3	11.5	10.8	10.8	25.2	25.4

Примечание. 2 – вебстериты ультрамафитовой зоны; 290, 575-15, 575-14 –верлиты переходной зоны; 290-3, 290-4 – габбронориты переходной зоны; 290-5 –цирконсодержащие керсутитовые пегматоидные габбро переходной зоны; 577-1, 577-6 –габброиды мафитовой зоны; прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода. Составы породообразующих и аксессуарных минералов определены в МГУ на электронном микроскопе Cam.Scan. – 4DV с энергомикроанализатором «Link» при содействии И. Е. Кузнецова и М. З. Новиковой, \* – неопубликованные данные М. З. Новиковой.

ми верлитов. Общая мощность переходной зоны, по-видимому, не превышает 250 м. Граница между ультрамафитовой и переходной зонами проводится по появлению первых ритмов клинопироксена. Перидотиты и габбронориты обладают кумулятивными структурами, полосчатой и массивной текстурами. Пироксениты и габбронориты представлены крупнозернистыми, крупно-гигантозернистыми, реже среднезернистыми породами пегматоидного облика.

Выше, по-видимому, с послонным срывом наслаиваются габброиды мафитовой зоны (600 м). Среди мафитов выделяются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов. В нижней части зоны габброиды ритмично расслоены.

В верхах зоны кварцевые диориты, трондьемиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды мафитовой зоны. Низкохромистые микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю плутонических офиолитов и образуют своеобразный расслоенный комплекс. Микродиориты и кварцевые диабазы во многих местах прорваны среднезернистыми диоритами с образованием магматических брекчий.

Структурно выше обнажается покров магнезиальных диабазов комплекса параллельных даек (рис. 1 (В)).

**Минералогия.** Сrx ( $Wo_{45} En_{44.2} Fs_{10.8}$ ) цирконсодержащих пегматоидных габброноритов относительно Сrx ( $Wo_{46.2} En_{45.8} Fs_8$ ) габброидов переходной зоны слабо обогащен  $Na_2O$  (0.45-0.88

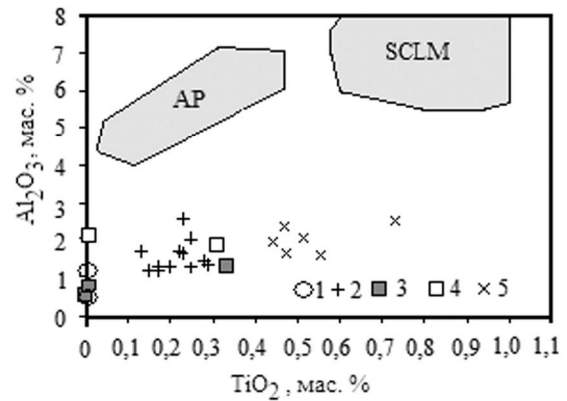


Рис. 2. Диаграмма  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  клинопироксенов надсубдукционных офиолитов Толпакского типа. 1 – вебстериты; 2-4 – переходная зона: 2 – верлиты, 3 – керсулитовые габбронориты, 4 – габбронориты, 5 – габбронориты мафитовой зоны; AP – абиссальные перидотиты [27]; SCLM – субконтинентальная литосферная мантия [3]

мас.%),  $Cr_2O_3$  (0.23 мас.%) и более железистый ( $Fe\#=18.33-19.56$ ), однако это несколько ниже, чем в Сrx и Орх вебстеритов ультрамафитовой зоны, крайне обедненных  $TiO_2$  (табл. 1).

Уровень железистости Сrx ( $Wo_{46.6-47.6} En_{45.8-47.5} Fs_{5.1-7.6}$ ) верлитов основания переходной зоны значительно ниже и изменяется от 9.8 до 14.4. Наиболее высокая  $Fe\#=19.2-21.9$  отмечена в Сrx ( $Wo_{48-46.2} En_{41-42.4} Fs_{10-11.4}$ ) габброидов мафитовой зоны, в которых уровень концентраций  $Na_2O$ ,  $Cr_2O_3$  ниже предела чувствительности анализа при высоком содержании  $TiO_2$  (<0.75 мас. %).

Сrx габброидов и перидотитов содержат мало  $Al_2O_3$ , что указывает на их надсубдукционную природу (рис. 2), этому не противоречит и

Таблица 2. Химический состав шпинелидов перидотитов аллохтона Центральный Толпак, мас. %

№ пробы	№	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	FeO	MgO	MnO	Сумма	Mg#	Cr#
575/2*	1	-	20.59	47.75	18.81	12.49	-	99.64	54.2	0.61
-	2	-	23.03	44.51	18.10	13.58	-	99.22	57.2	0.56
575/6*	3	-	17.70	51.62	17.19	12.95	-	99.46	57.3	0.66
-	4	-	18.01	51.64	17.49	12.53	-	99.67	56.1	0.66
609*	5	-	16.30	49.56	22.62	10.53	-	99.01	45.4	0.65
-	6	-	19.47	46.34	22.93	10.95	-	99.69	46.0	0.61
1	7	-	20.61	45.83	19.28	12.84	-	98.56	54.5	0.60
-	8	-	21.93	44.85	19.63	12.60	-	99.01	53.2	0.59
290-1	9	-	11.98	56.11	18.37	12.64	-	99.10	55.4	0.76
-	10	-	11.61	55.99	18.64	12.78	-	99.08	54.9	0.76
-	11	0.08	8.80	60.74	17.73	12.25	0.35	100.05	55.2	0.80
-	12	0.11	9.19	59.49	18.02	12.46	0.32	99.59	55.2	0.81

Примечание. 1-8 – ультрамафитовая зона: 1-6 – гарцбургиты, 7-8 – дуниты, 9-12 – хромитовые дуниты переходной зоны, \* – неопубликованные данные М. З. Новиковой, знак (-) означает содержание ниже предела чувствительности метода.

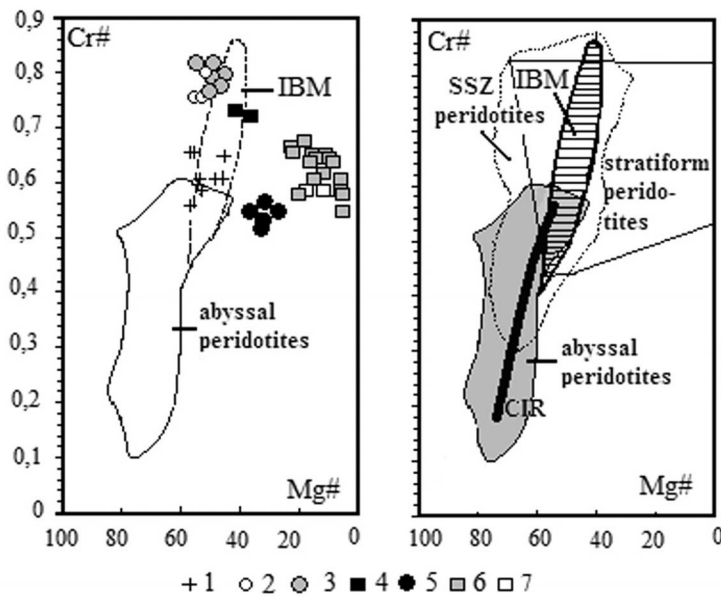


Рис. 3. Диаграмма отношений Cr#-Mg# шпинелидов. IBM – Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [25]; абиссальные (abyssal peridotites) и надсубдукционные (SSZ peridotites) перидотиты [32]; перидотиты CIR – центрального Индийского хребта [23]; 1 – перидотиты, 2 – хромитовые дуниты офиолитов Толпакского типа; 3 – хромитовые дуниты аллохтона района озера Майсор; 4 – дуниты, 5 – гарцбургиты, 6 – лерцолиты и 7 – верлиты паравтохтона Караулчеку

Таблица 3. Изотопные данные циркона керсутитовых пегматоидных габброноритов (проб. 250-5) аллохтона Центральный Толпак

Размер фракции, мкм	Содержание, мкг/г		Отношения Pb 204/206 ; 207/206 ; 208/206	Отношения и возраст, в млн. лет		
	Pb ;	U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ;	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ;	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U
1(+125 100)	18.5	231.05	0.00274; 0.09667; 0.17286	0.05665 479	0.06951 433	0.5493 440
2 (+150)	6.1	76.04	0.000461; 0.06969; 0.08887	0.063302 408	0.07901 480	0.6865 530
3 (+200)	8.86	115.67	1900; 0.06416; 0.08262	0.05647 471	0.07682 477	0.5981 480

Примечание. Из искусственного шпиха пегматоидных габброноритов весом 50 кг были выделены цирконы и изучены в лаборатории ГЕОХИ АН СССР.

последовательность кристаллизации минеральных фаз. В офиолитах надсубдукционных комплексов клинопироксен кристаллизуется раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах срединно-океанических хребтов имеют место обратные соотношения [6].

Высокохромистые (Cr#, Cr/(Cr+Al)= 0.76-0.81) кумулаты шпинелидов (табл. 2) хромитовых дунитов основания переходной зоны обеднены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8.80-11.98 мас.%), тогда как ксеноморфные зерна шпинелидов гарцбургитов и дунитов ультрамафитовой зоны характеризуются

пониженной Cr#(0.56-0.66) и высокой глиноземистостью (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:16.30-22.03 мас.%).

Фигуративные точки шпинелидов на геодинамической диаграмме Cr#-Mg# (рис. 3) ложатся в область надсубдукционных комплексов, перекрывая значительную часть диапазона шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [25]. Их тренд резко отличается от шпинелидов перидотитов массива Караулчеку, подчиняющихся боуэновскому тренду дифференциации [9], они менее Mg# и менее Cr# их гарцбургиты содержат подформные залежи титаномагнетитов, что

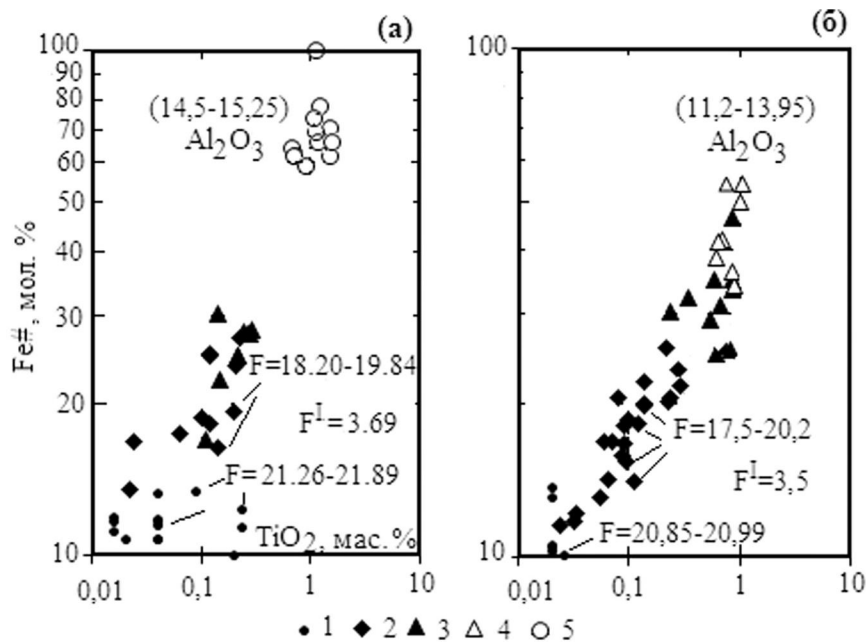


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма Fe#-TiO<sub>2</sub> для надсубдукционных офиолитов аллохтона Центральный Толпак (а) и паравтохтона Караулчеку (б). 1 – гарцбургиты и Ст-дуниты, 2 – кумулятивные перидотиты, 3 – габброиды, 4 – вулканиды ахозекской свиты Караулчеку; 5 – микродиориты аллохтона Толпак; F – степень частичного плавления, рассчитанная по первичной шпинели [23]; F<sup>I</sup> – разность между максимальной и минимальной степенью частичного плавления. Диаграммы иллюстрируют различные тренды дифференциации: а – феннеровский (офиолиты Толпакского типа, перидотиты, габбро, микродиориты и кварцевые диабазы), б – боуэновский (ахозекские примитивные вулканиды, кумулятивные мафит-ультрамафиты)

сближает их с перидотитами преддуговых бассейнов [15].

Цирконы керсутитовых пегматоидных габброноритов практически прозрачны, светло-оранжевые и бесцветные, имеют правильные кристаллографические формы, габитус изометричный, гиацинтовый, копьевидный, призматический. Цирконы были разделены на три монофракции и изучены уран-свинцовым изотопным методом (табл. 3). По заключению Е. В. Бибиковой и Т. Г. Грачевой [9] наиболее достоверным представляется возраст 477-480 млн. лет цирконов второй и третьей монофракций по изотопным отношениям <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.

**Петрохимия и геохимия.** Серпентиниты ультрамафитовой зоны обеднены легкоплавкими компонентами, их отношения MgO/(MgO+FeO<sub>общ</sub>) изменяются от 0.71 до 0.82, что в среднем ниже, чем в метаморфизованных перидотитах (0.85-0.86), но сопоставимы с таковыми отношениями ультраосновных кумулятов [3]. Отношение MgO/SiO<sub>2</sub> в перидотитах ультрамафитовой зоны стабильно меньше единицы (0.83-0.95), что также не характерно для метаморфизованных абиссальных перидотитов.

Судя по высокому содержанию нормативного ортопироксена (23-36 %), высокой хромистости шпинели (60 %) и низкой концентрации фосфора (<0.01 мас. %), серпентиниты отвечают низкофосфористым надсубдукционным гарцбургитам с железистостью (Fe#=10.8-13.4). В пойкитовых гарцбургитах и кумулятивных дунитах отношение MgO/(MgO+FeO<sub>общ</sub>) составляет 0.71, 0.71-0.73 соответственно. Перидотиты переходной зоны характеризуются по отношению к породам ультрамафитовой зоны более высокой Fe#=13.5-18.8 (табл. 4). Их фракционирование по железистости убедительно отражает дискриминационная диаграмма (рис. 4 (а)).

Гарцбургиты, дуниты, верлиты и пироксениты не содержат в значимых количествах (Ba, P, Sr) и характеризуются низкой флюктуацией элементов с высокочarged ионами (Nb, Zr, Ti, Yb, Y), однако когерентные элементы (Ni, Cr, Co), резко фракционированы (табл. 5).

Габбронориты, ассоциирующие с перидотитами, по содержанию основных петрогенных компонентов отвечают низкотитанистым, низкожелезистым толеитам.

Таблица 4. Химический состав габброидов и перидотитов аллохтона Центральный Толпак, мас. %

№/№ №пр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	1	575-2	575-6	2	290	290-1	290-3	290-4	290-5	8	9	290-6	296	297
SiO <sub>2</sub>	40.26	39.50	39.95	53.15	44.51	28.11	44.22	46.15	47.29	48.02	42.31	41.58	47.58	51.50
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.04	0.04	0.12	0.10	0.102	0.12	0.20	0.23	0.21	0.14	0.022	0.15	0.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.90	1.04	0.55	2.80	1.45	3.85	17.70	10.22	20.50	20.10	2.28	0.75	16.65	15.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.69	9.49	8.77	1.46	7.69	11.42	0.70	1.57	0.40	0.48	5.43	2.81	1.30	2.27
FeO	1.00	-	-	7.96	3.48	0.88	4.41	6.44	3.87	4.67	5.78	7.02	4.23	7.14
MnO	0.07	0.02	0.02	0.23	0.15	0.12	0.11	0.16	0.085	0.10	0.16	0.13	0.11	0.14
MgO	36.70	36.18	36.62	23.45	25.16	29.00	8.53	15.63	6.45	6.98	30.29	34.32	10.63	6.69
CaO	0.50	0.50	0.50	7.97	9.76	0.50	18.68	15.61	15.61	13.62	0.54	0.50	14.94	9.07
Na <sub>2</sub> O	<0.10	<0.10	<0.10	0.12	<0.10	0.12	0.22	0.35	1.55	1.86	0.78	<0.10	1.62	3.44
K <sub>2</sub> O	<0.10	<0.10	<0.10	0.14	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.40	0.66	<0.10	<0.10	0.52	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	12.43	12.41	12.45	1.51	5.84	8.18	3.98	3.03	3.05	2.91	9.81	11.84	2.58	2.43
Сум.	99.77	99.39	99.11	98.91	98.34	82.37	98.77	99.46	99.43	99.55	97.62	99.17	100.31	100.11
CO <sub>2</sub>	0.20	0.26	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.22	0.20	0.20	0.20	0.20	0.26
Fe#	10.8	11.7	10.8	18.2	18.8	17.8	24.9	22.0	26.9	29.1	16.5	13.5	20.4	40.9
D.i	3.9	3.8	3.2	10.9	6.2	4.8	56.6	35,1	70.0	71.1	9	0.9	62.0	66.3
L.t.	1280	1291	1279	1129	1244	1428	1277	1254	1235	1223	1248	1260	1237	1160
H <sub>2</sub> O	0,20	0,18	0,20	0,79	0,29	0,11	0,21	0,26	0,32	0,35	0,29	0,25	0,31	0,62

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Центрразгеология». Индекс дифференциации(D.i.), температура плавления (L. t.) и содержание H<sub>2</sub>O рассчитаны по <http://www.neiu.edu/~kbarfels/norm3.xls>. 1 – шпинелиевый дунит, 575-2, 575-6 – серпентиниты, 2 – вебстерит ультрамафитовой зоны; 9 – дунит, 290-6 – гарцбургит, 290-1 – хромитовый дунит, 290 – верлит; 290-3, 290-4 – габбронориты, 290-5, 8 – цирконсодержащие керсутитовые пегматоидные габбронориты переходной зоны; 296, 297 – габброиды мафитовой зоны; знак дефиса (-) означает содержание ниже предела чувствительности метода.

Таблица 5. Содержание элементов-примесей габброидов и перидотитов аллохтона Центральный Толпак, г/т

Элементы-примеси	1	2	7	8	9
Be	0.1	0.12	0.1	3	0.1
Ti	0.8	400	130	1200	160
V	52	157	75	133	75
Cr	1760	894	965	95	2467
Mn	1090	1730	1070	920	1080
Sr	-	-	-	52	-
Y	-	5.7	5	10	6
Zr	8	16	11	47	21
Nb	-	5	5	5	5
Ba	-	-	-	330	-
Cu	26	46	37	90	29
Zn	89	130	71	23	83
Ge	1.8	4.8	1.2	12	1.5
Sb	1.8	1.7	1.7	1	1.9
Co	156	108	97	28	118
Ni	1383	427	502	125	946
Mo	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2
Sc	110.3	23	28	27	15
Yb	0.8	0.63	0.9	1	1

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Центрказгеология». 1-серпентиниты, 2-вебстериты, 7-верлиты, 8-курутитовые габбронориты, 9-дуниты.

Высокоглиноземистые пегматоидные габбронориты с суммарным содержанием щелочей <2.52 мас.% отвечают породам известково-щелочной серии. Им характерны высокие концентрации Ba, Zr, Sr и низкие Y, Cr, Ni (таб. 5). Уровень железистости габброидов значительно ниже, чем в микродиоритах кровли массива (рис. 4 (а)).

Габброиды мафитовой зоны по петрохимическому составу (табл. 4) отвечают низкотитанистым, высококальциевым, высокомагнезиальным толеитам. По отношению  $TiO_2$ - $K_2O$  и высоким концентрациям CaO габброиды приближаются к составу высококальциевого бонинитов, что не согласуется с их геохимическим спектром. По отношению к высококальциевым бонинитам они обогащены  $Al_2O_3$ , Y и недосыщены V при отношениях  $CaO/Al_2O_3=0.67-0.89$  и резко обеднены Cr и Ni. Уровень железистости габброидов значительно ниже, чем микродиоритов кровли массива (рис. 4 (а)).

Микродиориты, кварцевые диабазы (табл. 6) кровли массива по петрогеохимическому составу отвечают низкокалиевым, низкомагнезиальным, среднетитанистым гиперстен-нормативным породам, обладающим повышенной щелочностью натрового типа с крайне низкими концентрациями Cr, Ni, умеренно повышенным Nb, высокими Y и низкими концентрациями Zr. Данные

петрогеохимические параметры сближают их с вулканитами умереннотитанистых островодужных серий, подчиняющихся феннеровскому тренду дифференциации (рис. 4 (а)).

**Выводы.** Уровень обогащения Nb перидотитов, габброидов и микродиоритов офиолитов аллохтона Центральный Толпак сопоставим 5.0 г/т, 5,0 г/т и 5.0-6.0 г/т соответственно, что свидетельствует о малой его подвижности при фракционировании магматического расплава. Это даёт основание заключить, что уровень концентрации Nb в изученных породах не обусловлен условиями кристаллизации магматических комплексов, а определен только составом родоначальной мантийной магмы. Данный уровень Nb характеризует их как производные переходной астеносферной мантии.

Постоянная величина Nb также свидетельствует, что мантия над зоной субдукции не подвергалась обогащению за счет подтока снизу, из глубинных слоёв нижней мантии, поскольку океаническая плита могла служить физическим барьером на пути поднимающихся мантийных расплавов [8]. По-видимому, такие условия могли быть обусловлены высокой скоростью субдукции и положим погружением пододвигаемой океанической плиты, что способствовало образованию замкнутой магматической камеры для доступа новых порций мантийного вещества.



Таблица 6. Химический состав и содержание элементов-примесей в микродиоритах и среднезернистых кварцевых диоритах (2114-1) аллюхтона  
Центральный Толпак, мас. %

№№ № пр	1 2111	2 2112	3 2113	4 2114	5 2116	6 2117	7 2119	8 2114-1	9 2120	10 2121	11 2122	12 2123	13 2125
SiO <sub>2</sub>	60.75	56.40	60.20	56.70	58.60	57.70	58.70	56.60	60.00	60.40	62.40	60.60	58.60
TiO <sub>2</sub>	0.90	1.26	1.50	1.25	0.69	0.75	1.23	1.45	1.15	1.14	1.23	1.14	1.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.81	15.20	11.25	14.90	14.95	15.20	15.60	15.61	14.90	15.10	14.50	15.25	14.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.20	4.56	3.55	4.11	2.94	2.69	5.79	4.62	6.40	6.90	4.60	7.05	5.61
FeO	5.34	6.54	7.80	5.79	7.76	8.31	5.16	6.43	3.95	2.85	3.95	2.85	4.54
MnO	0.17	0.18	0.19	0.16	0.20	0.23	0.16	0.17	0.14	0.16	0.12	0.14	0.24
MgO	3.13	2.88	2.61	2.55	3.25	3.74	1.69	3.20	1.53	2.33	2.04	<0,001	1.96
CaO	4.46	5.75	4.87	7.82	4.57	3.75	4.86	3.63	4.96	2.86	4.04	5.55	8.44
Na <sub>2</sub> O	4.90	5.05	5.40	5.80	4.85	4.67	6.10	5.20	5.35	5.50	5.95	5.25	2.25
K <sub>2</sub> O	0.14	0.05	0.05	0.05	0.05	0.27	0.05	0.90	0.05	0.20	0.05	0.20	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.16	0.096	0.09	0.069	0.074	0.15	0.20	0.12	0.11	0.09	0.12	0.11
П.п.п.	1.87	2.42	2.09	1.22	2.37	2.84	1.12	1.77	1.69	1.86	0.55	1.46	2.66
Сум.	99.84	100.45	99.56	100.44	100.25	100.22	100.61	99.78	100.25	99.41	99.52	99.61	100.23
CO <sub>2</sub>	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20
Собщ.	<0.007	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Fe#	59.6	67.5	70.3	67.6	64.2	61.7	77.5	65.0	78.1	68.6	69.0	100	73.3
Li <sub>2</sub> O	<0.002	<0.0022	<0.0022	<0.0022	<0.0022	<0.0022	<0.0022	<0.0022	<0.0021	<0.0021	<0.0021	<0.0021	<0.0021
Rb <sub>2</sub> O	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Y	37	32	35	34	32	33	47	34	37	37	40	32	30
Zr	77	74	82	84	80	100	130	84	120	120	170	94	100
Nb	5.4	5	5	6	5.4	6	5.4	6	6	6	6	6	6
Cr	44	16	<10	43	12	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ni	19	13	10	14	12	13	11	10	11	18	10	10	10
Sr	190	230	200	200	180	190	180	200	210	140	120	200	410
D.i	81.4	75.9	72.7	72.9	77.7	75.8	79.8	77.9	81.3	81.4	82.7	84.4	78.2
L.t.	990	1074	999	1082	1034	1045	1046	1070	1011	991	973	995	1027
H <sub>2</sub> O	1.86	1.16	1.79	1.11	1.48	1.39	1.32	1.19	1.67	1.86	2.03	1.82	1.54

Примечание. Анализы выполнены в ЛГРР ИГН АН КазССР, аналитик Шайхина Л. Ш.

Уровень содержания Y перидотитов и микродиоритов офиолитов аллохтона Центральный Толпак различен <6г/т и >30г/т соответственно, следует отметить, что в аналогичных породах массива Караулчеку, чьи перидотиты отвечают составу плутонических офиолитов преддуговых бассейнов [9], Y имеет обратные соотношения. Это дает основание заключить, что уровень концентраций Y в магматических породах обусловлен типом дифференциации исходной родоначальной магмы. Такие магматические процессы могут быть обусловлены взаимодействием надсубдукционных флюидов с мантийным источником, перемещенным в зону субдукции.

Уровень содержания Pb (6.1<18.5 мкг/г) циркона габброноритов на порядок ниже, чем в примитивной мантии [38], тогда как содержания U (76<231 мкг/г) приближаются к таковому в EMORB. Однако относительно невысокий Nb (5 г/т) габброноритов указывает на переходный тип мантии, а высокий уровень Ba (330 г/т) свидетельствует о её вовлечении в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции, что согласуется с высоким индексом (Ba/Nb=66) плавления субдуцируемой океанической коры [29].

Крайне низкий уровень флюктуаций некогерентных элементов перидотитов и габброидов указывает на отсутствие элементов скрытой расслоенности в породах, магмы которых фракционируют по феннеровскому типу, характеризуясь при этом высоким уровнем содержания когерентных элементов в перидотитах и крайне низким в микродиоритах при высоком уровне содержания некогерентных элементов.

Главными особенностями составов шпинелидов деплетированных низкожелезистых перидотитов аллохтона Центральный Толпак, имеющих признаки кумулятивного расслоения, являются низкие содержания Ti и Fe при широких вариациях содержания Cr, Al, Mg. Величина степени частичного плавления, рассчитанная по [23], хромитовым дунитам достигает 21.89 %, а в шпинелевых перидотитах колеблется от 18.20 до 19.84 %, что также характерно надсубдукционным перидотитам [25].

Высокий уровень Cr# шпинелидов хромистых дунитов, рудных залежей хромитов и присутствие модалного циркона в габброидах, как правило, связывают с индуцированным плавлением мантийного вещества, обусловленного приносом в систему флюидов, поступающих из смежной зоны субдукции [7, 6].

Состав и природа флюидных фаз, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты, относятся к наиболее спорным вопросам в современной петролого-геодинамической модели эволюции активных конвергентных границ тектонических плит. На сегодня существуют две противоположные точки зрения на состав и природу надсубдукционных флюидов.

Представители первого направления полагают, что основным источником H<sub>2</sub>O надсубдукционных флюидов является дегидратация водосодержащих минералов (амфибола, флогопита, апатита и др.) субдуцируемой океанической плиты [16, 26, 36].

Сторонники другой точки зрения утверждают, что источником H<sub>2</sub>O надсубдукционных флюидов в основном является морская вода, обогащенная галогенами (Cl=18.978 ‰, Na<sup>+</sup>=10.5561 ‰, K=0.3800 ‰ [1]), поставляемая смежной зоной субдукции [29, 30, 35, 37].

Неоспоримыми доказательствами вовлечения морской воды в магматические процессы, протекающие в зонах схождения тектонических плит, являются не только высокие концентрации NaCl [37], но и присутствие органического азота в вулканических парах, величина δ<sup>18</sup>O [22], повышенные концентрации благородных газов [24] и наличие короткоживущего космогенного изотопа <sup>10</sup>Be [18,21] в вулканических породах островодужных систем.

Это дает основание заключить, что солевым составом морской воды океанов может быть обоснован состав надсубдукционных флюидов, образующихся в процессе сепарации морской воды, отделяющейся при дегидратации от погружающихся в зону субдукции пелагических осадков и базальтов [35, 11].

В островодужных системах, формирующихся над зонами субдукции, широко развиты дифференцированные вулканы, характеризующиеся крайне низкими концентрациями когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V) и магния, такое распределение элементов объясняется примитивным повторным плавлением астеносферной мантии, вызывающим обширную кристаллизацию мафических фаз [6, 31].

В известной модели эволюции энсиматических окраинных бассейнов [6] предполагается, что за началом субдукции океанической плиты следует гидратация субокеанической литосферы, плавление этого мантийного источника приводит к образованию бонинитов, а последующее плавление

ление гидратированной астеносферы в мантийном «клине» производит офиолиты островодужного толеитового состав.

В предлагаемой автором модели эволюции мантийных магм над зонами субдукции [12] мантийный «клин» заменяется мантийным диапиром, образование которого связывается с явлением глубинной дегазации Земли [2]. Потоки глубинных флюидов способны по сейсмофокальным зонам переносить радиогенное тепло, что может вызвать разуплотнение нижних горизонтов астеносферной мантии (мезосферы), формирование магматических очагов. В данной модели водные растворы, отделяющиеся от поддвигаемой плиты, взаимодействуют не с холодной литосферой, как предполагает Дж. А. Пирс и его коллеги [6], а с горячим мантийным веществом. Присутствие водных растворов может понизить солидус мантии на 200° [36] и тем самым вызвать флюидно-магматическую дифференциацию астеносферной мантии.

Если согласиться с выводами Д. Е. Карига [28], что вещество мантийного диапира является исходной магмой для образования вулканогенных, субвулканических и плутонических пород в пределах островодужных систем, то можно предположить, что потерянные дифференцированными вулканитами когерентные элементы и магний должны сохраниться в остаточном расплаве и кристаллизоваться впоследствии в мафические минеральные фазы. Например, хром в виде рудных хромитовых залежей, магний в виде оливиновых кумулатов, обогащенных никелем [6], а тугоплавкие металлы могут образовывать рудные растворы элементов платиновой группы [17].

По-видимому, циркон кристаллизуется в силикатном растворе, обогащенном хлора [13], способным транспортировать не только элементы с крупными ионными радиусами [29], но при крайне высоких концентрациях хлора во флюиде и цирконий [34]. Учитывая несколько повышенный уровень содержания U, Ва, можно говорить о влиянии корового материала на материнский мантийный источник.

Вышеизложенные данные дают основание заключить, что в замкнутых магматических камерах, насыщенных водными растворами обогащенными хлором, образующихся в следствии высокоскоростного поглощения молодой океанической плиты [12], образующей Чилийский тип зоны субдукции [39], формируются высокотемпературные (<1428°С) гарцбургит-дунит-вебстерит-верлит-дунит-габбронорит-диоритовые мас-

сивы Толпакского типа, кровля которых сложена дифференцированными низкотемпературными (<1082°С) микродиоритами, обогащенными водой ( $H_2O > 1.11\%$ ).

Основные петролого-геохимические особенности надсубдукционных офиолитов Толпакского типа:

1) керсутитовые габбронориты, прослаивающие перидотиты, содержат циркон, их клинопироксен обогащен  $Na_2O$ ,

2) габброиды и перидотиты обеднены Y,

3) их клинопироксены обеднены  $Al_2O_3$  и особенно  $Na_2O$ ,

4) кумулятивные дуниты содержат горизонты высокомагнезиальной, низкоглиноземистой рудной хромшпинели,

5) гарцбургиты и дуниты обогащены  $TiO_2$ ,

6) отделяющиеся от мантийных магм расплавы представлены высоконатровыми, высокоиттриевыми дифференцированными породами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

**P.S.** Определение уровня концентраций хлора и отношений  $^{37}Cl/^{35}Cl$  во флюидных и расплавленных включениях цирконов, шпинелидов и пироксенов офиолитов аллохтона Центральный Толпак будет иметь важное теоретическое значение в познании природы магматических процессов, протекающих над зонами субдукции на уровнях глубин, недоступных для изучения в актуалистических аналогах.

**Благодарности.** Автор благодарит Т.Г. Петрова д. г.-м. н., профессора Санкт-Петербургского государственного университета и В. И. Серых д. г.-м. н., профессора, Карагандинского государственного технического университета за критические замечания и полезные дискуссии в процессе написания этой статьи. Автор искренне признателен В. А. Гирнису д. г.-м. н., института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН за критические замечания и ценные совет по редактированию рукописи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геологический словарь. М. 1978. Изд. «Недра». Т.2. 456 с.
2. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука. 1986. 96 с.
3. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
4. Маракушев А. А. Магматические замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. XIV. С. 24-38.

5. Новикова М. З., Герасимова Н. А., Курковская Л. А., Степанец В. Г., Якубчук А. С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кзылгасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол., 1993, т. 68, вып. 6. С. 47-63.
6. Пирс Д. А., Литтард С. Д., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир. 1987. С. 134-165.
7. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 584 с.
8. Сондерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва: Мир, 1987. С. 102-133.
9. 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.
10. Степанец В. Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана // Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии. Караганда, 1990. С. 50-65.
11. Степанец В. Г. Хлорирование астеносферной мантии – природа спилитовых магм над зонами высокоскоростной субдукции // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Сборник научных трудов. Екатеринбург: УО РАН ИГТ, 2003, с. 433-438.
12. Степанец В. Г. Происхождение флюидов хлора и спилитовых магм над зонами субдукции // Уральский геологический журнал, 2008, № 3 (63). С. 3-18.
13. Чутин В. П., Сорокина Г. А., Ветрин В. Р. О происхождении циркона из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (термобарогеохимические данные) Вестник МГТУ, том 10, №1, 2007 г. С. 80-87.
14. Якубчук А. А., Степанец В. Г., Новикова М. З. и др. О выявлении осевой палеосрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307. №5. С. 1198-1201.
15. Azer, M. K. & Stern, R. J. Neoproterozoic (835–720 Ma) Serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: Fragments of Forearc Mantle // The Journal of Geology, 2007, volume 115, P. 457–472.
16. Best, M. G. Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona, and their bearing on silica-undersaturated hydrous magmas in the upper mantle // Journal Petrol. 1975. V.16. P. 212-236.
17. Boudreau, A. E., Hoatson, D. M. Halogen variations in the Paleoproterozoic Layered mafic-ultramafic intrusions of East Kimberley, Western Australia: Implications for platinum group element mineralization // Economic Geology, 2004. Vol. 99. P. 1015-1026.
18. Brown, L., Klein J., Middleton, R., Sacks, I.S., Tera, F. <sup>10</sup>Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // Nature, 1982. V. 299, No 5885. P. 718-720.
19. Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L. Experimental-Determination of Trace-Element Partitioning between Pargasite and a Synthetic Hydrous Andesitic Melt. Earth and Planetary Science Letters 135(1-4), 1995. P. 1-11.
20. Coombs, M. L., Sisson, T. W., Kimura, J. I. Ultra-high chlorine in submarine Kilauea glasses: evidence for direct assimilation of brine by magma // EPSL, 2004, Vol. 217. I 3-4. P. 297-313.
21. Dickin, A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 1997. P. 490.
22. Harmon, R. S., Hoefs, J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global <sup>18</sup>O systematics of basalts from different geotectonic settings // Cont. M. Petrol. 1995. V. 120. P. 95-114.
23. Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B., Hofmann, A. W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature, vol. 410, 2001. P. 677-681.
24. Hofmann, A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997, 385. P. 219-229.
25. Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. & Fiske, R. Petrological studien of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-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.
26. Iwamori, H. Transportation of H<sub>2</sub>O and melting in Subduction zone // EPSL, 1998. P. 65-80.
27. Johnson, K. T. M., Dick, J.B., Shimizu, N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // Journal Geophys. Res., 1990. 95. P. 2661-2678.
28. Karig, D. E. Structural history of the Mariana Island arc system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. V. 42. P. 323-344.
29. Kent, A.J.R., Peate, D. W., Newman, S., Stolper, E. M., Pearce, J. A. Chlorine in submarine glasses from the Lau Basin: seawater contamination and constraints on the composition of slab-derived fluids. // EPSL. 2002. V. 202. №.2. P. 361-377.
30. Lassiter, J.C.; Hauri, E.H.; Nikogosian, I.K. et al. Chlorine-potassium variations in melt inclusions from Raivavae and Rapa, Austral Islands: constraints on chlorine recycling in the mantle and evidence for brine-induced melting of oceanic crust // EPSL, 2002, Vol.: 202, 1,3-4. P. 525-540.
31. Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, Luff, I. W. 1995: Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc // Journal Petrology, 35: P. 1073-1109.
32. Pober, E. and Faupl, P. The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps // Geologische Rundschau, 1988, 77. P. 641-670.
33. Rampone, E., Piccardo, G. B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol., 1993. 115. P. 1-17.
34. Regelous, M., Hofmann, A. W., Abouchami W. and Galer S. J. G. Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // Journal of Petrology, 2003, Volume 44. Number 1. P. 113-140.
35. Stepanez, W. G., Kemmer, A. G. Mg, Ni and Cr fractionation in ophiolite as indication of the island arc and spreading back-arc magmatism maturity: an example from Central Kazakhstan // GEO2002. Planet Erde. Hannover, 2002. Heft 21. S. 321-322.
36. Stern, R. J., Subduction zones, Rev. Geophys., 2002. 40(4), 1012.
37. Straub, S. M., Layne, G. D. The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks // Implications for volatile recycling in Subduction zones // GCA, 2003. Nol. 67. I 21. P. 4179-4203.
38. 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. 42. P. 313-345.
39. Uyeda, S. & Kanamori, H. Back-arc opening and mode of Subduction // Journal of Geophysical Research, 1979. 84. P. 1049-1061.