

ОРДОВИКСКИЕ ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ**Н.И. Волкова, А.В. Травин, Д.С. Юдин***Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Для уточнения возрастных рубежей тектонической эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса приведен краткий обзор ордовикских глаукофансланцевых комплексов юго-западного обрамления Сибирского кратона. Рассмотрены три различных проявления глаукофановых сланцев: тектонические чешуи глаукофановых сланцев в Уймонской зоне Горного Алтая; толща глаукофановых сланцев в Куртушибинском офиолитовом поясе Западного Саяна; блоки глаукофановых сланцев и эклогитов в серпентинитовом меланже Чарской зоны Северо-Восточного Казахстана. Полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты по белым слодам и натровым амфиболам из глаукофановых сланцев Уймонской зоны (490—485 млн лет), Куртушибинского пояса (470—465 млн лет) и Чарской зоны (450 млн лет) свидетельствуют об ордовикском возрасте субдукции/экзгумации этих комплексов. Полученные датировки совпадают также с возрастом метаморфизма многих глаукофансланцевых поясов Северного Китая, что позволяет выделить ордовикский этап аккреционно-коллизии в тектонической эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса.

*Глаукофановые сланцы, ордовик, Центрально-Азиатский подвижный пояс.***ORDOVICIAN BLUESCHIST METAMORPHISM AS A REFLECTION OF ACCRETION-COLLISION EVENTS IN THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT****N.I. Volkova, A.V. Travin, and D.S. Yudin**

A brief review of Ordovician blueschist complexes on the southwestern framing of the Siberian craton is presented in order to place further age constraints on the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt (CAOB). Three different blueschist localities (imbricated slices of blueschists in the Uimon Zone, Gorny Altai; a blueschist unit in the Kurtushiba ophiolite belt; blocks of blueschists and eclogites in a serpentinite melange of the Chara zone, northeastern Kazakhstan) are considered. We obtained $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for white micas and sodic amphiboles from blueschists of the Uimon Zone (490–485 Ma), Kurtushiba belt (470–465 Ma), and Chara zone (450 Ma), suggesting the Ordovician ages of the subduction/exhumation of these complexes. The dates obtained also coincide with the metamorphic ages of many blueschist belts in North China, which allows us to distinguish the Ordovician stage of accretion-collision events in the tectonic evolution of the CAOB.

*Blueschists, Ordovician, Central Asian orogenic belt***ВВЕДЕНИЕ**

Широко распространенные в Центрально-Азиатском подвижном поясе (ЦАПП) надсубдукционные магматические комплексы, а также занимающие огромные площади гранитоидные батолиты свидетельствуют не только об имевших место аккреционно-коллизии событиях, но и о гигантских объемах субдуцированной океанической коры, небольшие фрагменты которой можно наблюдать в виде глаукофансланцевых поясов. Глаукофановые сланцы, встречающиеся здесь, маркируют положение древних субдукционных зон и входят в состав субдукционно-аккреционных комплексов, где они встречаются в виде тектонических пластин, чешуй, линз или экзотических блоков в серпентинитовом меланже. Большинство глаукофансланцевых комплексов в южном обрамлении Сибирского кратона формировались в интра-океанической преддуговой обстановке, где имели место тектоническая аккреция, субдукция, андерплэйтинг и обдукция мафических террейнов [Волкова, Скларов, 2007]. Возможными механизмами экзгумации могли быть возвратный поток в аккреционном клине [Добрецов, 2000] при коллизии симаунта с островной дугой, высвобождение больших количеств дегидратированной воды в субдуцированном серпентинитовом слэбе, способствующей экзгумации эклогитов и глаукофановых сланцев. Следующим этапом в схематическом сценарии формирования глаукофансланцевых комплексов ЦАПП была аккреция к островной дуге с образованием субдукционно-аккреционных комплексов, включающих фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, метаграувакки и пластины офиолитов. Последующие аккреционно-коллизии в Центрально-Азиатском складчатом поясе привели к формированию орогенического коллажа, состоящего из фрагментов островных дуг, коллизии комплексов и океанических плато, которые были последовательно аккретированы к южной окраине Сибирского кратона.

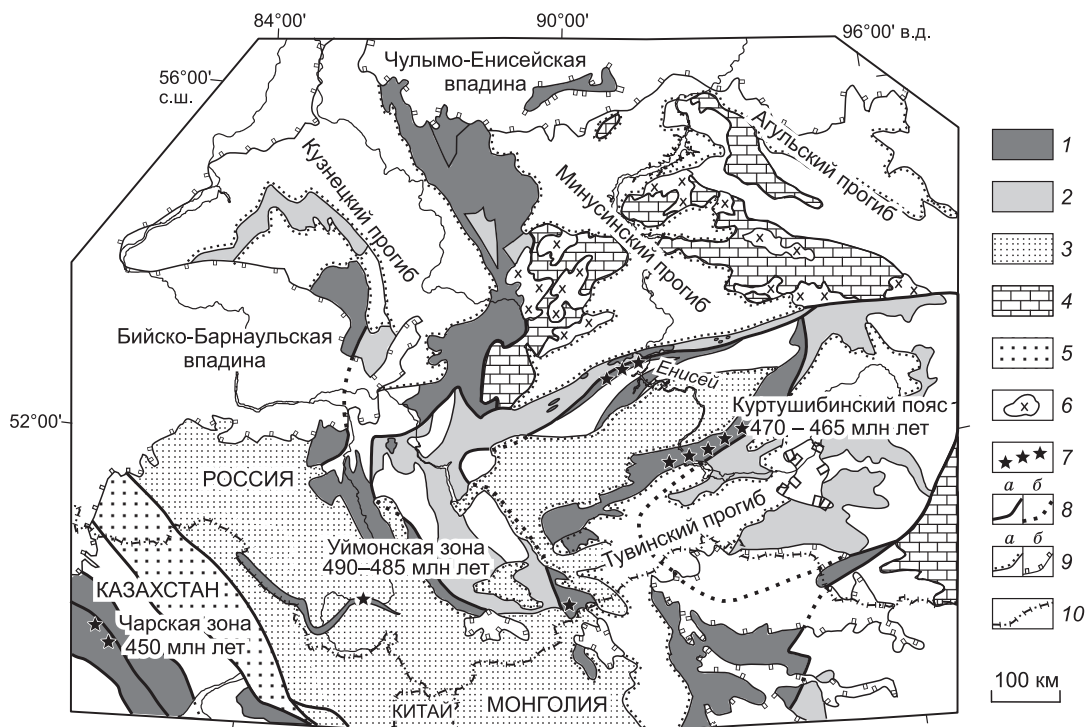


Рис. 1. Ордовикские глаукофановые сланцы на геологической схеме венд-кембрийских вулканоплутонических поясов и палеобассейнов Алтае-Саянской складчатой области, по [Бабин и др., 2003] с нашими дополнениями.

1, 2 — вулканоплутонические пояса: 1 — с океаническими и/или окраинно-морскими ассоциациями, 2 — с островодужными ассоциациями; 3, 4 — венд-кембрийские палеобассейны: 3 — турбидитовые, 4 — терригенно-карбонатные; 5 — нижнепалеозойские турбидитовые палеобассейны; 6 — раннепалеозойские гранитоидные батолиты; 7 — глаукофановые сланцы; 8 — геологические границы: а — установленные, б — скрытые под более молодыми образованиями; 9 — границы наложенных прогибов: а — палеозойских, б — мезокайнозойских; 10 — государственные границы.

В данной работе мы приводим краткий обзор глаукофансланцевых комплексов в юго-западном обрамлении Сибирского кратона, чтобы уточнить возрастные рубежи раннепалеозойской эволюции ЦАПП и пролить свет на важность ордовикских HP/LT метаморфических событий, связанных с коллизионно-аккреционной тектоникой. Здесь рассматриваются три различных проявления глаукофановых сланцев, для которых нами были получены ордовикские $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты. К ним относятся: линзообразные тектонические чешуи глаукофановых сланцев Уимонской зоны; толща глаукофановых сланцев в Куртушибинском офиолитовом поясе; блоки глаукофановых сланцев и эклогитов в серпентинитовом меланже Чарской зоны (рис. 1).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Возраст метаморфизма глаукофановых сланцев рассматриваемых комплексов определялся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопным датированием фенгитов и натровых амфиболов. Представительные анализы этих минералов приведены в табл. 1, 2. Выделенные мономинеральные фракции фенгита и Na-амфибола были завернуты в алюминиевую фольгу и запаены после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение кварцевых ампул с образцами проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ВВР-К типа Томского политехнического института. В качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 (с интегральным возрастом 311.0 ± 1.5 млн лет) и биотита LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0.5 % на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Холостой опыт (10 мин при 1200 °C) установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал 5×10^{-10} нсм³. Ar очищался с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на масс-спектрометре Noble Gas 5400 (Micromass, Великобритания). Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования представлены в табл. 3. Ошибки, приводимые в тексте, таблице и рисунках, соответствуют $\pm 1\sigma$.

Таблица 1. Представительные анализы Na-амфиболов из глаукофановых сланцев ЦАПП

Компонент	Уймонская зона				Чарская зона			Куртушибинский пояс
	С-1/15			Н-29-2	Н-41-03	Н-25-03		К-5-06
	Gln	Gln	Gln	Gln	Barr	Barr	Barr	Gln
SiO ₂ , мас. %	55.49	54.25	54.84	54.25	51.72	50.96	51.41	54.71
TiO ₂	0.01	0.04	0.05	0.07	0.24	0.20	0.20	0.13
Al ₂ O ₃	8.47	8.32	7.98	6.92	8.22	7.37	7.47	7.31
Cr ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	0.05	0.07	0.02	0.02	0.01
FeO*	19.56	21.21	20.51	18.70	9.67	12.58	12.26	15.88
MnO	0.08	0.09	0.11	0.27	0.04	0.17	0.15	0.30
MgO	6.09	5.83	6.13	8.21	15.57	13.79	13.24	9.83
CaO	0.41	0.49	0.42	1.06	9.71	9.34	9.14	1.96
Na ₂ O	6.99	7.03	7.29	7.08	3.02	2.76	2.80	6.34
K ₂ O	0.07	0.03	0.03	0.03	0.30	0.19	0.21	0.04
Сумма	97.18	97.28	97.36	96.64	98.56	97.38	96.90	96.51
Si, ф.е.	7.931	7.789	7.867	7.787	7.234	7.280	7.388	7.766
Ti	0.002	0.004	0.006	0.008	0.026	0.021	0.021	0.014
Al ^{IV}	0.069	0.211	0.133	0.213	0.766	0.720	0.612	0.234
Al ^{VI}	1.358	1.197	1.216	0.957	0.589	0.521	0.653	0.989
Cr	—	—	—	0.006	0.007	0.002	0.003	0.001
Fe ²⁺	1.700	1.645	1.711	1.307	0.793	1.003	1.188	1.014
Fe ³⁺	0.634	0.897	0.745	0.934	0.337	0.497	0.283	0.868
Mn	0.010	0.011	0.013	0.033	0.005	0.021	0.018	0.036
Mg	1.297	1.247	1.310	1.755	3.244	2.935	2.834	2.079
Ca	0.063	0.075	0.065	0.163	1.455	1.429	1.407	0.298
Na	1.936	1.956	2.026	1.969	0.819	0.764	0.780	1.744
K	0.012	0.005	0.006	0.005	0.054	0.035	0.038	0.008
Mg#	0.43	0.43	0.43	0.57	0.80	0.75	0.71	0.67
Na(B)	1.936	1.925	1.935	1.837	0.545	0.571	0.593	1.702

Примечание. Gln — глаукофан, Barr — баррузит. * Суммарное Fe в виде FeO.

Таблица 2. Представительные анализы фенгитов из глаукофановых сланцев ЦАПП

Компонент	Уймонская зона			Чарская зона			Куртушибинский пояс
	С-11/5		Н-29-2	Н-41-03	Н-25-03		К-5-06
SiO ₂ мас. %	49.89	50.10	49.32	49.71	51.01	50.62	50.07
TiO ₂	0.17	0.16	0.22	0.36	0.17	0.10	0.12
Al ₂ O ₃	26.73	27.23	25.74	28.98	28.62	29.20	28.09
Cr ₂ O ₃	He опр.	He опр.	0.03	0.15	0.05	0.09	0.10
FeO _{общ}	5.79	4.97	6.14	2.66	4.18	4.49	4.90
MnO	0.00	0.03	0.06	0.00	0.05	0.05	0.05
MgO	2.28	2.17	3.07	3.42	3.41	3.30	2.78
CaO	0.00	0.00	0.06	0.02	0.03	0.03	0.02
Na ₂ O	0.44	0.45	0.39	0.72	0.08	0.09	0.40
K ₂ O	10.61	10.67	11.09	10.22	8.74	8.97	11.10
Сумма	95.91	95.78	96.12	96.25	96.34	96.94	97.63
Si, ф.е.	3.362	3.376	3.329	3.284	3.330	3.295	3.305
Ti	0.009	0.008	0.011	0.018	0.008	0.005	0.006
Al	2.124	2.163	2.049	2.257	2.203	2.241	2.186
Cr	—	—	0.002	0.008	0.003	0.005	0.005
Fe ³⁺	0.065	0.000	0.153	0.076	0.160	0.171	0.096
Fe ²⁺	0.262	0.280	0.193	0.071	0.068	0.073	0.174
Mn	0.000	0.002	0.003	0.000	0.003	0.003	0.003
Mg	0.229	0.218	0.309	0.337	0.332	0.320	0.274
Ca	0.000	0.000	0.004	0.001	0.002	0.002	0.001
Na	0.057	0.059	0.051	0.092	0.010	0.011	0.051
K	0.913	0.918	0.956	0.862	0.729	0.746	0.936
Сумма	7.020	7.023	7.061	7.006	6.848	6.871	7.038

Таблица 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирувания методом ступенчатого прогресса фенгита и Na-амфибола из глаукофановых сланцев ЦАПП

T, °C	t, мин	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})\cdot\epsilon^{\theta}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Са/К	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет	$\pm 1\sigma$
Уймонская зона, обр. С-11/5, глаукофан, J = 0.003097 ± 0.000025, навеска 45.41 мг														
550	10	4.21	316.98	25.78	1.4433	0.1552	10.822	4.639	0.8043	0.1043	38.959	3.8	398.1	112.0
700	10	10.70	164.23	1.87	0.2671	0.0130	12.901	0.391	0.2709	0.0118	46.443	22.8	419.9	15.9
800	10	8.84	116.90	1.12	0.1515	0.0123	1.253	0.302	0.0840	0.0096	4.511	44.7	454.7	13.3
900	10	17.41	129.22	0.88	0.3544	0.0089	10.057	0.166	0.1010	0.0068	36.204	83.8	486.3	9.7
950	10	4.20	146.70	7.45	0.3064	0.0695	11.022	1.439	0.2252	0.0521	39.680	92.1	402.0	69.9
1050	10	3.22	208.96	21.30	0.3068	0.0746	14.971	2.596	0.4689	0.1125	53.896	96.5	357.5	142.6
1200	5	2.68	222.97	16.59	0.2016	0.0943	15.293	2.098	0.4566	0.0818	55.056	100.0	436.9	101.2
Уймонская зона, обр. С-11/5, фенгит, J = 0.003096 ± 0.000025, навеска 0.06 мг														
1150	10	48.88	291.13	4.72	0.1230	0.0158	0.749	0.620	0.6401	0.0192	2.698	100.0	495.0	21.8
Уймонская зона, обр. Н-29-2, глаукофан, J = 0.003087 ± 0.000025, навеска 1.15 мг														
1150	10	142.84	169.50	0.54	0.0819	0.0033	1.024	0.394	0.2305	0.0032	3.685	100.0	491.2	5.5
Уймонская зона, обр. Н-29-2, фенгит, J = 0.003090 ± 0.000025, навеска 8.4 мг														
550	10	11.95	120.33	1.07	0.1801	0.0097	0.979	0.153	0.164	0.009	3.526	3.2	361.5	12.6
600	10	11.52	114.92	1.08	0.0626	0.0092	0.386	0.209	0.067	0.009	1.389	6.4	464.5	12.9
650	10	14.94	105.98	0.68	0.0275	0.0062	0.101	0.091	0.031	0.006	0.364	10.8	471.9	9.2
700	10	21.53	104.14	0.60	0.0180	0.0045	0.005	0.005	0.015	0.006	0.019	17.4	484.8	8.3
750	10	31.63	103.18	0.30	0.0202	0.0043	0.138	0.044	0.014	0.003	0.496	27.2	481.3	5.2
800	10	47.21	102.95	0.36	0.0159	0.0030	0.111	0.100	0.009	0.004	0.400	41.8	486.7	5.8
850	10	87.44	103.36	0.26	0.0154	0.0017	0.032	0.029	0.011	0.002	0.116	68.7	485.8	4.7
900	10	57.56	103.39	0.38	0.0177	0.0035	0.134	0.080	0.010	0.004	0.481	86.5	487.4	5.9
950	10	30.94	103.97	0.24	0.0165	0.0035	0.322	0.081	0.014	0.002	1.158	95.9	485.1	4.6
1000	10	9.60	104.56	0.61	0.0297	0.0075	0.124	0.124	0.013	0.006	0.445	98.9	488.6	8.5
1100	10	4.32	120.70	2.78	0.1074	0.0266	5.393	0.655	0.079	0.023	19.414	100	474.0	30.9
Чарская зона, обр. Н-25-03, барруазит, J = 0.004889 ± 0.000062, навеска 26.1 мг														
500	10	3.23	83.11	1.86	0.0849	0.0195	0.597	0.201	0.0963	0.0225	2.148	1.0	427.2	47.0
650	10	6.91	79.18	1.32	0.0784	0.0142	0.186	0.062	0.0799	0.0167	0.671	3.4	433.7	35.0
800	10	107.67	60.84	0.07	0.0178	0.0005	0.321	0.004	0.0079	0.0009	1.155	50.8	453.9	5.5
850	10	28.40	60.91	0.12	0.0193	0.0015	2.666	0.015	0.0104	0.0020	9.599	63.3	449.2	6.5
950	10	56.12	62.10	0.11	0.0446	0.0013	14.344	0.026	0.0172	0.0017	51.637	87.6	443.5	6.1
1000	10	9.85	65.07	0.60	0.0315	0.0080	8.176	0.094	0.0453	0.0092	29.432	91.6	406.4	19.9
1100	10	19.60	62.89	0.16	0.0311	0.0051	8.916	0.032	0.0222	0.0024	32.097	100.0	438.9	7.1
Чарская зона, обр. Н-25-03, фенгит, J = 0.004920 ± 0.000063, навеска 37.4 мг														
500	10	6.43	83.38	1.07	0.0812	0.0098	0.047	0.047	0.0982	0.0129	0.170	0.1	427.5	27.5
600	10	35.71	65.77	0.17	0.0331	0.0016	0.052	0.008	0.0291	0.0025	0.186	1.1	447.1	7.3
650	10	52.76	62.84	0.07	0.0193	0.0009	0.034	0.005	0.0155	0.0010	0.123	2.6	454.7	5.5
720	10	113.71	59.15	0.05	0.0173	0.0005	0.013	0.004	0.0060	0.0006	0.047	6.0	448.7	5.2
750	10	440.03	58.04	0.06	0.0159	0.0002	0.007	0.001	0.0023	0.0007	0.026	19.4	448.6	5.3
775	10	684.88	57.85	0.05	0.0158	0.0002	0.014	0.001	0.0013	0.0007	0.051	40.4	449.1	5.3

785	10	338.49	57.97	0.05	0.0158	0.0002	0.0005	0.002	0.0019	0.0006	0.018	50.7	448.8	5.3
800	10	251.97	58.21	0.05	0.0156	0.0002	0.0008	0.002	0.0024	0.0007	0.030	58.4	449.4	5.3
825	10	213.72	58.26	0.05	0.0160	0.0002	0.013	0.001	0.0032	0.0005	0.048	64.9	448.2	5.2
875	10	540.83	58.03	0.05	0.0157	0.0001	0.026	0.001	0.0017	0.0006	0.094	81.4	449.6	5.3
925	10	364.00	58.01	0.04	0.0161	0.0002	0.076	0.001	0.0016	0.0005	0.274	92.5	449.7	5.2
950	10	153.71	58.29	0.06	0.0157	0.0005	0.077	0.003	0.0016	0.0008	0.278	97.2	451.6	5.4
1000	10	54.85	59.44	0.06	0.0170	0.0014	0.174	0.006	0.0054	0.0009	0.625	98.9	451.8	5.4
1100	10	38.56	59.45	0.15	0.0240	0.0020	0.874	0.011	0.0156	0.0024	3.146	100.0	430.9	7.1
Чарская зона, обр. Н-41-3, баррузит, J = 0.006250 ± 0.000010, навеска 106.03 мг														
600	10	27.57	582.01	18.59	0.6542	0.0440	0.748	0.196	1.8166	0.0662	2.694	0.5	448.9	84.0
700	10	25.72	325.06	8.18	0.3038	0.0124	0.351	0.072	0.9603	0.0349	1.263	1.3	414.2	67.3
800	10	54.15	80.70	0.20	0.0529	0.0027	0.106	0.014	0.1285	0.0025	0.383	8.0	427.1	6.6
850	10	60.73	61.95	0.06	0.0316	0.0006	0.153	0.005	0.0593	0.0009	0.552	17.9	442.0	2.4
900	10	128.98	54.78	0.16	0.0460	0.0026	3.086	0.013	0.0411	0.0027	11.111	41.6	426.2	7.3
950	10	96.13	48.04	0.08	0.0649	0.0004	21.682	0.035	0.0120	0.0016	78.056	61.8	442.5	4.2
1000	10	144.49	49.12	0.06	0.0432	0.0006	21.170	0.027	0.0103	0.0010	76.213	91.4	456.7	2.8
1050	10	27.31	129.44	0.81	0.1264	0.0077	19.012	0.125	0.2992	0.0065	68.443	93.5	411.9	16.7
1100	10	45.74	135.08	0.61	0.1091	0.0057	21.145	0.101	0.3128	0.0047	76.122	96.9	426.2	12.0
1150	10	24.56	112.43	1.38	0.1294	0.0095	18.985	0.237	0.2525	0.0127	68.347	99.1	382.7	33.3
1200	7	36.41	431.33	9.45	0.4065	0.0200	13.794	0.316	1.3728	0.0372	49.657	100	268.3	63.2
Чарская зона, обр. Н-41-03, фенгит, J = 0.006207 ± 0.000010, навеска 27.17 мг														
500	10	6.25	373.99	5.43	0.5676	0.0634	0.558	0.3029	1.1309	0.0219	2.008	0.0	398.5	38.9
600	10	20.05	77.68	0.53	0.0678	0.0067	0.035	0.0271	0.0938	0.0069	0.125	0.4	487.2	17.5
650	10	26.55	59.49	0.22	0.0273	0.0026	0.001	0.0005	0.0344	0.0036	0.002	0.9	481.8	9.3
700	10	55.96	54.38	0.06	0.0218	0.0014	0.015	0.0148	0.0284	0.0010	0.053	2.3	453.1	2.8
750	10	213.28	49.03	0.04	0.0173	0.0005	0.001	0.0011	0.0111	0.0006	0.004	7.9	451.0	1.7
800	10	817.74	46.00	0.04	0.0152	0.0002	0.002	0.0006	0.0016	0.0007	0.007	30.9	449.0	1.9
850	10	1167.42	46.04	0.03	0.0198	0.0002	0.014	0.0012	0.0020	0.0003	0.051	63.7	448.4	1.0
900	10	612.49	46.00	0.04	0.0157	0.0002	0.004	0.0007	0.0015	0.0007	0.015	80.9	449.3	1.9
950	10	490.22	46.02	0.04	0.0158	0.0001	0.005	0.0005	0.0020	0.0007	0.020	94.7	448.3	2.0
1000	10	130.29	47.59	0.05	0.0166	0.0006	0.024	0.0019	0.0062	0.0009	0.085	98.2	451.1	2.5
1050	10	44.75	50.70	0.11	0.0247	0.0013	0.071	0.0063	0.0190	0.0022	0.257	99.4	445.2	5.8
1100	10	26.04	54.78	0.19	0.0256	0.0027	0.038	0.0228	0.0299	0.0034	0.137	100.0	452.6	8.8
Кургушбинский пояс, обр. К-5-06, глаукофан, J = 0.005579 ± 0.000081, навеска 1.05 мг														
800	10	15.78	60.63	0.20	0.0474	0.0074	0.512	0.059	0.0272	0.0033	1.843	89.3	464.1	9.7
1150	10	3.86	124.06	3.54	0.0529	0.0323	14.725	1.153	0.1266	0.0287	53.009	100.0	711.5	60.2
Кургушбинский пояс, обр. К-5-06, фенгит, J = 0.005586 ± 0.000081, навеска 2.23 мг														
600	10	9.02	64.36	0.50	0.0510	0.0086	0.069	0.069	0.0388	0.0077	0.249	5.3	467.1	18.8
700	10	50.90	56.92	0.13	0.0241	0.0022	0.011	0.011	0.0110	0.0015	0.039	38.8	472.9	7.0
750	10	34.84	59.09	0.13	0.0250	0.0014	0.061	0.016	0.0218	0.0023	0.221	60.9	465.2	8.0
850	10	48.43	55.81	0.11	0.0213	0.0016	0.136	0.025	0.0085	0.0017	0.489	93.4	470.2	7.2
950	10	9.87	82.73	1.37	0.0511	0.0275	2.757	0.301	0.1032	0.0258	9.925	97.9	461.9	60.0
1150	10	8.58	151.98	5.54	0.0808	0.0271	9.389	0.455	0.3265	0.0340	33.799	100.0	487.1	74.2

ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ УЙМОНСКОЙ ЗОНЫ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Уймонская зона, расположенная в центральной части Горного Алтая (рис. 2), представляет собой палеозойскую чешуйчатую структуру, нарушенную позднедевонскими—раннекарбонowymi сдвигами [Буслов и др., 2000; Buslov et al., 2004]. Она сложена пакетами пластин метавулканитов, метаграувакк, метачертов, мраморов, а также небольшими линзообразными телами серпентинитов и метадолеритов [Добрецов и др., 1991]. На юго-востоке Уймонской зоны обнажаются кембро-ордовикские вулканогенно-осадочные отложения сугашской свиты, сложенной туфами, туфогенными песчаниками, кремнистыми породами и известково-щелочными островодужными вулканитами.

Уймонские метабазиты представляют собой тонко-, среднезернистые сланцеватые, реже массивные породы. Они сложены Na- и Na-Ca-амфиболами, актинолитом, фенгитом, эпидотом, альбитом, хлоритом, кварцем и кальцитом; редко встречаются стильпномелан и пумпеллиит. Сфен присутствует в качестве акцессорной фазы в большинстве образцов. Гематит или магнетит, но не оба вместе, встречаются в небольших количествах в некоторых образцах. Такие минералы как лавсонит, омфациит, арагонит, которые характерны для HP/LT метаморфизма, не обнаружены. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией является амфибол + эпидот + хлорит + фенгит + альбит + кварц ± магнетит (гематит) ± кальцит. В зависимости от состава амфибола эти породы подразделяются на глаукофановые сланцы (глаукофан- и винчитсодержащие) и зеленые сланцы (актинолитсодержащие). С использованием доступных геотермобарометров [Triboulet, 1992; Holland, Powell, 1998] были получены следующие оценки параметров метаморфизма: $T = 350\text{—}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 6\text{—}8$ кбар. Различия минеральных ассоциаций метабазитов зависят от состава исходных пород. Ранее в работе [Evans, 1990] было показано, что поле устойчивости глаукофановых сланцев существенно сокращается для магнезиальных составов. Это целиком согласуется с нашими данными о том, что при близких P - T -условиях метаморфизма в железистых породах образуется глаукофан, тогда как в магнезиальных породах еще устойчив актинолит [Volokva et al., 2004].

Все изученные метабазиты по химическому составу отвечают базальтам с содержанием SiO_2 от 44.6 до 49.5 мас.%. Глаукофановые сланцы наиболее обогащены TiO_2 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 и обеднены MgO по сравнению с зелеными сланцами; в то время как винчит-актинолитовые сланцы характеризуются промежуточными значениями величин концентраций этих компонентов. Петрохимические и редко-элементные характеристики глаукофановых сланцев указывают на их сходство с OIB базальтами, тогда как метабазитовые зеленые сланцы отвечают по составу N-MORB [Волкова и др., 2005]. В частности, это отчетливо видно на спектрах распределения РЗЭ и спайдер-диаграммах (рис. 3) — глаукофановые и зеленые сланцы различаются как по уровню содержания редких элементов, так и по характеру их распределения.

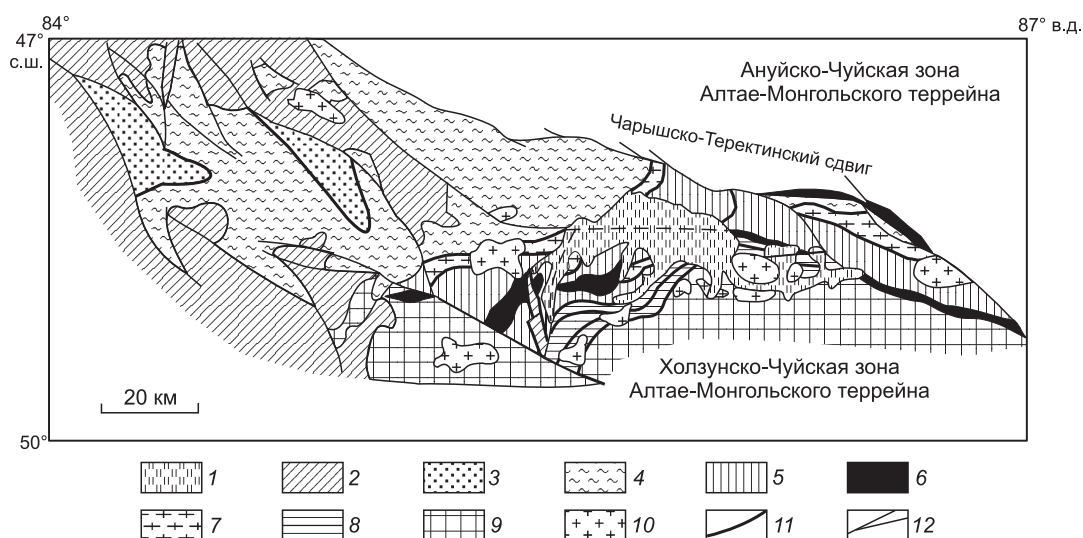


Рис. 2. Расположение уймонских глаукофановых сланцев на геологической схеме Чарышско-Теректинской сдвиговой зоны, по [Buslov et al., 2004].

1 — осадки Уймонской впадины (N—Q); 2 — нерасчлененные осадочно-вулканогенные породы ($D_{1,2}$); 3 — песчано-сланцевые толщи (PZ_2); 4 — зеленые сланцы теректинской свиты ($PZ_1?$); 5 — глаукофановые и зеленые сланцы Уймонской зоны (O_1); 6 — офиолиты; 7 — тургундинский метаморфический комплекс (O—S₁); 8 — сугашская свита (PZ_1); 9 — турбидиты Алтае-Монгольского микроконтинента (pC); 10 — нерасчлененные гранитоиды ($PZ_{2,3}$); 11 — сдвиги и надвиги ($PZ_{2,3}$); 12 — сдвиги (PZ_3).

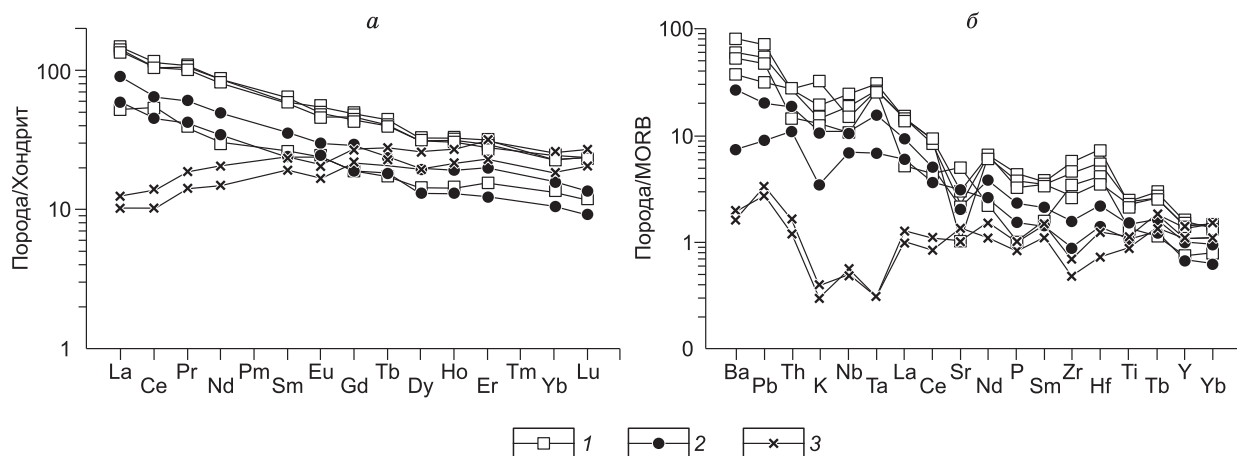


Рис. 3. Спектры РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) глаукофановых и зеленых сланцев Уймонской зоны Горного Алтая.

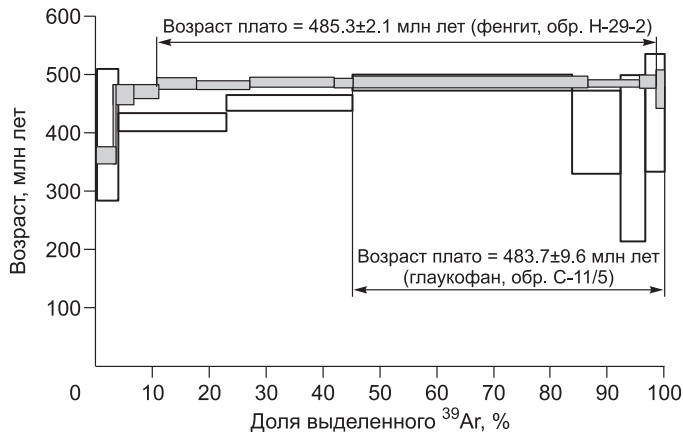
1 — глаукофановый, 2 — винчит-актинолитовый, 3 — зеленый сланец.

Присутствие в Уймонской зоне метабазальтов с геохимическими характеристиками, свойственными базальтам океанических островов и MORB, а также обогащенных Mn метачерт, мраморов, метагравяк и офиолитовых пластин позволяет рассматривать эту структуру как субдукционно-аккреционный комплекс, включающий в себя фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, сформировавшиеся в зоне субдукции, и породы аккреционного клина.

Для определения возраста метаморфизма глаукофановых сланцев Уймонской зоны нами были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы фенгитов и глаукофанов из образцов Н-29-2 и С-11/5. Оба эти образца содержат минеральную ассоциацию глаукофан + фенгит + эпидот + альбит + хлорит + кварц + магнетит. Содержание Na(B) в глаукофане из обр. Н-29-2 варьирует от 1.92 до 1.94 ф.е., $\text{Mg}\# = 0.43$ (см. табл. 1), а из обр. С-11/5 меняется от 1.84 до 1.93 ф.е., $\text{Mg}\# = 0.57\text{—}0.71$. В проанализированных фенгитах присутствуют значительные количества селадонитового компонента, при этом содержание Si составляет 3.33 и 3.37 ф.е. соответственно (см. табл. 2). Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования представлены в табл. 3 и на рис. 4. График ступенчатого нагрева фенгита из обр. Н-29-2 показывает хорошее плато с возрастом 485.3 ± 2.1 млн лет. Конкордантное возрастное плато на уровне 483.7 ± 9.6 млн лет выделяется и в спектре глаукофана из обр. С-11/5. Близкие средневзвешенные оценки возраста были получены при одноступенчатом нагреве глаукофана из обр. Н-29-2 (491.2 ± 4.7 млн лет) и фенгита из обр. С-11/5 (486.9 ± 20.2 млн лет).

Температура закрытия K/Ar системы фенгита (350—400 °C) и глаукофана (500—550 °C) совпадает или превышает температурные оценки высокобарического метаморфизма глаукофановых сланцев Уймонской зоны. Поэтому измеренный возраст должен соответствовать времени образования минерала. Совпадение полученных датировок позволяет исключить влияние захваченного радиогенного аргона и возможность искажения изотопных систем при поздних наложенных воздействиях. Следует отметить, что полученные нами Ar-Ar даты оказались древнее возрастов 455—400 млн лет, определенных ранее K-Ar методом [Буслов и др., 2003], и свидетельствуют о раннеордовикском возрасте глаукофансланцевого метаморфизма уймонской толщи.

Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры фенгита и глаукофана из глаукофановых сланцев Уймонской зоны.



ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ КУРТУШИБИНСКОГО ПОЯСА, ЗАПАДНЫЙ САЯН

Глаукофановые сланцы Куртушибинского пояса были опробованы в верховьях рек Коярд и Ореш (рис. 5), где с юго-востока на северо-запад четко обособляются три тектонические зоны [Добрецов, Пономарева, 1977].

1. Пластина офиолитов (Коярдский массив), включающая дунит-гарцбургитовую, дунит-клинопироксенит-габбровую (полосчатую) и габбро-диабазовую дайковую ассоциации. Венчают офиолитовый разрез подушечные лавы с прослоями туфов толсеитовых базальтов, метачерт и метаграувакк. По составам изученных минералов офиолиты Куртушибинского пояса соответствуют фундаменту современных энсиматических островных дуг [Ступаков, Симонов, 1997].

2. Куртушибинская свита слабометаморфизованных пород, которая протягивается в виде прерывистой полосы вдоль западного контакта офиолитов Коярдского массива и граничит с ними по зоне

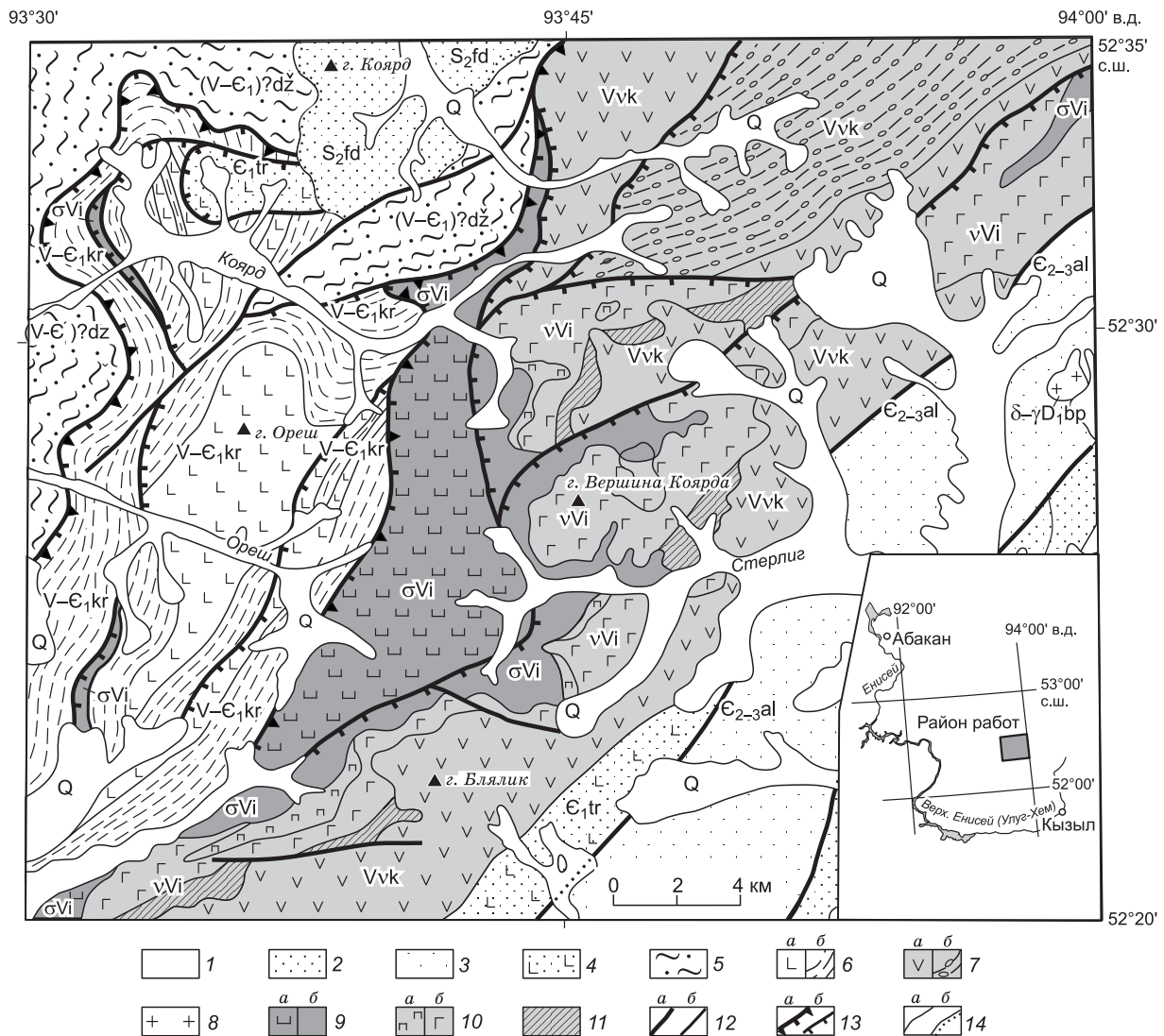


Рис. 5. Глаукофановые сланцы в Куртушибинском поясе (район Коярда).

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — федоровская свита (S₂fd, песчаники, алевролиты, гравелиты); 3 — аласугская серия (Є₂₋₃al, песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты); 4 — терешкинская свита (Є₁tr, песчаники, алевролиты, туфы и эффузивные породы основного и среднего состава); 5 — джебашская серия (V—Є₁)?dž, глаукофановые и зеленые сланцы, метачерты); б — куртушибинская свита (V—Є₁kr, а — преимущественно базальты, туфы, б — преимущественно сланцы); 7 — верхнекоярдская свита (Vvk, а — базальты, туфы, б — кремнистые и глинистые сланцы); 8 — большепорожский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс (δ-γD₁bp); 9—11 — иджимский габбро-гипербазитовый комплекс (Коярдский массив): 9 — дунит-гарцбургитовая ассоциация (σVi, а — дуниты, гарцбургиты, б — серпентиниты); 10 — дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (полосчатая) ассоциация (vVi, а — пироксениты, б — габбро); 11 — габбро-диабазовая (дайковая) ассоциация; 12 — разломы: а — главные, б — прочие; 13 — надвиги: а — главные, б — прочие; 14 — геологические границы (а), в том числе с региональным угловым несогласием (б).

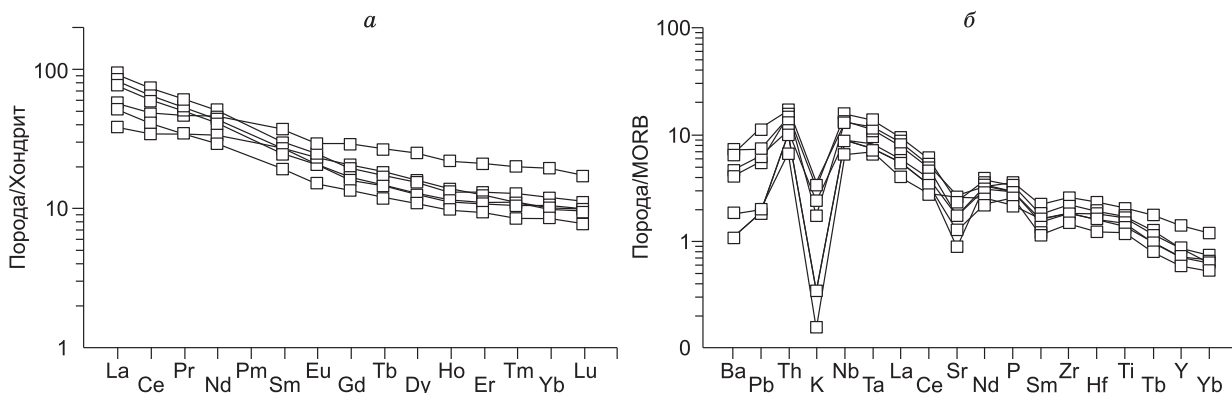


Рис. 6. Спектры РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) глаукофановых сланцев Куртушибинского пояса, Западный Саян.

разлома. Нижняя часть свиты сложена базальтовыми пиллоу-лавами, туфами, метаграувакками и кремнистыми породами. Верхняя часть свиты отличается преобладанием метапелитов, кремнистых, углеродисто-кремнистых сланцев с переменным количеством вулканогенного материала.

3. Далее к северо-западу от пород куртушибинской толщи и крупной зоны надвигов располагается HP/LT пояс метаморфических сланцев. Условия их метаморфизма соответствуют переходной глаукофан-зеленосланцевой фации с пиком P - T параметров $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $7\text{--}8$ кбар [Добрецов, Пономарева, 1977]. Метаморфические сланцы представлены актинолит-эпидот-хлоритовыми, альбит-хлорит-карбонатными, кварц-хлорит-карбонатными сланцами, иногда содержащими винчит или глаукофан. Маломощные прослои в них сложены метачертами с пьмонтитом, реже спессартином.

Судя по валовому химическому составу, глаукофановые сланцы Куртушибинского пояса отвечают базальтам субщелочной серии с содержанием $\text{SiO}_2 = 44\text{--}47$ мас.%, им свойственны повышенные содержания титана, щелочей и фосфора. Геохимические характеристики этих пород свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили океанические базальты, сопоставимые с некоторыми типами E-MORB и P-MORB базальтов, формировавшихся из обогащенного мантийного источника в обстановке океанического плато [Волкова и др., 2009]. На спектрах распределения редкоземельных элементов (рис. 6) для глаукофановых сланцев наблюдается небольшое обогащение легкими РЗЭ над тяжелыми: $\text{Ce}_n = 34.3\text{--}73.2$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 2.5\text{--}6.5$, $(\text{La}/\text{Sm})_n > 1$. Спайдер-диаграммы глаукофановых сланцев характеризуются отрицательным наклоном, обусловленным повышенными содержаниями в отдельных образцах U, Th, Nb, Ta и легких РЗЭ, деплетированием в отношении LIL-элементов (Rb и Ba) и отчетливо выраженными K- и Sr-минимумами. В целом они напоминают некоторые типы E-MORB или P-MORB базальтов.

Для определения возраста метаморфизма глаукофановых сланцев Куртушибинского пояса нами были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы фенгита и глаукофана из глаукофанового сланца (обр. К-5-06). В спектре фенгита выделяется возрастное плато на уровне 469.7 ± 7.0 млн лет (рис. 7). Значение возраста 464.1 ± 9.7 млн лет было определено для ступени, характеризующей 89 % высвобожденного ^{39}Ar в спектре глаукофана.

Как было показано ранее [Волкова и др., 2009], глубинный разлом вдоль западного обрамления Коярдского массива может рассматриваться как зона сочленения двух блоков океанической коры, формировавшихся из различных мантийных источников: океанического плато и островной дуги. Глаукофан-сланцевый метаморфизм в Куртушибинском поясе явился следствием погружения океани-

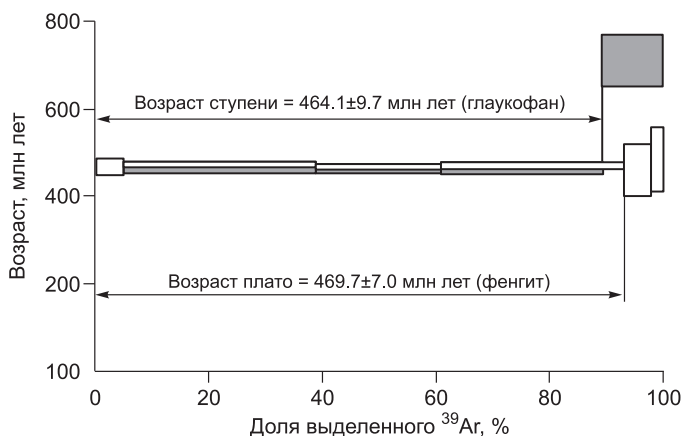


Рис. 7. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры фенгита и глаукофана из глаукофанового сланца Куртушибинского пояса (обр. К-5-06).

ческой литосферной плиты (включая поднятия) под островную дугу в интраокеанической конвергентной обстановке [Волкова и др., 2009]. Ордовикский возраст, определенный Ar/Ar методом, датирует время прекращения субдукции и эксгумации глаукофановых сланцев, что привело к образованию субдукционно-аккреционного комплекса на границе с островодужной системой.

НР/ЛТ ПОРОДЫ В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МЕЛАНЖЕ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

Главной структурой, разделяющей образования Сибирского и Казахстанского континентов, является Чарская сдвиговая зона [Buslov et al., 2004]. К юго-западу от этой зоны располагаются Чингиз-Тарбагатайский и Жарма-Саурский террейны, формировавшиеся вдоль окраины Казахстанского континента. На северо-востоке от Чарской зоны находятся Калба-Нарымский, Рудно-Алтайский и Горно-Алтайский террейны, являющиеся краевыми зонами Сибирского континента. Сама Чарская зона состоит из нескольких структурных единиц, частично соответствующих аккреционным комплексам Западной Джунгарии, а частично относящихся к аккреционным комплексам и фрагментам Жарма-Саурской островной дуги [Добрецов, 2000]. Окончательно эта структура была сформирована в позднем карбоне—перми при столкновении Сибирского и Казахстанского континентов [Добрецов, 2000; Buslov et al., 2004].

В осевой части Чарской зоны находится Чарский офиолитовый пояс [Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985]. Серпентинитовый меланж офиолитового пояса включает блоки вулканических и осадочных пород, которые относятся к океаническому ложу, гайотам, склонам островных дуг. Их возраст датируется главным образом поздним девоном—нижним карбоном [Ермолов и др., 1981; Сенников и др., 2003], хотя в кремнистых породах обнаружены также ордовикские радиоларии [Ивата и др., 1994].

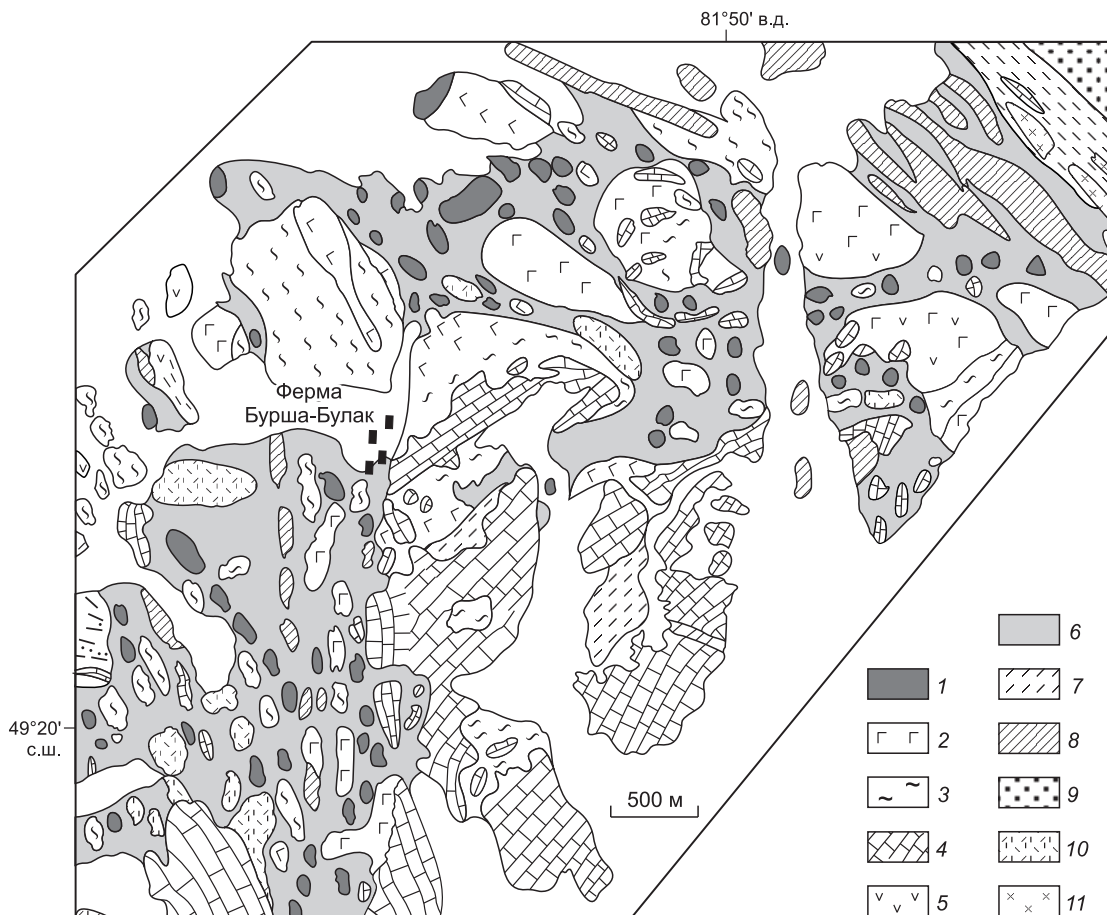


Рис. 8. Блоки высокобарических/низкотемпературных пород в серпентинитовом меланже Чарской зоны, Восточный Казахстан.

1 — блоки высокобарических пород; 2 — базальты беркутинского комплекса (O_2 — D_3); 3 — метачерты (O_2 — D_3); 4 — девонские известняки; 5 — андезиты верочарского комплекса (C_1); 6 — серпентиниты; 7 — алевриты и песчаники (C_1); 8 — листовники; 9 — песчаники (C_1s); 10 — дациты и риодациты верочарского комплекса (C_1); 11 — диоритовые порфириды верочарского комплекса (C_1).

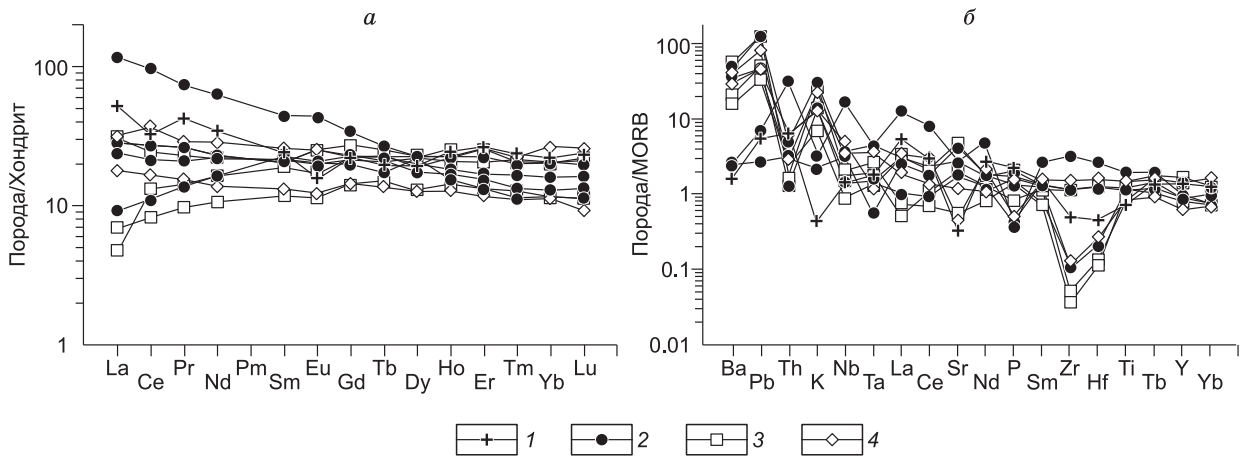


Рис. 9. Спектры РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) высокобарических/низкотемпературных пород Чарской зоны, Восточный Казахстан.

1 — гранатовый клинопироксенит; 2—4 — глаукофановые сланцы: 2 — гранат-барруазитовый, 3 — глаукофановый, 4 — барруазитовый.

Серпентинитовый меланж содержит включения высокобарических/низкотемпературных пород: глаукофановые сланцы (гранат-барруазитовые, барруазитовые, глаукофановые, винчитовые и катофоритовые), эклогиты и метачерты; размеры этих включений варьируют от первых метров до сотен метров (рис. 8). Эти метаморфические породы показывают широкие вариации химического, модального и минерального составов.

Оценки P - T -параметров метаморфизма [Волкова и др., 2008] глаукофановых сланцев (включая гранат-барруазитовые сланцы), выполненные с использованием программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998], свидетельствуют о сравнительно узком интервале температур их образования (500—570 °C), но широком диапазоне давлений (5—13 кбар). В то же время P - T -параметры метаморфизма для эклогитов Чарской зоны достигают 650—700 °C и 15—19 кбар. Значительный разброс по давлению, по-видимому, отражает различную глубину погружения исходных пород (океанических базальтов и кремнистых осадков) в субдукционную зону.

Большинство HP/LT метабазитовых пород Чарской зоны отвечают по химическому составу базальтам толеитовой и субщелочной серий с содержанием $\text{SiO}_2 = 43.4\text{—}52.3$ мас.%; и только единичные образцы соответствуют андезитобазальтам [Волкова и др., 2008]. Спектры распределения редкоземельных элементов для большинства высокобарических метабазитов Чарской зоны имеют плоскую горизонтальную форму (рис. 9, а), отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ варьирует от 0.99 до 1.45. Eu-минимум фактически отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.78\text{—}1.05$), а содержания РЗЭ составляют 8—24 хондритовые нормы. Такие спектры свойственны некоторым типам N-MORB и E-MORB базальтов. В то же время РЗЭ спектр для безгранатового глаукофанового сланца соответствует типичному N-MORB, с резким обеднением легкими лантаноидами, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.2$. Только для одного образца гранат-барруазитового сланца спектр РЗЭ имеет резко отрицательный наклон $(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.8$, что характерно для субщелочных базальтов океанических островов ОИВ. Мультиэлементные спектры большинства высокобарических метабазитов Чарской зоны (см. рис. 9, б) также напоминают N-MORB и E-MORB в отношении высокозарядных некогерентных элементов, но отличаются повышенными содержаниями К, Ва и Rb. Образец гранат-барруазитового сланца, имеющий геохимические характеристики ОИВ базальтов, обладает самыми высокими содержаниями HFSE и показывает резко отрицательный наклон кривой распределения редких элементов. В целом геохими-

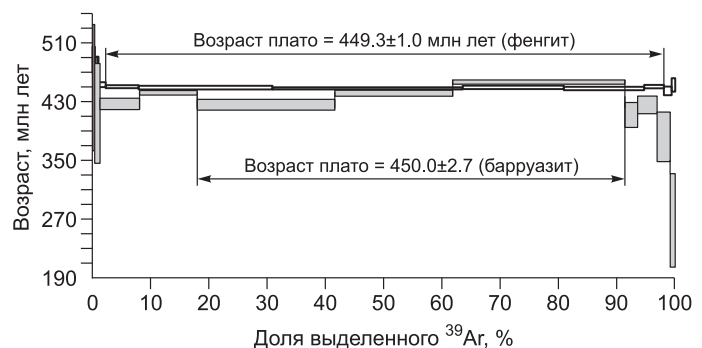


Рис. 10. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры фенгита и барруазита из глаукофанового сланца Чарской зоны (обр. Н-41-03; N 49°21'30.4", E 81°48'29").

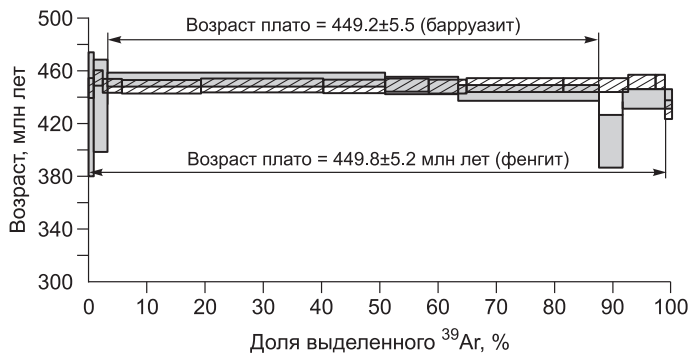


Рис. 11. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры фенгита и барруазита из глаукофанового сланца Чарской зоны (обр. Н-25-03; N 49°21'30", E 81°49'15").

ческие характеристики метаморфических пород Чарской зоны свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили не только фрагменты офиолитов (толеитовые базальты N-MORB и E-MORB типов), но

и щелочные базальты океанических островов [Волкова и др., 2008]. Это говорит об активности плюмового магматизма в раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана.

Для определения возраста метаморфизма высокобарических пород из серпентинитового меланжа Чарской зоны были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы фенгита и амфибола из двух образцов глаукофановых сланцев (см. табл. 1—3). Образец Н-41-03 сложен гранатом (Prp_{18} , Alm_{54} , Grs_{26} , Sps_2), барруазитом ($\text{Na(B)} = 0.55$ ф.е., $\text{Mg\#} = 0.80\text{—}0.82$), фенгитом ($\text{Si} = 3.29$ ф.е.), эпидотом, альбитом, хлоритом и сфеном. Образец Н-25-03 содержит барруазит ($\text{Na(B)} = 0.53$, $\text{Mg\#} = 0.70$), фенгит ($\text{Si} = 3.34\text{—}3.37$ ф.е.), эпидот, альбит и сфен. Графики ступенчатого нагрева фенгита показывают хорошее плато с возрастом метаморфизма 449.3 ± 1.0 и 449.8 ± 5.2 млн лет для образцов Н-41-03 и Н-25-03 соответственно (рис. 10, 11). Барруазиты также демонстрируют хорошие спектры с возрастом 450.0 ± 2.7 (обр. Н-41-03) и 449.2 ± 5.5 (обр. Н-25-03) млн лет. Эти даты указывают на позднеордовикский возраст субдукции/эксгумации рассматриваемых высокобарических пород.

ОБСУЖДЕНИЕ

Центрально-Азиатский подвижный пояс — сложный ороген, располагающийся между Сибирским кратоном на севере и Казахстанским, Северо-Китайским и Таримским кратонами на юге. Формирование ЦАПП связывают с ростом и аккрецией островных дуг, океанических островов, симаунтов, аккреционных клиньев, океанических плато и микроконтинентов [Zonenshain, 1990; Моссаковский и др., 1994; Dobretsov et al., 1995; Добрецов, 2003; Khain et al., 2003; Jahn et al., 2004]. Хотя на южной окраине Сибири субдукционно-аккреционные процессы имели место начиная с неопротерозоя [Добрецов, 2003; Khain et al., 2003], ЦАПП формировался главным образом в палеозое при закрытии Палеоазиатского океана в результате двойной субдукции под южную активную окраину Сибирского кратона и северные окраины Северо-Китайского и Таримского кратонов. Островные дуги и докембрийские микроконтиненты были аккрецированы к окраинам этих кратонов или амальгамированы в океане (как Казахстан) с развитием обширного аккреционного коллажа. Окончательная коллизия этих кратонов в начале поздней перми привела к образованию Солонкерской сутурной зоны [Badarch et al., 2002; Xiao et al., 2004].

Представленные данные свидетельствуют об ордовикских возрастах субдукции/эксгумации рассматриваемых глаукофансланцевых комплексов. Следует отметить, что ордовикские глаукофановые сланцы известны также и в Северном Китае (табл. 4): Танбалэ, Джунгария [Zhang, 1997] и Ондор Сум, Внутренняя Монголия [de Jong et al., 2006]. В это время на огромной территории Центральной Азии имели место интенсивные аккреционно-коллизийные события [Добрецов, Буслов, 2007]. Они явились следствием крупной перестройки земной коры, возможно, связанной с увеличением мантийного воздействия на литосферу и раскрытием Уральского и Монголо-Охотского океанов [Добрецов, Буслов, 2007]. Это привело к амальгамации террейнов различного типа, эксгумации высокобарических/низкотемпературных пород, формированию многочисленных базитовых и гранитоидных интрузий и, как следствие, существенному росту континентальной коры в ЦАПП [Jahn et al., 2004].

Ордовикский этап также выделяется и в тектонической эволюции Кокчетавского субдукционно-коллизийного пояса в Северном Казахстане. Многочисленные Ar-Ar даты 490—480 млн лет, полученные по белым слюдам из приразломных зон как в зоне мегамеланжа, так и в аккреционной призме, дают время окончательного формирования покровно-чешуйчатой структуры Кокчетавского пояса в результате коллизии микроконтинент—островная дуга [Добрецов, Буслов, 2007].

Полученные ордовикские даты для глаукофановых сланцев из южного обрамления Сибирского кратона согласуются также с возрастными метаморфизма многих других НР/ЛТ комплексов Китая, которые не относятся к ЦАПП: Северного Циляня, Северного Цайдама, Северного и Южного Циньлина (см. табл. 4). Согласно [Bian et al., 2004; de Jong et al., 2006; Xiao et al., 2009], в раннеордовикско-нижнесилурийское время вблизи киммерийской окраины восточной Гондваны существовала обширная орогенная

Таблица 4. Ордовикские глаукофановые сланцы и эклогиты Сибири, Казахстана и Китая

Комплекс/пояс	Регион, страна	Возраст, млн лет	Метод	Источник
Уймонский	Горный Алтай, Россия	490—485 455—400	Ar-Ar K-Ar	[Волкова и др., 2005] [Буслов и др., 2003]
Куртушибинский	Западный Саян, Россия	470—465	Ar-Ar	Наши данные
Чарский	СВ Казахстан	450—449 444—429	» K-Ar	[Волкова и др., 2008] [Buslov et al., 2004]
Танбалэ	Джунгария, Китай	470—458	»	[Zhang, 1997; Ping et al., 2005]
Ондор Сум	Внутренняя Монголия, Китай	453—449	Ar-Ar	[de Jong et al., 2006]
Северный Цилян	СЗ Китай	460—440 464 454—442	Ar-Ar U-Pb Ar-Ar	[Wu et al., 1993] [Song et al., 2006] [Liu et al., 2006]
Северный Цайдам	Западный Китай	474—422 495 457	U-Pb	[Mattinson et al., 2006] [Yang et al., 2002] [Song et al., 2006]
Северный Цайдам-Алтунь	»	477—466	Ar-Ar	[Zhang et al., 2005]
Северный Циньлин	Восточная часть центрального Китая	560—482	U-Pb	[Yang et al., 2003]
Южный Циньлин (Дабешань)	»	465—445 459—448	Ar-Ar U-Pb	[Qiu, Wijbrans, 2006] [Yang et al., 2003]

система (Куньлунь—Цилян—Циньлин), охватывающая архипелаг коллидирующих между собой микроконтинентов, окруженных субдукционно-аккреционными комплексами, островными дугами или включающими известково-щелочные вулканические дуги континентальных окраин.

Следует отметить, что ордовикский субдукционно-аккреционный этап являлся главным, но не единственным этапом в эволюции ЦАПП. В неопротерозое образовались глаукофановые сланцы комплекса Аксу на северо-западной окраине Тарима, Китай [Jiang, Zhang, 2001], эклогиты Северо-Муйского блока в Северном Прибайкалье [Шацкий и др., 1996], глаукофановые сланцы Хугейнского пояса в Северной Монголии [Скляр и др., 1996], глаукофановые сланцы Окинского пояса, Восточный Саян [Кузьмичев и др., 2004], эклогиты и глаукофановые сланцы Чаган-Узуна, Горный Алтай [Buslov et al., 2002; Ota et al., 2007; Волкова и др., 2007]. Более молодые субдукционно-аккреционные комплексы формировались при дальнейшем сокращении Палеоазиатского океана в результате закрытия Уральского океана в девоне и Южно-Тяньшаньского океана в карбоне.

ВЫВОДЫ

1. Были получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты для глаукофановых сланцев Уймонской зоны (490—485 млн лет), Куртушибинского пояса (470—465 млн лет) и Чарской зоны (450 млн лет). Эти даты свидетельствуют об ордовикских возрастах субдукции/экзгумации рассматриваемых глаукофансланцевых комплексов в северо-западной части Центрально-Азиатского подвижного пояса.

2. Глаукофановые сланцы этих регионов входят в состав субдукционно-аккреционных комплексов, где они встречаются в виде отдельных тектонических пластин, чешуй, линз или в виде экзотических блоков в меланже. Протолитами глаукофановых сланцев в северной части ЦАПП преимущественно являлись океанические базальты E-MORB и/или OIB, формировавшиеся из обогащенных мантийных источников, при подчиненном количестве толеитовых базальтов типа N-MORB. Это свидетельствует об активности плюмового магматизма в раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана.

3. Полученные даты согласуются со временем формирования многих глаукофансланцевых комплексов Северного Китая. Поэтому, вслед за Н.Л. Добрецовым и М.М. Бусловым [2007], мы полагаем, что ордовикский этап аккреционно-коллизионных событий был весьма важным в тектонической эволюции ЦАПП. Он сопровождался внедрением многочисленных базитовых и гранитоидных интрузий, что привело к существенному росту континентальной коры Центрально-Азиатского подвижного пояса. Большинство глаукофановых сланцев в юго-западном обрамлении Сибирского кратона формировались в интраокеанической преддуговой обстановке, в отличие от эклогитов и глаукофановых сланцев Китая, образование которых связано с субдукцией под микроконтиненты гондванского типа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00204) и интеграционного проекта СО РАН (ОНЗ-10.3).

ЛИТЕРАТУРА

Бабин Г.А., Владимирцов А.Г., Руднев С.Н. Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Тезисы докладов Всероссийского совещания. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, с. 23—26.

Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск, 1985, 117 с.

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 383—397.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве Дж., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. 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., Склярков Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны — свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (4), с. 367—382.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Возраст эксгумации эклогитов Чаган-Узунского комплекса (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5, Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, с. 39—40.

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимирцов А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия, 2008, т. 46, № 4, с. 422—437.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского пояса, Западный Саян) // Геохимия, 2009, т. 47, № 4, с. 401—414.

Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 451—476.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск, Наука, 1977, с. 128—156.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР, 1991, т. 318, № 2, с. 413—417.

Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В., Кленина Л.Н., Хомяков В.Д., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, Наука КазССР, 1981, с. 103—178.

Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю. Палеозойские микрофоссилии Чарского пояса (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 145—151.

Кузьмичев А.Б., Склярков Е.В., Постников А.А. Окинская аккреционная призма — неопротерозойский аналог пояса Шиманто, Япония // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 196—199.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника 1994, т. 27, с. 445—473.

Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 156—171.

Склярков Е.В., Постников А.А., Посохов В.Ф. Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (6), с. 69—78.

Ступаков С.И., Симонов В.А. Особенности минералогии ультрабазитов — критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (4), с. 746—755.

Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. РАН, 1996, т. 350, № 5, с. 677—680.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 21, p. 87—110.

Bian Q.T., Li D.H., Pospelov I., Yin L.M., Li H.S., Zhao D.S., Chang C.F., Luo X.Q., Gao S.L., As-trakhantsev O., Chamov N. Age, geochemistry and tectonic setting of Buqingshan ophiolites, North Qinghai-Tibet Plateau, China // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 577—596.

Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // *Gond. Res.*, 2002, v. 5, № 4, p. 781—800.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 655—671.

De Jong K., Xiao W., Windley B.F., Masago H., Lo C.H. Ordovician $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite ages from the blueschist facies Ondor Sum subduction-accretion complex (Inner Mongolia) and implications for the Early Paleozoic history of continental blocks in China and adjacent areas // *Amer. J. Sci.*, 2006, v. 306, p. 799—845.

Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Int. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, p. 335—360.

Evans B.W. Phase relations of epidote-blueschists // *Lithos*, 1990, v. 25, p. 3—23.

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.

Jahn B.-M., Windley B., Natal'in B., Dobretsov N. Phanerozoic continental growth in Central Asia // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 599—603.

Jiang W.B., Zhang L.F. The PT path calculation of blueschists on the compositional zonings of sodic amphiboles: an example from Aksu Precambrian blueschists of Xinjiang // *Acta Petrol. Sin.*, 2001, v. 17, № 3, p. 469—475.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.V., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precam. Res.*, 2003, v. 122, p. 329—358.

Liu Y.-J., Neubauer F., Genser J., Takasu A., Ge X.-H., Handler R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of blueschist facies pelitic schists from Qingshuigou in the Northern Qilian Mountains, western China // *Island Arc*, 2006, v. 15, № 1, p. 187—198.

Mattinson C.G., Wooden J.L., Liou J.G., Bird D.K., Wu C.L. Age and duration of eclogite-facies metamorphism, North Qaidam HP/UHP terrane, Western China // *Goldschmidt Conference Abstracts*, 2006, p. A401.

Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu., Isozaki Yu., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 30, p. 666—695.

Ping J., Dunyi L., Yuruo S., Fuqin Z. SHRIMP dating of SSZ ophiolites from northern Xinjiang Province, China: implications for generation of oceanic crust in the Central Asian Orogenic Belt // *Structural and tectonic correlation across the Central Asian Orogenic Collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480)*. Irkutsk, IEC SB RAS, 2005, p. 246.

Qiu H.N., Wijbrans J.R. The Paleozoic metamorphic history of the Central Orogenic Belt of China from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of eclogite garnet fluid inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 268, p. 501—514.

Song Sh., Zhang L., Niu Ya., Su L., Song B., Liu D. Evolution from oceanic subduction to continental collision: a case study from the Northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, № 3, p. 435—455.

Triboulet C. The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S—A—F—M—C—Na—H₂O. 1. An empirical calibration // *J. Metamorphic Geol.*, 1992, v. 10, p. 545—556.

Volkova N.I., Stupakov S.I., Simonov V.A., Tikunov Yu.V. Petrology of metabasites from the Terekta Complex as a constituent of ancient accretionary prism of Gorny Altai // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 705—713.

Wu H.Q., Feng Y.M., Song S.G. Metamorphism and deformation of blueschist belts and their tectonic implications, North Qilian Mountains, China // *J. Metamorphic Geol.*, 1993, v. 11, № 4, p. 523—536.

Xiao W., Zhang L., Qin K., Sun S., Li J. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of Central Asia // *Amer. J. Sci.*, 2004, v. 304, p. 370—395.

Xiao W.J., Windley B.F., Yuan C., Sun M., Han C.M., Lin S.F., Chen H.L., Yan Q.R., Liu D.Y., Qin K.Z., Li J.L., Sun S. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the Southern Altaids // *Amer. J. Sci.*, 2009, v. 309, p. 221—270.

Yang J., Xu Zh., Zhang J., Song Sh., Wu C., Shi R., Li H., Brunel M. Early Palaeozoic North Qaidam UHP metamorphic belt on the north-eastern Tibetan plateau and a paired subduction model // *Terra Nova*, 2002, v. 14, № 5, p. 397—404.

Yang J.S., Xu Z.Q., Dobrzhinetskaya L.F., Green H.W., Pei X.Z., Shi R.D., Wu C.L., Wooden J. L., Zhang J.X., Wan Y.S., Li H.B. Discovery of metamorphic diamonds in central China: an indication of a >4000-km-long zone of deep subduction resulting from multiple continental collisions // *Terra Nova*, 2003, v. 15, p. 370—379.

Zhang L.F. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and its geological significance of the blueschists from the western Junggar, Xinjiang // *Chin. Sci. Bull.*, 1997, v. 42, p. 2178—2181.

Zhang J.X., Yang J.S., Mattinson C.G., Xu Z.Q., Meng F.C., Shia R.D. Two contrasting eclogite cooling histories, North Qaidam HP/UHP terrane, western China: petrological and isotopic constraints // *Lithos*, 2005, v. 84, p. 51—76.

Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis. Washington, D.C., American Geophysical Union, Geodynamic Series, 1990, v. 21, 242 p.

*Поступила в редакцию
9 сентября 2010 г.*