

## ГЛАУКОФАНИТЫ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ (СВ КАЗАХСТАН): ПРИРОДА ПРОТОЛИТА, Р–Т ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

Н.И. Волкова<sup>1,2</sup>, В.В. Хлестов<sup>1,3</sup>, В.П. Сухоруков<sup>1,3</sup>, А.В. Травин<sup>1,2,3</sup>, Д.С. Юдин<sup>1,3</sup>, М.В. Хлестов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>3</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Представлены результаты петрологических исследований метаморфизованных подушечных базальтов Чарской зоны, СВ Казахстан. «Подушки» сложены массивными глаукофанами – породами, состоящими на 75–80% из глаукофана. Геохимическое изучение глаукофанитов показало, что их протолитами являлись N-MORB базальты. Оценки Р–Т параметров метаморфизма глаукофанитов составляют 460–480°C и 9–11 кбар. Ar–Ar изотопный возраст глаукофанита (~ 448 млн лет) свидетельствует о позднеордовикском метаморфизме этих пород.

**Ключевые слова:** глаукофанит, метаморфизм, подушечный базальт, Ar–Ar изотопный возраст, Чарская зона, СВ Казахстан.

### Введение

Неотъемлемой частью офиолитовых разрезов являются подушечные базальты, однако довольно часто они наблюдаются и в составе субдукционно-аккреционных комплексов, несмотря на полное или частичное их замещение метаморфическими ассоциациями глаукофансланцевой или эклогитовой фаций [Kullerud et al., 1990; Gao et al., 2000; van der Straaten et al., 2008; Волкова и др., 2008, 2016; Ravna et al., 2010]. Среди многочисленных включений высокобарических пород (эклогиты, гранат-барруазитовые, барруазитовые и катфоритовые амфиболиты, эклогиты и метачерты) в серпентинитовом меланже Чарской зоны СВ Казахстана [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Волкова и др., 2016] нами был обнаружен экзотический блок подушечных базальтов, метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации. В данной работе приведены результаты петролого-минералогического и изотопно-геохимического изучения этого уникального геологического объекта.

### Описание обнажения

Блок метаморфизованных пиллоу-лав (рис. 1, а, б) представляет собой отдельно стоящее скальное образование, которое отчетливо выделяется своим видом и темной окраской на фоне травянистой степи и имеет размеры 30×20×8 м. Этот блок сложен вытянутыми, часто ассиметричными пиллоу размером от 50 см до 2,5 м в длину и отношением продольной оси к поперечнику от 3,0 до 4,5. «Подушки» плотно упакованы между собой, практически «припаяны» друг к другу, с минимальным количеством межподушечного материала. У подножия скалы разбросаны отдельные пиллоу, отломанные от скалы, а также находятся не-

сколько глыб пород, отличающихся от подушечных базальтов зеленоватым цветом и, как будет показано ниже, химическим и минералогическим составом.

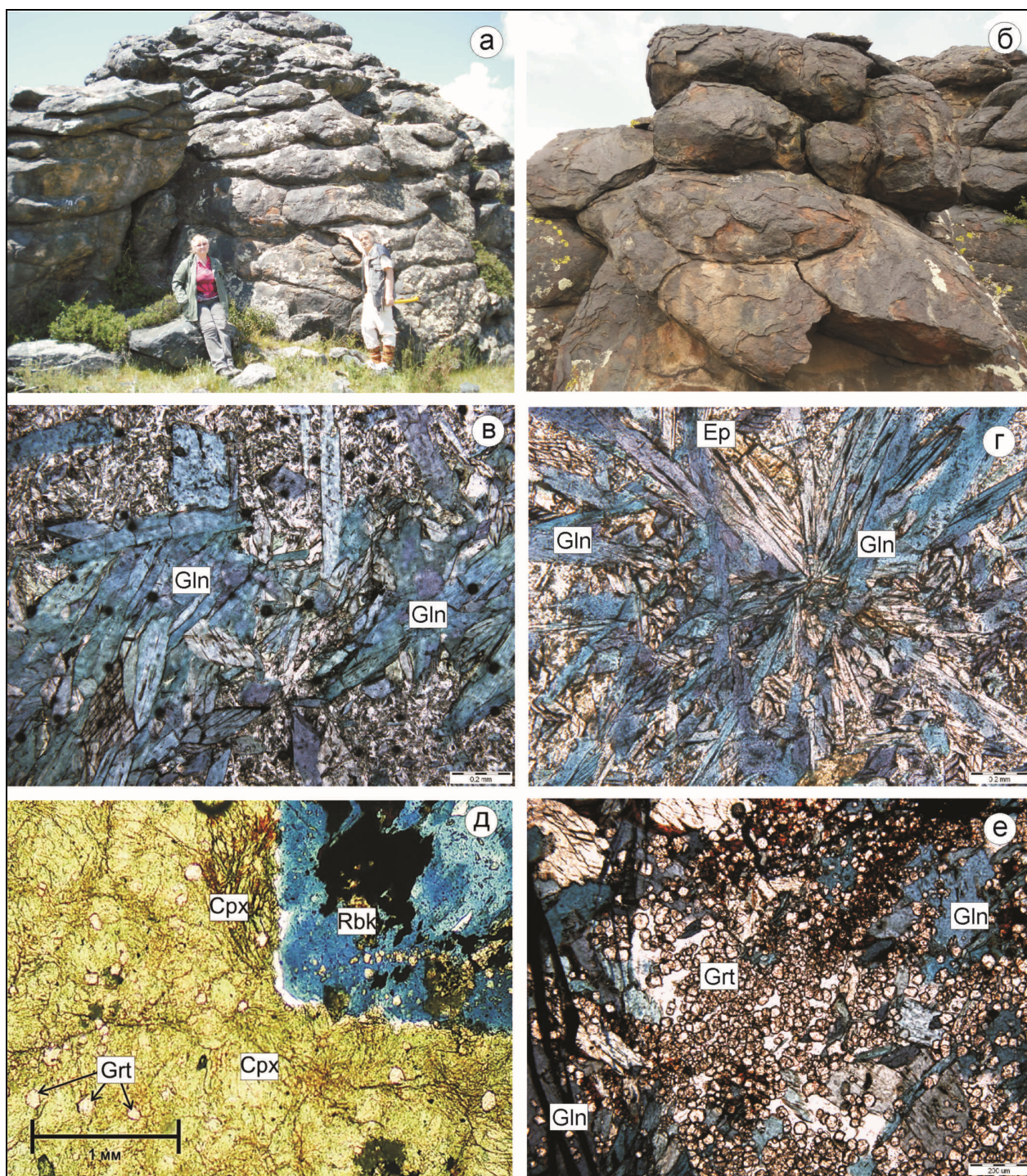
### Петрография и состав минералов

«Подушки» блока сложены *глаукофанами* – плотными массивными породами (рис. 1, в, з), состоящими на 75–80% из глаукофана:  $N_{av} = 1,65–1,80$ ;  $Mg\# = 0,65–0,83$ ;  $Al^{VI} > Fe^{3+}$  (табл. 1). Никаких признаков сланцеватости не наблюдается. Структура пород нематогранобластовая. Между идиоморфными лейстами натрового амфибола располагаются эпидот с  $X_{Fe} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al) = 0,11–0,14$ ; фенгит с содержанием  $Si = 3,38–3,41$  ф.е., альбит, хлорит. В небольших количествах присутствуют кварц и сфен. Внутри отдельных пиллоу наблюдается петьчатая система эпидотовых (эпидот + магнезио-рибекит ± хлорит) прожилков.

Резко отличаются по минеральному составу породы, найденные у подножия блока. *Гранат-эгиринов-авгитовая порода* (рис. 1, д; табл. 2, обр. 18/1) – зеленая плотная массивная порода, слагающая отдельную глыбу диаметром около 1 м у подножия обнажения метаморфизованных пиллоу-лав. Зеленый цвет обусловлен фибробластовым клинопироксеном, слагающим основную массу породы, на фоне которого выделяются мелкие (20–50 мкм) идиоморфные зерна граната и крупные фиолетовые эвгедральные кристаллы натрового амфибола.

Клинопироксен представлен эгиринов-авгитом с содержанием жадеитового и эгиринов-авгитового компонентов (12–24 и 27–40% соответственно). Гранат характеризуется высокими содержаниями спессартинового компонента (24–48%), алмандина (31–43%) и гроссуляра (18–25%); содержание пиропового компонента составляет 2,7–4,3%.





**Рис. 1. Блок метаморфизованных подушечных базальтов и фотографии шлифов**

*a* – общий вид; *б* – фрагмент; *в*, *г* – массивный глаукофанит; *д* – гранат-эгирин-авгитовая порода; *е* – гранатовый глаукофанит

**Fig. 1. Block of metamorphosed pillow basalts and photos of thin sections**

*a* – general view; *b* – fragment; *c*, *d* – massive glaucophanite; *d* – garnet-aegirine-augite rock; *e* – garnet glaucophanite

Наблюдаются широкие вариации составов граната как между зернами, так и в пределах одного зерна. Зональность граната проявляется в резком уменьшении содержания спессартина и увеличении содержания альмандина и пироба от центра к краю кристаллов. Содержаниеgrossуляра при этом или немного уменьшается к краю зерна, или остается практически

на одном уровне. Узкие внешние зоны натрового амфибола представлены рибекитом ( $Mg\# = 0,4-0,5$ ;  $Na_B = 1,72-1,82$ ), а центральные участки – магнезио-рибекитом ( $Mg\# = 0,5-0,7$ ;  $Na_B = 1,55-1,75$ ). В породе также встречаются в небольшом количестве (1–2 об. %) зерна эпидота, пластинки фенгита. Из акцессорных минералов присутствует сфен.



Таблица 1

Представительные анализы минералов из метаморфизованных пиллоу-базальтов (глаукофанитов) Чарской зоны

Table 1

Representative analyses of minerals from metamorphosed pillow-basalts (glaucophanites) of the Chara zone

№ обр.	6-1					6-3				5-1				
Минерал	Gln	Mg-Rb	Cpx	Phe	Ep	Gln	Gln	Phe	Ab	Gln	Gln	Phe	Ep	Ab
SiO <sub>2</sub>	56,69	55,59	53,51	51,28	37,57	56,05	56,60	51,67	69,11	56,90	56,96	51,95	38,69	71,78
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,05	0,05	0,35	0,30	0,07	0,07	0,31	0,03	0,08	0,07	0,20	0,05	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,69	6,33	3,70	25,97	21,70	7,59	6,87	25,57	20,23	7,93	7,17	26,32	21,21	19,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,08	0,56	0,08	0,06	0,03	0,03	0,06	0,04	0,06	0,05	0,10	0,07	0,02
FeO*	15,11	15,34	14,70	5,54	13,07	14,61	14,77	5,23	0,10	13,22	14,34	4,34	13,97	0,08
MnO	0,22	0,27	0,33	0,03	0,56	0,21	0,26	0,02	0,01	0,19	0,24	0,03	0,50	0,02
MgO	10,36	10,50	6,78	3,42	0,07	10,21	10,90	3,60	0,02	10,21	10,46	3,58	0,03	0,00
CaO	1,54	1,30	11,60	0,05	22,72	1,40	1,72	0,02	0,06	1,97	1,99	0,02	22,19	0,05
Na <sub>2</sub> O	6,31	6,63	7,06	0,28	0,07	6,67	6,32	0,20	10,04	6,31	6,38	0,30	0,02	9,44
K <sub>2</sub> O	0,06	0,04	0,02	9,89	0,01	0,03	0,04	10,12	0,05	0,02	0,02	0,18	0,00	0,03
Сумма	97,11	96,13	98,31	96,90	96,13	96,86	97,58	96,79	99,69	96,89	97,69	95,89	96,71	101,04
Si	7,932	7,870	1,998	3,409	3,218	7,864	7,864	3,435	3,005	7,975	7,940	3,442	3,318	3,062
Ti	0,009	0,005	0,01	0,018	0,019	0,008	0,008	0,015	0,001	0,008	0,007	0,010	0,003	0,000
Al	1,103	1,056	0,163	2,034	2,190	1,255	1,125	2,003	1,037	1,310	1,178	2,055	2,143	0,986
Cr	0,005	0,009	0,016	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,001	0,007	0,006	0,005	0,004	0,001
Fe <sup>3+</sup>	0,828	0,964	0,334	0,000	0,343	0,758	0,908	0,000	0,002	0,409	0,600	0,000	0,213	0,001
Fe <sup>2+</sup>	0,937	0,849	0,125	0,307	0,077	0,953	0,806	0,290	0,000	1,138	1,069	0,240	0,237	
Mn	0,027	0,033	0,011	0,002	0,040	0,025	0,030	0,001	0,000	0,022	0,028	0,002	0,036	0,001
Mg	2,159	2,214	0,377	0,339	0,009	2,134	2,256	0,356	0,001	2,131	2,172	0,353	0,004	0,000
Ca	0,231	0,197	0,464	0,003	2,084	0,210	0,256	0,001	0,003	0,296	0,297	0,001	2,038	0,002
Na	1,711	1,819	0,511	0,036	0,012	1,813	1,701	0,025	0,846	1,714	1,723	0,039	0,003	0,780
K	0,010	0,008	0,001	0,838	0,001	0,006	0,007	0,858	0,003	0,004	0,004	0,780	0,000	0,001
Mg#	0,697	0,723	0,751			0,691	0,737			0,652	0,670			

Примечания. \*Σ FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Условные обозначения минералов в таблице и тексте – по [Kretz, 1983]. Расчёт Fe<sup>3+</sup> производился на основе 6 кислорода и 4 катионов для пироксена, 23 кислорода и 13 катионов (за исключением K, Na и Ca) – для амфиболов, 11 кислорода и 7 катионов – для фенгита, 12,5 O и 8 катионов – для эпидотов, 8 кислорода – для плагиоклазов. Составы минералов определены на рентгеновском микроанализаторе Jeol JXA-8100 в Институте геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН (аналитик Е.Н. Нигматулина).

Таблица 2

Представительные анализы минералов из гранатового глаукофанита (8) и гранат-эгирина-авгитовой породы (18/1)

Table 2

Representative analyses of minerals from garnet glaucophanite (8) and garnet-aegirine-augite rock (18/1)

№ обр.	8							18/1						
Минерал	Grt-c	Grt-r	Grt-c	Grt-r	Gln	Ab	Kfs	Grt-c	Grt-r	Grt-c	Grt-r	Cpx	Cpx	Phe
SiO <sub>2</sub>	37,51	37,70	37,51	37,84	53,75	69,44	65,78	37,54	37,47	37,61	37,78	54,45	54,44	51,38
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,07	0,15	0,08	0,08	0,01	0,01	0,15	0,08	0,15	0,08	0,04	0,03	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,05	19,98	18,75	19,80	6,55	19,76	18,90	20,03	19,72	19,51	19,78	3,74	4,61	25,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	0,24	0,05	0,05	0,02	0,03	0,04	0,02	0,17	0,00	0,03	0,03	0,03
FeO*	10,90	27,40	11,06	26,38	18,75	0,19	0,23	15,61	22,16	15,34	19,88	13,46	15,12	5,76
MnO	21,62	5,70	21,57	6,79	0,29	0,02	0,03	17,11	10,46	17,05	12,12	0,95	0,74	0,05
MgO	0,51	0,98	0,51	1,03	8,47	0,00	0,00	0,93	1,06	0,87	0,87	7,40	6,12	3,43
CaO	8,18	7,52	8,41	7,67	2,34	0,02	0,02	8,34	8,75	8,34	9,03	14,02	11,10	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,03	0,05	6,25	10,76	0,10	0,06	0,04	0,04	0,05	6,05	7,76	0,15
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,10	0,06	13,68	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	9,67
Сумма	98,00	99,44	98,22	99,68	96,63	100,26	98,77	99,83	99,75	99,08	99,60	100,14	99,95	96,20
Si	3,090	3,058	3,087	3,061	7,756	3,012	3,025	3,026	3,023	3,058	3,050	2,003	1,994	3,437
Ti	0,009	0,004	0,009	0,005	0,009	0,000	0,000	0,009	0,005	0,009	0,005	0,001	0,001	0,015
Al	1,849	1,910	1,818	1,888	1,114	1,010	1,024	1,902	1,875	1,869	1,882	0,162	0,199	2,003
Cr	0,003	0,002	0,015	0,003	0,006	0,001	0,001	0,002	0,001	0,011	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,861	0,003	0,004	0,037	0,076	0,000	0,015	0,058	0,260	
Fe <sup>2+</sup>	0,750	1,855	0,760	1,782	1,398	0,000	0,000	1,014	1,417	1,041	1,325	0,153	0,101	0,322
Mn	1,508	0,391	1,503	0,465	0,036	0,001	0,001	1,168	0,714	1,174	0,829	0,029	0,023	0,003
Mg	0,063	0,118	0,062	0,124	1,821	0,000	0,000	0,111	0,127	0,106	0,105	0,406	0,334	0,342
Ca	0,722	0,653	0,741	0,665	0,362	0,001	0,001	0,720	0,756	0,726	0,781	0,552	0,435	0,001
Na	0,007	0,008	0,004	0,007	1,748	0,904	0,009	0,010	0,006	0,007	0,007	0,431	0,551	0,020
K	0,000	0,000	0,001	0,001	0,019	0,003	0,802	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,825
Mg#	0,077	0,060	0,075	0,065	0,538			0,099	0,082	0,092	0,073	0,725	0,768	

Примечания. Те же, что и в табл. 1.

**Гранатовый глаукофанит** (рис. 1, е; табл. 2, обр. 8) сложен хаотически ориентированными лейстами голубого амфибола (глаукофана-магнезиорибекита:  $Na_B = 1,55-1,74$ ;  $Mg\# = 0,54-0,61$ ;  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI}) = 0,38-0,53$ ) и обильными скоплениями очень мелких (10–30 мкм) зерен граната. Зональность этих мельчайших гранатов выражена в резком снижении концентрации спессартинового компонента (табл. 2) и увеличении содержаний альмандина, а также в существенном увеличении содержаний пиропы и некотором снижении содержаний гроссуляра от центра к краю кристаллов. Так, например, для одного зерна были зафиксированы следующие вариации состава: центр – Alm 17%, Grs 25%, Sps 54%, Py 1,5%; край – Alm 60%, Grs

22%, Sps 11%, Py 4,0%. Кроме того, в породе присутствуют альбит, единичные зерна калиевого полевого шпата и стильпномелан с высоким содержанием MnO (3,9–4,3 мас. %).

### Химический состав пород

По химическому составу глаукофаниты, слагающие пиллоу (табл. 3), отвечают низкомагнезиальным ( $Mg\# = 29-37$ ) умеренно титанистым ( $TiO_2 = 1,5-1,7$  мас. %) толеитовым базальтам с содержанием  $SiO_2 = 49,2-51,1$  мас. %,  $Al_2O_3 = 12,2-14,7$ ;  $\Sigma Fe_2O_3 = 11,7-14,7$ ;  $MgO = 5,8-7,5$ ;  $Na_2O = 2,4-3,1$ . По сравнению с базальтами N-MORB они содержат больше  $K_2O$  (2,1–3,9 мас. %) и меньше  $CaO$  (4,1–6,5 мас. %).

Таблица 3

### Химический состав метаморфизованных подушечных базальтов Чарской зоны

Table 3

#### Chemical compositions of the metamorphosed pillow basalts of the Chara zone

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	5-1	5-4	6-1	6-4	6-5	7с	7г	7г	8	18/1
SiO <sub>2</sub> , мас. %	49,37	50,21	49,83	50,11	50,71	51,98	49,50	49,88	47,52	50,66
TiO <sub>2</sub>	1,62	1,52	1,55	1,71	1,70	1,71	1,08	1,23	2,54	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,85	13,32	12,18	14,69	14,02	11,69	12,98	12,39	9,55	6,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,48	13,58	14,68	11,69	11,90	14,51	14,56	14,54	<b>19,36</b>	<b>21,04</b>
MnO	0,17	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	<b>2,46</b>	<b>0,94</b>
MgO	7,41	7,53	6,12	5,77	6,33	8,18	7,46	8,21	5,15	4,49
CaO	4,78	4,13	6,46	5,78	5,25	3,32	6,07	5,55	7,49	8,89
Na <sub>2</sub> O	2,55	2,75	3,10	2,72	2,59	3,40	2,61	2,67	2,99	6,10
K <sub>2</sub> O	3,28	3,15	2,53	3,91	3,87	2,11	2,30	2,31	0,34	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,11	0,13	0,14	0,13	0,07	0,38	0,75	0,85	0,26
П.п.п.	3,23	3,56	3,28	3,34	3,45	2,88	2,89	2,34	1,70	0,02
Сумма	100,03	100,04	100,06	100,03	100,12	100,03	100,00	100,05	99,96	100,00
Rb, ppm	68	76	63	99	85	42	43	46	7	5
Cs	0,45	0,65	0,51	0,75	0,57	0,31	0,31	0,37	0,8	0,33
Sr	75	75	325	143	113	41	141	76	131	44
Ba	297	258	449	649	676	227	261	204	96	18
Th	0,43	0,43	0,35	0,40	0,34	0,25	0,32	0,21	3,57	1,24
U	0,34	0,18	0,57	0,40	0,34	0,11	0,18	0,21	3,35	1,00
Nb	3,8	3,8	5,0	4,9	4,1	3,4	2,2	2,9	6,1	3,4
Ta	0,23	0,20	0,28	0,23	0,23	0,20	0,14	0,14	0,34	0,30
Zr	92	98	96	112	96	106	49	67	122	43
Hf	2,6	2,3	2,4	2,6	2,8	2,8	1,5	1,8	2,8	1,1
La	5,9	4,5	4,1	3,2	4,3	1,4	3,7	2,9	52,9	16,3
Ce	14,6	12,6	10,5	9,7	12,6	4,8	11,8	8,3	88,3	27,1
Pr	2,29	2,34	1,84	1,80	2,12	1,02	2,34	1,53	17,06	5,19
Nd	11,9	11,2	9,2	9,4	11,4	5,7	12,2	7,6	73,9	21,2
Sm	4,0	3,6	2,9	3,0	4,0	1,9	4,3	2,5	20,0	4,8
Eu	1,47	1,32	1,23	1,23	1,52	0,52	1,48	0,79	6,31	1,18
Gd	5,6	4,7	3,9	4,0	5,3	2,5	5,8	3,5	17,8	5,8
Tb	1,00	0,93	0,77	0,85	0,97	0,45	1,00	0,65	3,00	0,96
Dy	6,4	5,7	4,9	5,6	6,5	2,6	7,0	3,9	16,1	6,4
Ho	1,42	1,18	1,05	1,22	1,42	0,54	1,45	0,85	3,14	1,76
Er	4,0	3,4	3,1	3,8	4,2	1,6	4,2	2,5	9,19	5,61
Tm	0,59	0,52	0,48	0,60	0,62	0,28	0,66	0,41	1,50	0,78
Yb	3,9	3,2	3,1	3,8	4,0	1,9	4,1	2,6	9,1	4,7
Lu	0,57	0,48	0,48	0,57	0,59	0,29	0,60	0,40	1,35	0,77
Y	38	44	39	46	40	17	41	28	118	47

*Примечания.* Анализы 1–8 – метаморфизованные подушечные базальты (глаукофаниты): 1–2 – пиллоу-I (1 – край, 2 – центр пиллоу); 3–5 – пиллоу-II (3 – край, 4, 5 – центр пиллоу); 6–8 – пиллоу-III (6 – центр, 7–8 – край пиллоу). Анализ 9 – гранатовый глаукофанит; 10 – гранат-эгрин-авгитовая порода. Анализы образцов на петрогенные элементы выполнены методом РФА в ИГМ СО РАН (аналитик Л.Д. Холодова). Редкие элементы определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным сектором ELEMENT фирмы Finnigan MAT (Германия) в ИГМ СО РАН (аналитик И.В. Николаева).



Глаукофаниты демонстрируют LREE-депле-тированные кривые распределения редких земель (рис. 2, *а*) с  $La_N = 7,6-15,8$  (редко 4,5–5,2);  $Yb_N = 11,8-21,2$ ;  $(La/Yb)_N = 0,58-0,96$  (иногда 0,21–0,26).  $(La/Sm)_N$  варьирует от 0,59 (0,23–0,27) до 0,89, а  $(Gd/Yb)_N$  – от 0,85 до 1,22. Иногда наблюдаются слабые отрицательные (0,79) или положительные (1,12) европиевые аномалии. На N-MORB-нормированной мультиэлементной диаграмме (рис. 2, *б*) глаукофаниты демонстрируют в целом плоские спектры, за исключением Ba, Rb, Cs, U, K и Sr, которые считаются подвижными при субдукционном метаморфизме и/или подводном изменении базальтов [Bebout, 2007]. В целом, геохимические характеристики этих пород наиболее близки к таковым для базальтов типа N-MORB.

Проведенные исследования показали практическое отсутствие геохимической зональности в отдельных пиллоу. Исключение составляют только их самые краевые участки, которые характеризуются повышенными (примерно в 1,5 раза) содержаниями La и Ce.

Гранат-эгирин-авгитовая порода и гранатовый глаукофанит (см. табл. 3) резко отличаются по химическому составу от метаморфизованных подушечных базальтов (глаукофанитов). Они характеризуются очень высокими содержаниями железа (21 и 19 мас. %  $Fe_2O_3$ ) и марганца (0,94 и 2,46 мас. %  $MnO$  соответственно). При этом в гранатовом глаукофаните отмечаются также высокие содержания титана (2,54 мас. %

$TiO_2$ ) и фосфора (0,85 мас. %  $P_2O_5$ ), а гранат-эгирин-авгитовая порода содержит мало глинозема (6,45 мас. %) и калия (0,06 мас. %  $K_2O$ ) и много натрия (6,1 мас. %  $Na_2O$ ). Наблюдаемые особенности химического состава этих пород, по-видимому, являются следствием циркуляции горячих гидротермальных растворов, богатых железом и марганцем.

В отличие от метаморфизованных подушечных базальтов, гранат-эгирин-авгитовая порода и гранатовый глаукофанит характеризуются более высокими содержаниями редких земель (табл. 3; рис. 2, *а*), а кривые распределения РЗЭ имеют отрицательный наклон ( $La_N = 52,4$  и  $170,7$ ;  $Yb_N = 22,4$  и  $43,4$ ;  $(La/Yb)_N = 2,3$  и  $3,2$  соответственно). Спектр РЗЭ для гранат-эгирин-авгитовой породы демонстрирует заметный Eu минимум ( $Eu/Eu^* = 0,68$ ), на кривой распределения РЗЭ гранатового глаукофанита Eu минимума нет. В целом, спектры этих пород напоминают некоторые типы E-MORB базальтов.

Спайдерграммы гранат-эгирин-авгитовой породы и гранатового глаукофанита (рис. 2, *б*) демонстрируют слабо отрицательные наклоны кривых распределения. Для них наблюдаются минимумы по Rb, K, Sr, Ba, Sr, Zr, Hf, Ti и максимумы по LREE и U. Кроме того, гранатовые глаукофаниты характеризуются значительно более высокими содержаниями средних и тяжелых РЗЭ, Y и P по сравнению с глаукофанитами метаморфизованных подушечных базальтов и типичными N-MORB (в 3–7 раз).

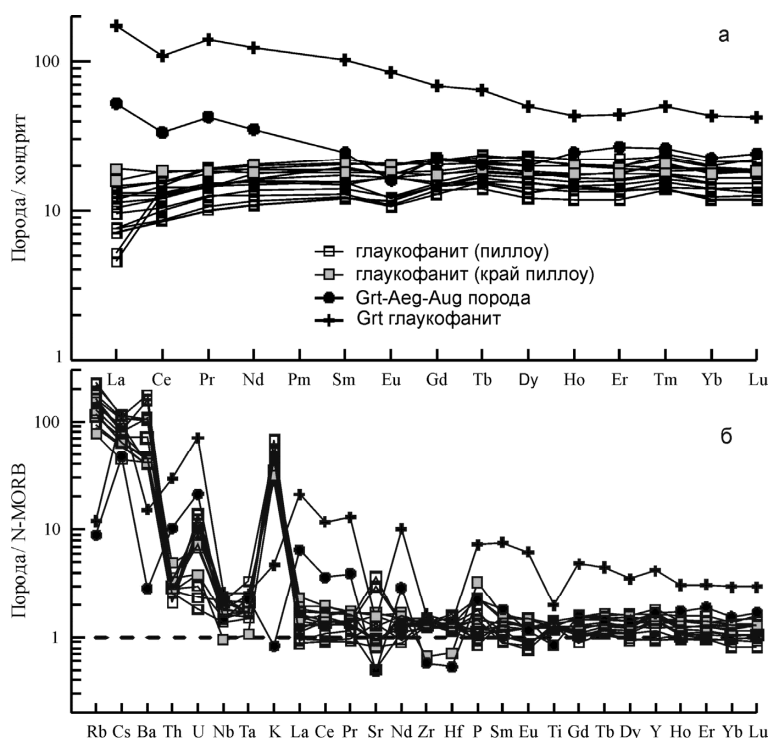


Рис. 2. Спектры РЗЭ (*а*) и спайдерграммы (*б*) глаукофанитов, гранатового глаукофанита и гранат-эгирин-авгитовой породы Чарской зоны

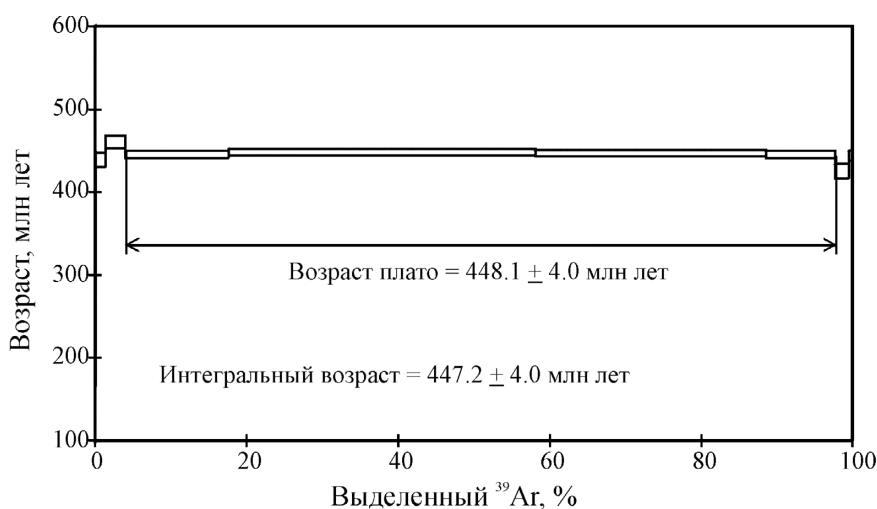
Fig. 2. REE spectra (*a*) and spidergrams (*b*) of glaucophanites, garnet glaucophanite, and garnet-aegirine-augite rock of the Chara zone

**Р–Т условия метаморфизма**

Оценки Р–Т условий метаморфизма глаукофанитов, рассчитанные с использованием программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998], составляют 458–482°C и 9,1–10,8 кбар при достаточно больших ошибках определения:  $\pm 53$ –81°C и  $\pm 1,2$ –1,6 кбар. В гранат-эпирин-авгитовой породе оценки температур были получены с использованием гранат-клинопироксенового термометра [Ravna, 2000], который учитывает влияние  $\text{Fe}^{3+}$ . Поскольку гранаты в этой породе резко зональные, определения проводились только по краевым участкам минералов. Тем не менее мы получили широкий диапазон температур 455–511°C при давлении  $P = 10$  кбар.

**Возраст метаморфизма**

Возраст высокobarического метаморфизма подушечных базальтов Чарской зоны определялся  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопным методом по валовой пробе глаукофанита. График ступенчатого нагрева глаукофанита (рис. 3) показывает хорошее плато с возрастом  $448,1 \pm 4,0$  млн лет и демонстрирует возможность использования подобных пород для изотопных определений. Полученная дата указывает на позднеордовикский возраст глаукофансланцевого метаморфизма подушечных базальтов и хорошо согласуется с  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастaми (450–444 млн лет), полученными ранее по фенгиту и барруазиту из гранат-барруазитовых амфиболитов [Волкова и др., 2008] и эклогитов [Волкова и др., 2016].



**Рис. 3. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования глаукофанита Чарской зоны (по валовой пробе породы)**

**Fig. 3. Results of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of glaucophanite of the Chara zone (on whole rock)**

**Обсуждение результатов**

Чарская сдвиговая зона протягивается на сотни километров с северо-запада на юго-восток через весь Восточный Казахстан и является главной структурой, разделяющей образования Сибирского и Казахстанского континентов [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Буслов и др., 2003]. В осевой части Чарской зоны располагается Чарский офиолитовый пояс, который представляет собой мегамеланж, включающий расчлененные офиолиты, блоки вулканических, метаморфических и осадочных пород в серпентинитовом матриксе. Высокобарические метаморфические породы Чарской зоны отражают наиболее ранний субдукционный этап развития этого региона. Следует отметить, что наибольшим распространением среди них пользуются гранат-

барруазитовые, барруазитовые, реже катифоритовые амфиболиты [Волкова и др., 2008]. Довольно редко здесь встречаются и эклогиты [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Волкова и др., 2016], которые при подъеме, по-видимому, замещались ретроградными ассоциациями апоэклогитовых амфиболитов вследствие интенсивного взаимодействия с флюидами, циркулирующими в зоне субдукции. Поэтому единственный в Чарской зоне блок пиллоу-базальтов, сохранивших подушечную структуру и метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации (т.е. при более низких температурах по сравнению с барруазитовыми амфиболитами и эклогитами), представляет несомненный интерес для петрологического изучения.

Проведенное нами петрогеохимическое изучение метаморфизованных пиллоу-базальтов Чарской зоны

позволяет утверждать, что их протолитами были базальты типа N-MORB, от которых глаукофаниты отличаются более высокими содержаниями  $K_2O$  и пониженными  $CaO$ . Обогащение океанических базальтов  $K$  ( $Rb$  и  $Cs$ ) может происходить как в результате взаимодействия с морской водой, так и при субдукционном метаморфизме [Bebout, 2007]. Вынос  $Ca$  из исходных пород мог осуществляться при взаимодействии флюид – порода за счет разложения основного плагиоклаза и клинопироксена. Такие примеры выноса  $Ca$  из стекловатых подушечных базальтов при их взаимодействии с морской водой описаны при изучении пород океанического дна Индийского океана [Greenough et al., 1990].

В отношении редких элементов отличия глаукофанитов Чарской зоны от N-MORB заключаются в повышенных содержаниях  $Rb$ ,  $Cs$ ,  $Ba$ ,  $U$  и варьирующих содержаниях  $Sr$ . Считается [Bebout, 2007], что в результате взаимодействия с морской водой базальты обогащаются  $Ba$  на порядок меньше по сравнению с  $Rb$ ,  $Cs$ ,  $K$ . Однако рассматриваемые глаукофаниты обогащены  $Ba$  в той же степени, что и этими щелочными элементами. Поэтому можно предположить, что обогащение  $Ba$  происходило и при субдукционном метаморфизме. Тренды увеличения содержания  $Rb$ ,  $Cs$ ,  $Sr$  и  $U$  в океанических базальтах в результате взаимодействия с морской водой и HP/LT метаморфизма практически идентичны [Bebout, 2007], поэтому мы не можем сделать однозначного вывода, с каким из этих процессов связано обогащение глаукофанитов данными элементами.

Таким образом, проведенные исследования метаморфизованных пиллоу-лав Чарской зоны показали лишь небольшие изменения валового состава их протолитов, которые могут быть связаны не с глаукофансланцевым метаморфизмом, а унаследованы

от подводного изменения исходных пород, что привело в целом к сохранению геохимических характеристик базальтов океанического дна.

В то же время описываемые в данной работе другие метабазиты (гранат-эгирин-авгитовая порода и гранатовый глаукофанит) существенно отличаются по петрохимическому и редкоэлементному составу от базальтовых протолитов, что может быть связано с воздействием на эти породы горячих гидротермальных растворов, богатых железом и марганцем, по аналогии с образованием железо-марганцевых корок или конкреций при подводном вулканизме. Чрезвычайная пестрота составов и очень высокие градиенты концентраций химических компонентов в мельчайших кристаллах граната из этих пород определенно свидетельствуют об исключительной кратковременности метаморфо-метасоматического этапа эволюции вулканитов. Об этом также говорит и сохранность всей пиллоу-постройки в целом, не искаженной сколько-нибудь существенно наложенными процессами деформации.

$^{40}Ar/^{39}Ar$  изотопное датирование показало, что возраст эксгумации глаукофанитов составляет около 448 млн лет и совпадает в пределах точности анализа со временем эксгумации других высокobarических метабазитов Чарской зоны [Волкова и др., 2008; Волкова и др., 2016], что говорит об их практически одновременном подъеме из зоны субдукции.

*Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-00), при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-35-20267) и Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках программы приоритетного развития Томского государственного университета (проект ВИУ, СИ 4, мероприятие 4.1.2, 8.1).*

## ЛИТЕРАТУРА

- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирынова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.
- Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология и возраст // Геохимия. 2008. Т. 46, № 4. С. 422–437.
- Волкова Н.И., Симонов В.А., Травин А.В., Ступаков С.И., Юдин Д.С. Эклогиты Чарской зоны, СВ Казахстан: новые геохимические и геохронологические данные // Геохимия. 2016. Т. 54, № 2. С. 224–230.
- Волкова Н.И., Хлестов В.В., Сухоруков В.П., Хлестов М.В. Геохимия метаморфизованных пиллоу-базальтов Чарской зоны, СВ Казахстан // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467, № 4. С. 440–444.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск : Наука, 1974. 430 с.
- Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В., Кленина Н.Л., Хомяков В.Д., Кузбный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата : Наука КазССР, 1981. С. 103–178.
- Bebout G.E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 260. P. 373–393.
- Gao J., Klemd R., Liu S. Eclogitization of glaucophanites by fluid infiltration // Science in China (Series D-Earth Sci.). 2000. V. 43. P. 144–155.
- Greenough J.D., Fryer B.J., Robinson, P.T. Geochemical effects of alteration on mafic rocks from Indian Ocean Site 706 // Proc. ODP, Sci. Results, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program) / ed. by R.A. Duncan, J. Backman, L.C. Peterson et al. 1990. P. 85–92.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.



**Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Am. Mineral.* 1983. V. 68. P. 277–279.

**Kullerud K., Stephens M.B., Zachrisson E.** Pillow lavas as protoliths for eclogites: evidence from a late Precambrian-Cambrian continental margin, Seve Nappes, Scandinavian Caledonides // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 105 (1). P. 1–10.

**Ravna E.J.K.** The garnet-clinopyroxene  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg geothermometer: An updated calibration // *J. Metamorphic Geol.* 2000. V. 18. P. 211–219.

**Ravna E.J.K., Andersen T.B., Jolivet L., De Capitani C.** Cold subduction and the formation of lawsonite eclogites – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica // *J. Metamorphic Geol.* 2010. V. 28 (4). P. 381–395.

**van der Straaten F., Schenk V., John T., Gao J.** Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): Implications for fluid-rock interaction in the subduction channel // *Chemical Geology.* 2008. V. 255. P. 195–219.

#### Авторы:

**Волкова Нина Ивановна**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: nvolkova@igm.nsc.ru

**Хлестов Владимир Васильевич**, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, доцент, Новосибирский государственный университет, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.

**Сухоруков Василий Петрович**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

**Травин Алексей Валентинович**, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией изотопно-аналитических методов, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

**Юдин Денис Сергеевич**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

**Хлестов Михаил Владимирович**, инженер, лаборатория рентгеноспектральных методов анализа, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

*Geosphere Research*, 2017, 1, 7–15. DOI: 10.17223/25421379/2/2

**N.I. Volkova<sup>1,2</sup>, V.V. Khlestov<sup>1,3</sup>, V.P. Sukhorukov<sup>1,3</sup>, A.V. Travin<sup>1,2,3</sup>, D.S. Yudin<sup>1,3</sup>, M.V. Khlestov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

<sup>2</sup> *National Research Center Tomsk State University, Tomsk, Russia*

<sup>3</sup> *Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

#### GLAUCOPHANITES OF THE CHARA ZONE, NE KAZAKHSTAN: PROTOLITH NATURE, P–T PARAMETERS, AND METAMORPHIC AGE

New petrologic data for metamorphosed pillow basalts composing a unique block located within a serpentine mélange of the Chara Zone, NE Kazakhstan, are presented. The pillows are composed of massive glaucophanite, i.e. rock containing 75–80 vol. % of glaucophane. The typical mineral assemblage is sodic amphibole + epidote + albite + phengite + quartz + sphene. Very interesting rocks, which are also metamorphosed under blueschist facies conditions, were found at the foot of the block: (I) garnet-aegirine-augite rock composing of fibroblast clinopyroxene (aegirine-augite), smallest (20–50  $\mu\text{m}$ ) euhedral garnet grains, and large violet crystals of magnesioriebeckite-riebeckite; (II) garnet glaucophanite composing of randomly oriented laths of blue amphibole and abundant clusters of very small (10–30  $\mu\text{m}$ ) garnet crystals. Garnet grains in both the rocks are characterized by high spessartite contents reaching to 48–60 % and sharp zoning expressed in decreasing of spessartite and increasing of almandine and pyrope contents from core to rim. The geochemistry of glaucophanites in the Chara Zone suggests that the protoliths of these rocks were oceanic basalts of the N-MORB type. Elevated concentrations of K, Rb, Cs, and lower Ca in glaucophanites may be related not to blueschist metamorphism, but rather they may be inherited from underwater alteration of parental basalts. This study shows a practical absence of geochemical zoning in individual pillows with the exception of their outermost rims that are enriched in La and Ce (1.5 times). P-T metamorphic conditions of the glaucophanites were calculated to be 460–480°C and 9 to 11 kbar.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metamorphic age of the glaucophanite obtained on whole rock is estimated to be ~448 Ma and is closely similar to the metamorphic ages of other HP/LT metabasites in the Chara Zone, which suggests the practically simultaneous exhumation of the rocks from the subduction zone. Garnet-aegirine-augite rock and garnet glaucophanite differ significantly in their major and trace element composition from metamorphosed pillow basalts (glaucophanites). Particularly, they are characterized by very high iron (21 and 19 wt. % of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) and manganese (0.94 and 2.46 wt. % of MnO, respectively) contents. This may be due to interaction of the rock protoliths with hot hydrothermal solutions rich in iron and manganese, by analogy with the formation of ferromanganese crusts and nodules during submarine volcanism. The extreme high gradients of concentrations of chemical components in the smallest crystals of garnet from these rocks definitely testify to the exceptional short duration of metamorphic-metasomatic stage in the evolution of the volcanic rocks. This is also confirmed by safety of all pillow construction as a whole, not distorted significantly by superimposed deformation processes.

**Keywords:** glaucophanite, metamorphism, pillow basalt, Ar–Ar age, Chara Zone.

#### REFERENCES

Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V., Fujiwara I., Iwata K., de Grave J., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.K. Role of strike-slip faulting in Late Paleozoic–Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan regions // *Russian Geology and Geophysics.* 2003. V. 44. № 1–2. pp. 41–71.

- Volkova N.I., Tarasova E.N., Polyanskii N.V., Vladimirov A.G., Khomyakov V.D. High-pressure rocks in the serpentinite mélange of the Chara Zone, eastern Kazakhstan: geochemistry, petrology, and age // *Geochemistry International*. 2008. V. 46. № 4. pp. 386–401.
- Volkova N.I., Simonov V.A., Travin A.V., Stupakov S.I., Yudin D.S. Eclogites in the Chara Zone, NE Kazakhstan: New Geochemical and Geochronological Data // *Geochemistry International*. 2016. V. 54. № 2. pp. 208–214.
- Volkova N.I., Khlestov V.V., Sukhorukov V.P., Khlestov M.V. Geochemistry of Metamorphosed Pillow Basalts of the Chara Zone, NE Kazakhstan // *Doklady Earth Sciences*. 2016. V. 467. Part 2. pp. 350–354.
- Dobretsov N.L. *Glaukofanslantsevye i eklogit-glaukofanslantsevye komplekсы SSSR* [Glaucophane Schists and Eclogite–Glaucophane Schists in the USSR]. Novosibirsk: Nauka, 1974. 430 p. In Russian
- Ermolov P.V., Dobretsov N.L., Polyanskii N.V., et al. *Ophiolity Charskoi zony* [Ophiolites in the Chara Zone] // *Ophiolites*. Alma-Ata: Nauka KazSSR, 1981. pp. 103–178. In Russian
- Bebout G.E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 260. pp. 373–393.
- Gao J., Klemm R., Liu, S. Eclogitization of glaucophanites by fluid infiltration // *Science in China (Series D-Earth Sci.)*. 2000. V. 43. pp. 144–155.
- Greenough J.D., Fryer B.J., Robinson, P.T. Geochemical effects of alteration on mafic rocks from Indian Ocean Site 706. // *Proc. ODP, Sci. Results*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Ed: Duncan R.A., Backman J., Peterson L.C. et al. 1990. pp. 85–92.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorphic Geol.* 1998. V. 16. pp. 309–343.
- Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // *Am. Mineral.* 1983. V. 68. pp. 277–279.
- Kullerød K., Stephens M.B., Zachrisson E. Pillow lavas as protoliths for eclogites: evidence from a late Precambrian-Cambrian continental margin, Seve Nappes, Scandinavian Caledonides // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 105 (1). pp. 1–10.
- Ravna E.J.K. The garnet-clinopyroxene  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg geothermometer: An updated calibration // *J. Metamorphic Geol.* 2000. V. 18. pp. 211–219.
- Ravna E.J.K., Andersen T.B., Jolivet L., De Capitani C. Cold subduction and the formation of lawsonite eclogites – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica // *J. Metamorphic Geol.* 2010. V. 28(4). pp. 381–395.
- van der Straaten F., Schenk V., John T., Gao J. Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): Implications for fluid–rock interaction in the subduction channel // *Chemical Geology*. 2008. V. 255. pp. 195–219.

**Authors:**

**Volkova Nina Iv.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: nvolkova@igm.nsc.ru

**Khlestov Vladimir V.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner), Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Associate Professor, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

**Sukhorukov Vasilii P.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Travin Alexei V.**, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Head of Isotopic Laboratory, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Yudin Denis S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Khlestov Mikhail V.**, Engineer, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia