

УДК 550.4

МАНТИЙНЫЕ УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ОСАДОЧНОГО МЕГАБАССЕЙНА

© 2012 г. В. А. Симонов*, К. С. Иванов**, С. И. Ступаков*, Ю. В. Ерохин**, Н. Ф. Каячев***

*Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3
E-mail: simonov@igm.nsc.ru

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: ivanovks@igg.uran.ru

***ООО “КогалымНИПИнефть”
628481, г. Когалым, ул. Дружбы народов, 15
E-mail: kayachev@npi.ws.lukoil.com

Поступила в редакцию 12.08.2011 г.

В фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна установлено два типа ультрамафитовых комплексов. В первую группу входят практически полностью серпентинизированные породы, относящиеся к метаморфическим гипербазитам основания офиолитовых ассоциаций. Во второй, значительно более редкой, присутствуют слабосерпентинизированные перидотиты, содержащие клинопироксен. Для ультрабазитов первой группы характерна высокая хромистость хромшпинелидов, свидетельствующая о значительной степени частичного плавления (более 25%) ультраосновных пород, что указывает на реститовую природу и надсубдукционную островодужную обстановку генезиса этих ультрабазитов. Перидотиты второй группы обладают лерцолитовым минеральным парагенезисом и наиболее близки к ультрабазитам срединно-океанических хребтов. Низкая хромистость хромшпинелидов и особенности составов сосуществующих пироксенов говорят о незначительной степени плавления (менее 10%) и свидетельствуют об очень слабой деплетированности этих перидотитов. В целом, ультрамафиты фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна, представленные интенсивно серпентинизированными разностями, относятся, главным образом, к гипербазитам офиолитовых ассоциаций, формировавшимся в ходе эволюции палеогеодинамических процессов с последовательным развитием структур от срединно-океанических хребтов до островодужных систем. Значительно менее развиты клинопироксеносодержащие перидотиты, свидетельствующие об активной роли на океанической стадии систем с формированием в мантии лерцолитового парагенезиса.

Ключевые слова: ультрамафитовые комплексы, перидотиты, хромшпинелиды, генезис, фундамент Западной Сибири.

ВВЕДЕНИЕ

Западно-Сибирский мегабассейн является главным поставщиком углеводородного сырья в нашей стране. Несмотря на интенсивные и все возрастающие исследования Восточной Сибири, Арктики и других регионов, реальной замены Западной Сибири пока не видно. Из этого ясно, что всестороннее изучение Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна является и еще долго будет оставаться самой приоритетной задачей геологов и геофизиков России.

Мафит-ультрамафитовые офиолитовые комплексы, представляющие собой фрагменты земной коры океанического типа [5, 12, 16, 33, 41 и др.], вскрыты многими скважинами в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Чаще всего они располагаются вдоль

крупных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны разного типа [6, 11, 13, 29, 30 и др.]. До последнего времени эти комплексы были изучены недостаточно, и почти не было данных об их вещественном составе и возрасте. Тем не менее, характерное для серпентинизированных ультрамафитов сочетание низких значений поля силы тяжести и весьма интенсивного магнитного поля (дальнее см. [1 и др.]), позволяет, как правило, достаточно уверенно выделять и прослеживать пояса серпентинитов в фундаменте Западной Сибири, даже в районах, где буровых данных крайне мало. Интенсивная трещиноватость меланжированных серпентинитов определяет их высокие коллекторские свойства, а низкая плотность и весьма высокая “мобильность” (т.е. хорошо известная способность серпентинитов к подвижности даже при минимальных тектонических усилиях) зачастую приводят к

формированию неотектонических антиформ, что интересно и для нефтяной геологии.

В последние годы установлено широкое распространение ультраосновных пород в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна, и проблемы ультрамафитовых комплексов Западной Сибири рассмотрены во многих публикациях [4, 8–10, 19, 20, 23–25, 27–28 и др.]. Исследования многочисленных образцов ультрабазитов показали, что в большинстве случаев они в значительной мере серпентинизированы с практически полным отсутствием таких первичных минералов, как оливины и пироксены. В связи с этим, большой интерес представляют перидотиты Хултурского массива (Турская площадь), в которых присутствуют в значительном количестве не только хромшпинелиды, оливины и ортопироксены, но и клинопироксены [9, 24].

Основные проблемы при исследовании ультрабазитов Западной Сибири связаны с тем, что подавляющее большинство их представляют собой интенсивно преобразованные и практически полностью серпентинизированные породы. Единственным путем расшифровки первичных свойств является изучение реликтов исходных минералов. В этом отношении наиболее информативными являются хромшпинелиды, сохраняющиеся даже в интенсивно метаморфизованных серпентинитах. В редких случаях удается найти другие первичные минералы.

В данной работе особенности мантийных ультрамафитовых комплексов, являющихся составной частью фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна, рассмотрены, главным образом, на результатах исследования первичных минералов ультрабазитов, отобранных из керна целого ряда скважин [9, 19, 20, 23–25].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы пород определены рентгеноспектральным флуоресцентным методом в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Составы минералов установлены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Содержания редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН по методике [26].

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Изученные ультрамафитовые комплексы фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна можно разделить на две

группы. Для ультрабазитов первой группы, куда попадают образцы из подавляющего большинства исследованных скважин, характерна фактически полная серпентинизация с наличием из числа первичных минералов практически только хромшпинелидов. Вторая, очень немногочисленная группа, представлена в основном хорошо сохранившимися перидотитами, в составе которых присутствуют хромиты, оливины, ортопироксены и клинопироксены.

Серпентинизированные **ультрабазиты первой группы** рассмотрены на основе исследования образцов, отобранных из керна скважин (№№ 10369, 10351) на Узбекском месторождении и скважины (№ 10368) на Хултурском месторождении (табл. 1). Изучены также ультрабазиты из скважин (№№ 53, 55, 61, 63, 70) Северо-Кальчинской, Кальчинской и Восточно-Кальчинской нефте-газопромысловых площадей (Кальчинский массив), и из керна скважины Немчиновская 40 (Немчиновский массив). Приводятся оригинальные данные по образцам ультрабазитов из скважин № 10601 Ново-Супринской площади и № 8003 на Верхнеуисском массиве (рис. 1).

Изученные ультрабазиты обычно практически полностью серпентинизированы и представлены в основном породами дунит-гарцбургитовой ассоциации (рис. 2). Подавляющее большинство первичных минералов исследованных ультраосновных пород замещено антигоритом, баститом и хризотилом. Последний часто присутствует в виде прожилков. Часть изученных ультрабазитов относится к аподунитовым разностям, а большинство соответствует апогарцбургитовым серпентинитам с псевдоморфозами серпентина по ортопироксену в количестве до 10–20% объема. Из первичных минералов присутствуют главным образом хромшпинелиды. Встречаются также редкие мелкие реликтовые зерна оливина. Хромшпинелиды (размерами до 1–2 мм) наблюдаются в качестве аксессуарной вкрапленности среди серпентинитовой матрицы.

По соотношению никеля и хрома, относительно устойчивых при вторичных процессах, ультрабазиты первой группы располагаются на диаграммах в поле тектонизированных респитов из офиолитовых ассоциаций, резко отличаясь от ультраосновных кумулятов повышенными значениями Ni – 1740–2220 г/т. В наибольшей степени они соответствуют гипербазитам из офиолитов Троодоса (Кипр), отличаясь от ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта относительно меньшими значениями никеля (рис. 3).

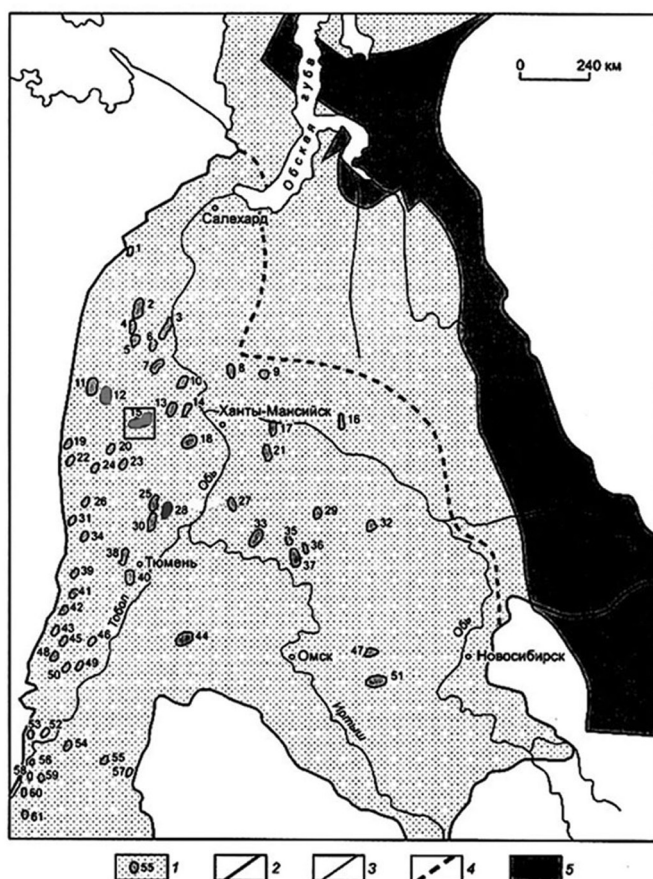
Наиболее представительные данные по **ультрабазитам второй группы** получены в результате исследования образцов ультраосновных пород, отобранных из керна скважины 10367 на Хултурском массиве, располагающемся в западной части Западно-Сибирского осадочного бассейна (рис. 1).

Гипербазиты из скважины 10367 слабо изменены и есть отдельные участки (выполненные оливи-

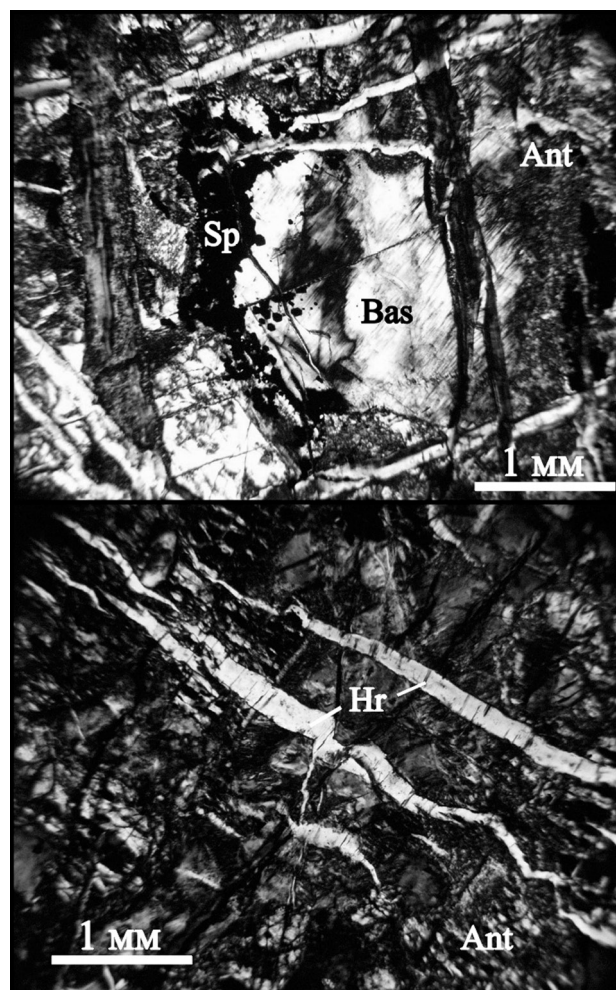
Таблица 1. Представительные анализы ультрабазитов фундамента Западно-Сибирской платформы

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
скважины	10351		10369			10367		
глубина, м	1791.4	1794	1785.4	1787.7	1790.7	1799	1801	1803
SiO ₂	38.17	38.60	38.07	37.85	37.06	40.50	40.64	41.87
TiO ₂	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.07	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	0.85	1.01	0.77	0.61	0.65	1.67	2.10	2.03
FeO	4.96	4.80	4.89	4.63	5.65	5.20	3.80	5.00
Fe ₂ O ₃	1.55	1.40	2.10	1.80	1.70	2.95	4.07	3.16
MnO	0.11	0.11	0.14	0.12	0.13	0.10	0.11	0.10
MgO	39.36	38.10	38.48	40.33	40.12	34.87	35.34	35.68
CaO	0.17	1.75	0.67	0.14	0.13	1.63	2.01	2.21
Na ₂ O	0.30	0.25	0.40	0.40	0.20	0.40	0.40	0.40
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01
П.п.п.	14.30	14.20	14.50	14.10	14.30	11.50	10.40	7.80
Сумма	99.80	100.27	100.05	100.00	99.96	98.92	98.98	98.33
Cr	2170	2870	2490	1830	2310	2953	1527	1154
Ni	4690	2505	4960	3920	4540	2454	864	647

Примечание. 1–5 – ультрабазиты 1 группы (Узбекский массив), апогарцбургитовые серпентиниты; 6–8 – ультрабазиты 2 группы (Хултурский массив), лерцолиты. Здесь и во всех последующих таблицах: окислы – мас. %, Cr, Ni, редкие и редкоземельные элементы – г/т.

**Рис. 1.** Распространение ультрабазитов в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

1 – ультрабазиты; 2 – граница бассейна; 3, 4 – восточная граница: 3 – герцинит, 4 – гранитизации; 5 – байкалиты [4]. Номера на схеме: 15 – Ново-Супринский и Узбекский массивы; 12 – Верхнеустьевский массив; 28 – Кальчинский массив. Прямоугольником обозначен район Хултурского и Узбекского массивов.

**Рис. 2.** Фотографии шлифов серпентинизированных гипербазитов первой группы (Узбекский массив).

Sp – хромшпинелид, Ant – антигорит, Bas – бастит, Hr – хризотил.

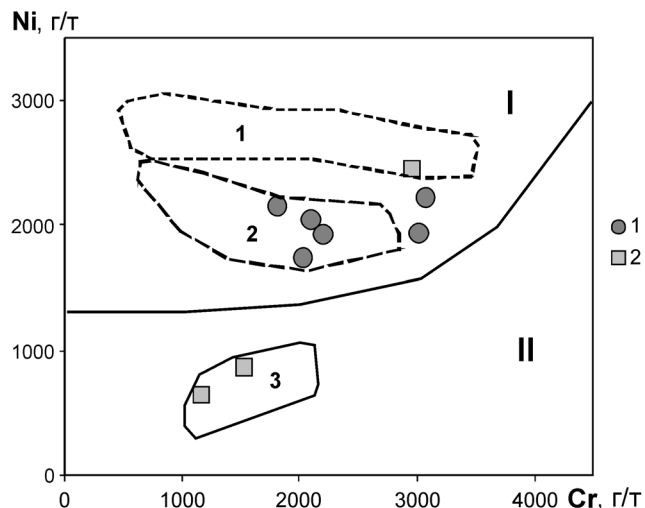


Рис. 3. Соотношение Ni–Cr в гипербазитах фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

1 – ультрабазиты 1-ой группы (Узбекский массив), 2 – перидотиты 2-ой группы (скв. 10367, Хултурский массив). Области тектонизированных метаморфических гипербазитов (I) и кумулятивных магматогенных ультрамафитов (II) из офиолитовых ассоциаций. Поля тектонизированных гипербазитов из современной океанической литосферы в районе трансформного разлома 15°20' в Центральной Атлантике (1) и из офиолитов Троодоса на о. Кипр (2). Поле магматогенных ультрабазитов из расслоенного комплекса офиолитов Южной Тувы, Карашатский массив (3). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [9, 21].

ном, ортопироксеном и клинопироксеном), с практически полным отсутствием серпентина (рис. 4). По соотношению первичных минералов породы соответствуют клинопироксенсодержащим перидотитам. По химическому составу (табл. 1), прежде всего, по Al_2O_3 и CaO они близки к лерцолитам. На диаграмме Ni–Cr перидотиты явно отличаются от гипербазитов первой группы по существенно более низким содержаниям никеля (до 647 г/т). Они располагаются преимущественно в области ультраосновных кумулятов и в поле гипербазитов Карашатского офиолитового массива. Необходимо отметить, что в хромшпинелидах Карашатского массива нами найдены расплавные включения, что является прямым доказательством магматогенного происхождения ультраосновных пород. Есть также отдельные анализы перидотитов Хултурского массива с высокими значениями Cr, характерными для океанических ультрамафитов в области тектонизированных метаморфических гипербазитов (рис. 3). Таким образом, данные по химическим составам не позволяют однозначно установить роль магматических систем при формировании рассмотренных лерцолитов Хултурского массива.

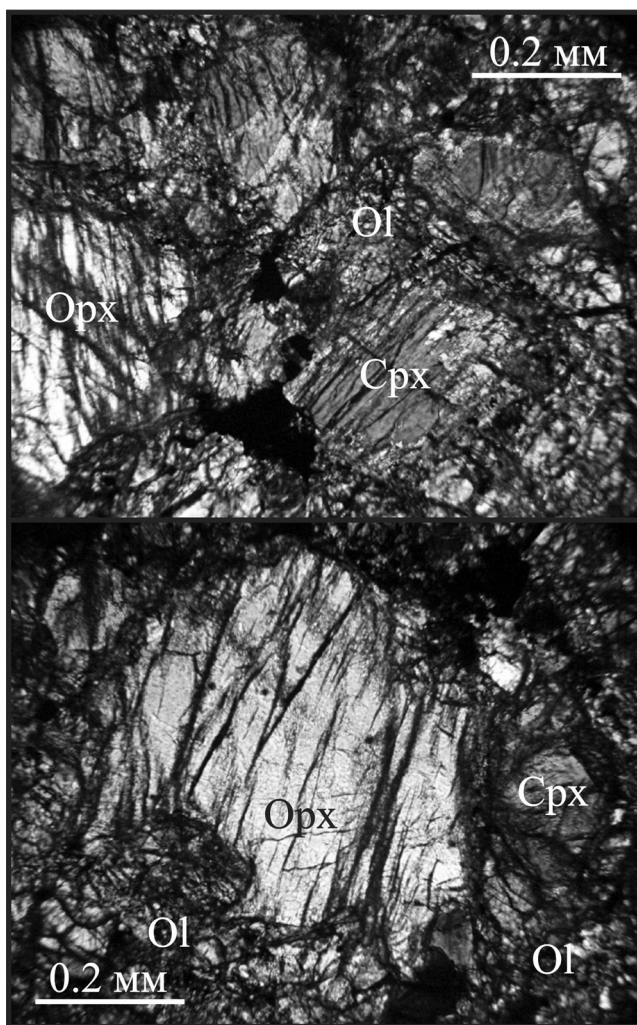


Рис. 4. Фотографии шлифов клинопироксеновых перидотитов (лерцолитов) второй группы (Хултурский массив).

Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Для практически полностью серпентинизированных **ультрабазитов первой группы** представительная информация была получена главным образом для хромшпинелидов (табл. 2–4) из ультраосновных пород Кальчинского и Немчиновского массивов, Ново-Супринского и Верхнеуусского массивов, а также Узбекского месторождения и скважины № 10368 на Хултурском массиве.

В Кальчинском массиве хромшпинелиды обладают широкими вариациями магнезиальности ($Mg\#$ – от 47 до 86%) при значительно более узких диапазонах хромистости, различающихся для ультрабазитов из отдельных скважин. Наиболее высокохромистые ($Cr\#$ – 69.5–71.4%) хромшпинелиды установлены в ультрабазитах скважины № 70. Наи-

Таблица 2. Представительные анализы хромшпинелидов из гипербазитов Кальчинского массива

№	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	3	0.00	0.05	23.21	44.82	15.68	0.00	15.28	0.00	0.00	0.13	99.17	69.28	53.82
2	4	0.00	0.05	24.04	45.14	14.23	0.00	15.76	0.00	0.00	0.13	99.35	70.93	53.80
3	5	0.01	0.05	23.51	45.07	13.00	0.01	17.36	0.00	0.02	0.11	99.13	77.59	53.37
4	10	0.00	0.04	23.69	45.28	11.44	0.00	19.05	0.00	0.00	0.12	99.63	83.82	52.77
5	11	0.01	0.03	23.07	45.09	16.81	0.00	14.20	0.00	0.00	0.08	99.29	64.76	54.51
6	12	0.00	0.03	23.85	45.75	14.85	0.00	15.32	0.00	0.01	0.09	99.89	68.86	54.48
7	13	0.00	0.00	35.21	35.79	13.60	0.00	14.98	0.00	0.00	0.16	99.74	64.88	40.96
8	15	0.00	0.00	33.08	35.33	12.28	0.00	18.77	0.00	0.00	0.13	99.59	79.97	39.80
9	17	0.00	0.00	32.80	37.66	14.67	0.00	14.49	0.00	0.00	0.12	99.74	63.46	43.62
10	18	0.01	0.00	35.76	35.44	11.80	0.00	16.31	0.00	0.00	0.14	99.46	70.03	40.24
11	20	0.00	0.00	35.67	33.29	11.09	0.00	19.58	0.01	0.00	0.12	99.76	82.11	36.93
12	24	0.00	0.00	36.16	33.79	8.80	0.00	20.74	0.00	0.00	0.11	99.59	86.32	37.21
13	25	0.00	0.00	36.28	34.77	10.96	0.00	17.40	0.00	0.01	0.10	99.52	73.97	39.11
14	26	0.03	0.00	12.19	51.93	23.46	0.00	11.65	0.00	0.01	0.08	99.35	56.37	66.65
15	27	0.00	0.08	11.91	53.97	21.27	0.00	12.24	0.00	0.00	0.09	99.56	58.95	68.99
16	30	0.01	0.10	12.37	53.51	20.04	0.01	12.56	0.00	0.01	0.10	98.72	60.71	68.68
17	31	0.01	0.11	12.33	53.51	20.85	0.01	11.95	0.00	0.00	0.06	98.85	57.87	68.92
18	33	0.00	0.08	16.05	48.94	17.83	0.00	16.31	0.00	0.00	0.09	99.30	75.25	59.92
19	34	0.01	0.05	14.76	49.78	18.40	0.00	15.70	0.00	0.01	0.08	98.78	73.44	61.77
20	35	0.00	0.00	19.24	45.48	17.11	0.00	16.95	0.00	0.00	0.07	98.85	77.27	54.89
21	38	0.00	0.00	11.73	59.33	12.31	0.00	16.08	0.00	0.00	0.09	99.54	75.81	74.01
22	45	0.01	0.00	13.77	57.45	11.27	0.00	16.54	0.00	0.00	0.04	99.08	77.27	71.17
23	52	0.01	0.00	14.73	56.44	13.25	0.00	15.05	0.00	0.00	0.00	99.48	70.45	70.10
24	53	0.00	0.00	12.52	56.77	13.56	0.00	15.97	0.00	0.00	0.02	98.83	75.36	71.02
25	54	0.01	0.00	13.29	56.68	12.29	0.00	16.43	0.00	0.00	0.01	98.72	77.11	70.59
26	57	0.00	0.00	14.81	56.07	11.93	0.00	16.02	0.00	0.00	0.02	98.86	74.93	69.51
27	59	0.00	0.00	14.65	56.32	12.46	0.00	15.92	0.00	0.00	0.03	99.38	74.24	69.60
28	60	0.01	0.00	13.32	56.77	14.07	0.00	14.75	0.00	0.00	0.03	98.96	69.93	71.36
29	61	0.00	0.00	19.40	49.17	14.45	0.00	16.36	0.00	0.00	0.09	99.48	74.60	59.33
30	63	0.00	0.00	21.00	48.28	15.35	0.00	15.06	0.00	0.00	0.06	99.74	68.64	58.28
31	67	0.00	0.00	17.74	51.05	15.15	0.00	15.96	0.00	0.00	0.04	99.94	73.07	61.93
32	68	0.00	0.00	17.60	50.44	16.68	0.00	14.03	0.00	0.00	0.04	98.79	65.75	62.63
33	71	0.00	0.00	18.81	48.30	14.89	0.00	17.72	0.00	0.02	0.06	99.79	79.94	57.70
34	73	0.01	0.00	18.94	48.38	17.98	0.00	14.33	0.00	0.00	0.05	99.70	66.12	59.15
35	74	0.00	0.00	19.64	49.65	15.18	0.00	15.23	0.00	0.00	0.05	99.76	69.69	60.18

Примечание. 1–6 – скважина № 61, 7–13 – скважина № 53, 14–21 – скважина № 55, 22–28 – скважина № 70, 29–35 – скважина № 63. Здесь и в последующих таблицах: Mg# = $Mg \times 100 / (Mg + Fe^{2+})$, Cr# = $Cr \times 100 / (Cr + Al)$.

меньшей хромистостью (Cr# – 34.9–43.6%) обладают минералы скважины № 53. Шпинелиды из других скважин (№№ 55, 61, 63А) имеют промежуточные значения хромистости. Хромшпинелиды Немчиновского массива более выдержаны по составу и образуют плотный рой точек в пределах Cr# = 63–67% и Mg# = 46–50% (рис. 5).

Для выяснения степени деплетированности гипербазитов использованы отношения Cr/Al в хромшпинелидах, увеличивающиеся по мере роста частичного плавления, которое было оценено на основе данных из [14, 21, 37, 38]. Шпинелиды Кальчинского массива с минимумом хромистости свидетельствуют об умеренной деплетированности ультрабазитов скважины № 53 со степенью частичного плавления 17–20%. Данные по хромшпинелидам говорят о высокой степени плавления (более 20%) ультрабазитов из скважин №№ 61 и 63.

Максимально деплетированы породы скважин №№ 55 и 70, для которых степень частичного плавления составляет более 25%.

В хромшпинелидах из ультрабазитов Немчиновского массива были проанализированы микровключения, соответствующие по составу диопсидам с железистостью 5.15–6.07% и авгитам, железистость – 4.32–5.58% (табл. 5). Реже встречается энстатит с железистостью 8.02%. На диаграмме Na/(Na + Cr)–Cr/(Cr + Al) для сосуществующих клинопироксенов и хромшпинелидов ультрабазиты Немчиновского массива попадают в поле островных дуг (рис. 6).

На диаграмме Cr#–Mg# все хромшпинелиды из ультрабазитов Ново-Супринского массива обладают островодужными характеристиками и совпадают с данными по минералам из ультраосновных пород древних офиолитов Западного Саяна и Кузнец-

Таблица 3. Представительные анализы хромшпинелидов из гипербазитов Ново-Супринского и Верхнеиусского массивов

№	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	2	0.03	0.09	15.46	51.31	19.12	0.29	12.76	0.00	0.00	0.10	99.16	61.00	69.01
2	3	0.03	0.09	15.61	51.31	19.86	0.26	12.59	0.00	0.01	0.11	99.86	59.83	68.80
3	5	0.00	0.19	13.21	52.36	16.10	0.58	16.85	0.09	0.02	0.10	99.51	79.51	72.67
4	6	0.01	0.50	14.12	51.47	15.17	0.56	16.46	0.79	0.02	0.06	99.16	78.81	70.98
5	7	0.03	0.02	8.21	57.03	23.14	0.76	10.43	0.01	0.04	0.07	99.75	52.75	82.33
6	8	0.03	0.07	8.86	53.38	27.48	0.87	8.01	0.00	0.04	0.07	98.81	41.51	80.17
7	13	0.01	0.04	6.42	60.64	23.48	0.44	8.00	0.01	0.03	0.07	99.13	41.41	86.37
8	14	0.01	0.07	6.12	63.65	15.50	0.96	13.27	0.11	0.03	0.04	99.74	66.97	87.46
9	16	0.02	0.04	5.94	62.56	15.13	0.74	14.91	0.08	0.03	0.06	99.51	74.05	87.60
10	17	0.13	0.03	6.67	59.96	19.34	0.55	12.96	0.15	0.00	0.08	99.87	64.40	85.78
11	18	0.00	0.05	8.13	60.01	22.76	0.69	7.68	0.01	0.03	0.09	99.44	39.77	83.20
12	19	0.00	0.07	8.00	60.70	24.11	0.52	7.14	0.00	0.00	0.02	100.56	36.48	83.58
13	20	0.00	0.05	6.68	61.58	23.04	0.48	7.64	0.14	0.02	0.04	99.67	39.62	86.08
14	21	0.00	0.09	16.80	52.79	15.38	0.25	14.79	0.00	0.02	0.11	100.23	68.81	67.82
15	23	0.65	0.10	6.93	57.49	20.31	0.37	13.89	0.00	0.03	0.04	99.81	66.41	84.77
16	24	0.00	0.03	30.92	34.32	13.85	0.16	20.14	0.00	0.00	0.14	99.55	85.94	42.68
17	25	0.00	0.04	35.27	34.50	13.73	0.17	16.77	0.00	0.00	0.15	100.62	71.48	39.62
18	26	0.00	0.03	33.84	34.04	14.34	0.16	17.02	0.00	0.00	0.20	99.63	73.43	40.29
19	31	0.00	0.05	32.90	34.28	14.93	0.21	17.13	0.00	0.00	0.13	99.63	74.02	41.14
10	32	0.00	0.03	26.77	33.23	21.56	0.30	17.21	0.00	0.01	0.14	99.25	76.31	45.44
21	33	0.00	0.02	34.35	34.53	13.93	0.16	17.42	0.00	0.00	0.20	100.61	74.27	40.28
22	34	0.00	0.02	34.38	33.88	14.34	0.15	16.89	0.00	0.00	0.17	99.83	72.61	39.80
23	37	0.44	0.09	6.12	59.74	14.37	0.44	17.40	0.00	0.01	0.10	98.71	83.17	86.75
24	38	0.29	0.08	7.51	59.23	14.20	0.39	17.69	0.00	0.02	0.25	99.67	83.92	84.10

Примечание. 1–14 – Ново-Супринский массив, 15–24 – Верхнеиусский массив.

Таблица 4. Представительные анализы хромшпинелидов из гипербазитов Узбекского массива

№	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	2-2	0.04	0.23	28.26	40.12	16.88	0.46	14.24	0.17	0.02	0.11	100.53	63.73	47.17
2	2-5	0.02	0.39	24.58	42.21	19.94	0.71	13.13	0.35	0.00	0.08	101.41	60.06	50.34
3	2-5A	0.00	0.40	18.91	40.25	28.26	0.75	11.17	0.35	0.00	0.19	100.28	53.55	50.04
4	2-7	0.00	0.43	12.22	32.92	45.56	1.01	7.73	0.36	0.03	0.60	100.85	39.33	42.62
5	2-7A	0.01	0.48	7.85	24.28	58.83	0.82	5.94	0.35	0.00	0.82	99.38	31.44	32.70
6	2-7B	0.16	0.42	9.99	26.51	53.66	0.92	6.74	0.33	0.02	0.83	99.57	35.05	35.34
7	2-8	0.01	0.45	20.46	38.12	29.26	0.86	11.15	0.40	0.04	0.21	100.96	53.01	46.85
8	2-8A	0.06	0.60	9.26	26.29	55.22	1.03	6.62	0.52	0.01	0.74	100.35	34.52	34.86
9	2-8B	0.00	0.71	19.02	33.15	35.65	1.13	10.25	0.64	0.02	0.30	100.87	49.78	41.24
10	2-10	0.00	0.65	15.92	36.10	36.53	1.11	10.07	0.62	0.03	0.32	101.36	49.44	45.31
11	2-10A	0.05	0.65	21.71	31.21	33.93	1.06	11.30	0.54	0.01	0.34	100.81	53.68	38.20
12	2-11	0.36	0.47	13.97	28.92	45.76	0.92	9.28	0.42	0.02	0.53	100.64	45.61	37.20
13	2-12A	0.00	0.62	3.48	15.29	73.89	0.91	4.42	0.49	0.01	1.06	100.17	24.06	20.97
14	2-15A	1.11	0.59	13.72	32.19	41.24	1.06	9.92	0.51	0.07	0.49	100.90	47.47	42.28
15	2-17Г	0.02	0.00	26.29	42.68	16.20	0.37	14.00	0.00	0.00	0.05	99.60	63.53	50.90
16	1-1	0.03	0.00	28.45	40.79	17.57	0.28	12.96	0.01	0.01	0.11	100.21	58.38	48.35
17	1-3	0.14	0.00	29.25	38.67	19.58	0.49	12.49	0.01	0.04	0.10	100.77	56.10	45.73
18	1-4	0.01	0.00	27.79	41.38	17.85	0.31	12.83	0.00	0.00	0.09	100.26	58.00	49.16
19	1-5	0.02	0.00	28.21	40.96	17.76	0.28	12.70	0.00	0.00	0.04	99.98	57.39	48.75
20	1-6	0.03	0.00	29.07	40.27	17.77	0.26	12.79	0.00	0.00	0.10	100.29	57.45	47.63
21	1-7	0.01	0.00	28.32	40.09	18.45	0.36	12.36	0.00	0.00	0.10	99.69	56.29	47.88
22	1-8	0.00	0.00	28.10	41.10	17.79	0.29	12.65	0.01	0.00	0.11	100.04	57.33	48.90
23	1-9	0.01	0.00	28.98	40.23	17.58	0.29	12.77	0.00	0.00	0.14	99.99	57.67	47.69
24	1-10	0.01	0.00	29.71	39.50	17.17	0.38	13.04	0.00	0.00	0.07	99.88	58.70	46.66
25	1-11	0.01	0.00	28.33	40.60	17.85	0.29	12.59	0.00	0.00	0.08	99.75	57.10	48.40
26	1-12	0.00	0.00	28.42	41.11	17.70	0.29	12.68	0.00	0.00	0.08	100.28	57.22	48.75

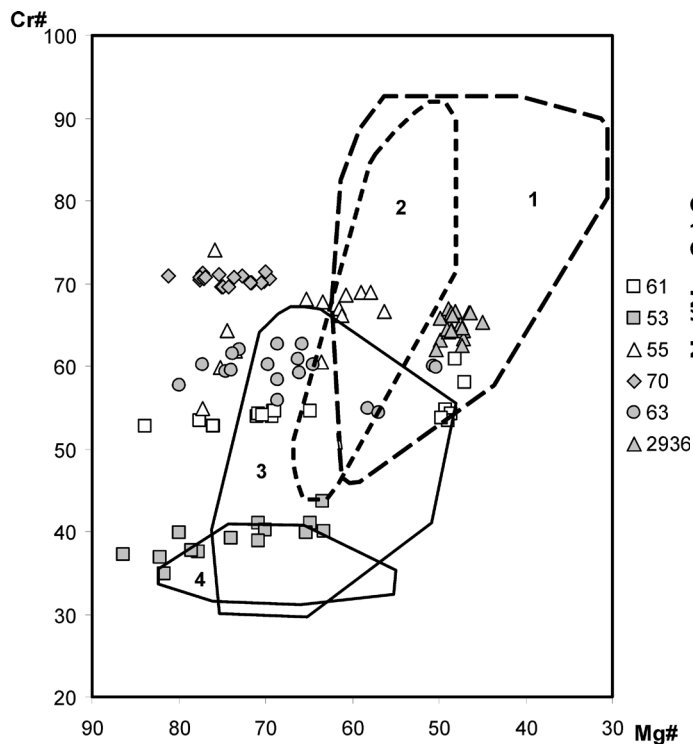


Рис. 5. Составы хромшпинелидов из ультрабазитов Кальчинского и Немчиновского массивов.

Цифры соответствуют номерам скважин (2936 – Немчинский массив, остальные – Кальчинский). Поля: 1, 2 – хромшпинелиды из гипербазитов офиолитов Кузнецкого Алатау (1) и Западного Саяна (2); 3, 4 – хромшпинелиды из ультраосновных пород зон трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта (3 – разлом 15°20', 4 – разлом Сант-Поль). Здесь и далее: $Cr\# = Cr \times 100 / (Cr + Al)$, $Mg\# = Mg \times 100 / (Mg + Fe)$. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [21, 23].

кого Алатау. В случае Верхнеуусского массива высокохромистые шпинели также соответствуют минералам из ультрамафитов фундамента современных островных дуг и офиолитов Алтае-Саянской области, в то время как минералы с меньшей хромистостью располагаются в полях хромшпинелидов из ультраосновных пород срединно-океанических хребтов (рис. 7).

Высокохромистые шпинелиды Ново-Супринского массива (скважина № 10601) свидетельствуют о макси-

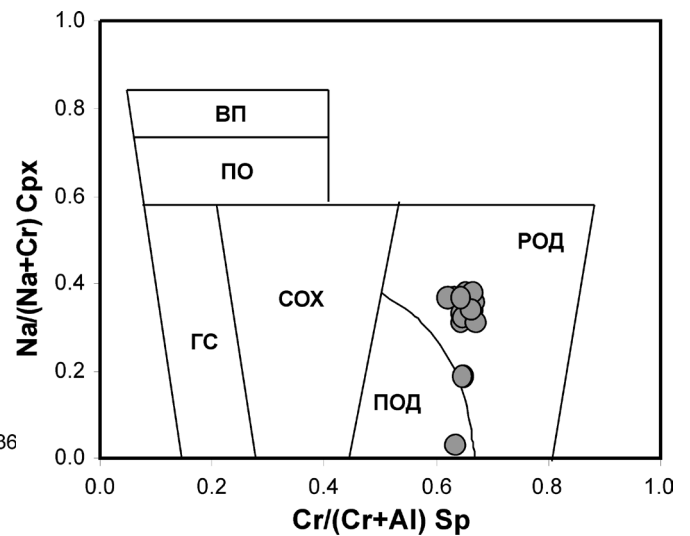


Рис. 6. Диаграмма $Na/(Na + Cr) - Cr/(Cr + Al)$ для хромшпинелидов и находящихся в них включений клинопироксенов (гипербазиты Немчиновского массива).

Гипербазиты различных геодинамических обстановок: ВП – внутриплитные, ПО – пассивных окраин океанов, ГС – границ скольжения, СОХ – срединно-океанических хребтов, РОД – примитивных островных дуг, ПОД – развитых островных дуг. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [15].

мальном деплетировании ультрабазитов, для которых степень частичного плавления составляет более 25%. Подобные, предельно деплетированные гипербазиты, с хромистостью шпинели более 65% характерны для примитивных островодужных систем (глубководные желоба Тонга и Марианский в Тихом океане).

Сравнивая с нашими данными по образцам ультраосновных пород Кальчинского массива, отобранных из керна скважин на Северо-Кальчинской, Кальчинской и Восточно-Кальчинской площадях Западной Сибири, видим, что высокохромистые хромшпинелиды Ново-Супринского месторождения и Верхнеуусского массива соответствуют шпинелидам из максимально деплетированных гипербазитов скважин 55 и 70. Хромшпинелиды низкохромистой группы в ультрабазитах Верхнеуусского массива совпадают со шпинелями с минимумом хромистости в умеренно деплетированных гипербазитах скважины 53.

Таблица 5. Представительные анализы микровключений клинопироксенов в хромшпинелидах из гипербазитов Немчинского массива

№	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#
1	диопсид	54.19	0.00	0.78	0.79	1.77	0.11	18.40	24.00	0.18	0.00	100.21	94.88
2	диопсид	54.13	0.00	0.89	1.22	2.10	0.06	18.25	23.98	0.22	0.02	100.87	93.93
3	диопсид	54.04	0.01	0.86	1.08	2.06	0.04	17.76	24.49	0.27	0.01	100.62	93.89
4	диопсид	54.57	0.00	0.78	1.10	1.85	0.06	17.74	24.09	0.23	0.01	100.42	94.47
5	диопсид	54.36	0.00	0.94	1.01	1.99	0.07	18.12	24.09	0.24	0.02	100.83	94.19

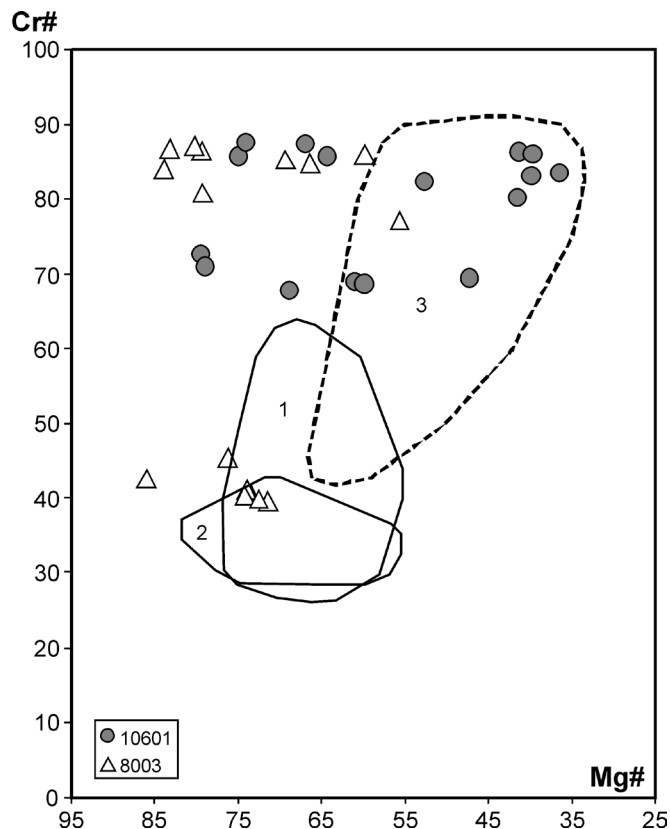


Рис. 7. Составы хромшпинелидов из ультрабазитов Ново-Супринского (10601) и Верхнеуисского (8003) массивов.

Поля хромшпинелидов: 1, 2 – из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта – разломы 15°20' (1) и Сант-Поль (2); 3 – из ультрабазитов древних офиолитов Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [21, 23].

Для хромшпинелидов из ультрабазитов Узбекского месторождения характерно падение хромистости (Cr# – от 52 до 25%) при снижении магнезиальности (Mg# – от 64 до 28%), что связано, скорее всего, с вторичными метаморфическими преобразованиями минералов. В то же время, в случае хромшпинелидов Хултурского месторождения (скважина № 10368) отмечается обратная картина – рост хромистости (Cr# – от 39 до 65%) при снижении магнезиальности (рис. 8).

Сравнение с данными по другим районам Западной Сибири показало, что рассмотренные хромшпинелиды Узбекского и Хултурского (скважина № 10368) месторождений существенно отличаются от минералов из гипербазитов Ново-Супринского, Верхнеуисского и Кальчинского массивов. Не похожи они и на хромиты из офиолитовых ультрамафитов. По соотношению хромистости и магнезиальности хромшпинелиды Узбекского месторождения близки к минералам из ультраосновных пород срединно-океанических хребтов, попадая частич-

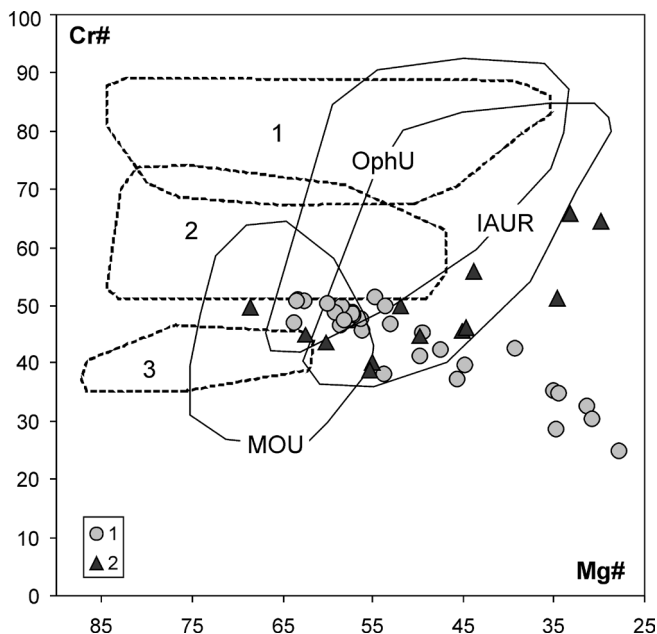


Рис. 8. Составы хромшпинелидов из ультрабазитов Узбекского месторождения и скважины № 10368 на Хултурском массиве.

1, 2 – хромиты Узбекского (1) и Хултурского (2) массивов. Поля хромшпинелидов из гипербазитов: MOU – зона разлома 15°20' (Центральная Атлантика), OphU – офиолиты Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, IAUR – фундамент островных дуг (глубоководные желоба). Поля 1–3 – хромшпинелиды из гипербазитов фундамента Западно-Сибирского бассейна: Ново-Супринский и Верхнеуисский массивы (1), Кальчинский массив (2), Кальчинский и Верхнеуисский массивы (3).

но и в поле с островодужными характеристиками. В то же время, для Хултурского месторождения характерна преимущественно ассоциация с хромитами из ультрабазитов фундамента островных дуг (рис. 8).

Исследования показали, что для наиболее магнезиальных хромшпинелидов значения хромистости варьируют в диапазоне 37–52% для Узбекского и 38–50% – для Хултурского месторождения. Это свидетельствует об умеренной деплетированности ультрабазитов со степенью частичного плавления 17–20% и показывает их сходство с ультраосновными породами океанов. Данные по составам наименее магнезиальных хромшпинелидов говорят о высокой степени плавления (более 20–25%) ультрабазитов из Хултурского месторождения. Подобные сильно деплетированные ультрабазиты с хромистостью шпинели более 60% характерны для примитивных островодужных систем (глубоководные желоба Тонга и Марианский в Тихом океане).

Для **ультрабазитов второй группы** были изучены составы всех первичных минералов (оливинов, орто- и клинопироксенов, а также хромшпинелидов, табл. 6–9) в клинопироксеновых гарцбургитах скважины № 10367 на Хултурском массиве.

Таблица 6. Представительные анализы хромшпинелидов из клинопироксеновых перидотитов (лерцолитов) Хултурского массива

№	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	1.2	0.00	0.07	57.25	11.96	12.17	0.11	19.25	0.00	0.39	101.20	74.72	12.29
2	1.3	0.00	0.09	57.29	12.13	12.09	0.09	19.29	0.00	0.36	101.34	74.67	12.44
3	1.4	0.00	0.09	57.37	12.17	12.18	0.10	18.94	0.00	0.38	101.23	73.55	12.46
4	2	0.03	0.08	57.82	11.96	12.41	0.08	18.70	0.02	0.36	101.45	72.43	12.19
5	2.7	0.01	0.06	56.80	12.63	12.64	0.10	18.70	0.00	0.35	101.29	72.79	12.98
6	2.2	0.00	0.05	58.94	10.53	12.33	0.10	19.09	0.01	0.36	101.41	73.63	10.70
7	1	0.00	0.07	57.53	12.08	12.08	0.10	19.05	0.00	0.37	101.27	73.89	12.35
8	1.5	0.00	0.08	56.98	12.33	11.80	0.07	19.40	0.01	0.33	101.00	75.26	12.68
9	1.6	0.00	0.07	56.91	12.38	12.13	0.10	19.19	0.00	0.31	101.10	74.53	12.73
10	2.1	0.00	0.06	57.32	11.81	11.96	0.08	18.88	0.02	0.34	100.46	73.72	12.14
11	14	0.00	0.06	57.18	11.65	11.66	0.14	19.22	0.01	0.41	100.33	75.22	12.02
12	16	0.00	0.07	57.40	11.95	11.85	0.08	19.26	0.00	0.36	100.97	74.74	12.25
13	17	0.00	0.06	57.02	11.46	11.88	0.08	19.29	0.01	0.42	100.22	75.47	11.88
14	18	0.00	0.07	56.78	11.63	12.14	0.12	19.00	0.01	0.39	100.13	74.56	12.08
15	20	0.00	0.08	56.74	11.98	12.03	0.09	19.31	0.01	0.43	100.67	75.36	12.41
16	22	0.00	0.08	56.78	11.85	12.17	0.09	19.13	0.01	0.41	100.51	74.78	12.28
17	24	0.00	0.08	56.03	11.60	12.14	0.12	19.01	0.01	0.38	99.37	75.15	12.19
18	25	0.00	0.08	56.87	11.81	12.19	0.07	19.34	0.01	0.38	100.74	75.28	12.23
19	27	0.00	0.06	57.14	11.73	11.92	0.08	19.20	0.00	0.36	100.50	74.88	12.10
20	28	0.00	0.07	56.50	11.41	11.94	0.12	19.25	0.01	0.41	99.70	75.77	11.93
21	30	0.00	0.08	56.29	11.61	12.18	0.13	19.03	0.00	0.36	99.67	74.96	12.15
22	33	0.00	0.09	56.15	11.73	11.96	0.10	19.12	0.01	0.41	99.56	75.42	12.29
23	34	0.00	0.08	56.97	11.85	12.16	0.13	19.20	0.00	0.36	100.76	74.84	12.25
24	35	0.00	0.10	56.54	11.81	11.90	0.13	19.11	0.00	0.38	99.97	75.04	12.29
25	36	0.00	0.07	56.35	12.00	11.86	0.13	19.23	0.01	0.39	100.04	75.55	12.50
26	38	0.00	0.07	56.36	11.61	12.21	0.11	18.93	0.04	0.42	99.75	74.71	12.14
27	39	0.00	0.08	56.35	11.45	12.32	0.15	18.85	0.03	0.37	99.61	74.47	12.00
28	41	0.00	0.08	56.93	11.89	11.84	0.13	19.09	0.01	0.36	100.32	74.70	12.29
29	42	0.00	0.06	56.50	11.73	11.82	0.07	19.29	0.01	0.37	99.85	75.68	12.22
30	43	0.00	0.08	56.20	11.64	12.14	0.13	18.99	0.01	0.29	99.47	74.86	12.20
31	46	0.00	0.08	56.42	11.43	12.49	0.10	18.94	0.01	0.41	99.87	74.55	11.96
32	47	0.00	0.09	56.26	11.71	12.03	0.12	18.99	0.01	0.39	99.59	74.90	12.25
33	51	0.00	0.10	55.77	11.47	13.99	0.14	18.39	0.15	0.38	100.38	72.74	12.12
34	56	0.00	0.08	56.14	11.03	12.36	0.10	19.06	0.01	0.35	99.13	75.34	11.65
35	63	0.00	0.07	56.22	11.50	12.01	0.09	19.22	0.01	0.42	99.54	75.77	12.07

Оливины, занимающие большую часть изученных перидотитов из скважины 10367, содержат 88.7–89.7% форстеритового компонента (табл. 7) и по данной характеристике соответствуют минералам из ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта, отличаясь от оливинов из ультрамафитов субдукционных зон (глубоководных желобов) и древних офиолитов Алтае-Саянской области, для которых характерна более высокая магнезиальность. *Ортопироксены* из перидотитов скважины № 10367 показывают определенную зональность в распределении элементов. В частности, центры энстатитов содержат меньше титана и алюминия при большей магнезиальности, по сравнению с краями зерен. Отличительной особенностью изученных перидотитов скважины № 10367 является значительное присутствие *клинопироксенов*, что говорит о развитии лерцолитового парагенезиса при форми-

ровании данных ультраосновных пород. Клинопироксены по своему составу отвечают, главным образом, диопсидам с магнезиальностью 90.0–91.7%. Все проанализированные *хромшпинелиды* из перидотитов скважины № 10367 по соотношению Al–Cr–Fe³⁺ отвечают пикотитам, отличаясь от минералов из гипербазитов первой группы, отобранных в других скважинах.

Основной объем наиболее интересной информации об особенностях формирования и эволюции перидотитов скважины № 10367 получен в результате исследования хромшпинелидов и клинопироксенов.

Хромшпинелиды из пород скважины № 10367 Хултурского массива показывают низкие содержания Cr₂O₃ (до 12.6 мас. %), отличаясь от минералов из других скважин в этом районе. В частности, в скважине № 10368 на этом же массиве хромшпинелиды представлены феррихромитами (Cr₂O₃ –

Таблица 7. Представительные анализы оливинов из клинопироксеновых перидотитов (лерцолитов) Хултурского массива

№ п.п.	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
1	1/1	41.07	0.01	0.01	9.71	0.16	49.33	0.01	0.37	100.67	89.57
2	1/1А	41.15	0.01	0.01	10.17	0.21	48.35	0.01	0.36	100.25	88.91
3	1/1Б	40.80	0.01	0.02	10.18	0.22	47.07	0.02	0.31	98.63	88.66
4	1/1-Б	41.60	0.00	0.01	9.71	0.14	49.73	0.03	0.34	101.55	89.66
5	1/1-Б/2	41.59	0.00	0.02	9.73	0.15	49.88	0.02	0.32	101.71	89.69
6	1/1В	40.75	0.01	0.02	9.70	0.15	48.25	0.01	0.35	99.22	89.39
7	1/1Г	41.41	0.00	0.01	9.64	0.14	49.56	0.02	0.36	101.13	89.69
8	1/1-Г	41.10	0.01	0.02	9.51	0.15	49.83	0.01	0.33	100.96	89.89
9	1/1-Г/1	41.33	0.00	0.04	9.68	0.14	49.75	0.01	0.32	101.27	89.73
10	1-Е	41.02	0.01	0.01	9.70	0.13	49.29	0.01	0.33	100.51	89.63
11	1-Е	40.99	0.01	0.00	9.88	0.14	49.22	0.01	0.35	100.60	89.43
12	1-Е	40.75	0.00	0.01	9.85	0.15	48.79	0.02	0.32	99.88	89.38
13	1/2	41.57	0.01	0.01	9.87	0.14	49.38	0.02	0.34	101.34	89.46
14	1	41.44	0.00	0.01	9.85	0.14	49.58	0.02	0.33	101.36	89.53
15	1	39.98	0.01	0.02	9.83	0.15	48.19	0.02	0.33	98.53	89.27
16	1/2-1	41.18	0.01	0.00	9.73	0.16	49.15	0.02	0.32	100.56	89.55
17	1/3	40.34	0.01	0.11	9.72	0.17	48.45	0.02	0.34	99.15	89.39
18	1/3А	40.19	0.01	0.02	9.94	0.15	48.30	0.01	0.34	98.95	89.19
19	2-А	41.05	0.00	0.02	9.86	0.15	49.27	0.03	0.30	100.68	89.46
20	2-Б	40.53	0.01	0.03	9.93	0.16	48.56	0.03	0.33	99.58	89.23
21	2-Б	39.89	0.00	0.02	9.79	0.15	47.95	0.04	0.31	98.15	89.25
22	2/3	40.54	0.01	0.02	9.72	0.15	48.39	0.02	0.31	99.15	89.43
23	2/2	41.16	0.01	0.03	9.93	0.16	48.90	0.01	0.33	100.53	89.32
24	2/2А	40.97	0.00	0.01	9.83	0.14	48.91	0.01	0.32	100.19	89.44

Примечание. Fo = Mg × 100/(Mg + Fe)

до 22–38 мас. %) и характеризуются практически полным отсутствием кальция, но повышенными количествами титана (0.8–0.9 мас. %) и кремния – до 6 мас. %. Магнезиальность составляет всего 29–33% [25]. В случае же рассматриваемой нами скважины № 10367, значения TiO₂ и SiO₂ в шпинелидах очень низкие (сотые доли процента), а магнезиальность явно повышена – 71–77%. Содержания Al₂O₃ также очень высокие (54–59 мас. %) и сравнимы с данными по хромшпинелидам из лерцолитов Шаимского района [7]. По соотношению TiO₂ и Al₂O₃ минералы скважины № 10367 практически соответствуют хромитам из перидотитов срединно-океанических хребтов.

По низкой хромистости (Cr# = 10.7–13%) и высокой магнезиальности хромшпинелиды из перидотитов скважины № 10367 соответствуют шпинелям из шпинель-плаггиоклазовых перидотитов (лерцолитов) массива Крака на Южном Урале [18], существенно отличаясь от минералов из ультраосновных пород древних офиолитов Алтае-Саянской области и субдукционных зон (рис. 9). Подобные соотношения Cr# и Mg# встречаются в ультрабазитах из современных океанических областей (срединно-океанические хребты) и отмечаются, судя по имеющимся данным, в шпинелях из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта в районах трансформных разломов Романш [21] и Вима [36] в Центральной Атлантике.

Сравнение с данными по другим районам Западной Сибири (рис. 9) показало, что рассмотренные хромшпинелиды из перидотитов скважины № 10367 Хултурского массива по соотношению Cr# и Mg# существенно отличаются от шпинелидов из всех ранее изученных нами ультраосновных пород (Ново-Супринский, Верхнеиусский, Кальчинский, Узбекский и другие массивы) фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна [19, 20, 23, 25 и др.].

Для выяснения степени деплетированности гипербазитов Хултурского массива использованы отношения Cr/Al в хромшпинелидах. Данные по составам (Cr# = 10.7–13%) хромшпинелидов из клинопироксеновых ультрамафитов скважины № 10367 говорят о незначительной степени плавления (менее 10%), что свидетельствует об очень слабой истощенности (деплетированности) перидотитов Хултурского массива, сравнимой с информацией по ультраосновным ксенолитам.

Клинопироксены из пород скважины № 10367 Хултурского массива находятся в тесной ассоциации с другими первичными минералами. На диаграмме соотношения составов сосуществующих клинопироксенов, ортопироксенов и хромшпинелидов минералы перидотитов скважины № 10367, обладая минимальными значениями хромистости, располагаются в начале трендов шпинелей и клинопироксенов из эталонных гипер-

Таблица 8. Представительные анализы ортопироксенов из клинопироксеновых перидотитов (лерцолитов) Хултурского массива

№	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#
1	1	53.94	0.12	4.86	0.57	6.10	0.16	31.67	1.76	0.19	0.00	99.37	90.25	7.26
2	1/1А	54.59	0.11	4.86	0.53	6.37	0.14	31.49	1.04	0.09	0.01	99.23	89.81	6.84
3	1/1Б	54.34	0.09	4.40	0.46	6.38	0.13	32.83	1.03	0.11	0.01	99.77	90.17	6.49
4	1/2	53.83	0.11	4.75	0.52	6.49	0.15	32.40	0.87	0.06	0.00	99.19	89.90	6.89
5	1/2А	53.86	0.12	4.88	0.53	6.44	0.14	31.73	1.11	0.09	0.01	98.91	89.77	6.79
6	1/2Б	54.58	0.09	4.32	0.47	6.57	0.14	32.59	0.59	0.04	0.01	99.40	89.84	6.79
7	1/3	54.57	0.09	4.49	0.51	6.24	0.13	32.33	0.96	0.10	0.01	99.43	90.23	7.07
8	1/3А	55.18	0.09	3.96	0.43	6.28	0.17	32.54	0.63	0.04	0.00	99.33	90.23	6.85
9	1/3В	54.27	0.00	4.65	0.57	6.47	0.15	32.04	0.69	0.08	0.01	98.94	89.82	7.65
10	1/3В-1	54.36	0.12	5.06	0.53	6.42	0.15	31.94	0.97	0.07	0.00	99.62	89.86	6.53
11	1/3Г-1	55.05	0.00	4.64	0.49	6.34	0.15	31.64	0.96	0.08	0.01	99.36	89.89	6.59
12	1/3Д	53.44	0.09	5.07	0.56	6.36	0.16	31.89	1.02	0.07	0.00	98.66	89.93	6.84
13	1/3Д-1	53.98	0.11	5.17	0.58	6.31	0.15	31.59	1.21	0.11	0.01	99.21	89.92	7.01
14	2/2Б	54.98	0.07	4.48	0.53	6.57	0.15	32.16	0.81	0.05	0.01	99.81	89.71	7.36
15	2/2Б-1	55.30	0.09	4.45	0.52	6.42	0.16	31.78	0.91	0.06	0.01	99.69	89.82	7.27
16	2/2Б-2	54.42	0.05	4.52	0.49	6.51	0.15	32.27	1.04	0.10	0.00	99.55	89.83	6.83
17	2/2Б-3	54.63	0.10	4.83	0.55	6.51	0.13	32.22	0.87	0.05	0.01	99.90	89.82	7.11
18	2/3	54.54	0.11	5.23	0.57	6.44	0.17	31.77	0.99	0.07	0.00	99.88	89.79	6.77
19	2/3-1	54.89	0.11	5.10	0.55	6.50	0.16	31.76	1.01	0.07	0.00	100.15	89.70	6.70
20	2/3-2	54.17	0.00	4.59	0.55	5.84	0.15	30.44	3.38	0.18	0.01	99.30	90.28	7.40
21	2/3ц	55.21	0.10	4.70	0.54	6.50	0.16	32.73	0.80	0.06	0.00	100.80	89.97	7.11
22	2/3л-1	54.98	0.10	4.68	0.53	6.63	0.15	32.39	0.82	0.04	0.01	100.34	89.70	7.06
23	2/3лк	54.97	0.12	4.98	0.52	6.50	0.15	32.16	0.91	0.08	0.00	100.39	89.81	6.59
24	3/2	54.18	0.09	5.30	0.60	6.30	0.14	31.53	0.93	0.08	0.00	99.16	89.67	7.06
25	3/2-1	53.82	0.11	5.44	0.66	6.04	0.15	31.23	1.94	0.17	0.01	99.56	89.65	7.52
26	3/3А	53.73	0.09	5.18	0.56	6.49	0.13	31.52	1.02	0.08	0.01	98.81	89.80	6.75
27	3/3А-1	53.87	0.11	5.26	0.55	6.44	0.16	31.60	1.05	0.10	0.01	99.14	89.76	6.59
28	3/3А-2	53.98	0.10	5.20	0.54	6.49	0.15	31.80	1.00	0.08	0.01	99.34	89.92	6.47
29	3/4Б	54.10	0.09	4.73	0.50	6.29	0.16	32.00	0.98	0.09	0.01	98.94	90.21	6.65
30	3/4Б-1	54.14	0.10	4.80	0.48	6.41	0.16	32.19	0.88	0.06	0.01	99.22	89.64	6.22
31	2/3пр-1	54.68	0.12	5.21	0.56	6.48	0.17	31.57	0.98	0.10	0.03	99.89	89.74	6.74
32	2/3прк	55.63	0.12	4.89	0.51	6.56	0.16	31.88	0.98	0.06	0.01	100.79	89.72	6.57
33	2/3А	54.85	0.11	4.16	0.49	6.58	0.15	32.52	1.02	0.06	0.01	99.95	90.07	7.32
34	2/3А-2	55.72	0.10	4.12	0.43	6.67	0.16	32.81	0.79	0.04	0.01	100.86	89.95	6.57

базитов Срединно-Атлантического хребта – разлом Вима в Центральной Атлантике (рис. 10). В то же время, клинопироксены из перидотитов Хултурского массива обладают повышенными содержаниями натрия и титана (рис. 11).

С помощью анализов на ионном зонде оказалось возможным выявить особенности распределения редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах из перидотитов скважины № 10367 Хултурского массива (табл. 10). По соотношению титана и циркония рассмотренные пироксены располагаются в поле океанических ультрабазитов и показывают степень частичного плавления мантийного субстрата около 10% (рис. 12). Эти параметры хорошо совпадают с полученными нами оценками на основе составов хромшпинелидов. Характер распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах также свидетельствует о низкой степени (менее 10%) частичного плавления перидотитов Хултур-

ского массива (рис. 13). В целом, спектры рассмотренных пироксенов наиболее близки к графикам клинопироксенов из ультраосновных пород срединно-океанических хребтов Индийского и Атлантического океанов, существенно отличаясь от данных по минералам из ультрамафитов офиолитовых ассоциаций Полярного Урала (рис. 14), для которых доказывается надсубдукционное происхождение [3]

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования показали, что по минералогическому составу рассмотренные ультрамафитовые породы фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна разделяются на две группы. Явно преобладают практически полностью серпентинизированные породы, соответствующие дунит-гарцбургитовому мантийному комплексу основания офиолитов. Значительно более

Таблица 9. Представительные анализы клинопироксенов из клинопироксеновых перидотитов (лерцолитов) Хултурского массива

№	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#
1	1	51.08	0.36	6.28	0.90	2.66	0.10	15.05	21.25	1.32	0.01	99.01	90.98	8.79
2	1/1А	51.34	0.35	6.09	0.86	2.59	0.08	15.07	21.36	1.34	0.01	99.09	91.20	8.68
3	1/1Б	51.58	0.32	6.19	0.90	3.00	0.10	15.88	20.03	1.24	0.01	99.24	90.41	8.85
4	1/2	51.69	0.34	5.88	0.84	2.57	0.10	15.23	20.43	1.38	0.01	98.47	91.35	8.73
5	1/2А	51.71	0.39	6.13	0.93	2.41	0.08	14.83	20.81	1.43	0.01	98.73	91.64	9.26
6	1/2Б	51.71	0.39	6.13	0.93	2.41	0.08	14.83	20.81	1.43	0.01	98.73	91.64	9.26
7	1/3	51.78	0.35	6.25	0.88	2.98	0.10	15.64	20.23	1.30	0.00	99.51	90.34	8.62
8	1/3А	52.51	0.34	5.77	0.85	2.81	0.09	15.40	20.52	1.33	0.01	99.63	90.71	8.96
9	1/3В	52.28	0.34	5.81	0.86	2.63	0.10	14.87	21.05	1.39	0.01	99.33	90.97	9.04
10	1/3В-1	51.88	0.36	5.75	0.89	2.48	0.07	14.73	22.13	1.18	0.01	99.48	91.37	9.38
11	1/3Г	51.58	0.34	6.10	0.92	2.76	0.12	15.12	20.18	1.42	0.01	98.55	90.71	9.17
12	1/3Г-1	51.73	0.34	6.17	0.91	2.59	0.07	14.79	20.41	1.42	0.00	98.43	91.05	8.96
13	1/3Д	51.47	0.34	6.09	0.88	2.51	0.08	14.71	20.90	1.37	0.01	98.36	91.26	8.84
14	1/3Д-1	51.64	0.33	6.27	0.95	2.79	0.09	15.21	20.06	1.41	0.01	98.75	90.67	9.18
15	2/2Б	51.85	0.30	6.20	0.92	2.68	0.11	15.28	20.08	1.43	0.01	98.85	91.04	9.01
16	2/2Б-1	52.04	0.14	6.17	0.89	2.89	0.11	15.39	20.14	1.26	0.00	99.04	90.47	8.84
17	2/2Б-2	51.54	0.34	6.31	0.88	3.06	0.11	15.76	19.24	1.17	0.01	98.42	90.17	8.57
18	2/2Б-3	52.02	0.28	6.45	0.92	2.84	0.09	14.71	20.39	1.32	0.00	99.02	90.22	8.72
19	2/3	52.44	0.05	5.61	0.86	2.45	0.09	15.18	20.38	1.47	0.01	98.54	91.70	9.34
20	2/3-1	51.80	0.35	5.75	0.83	2.80	0.10	15.19	20.50	1.26	0.01	98.60	90.63	8.86
21	2/3-2	52.26	0.01	6.07	0.99	2.64	0.09	15.45	19.83	1.49	0.01	98.83	91.25	9.82
22	2/3ц	52.21	0.33	6.20	0.87	3.01	0.10	15.77	20.06	1.23	0.00	99.78	90.33	8.64
23	2/3л-1	52.22	0.33	6.18	0.90	3.02	0.10	15.66	19.94	1.28	0.00	99.63	90.23	8.89
24	2/3лк	50.47	0.33	6.00	0.87	2.98	0.14	15.38	21.08	1.21	0.01	98.46	90.19	8.84
25	3/2	51.34	0.33	6.14	0.91	2.97	0.09	15.66	19.82	1.35	0.01	98.62	90.38	9.01
26	3/2-1	51.22	0.32	5.97	0.87	2.88	0.10	15.55	20.30	1.24	0.01	98.45	90.59	8.86
27	3/3А	51.17	0.33	6.68	1.03	2.92	0.09	15.19	20.26	1.38	0.01	99.05	90.26	9.37
28	3/3А-1	50.96	0.33	6.67	1.01	2.87	0.10	14.48	21.18	1.39	0.00	98.99	89.99	9.22
29	3/3А-2	51.28	0.33	6.33	0.96	2.75	0.09	14.66	20.90	1.42	0.00	98.72	90.48	9.27
30	3/4Б	51.90	0.28	6.15	0.94	3.08	0.10	16.18	18.91	1.30	0.01	98.85	90.35	9.33
31	3/4Б-1	51.73	0.32	6.09	0.90	2.71	0.09	15.04	20.97	1.36	0.01	99.21	90.82	9.04
32	2/3пр-1	51.59	0.34	6.07	0.93	2.82	0.10	15.16	20.83	1.32	0.01	99.16	90.55	9.27
33	2/3прк	51.61	0.35	6.05	0.89	2.92	0.11	15.34	20.72	1.26	0.01	99.26	90.35	8.94
34	2/3А	52.02	0.36	6.09	0.89	2.81	0.12	15.23	20.36	1.33	0.01	99.22	90.62	8.93
35	2/3А-2	51.33	0.35	6.45	0.99	2.42	0.09	14.56	21.15	1.55	0.00	98.89	91.47	9.33

редки перидотиты с клинопироксеном, что говорит о развитии лерцолитового парагенезиса.

По химическому составу рассмотренные ультрамафиты первой группы наиболее соответствуют тектонизированным ультрабазитам из офиолитов Троодоса (Кипр), формировавшимся в надсубдукционной обстановке [43], отличаясь от ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта. Таким образом, эти ультрабазиты по всей видимости представляют собой мантийные рститы, сформировавшиеся преимущественно в надсубдукционных условиях в фундаменте островных дуг.

Перидотиты второй группы, судя по химическому составу, соответствуют в основном кумулятам, а по особенностям распределения редкоземельных элементов [9] отвечают лерцолитам срединно-океанических хребтов [31 и др.]. Таким образом, особенности химизма свидетельствуют о преимущественном формировании данных пород в условиях срединно-океанических хребтов.

Большое значение для реконструкции условий формирования ультрамафитовых комплексов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна имеют исследования первичных минералов. В случае преобладающих, практически полностью серпентинизированных, ультрабазитов первой группы получить представительную информацию оказалось возможным главным образом только для хромшпинелидов. Судя по приведенным выше результатам исследований, составы хромитов свидетельствуют как об островодужной, так и частично об океанической природе рассмотренных ультрабазитов. При этом данные по сосуществующим с хромитами клинопироксенам, основанные только на анализах хромшпинелидов (рис. 6), подтверждают выводы об островодужном происхождении этих пород.

Учитывая, что изученные перидотиты скважины № 10367 Хултурского массива слабо изменены и в них сохранились все первичные минералы

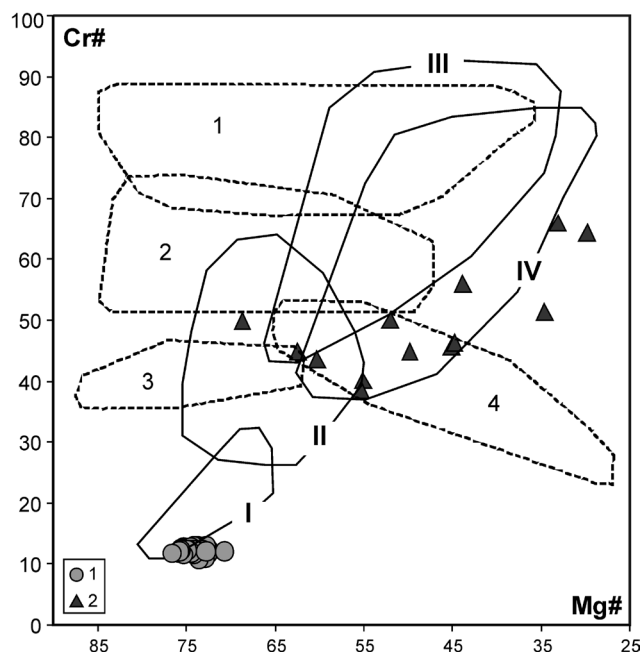


Рис. 9. Составы хромшпинелидов из ультрабазитов Хултурского массива.

1, 2 – хромиты из клинопироксеновых перидотитов скважины 10367 (1) и из гипербазитов скважины 10368 (2). Поля хромшпинелидов из ультрабазитов: I – зона разлома Романш (Центральная Атлантика), II – зона разлома 15°20' (Центральная Атлантика), III – офиолиты Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, IV – фундамент островных дуг (глубоководные желоба). 1–4 – поля хромшпинелидов из гипербазитов фундамента Западно-Сибирского бассейна: Ново-Супринский и Верхнеуисский массивы (1), Кальчинский массив (2), Кальчинский и Верхнеуисский массивы (3), Узбекский массив (4).

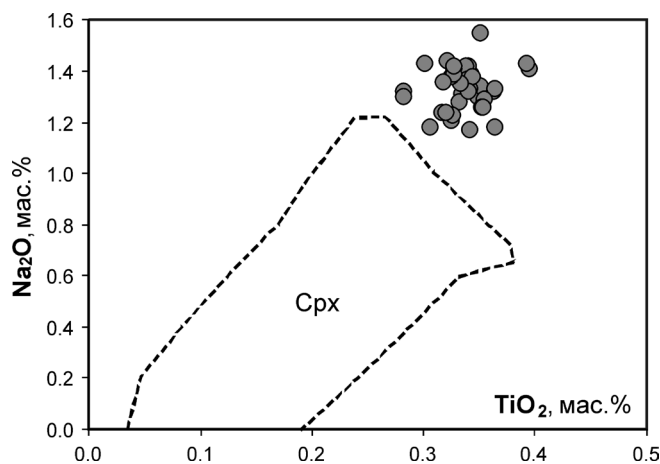


Рис. 11. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ для клинопироксенов из перидотитов Хултурского массива.

Cpx – поле клинопироксенов из гипербазитов разлома Вима, Срединно-Атлантический хребет. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [36].

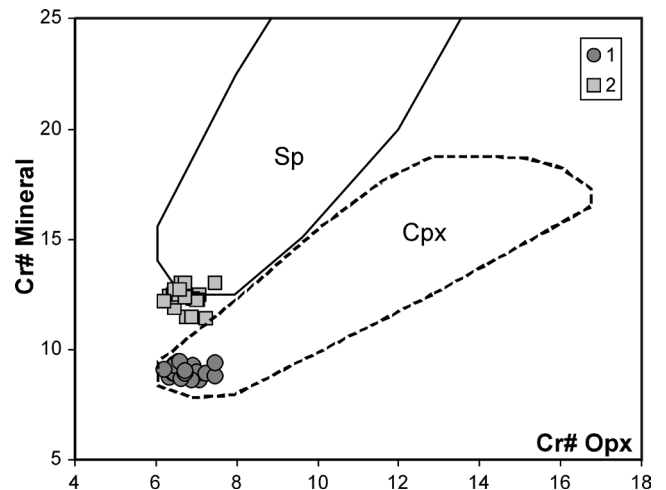


Рис. 10. Соотношение составов ортопироксенов ($\text{Cr\# Opx}$) и сосуществующим с ними минералов ($\text{Cr\# Mineral}$) из клинопироксеновых перидотитов Хултурского массива.

1, 2 – клинопироксены (1) и хромшпинелиды (2) из перидотитов Хултурского массива. Поля составов хромшпинелидов (Sp) и клинопироксенов (Cpx) из гипербазитов разлома Вима (Срединно-Атлантический хребет). $\text{Cr\#} = \text{Cr} \times 100 / (\text{Cr} + \text{Al})$. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [36].

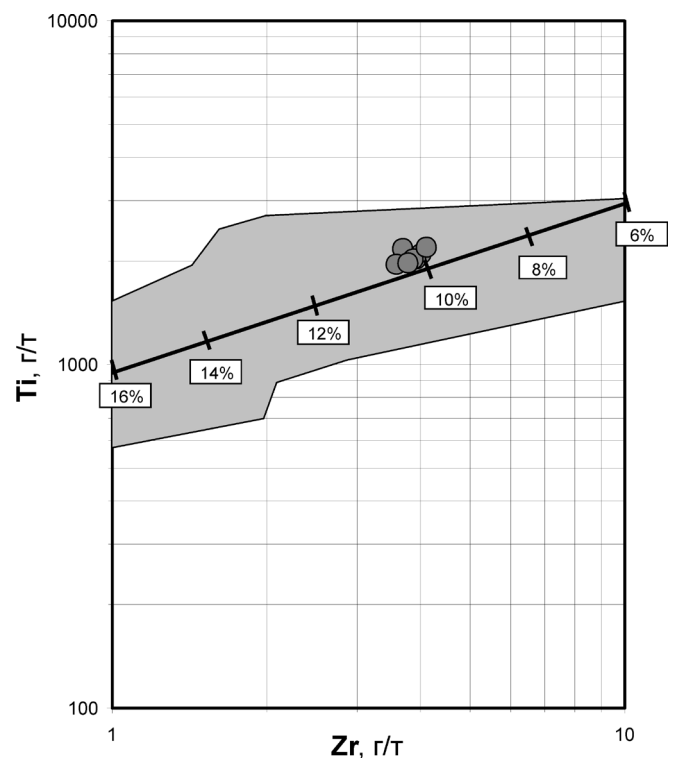


Рис. 12. Диаграмма $\text{Ti}-\text{Zr}$ для клинопироксенов из перидотитов Хултурского массива.

Кружки – клинопироксены из перидотитов Хултурского массива. Серым показано поле клинопироксенов из абиссальных перидотитов. Цифры – степени частичного плавления. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [36, 45].

Таблица 10. Содержание редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах из клинопироксеновых перидотитов (лерцолитов) Хултурского массива

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Th	0.003	0.003	0.006	0.007	0.003	0.008	0.008
Rb	3.40	3.40	3.59	3.59	3.33	4.04	3.94
Ba	1.18	0.09	0.97	0.13	0.19	0.03	0.15
Sr	3.19	3.60	3.47	2.93	2.61	2.76	3.16
V	266	263	269	264	253	254	264
La	0.03	0.05	0.09	0.03	0.02	0.05	0.03
Ce	0.15	0.22	0.40	0.15	0.12	0.13	0.14
Nd	1.14	1.07	0.97	1.06	1.10	1.05	1.08
Sm	0.98	1.10	0.93	0.93	1.05	1.09	1.00
Eu	0.42	0.44	0.38	0.39	0.43	0.43	0.44
Gd	1.91	1.60	1.61	1.62	1.73	1.73	1.74
Dy	2.53	2.50	2.49	2.34	2.45	2.15	2.42
Er	1.96	1.93	1.98	1.88	1.88	1.90	1.81
Yb	1.99	1.81	1.83	1.61	1.76	1.71	1.88
Y	16.3	15.4	15.9	15.0	15.0	14.8	16.0
Zr	3.93	4.11	4.01	3.60	3.78	3.70	3.88
Nb	0.28	0.25	0.26	0.24	0.23	0.28	0.25
Ta	0.26	0.28	0.30	0.21	0.18	0.22	0.28
Sc	1.44	1.33	1.39	1.28	1.24	1.27	1.31

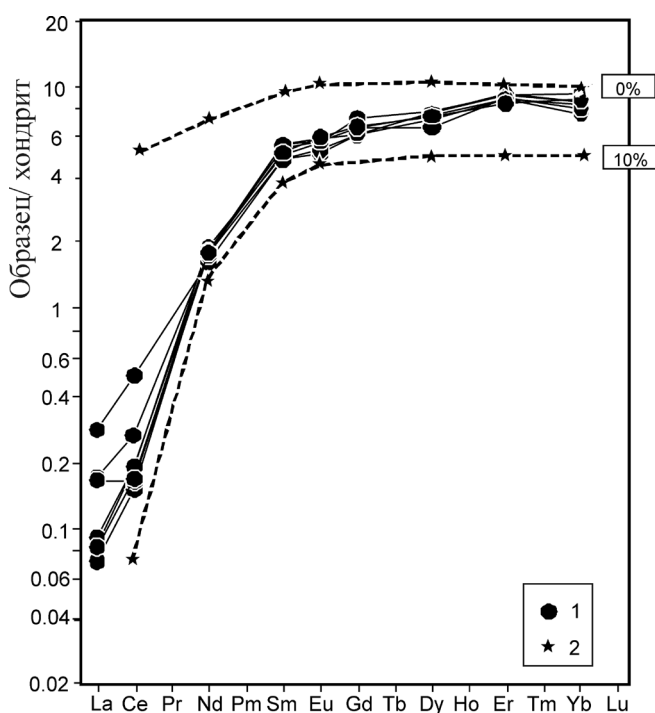


Рис. 13. Распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах из перидотитов Хултурского массива.

1 — клинопироксены из перидотитов Хултурского массива; 2 — степени частичного плавления 0% и 10%. Значения элементов нормированы к хондриту согласно [34]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [45].

(в том числе и клинопироксен), мы имеем редкую возможность получить очень важную информацию

на основе анализа сосуществующих оливинов, пироксенов и хромшпинелидов. Очень низкие показатели хромистости хромшпинелидов ($Cr\# = 10.7–13\%$), при высокой магнезиальности, резко отличают эти перидотиты от островодужных ультраосновных пород и явно свидетельствуют об их океаническом генезисе. По соотношению значений форстеритового компонента в оливинах и хромистости хромшпинелидов перидотиты близки к данным по ультраосновным породам разлома Романш (Центральная Атлантика) и резко отличаются от ультрамафитов субдукционных зон (глубоководные желоба и т.д.). По содержанию Al_2O_3 (4.2–5.5 мас. %) в ортопироксенах и значениям $Cr\#$ в шпинелях перидотиты скважины № 10367 также соответствуют ультрабазитам разлома Романш. Соотношения хромистости ортопироксенов (6.22–7.65%), клинопироксенов (8.57–9.82%) и хромшпинелидов из рассмотренных перидотитов совпадают со значениями этих характеристик в минералах из ультрабазитов разлома Вима в Центральной Атлантике. Таким образом, данные по составам первичных минералов перидотитов (лерцолитов) скважины № 10367 Хултурского массива свидетельствуют об их формировании в условиях срединно-океанических хребтов.

Наличие информации по сосуществующим ортопироксенам и клинопироксенам дает возможность наиболее обоснованно рассчитать $P-T$ параметры кристаллизации перидотитов (лерцолитов) скважины № 10367 Хултурского массива. Используя двупироксеновые геотермометры и геобарометры [46, 47], мы получили следующие характеристики — 1170–1220°C и 21–23 кбар. На основе состава ортопироксенов [35, 44] оценки параметров

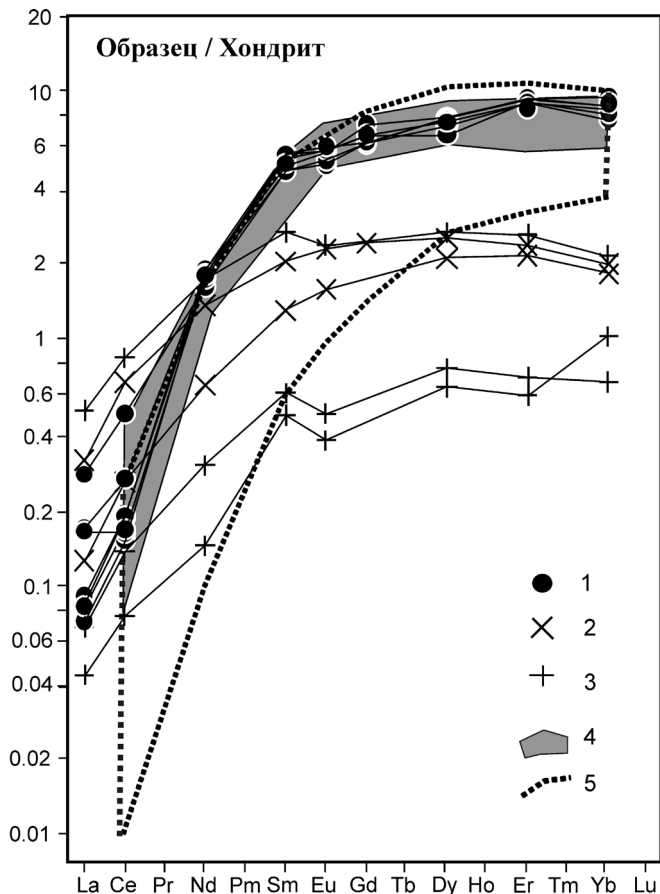


Рис. 14. Распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах из перидотитов Хултурского массива.

1 – клинопироксены из перидотитов Хултурского массива; 2, 3 – клинопироксены из ультрамафитов офиолитов Полярного Урала; 2 – пироксениты Войкар-Сыньинского массива, 3 – верлиты и пироксениты Хадатинского массива; 4, 5 – границы полей клинопироксенов из гипербазитов срединно-океанических хребтов Индийского океана (4) и Срединно-Атлантического хребта, разлом Вима (5). Значения элементов нормированы к хондриту, согласно [34]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [3, 22, 36, 39].

следующие: 1040–1130°C, 15–19 кбар. Данные по клинопироксенам [2, 42] свидетельствуют о температурах до 1090°C и давлении до 15 кбар. Температура образования гипербазитов оценивалась также с помощью оливин-хромшпинелевого геотермометра O'NWBBG [32] и пироксенового геотермометра [17]. Результаты укладываются в интервал 1110–1210°C. Оценка давления проводилась по однопироксеновому геотермобарометру [40] – около 11 кбар [9]. Сравнивая полученные с помощью различных минералогических геотермометров и геобарометров P - T параметры формирования клинопироксеновых перидотитов скважины № 10367 видим, что наиболее вероятные температуры распо-

лагаются в интервале 1100–1220°C. Для давления устанавливается широкий диапазон – 11–23 кбар. При этом, наиболее современные двупироксеновый [46] и однопироксеновый [2] барометры дают, соответственно, максимальные (21–23 кбар) и высокие (до 15 кбар) параметры давления. Учитывая это, наиболее вероятно давление составляло 15–21 кбар. Таким образом, рассмотренные перидотиты с лерцолитовым парагенезисом скважины № 10367 Хултурского массива формировались при температурах 1100–1220°C и давлении 15–21 кбар. Близкие параметры образования ультрабазитов из этой скважины были получены ранее: температура 1109–1206°C, давление – 10.5 кбар [9].

Большое значение при рассмотрении особенностей формирования и эволюции ультрабазитов имеет оценка степени частичного плавления первичного мантийного субстрата. Как показали наши исследования составов хромшпинелидов, для ультрамафитов первой группы максимальная степень плавления (более 25%) характерна для Ново-Супринского и Верхнеуусского массивов (Ct# свыше 80%). Подобные предельно деплетированные гипербазиты характерны для примитивных островодужных систем (глубоководные желоба Тонга и Марианский в Тихом океане). Умеренная степень частичного плавления (17–20%) установлена для гипербазитов Кальчинского и Узбекского массивов, что показывает их сходство с ультраосновными породами океанов.

В случае перидотитов (лерцолитов) Хултурского массива данные по составам хромшпинелидов и сосуществующих с ними клинопироксенов показывают незначительную степень плавления (менее 10%), что свидетельствует об очень слабой истощенности (деплетированности) этих ультраосновных пород.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенные исследования показали, что рассмотренные ультрабазиты фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна можно разделить на две группы. В первую, преобладающую, входят интенсивно серпентинизированные породы, относящиеся к тектонизированным метаморфическим перидотитам офиолитовых ассоциаций. Во второй, значительно более редкой, присутствуют клинопироксенсодержащие перидотиты – лерцолиты.

2. Для ультрабазитов первой группы характерна высокая хромистость хромшпинелидов, показывающая значительную степень частичного плавления (более 25%) ультраосновных пород, что указывает на реститовую природу и свидетельствует о надсубдукционной островодужной обстановке генезиса этих ультрабазитов.

3. Наличие в ультрабазитах первой группы хромшпинелидов с относительно низким значени-

ями хромистости, отвечающими умеренной степени деплетированности ультрабазитов и ассоциирующих по составу со шпинелидами Срединно-Атлантического хребта, свидетельствует о сложных процессах формирования и эволюции рассмотренных мантийных ультраосновных палеоокеанических комплексов в ходе последовательного развития структур от срединно-океанических хребтов до примитивных островных дуг.

4. Изученные перидотиты второй группы (Хултурский массив) обладают лерцолитовым минеральным парагенезисом (оливин + ортопироксен + клинопироксен + хромшпинель), резко отличаясь от всех рассмотренных нами ранее интенсивно серпентинизированных ультрабазитов фундамента Западно-Сибирского мегабассейна.

5. Проведенные исследования сосуществующих минералов показали, что перидотиты (лерцолиты) Хултурского массива наиболее близки к ультрабазитам Срединно-Атлантического хребта, резко отличаясь от ультраосновных пород надсубдукционных зон и древних офиолитов.

6. Низкая хромистость хромшпинелидов и особенности составов сосуществующих клинопироксенов в ультрамафитах говорят о незначительной степени плавления (менее 10%) и свидетельствуют об очень слабой истощенности (деплетированности) перидотитов (лерцолитов) Хултурского массива.

7. Анализ сосуществующих ортопироксенов и клинопироксенов позволил установить, что лерцолиты формировались при температурах 1100–1220°C и давлении 15–21 кбар.

8. В целом, проведенные исследования показали, что рассмотренные ультрамафиты фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна, представленные интенсивно серпентинизированными разностями, относятся, главным образом, к гипербазитам офиолитовых ассоциаций, формировавшимся в ходе эволюции палеогеодинамических процессов с последовательным развитием структур от срединно-океанических хребтов до островодужных систем. Значительно менее развиты клинопироксенсодержащие перидотиты, свидетельствующие об активной роли на океанической стадии систем с формированием в мантии лерцолитового парагенезиса.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН–УрО РАН, проекта УрО 11-5-07-НДР и РФФИ (проект 11-05-00098).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С. и др.* О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 114 с.
2. *Ащепков И.В.* Клинопироксеновый барометр для глубинных пород // XIV Российское совещание по экспериментальной минералогии: тез. докл. Черноголовка: ИЭМ РАН, 2001. С. 250.
3. *Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В.* Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // Докл. АН. 2009. Т. 429, № 2. С. 238–243.
4. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.* Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 120–143.
5. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
6. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 5–27.
7. *Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Федоров Ю.Н.* Офиолиты доюрского основания Южно-Октябрьской площади приуральской части Западно-Сибирского мегабассейна // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы Всерос. науч. конф. Тюмень–Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2008. С. 80–82.
8. *Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др.* Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т. 1. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2003. С. 102–113.
9. *Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф. и др.* История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 484–501.
10. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Амон Э.О. и др.* О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 4. С. 535–540.
11. *Клец А.Г., Конторович В.А., Иванов К.С. и др.* Геодинамическая модель доюрского основания – основа нефтегазогеологического районирования верхнедокембрийско-нижнетриасового структурного этажа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Т. 1. Ханты-Мансийск: Издат-НаукаСервис, 2007. С. 79–90.
12. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 264 с.
13. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 690 с.
14. *Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Гео, 2009. 190 с.
15. *Паланджан С.А.* Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
16. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Перфильев А.С. и др.* Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. М.: ГУГК. 1976.

17. Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового термометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 456–459.
18. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
19. Симонов В.А., Клец А.Г., Иванов К.С., Ступаков С.И. Особенности эволюции мантийных палеоокеанических комплексов из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат.-лы Всерос. науч. конф. Тюмень–Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2008. С. 194–197.
20. Симонов В.А., Клец А.Г., Ступаков С.И., Ковязин С.В. Особенности гипербазитов из фундамента Западно-Сибирской плиты // Офиолиты: петрология, металлогения и геодинамика: мат.-лы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 226–228.
21. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999. 224 с.
22. Симонов В.А., Леснов Ф.П., Ступаков С.И. Геохимия редкоземельных и редких элементов в клинопироксенах из пород Войкаро-Сыньинского и Хадатинского офиолитовых комплексов (Полярный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ТГУ, 2000. С. 65–69.
23. Симонов В.А., Ступаков С.И., Иванов К.С. Составы хромшпинелидов из гипербазитов фундамента западной части Западно-Сибирского бассейна // Петрология магматических и метаморфических комплексов: мат.-лы Всерос. петрограф. конф. Вып. 6. Томск: ЦНТИ, 2007. С. 137–138.
24. Симонов В.А., Ступаков С.И., Иванов К.С., Каячев Н.Ф. Перидотиты из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат.-лы II Всерос. науч. конф. Новосибирск: Гео, 2010. С. 143–146.
25. Симонов В.А., Ступаков С.И., Каячев Н.Ф. Новые данные об особенностях хромшпинелидов из ультраосновных пород Западной Сибири // Петрология магматических и метаморфических комплексов: мат.-лы Всерос. петрограф. конф. Вып. 7. Томск: ЦНТИ, 2009. С. 287–289.
26. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.
27. Ступаков С.И., Симонов В.А., Бочкарев В.С. и др. Особенности хромшпинелидов из гипербазитов офиолитовых ассоциаций фундамента Западно-Сибирской плиты // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 103–104.
28. Ступаков С.И., Симонов В.А., Бочкарев В.С. и др. Особенности хромшпинелидов из гипербазитов офиолитовых ассоциаций фундамента Западно-Сибирской плиты // Горные ведомости. 2008. № 1. С. 6–10.
29. Сурков В.С., Трофимук А.А. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.
30. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Коротеев В.А., Кормилыцев В.В. Тектоническое строение Приуральской части фундамента Западно-Сибирского мегабассейна // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т. 1. Ханты-Мансийск: Издат. Наука-Сервис, 2004. С. 91–102.
31. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 319 с.
32. Чаурухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. 136 с.
33. Шараськин А.Я., Книппер А.Л. О природе границы кора/мантия в офиолитовых разрезах // Докл. АН. 2001. Т. 380, № 3. С. 380–383.
34. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / P. Henderson (ed.). Oxford-Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
35. Brey G.P., Köhler T., Nickel K.G. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. I. Experimental results from 10 to 60 kbar. J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1313–1352.
36. Brunelli D., Seyler M., Cipriani A. et al. Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge) // J. Petrol. 2006. V. 47, № 4. P. 745–771.
37. Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 133. P. 463–473.
38. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73, № 3. P. 287–310.
39. Johnson K.T.M., Dick H.J.B. Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II Fracture Zone // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 9219–9241.
40. Mercier J.-C.C. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. № 70. P. 1–37.
41. Nicolas A. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Dordrecht: Kluwer, 1989. 367 p.
42. Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139, № 5. P. 541–554.
43. Ophiolites: Proceedings International Ophiolite Symposium. Cyprus. 1979 / Geological Survey Department. Cyprus, 1980. 781 p.
44. Perkins, D., Newton, R.C. Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ (CMAS): prospects for simplified ('T-independent') lherzolite barometry and an eclogite-barometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 75. P. 291–300.
45. Seyler M., Bonatti E. Regional-scale melt-rock interaction in lherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone (Atlantic Ocean) // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 146. P. 273–287.

46. *Slavinskiy V.V.* Thermobarometer of xenoliths from deep-seated rocks // Intern. Geology. Rev. 1993. V. 35, № 1. P. 48–58.
47. *Taylor W.R.* An experimental test of some geothermo- meter and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen. 1998. V. 172. P. 381–408.

Рецензент И.С. Чащухин

Mantle ultramafic complexes of the basement of West-Siberian oil- and gas-bearing sedimentary megabasin

V. A. Simonov*, K. S. Ivanov**, S. I. Stupakov*, Yu. V. Erokhin**, N. F. Kayachev***

* *Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS*

** *Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

*** *ООО “Kogalim NIPI нефть”*

In the basement of the West-Siberian oil- and gas-bearing sedimentary basin two types of ultramafic complexes have been established. The first group includes practically fully serpentinized rocks relating to metamorphic ultrabasites of the ophiolite association basement. In the second group, much rarer, weakly serpentinized peridotites containing clinopyroxene are present. For the ultrabasites of the first group is typical high chromousness of chrome-spinellide, testifying to a considerable degree of partial melting (more than 25%) of ultrabasic rocks. It is points to a restite nature and subsubductional island arc environment of their genesis. Peridotites of the second group possess of herzolite mineral paragenesis and are mostly similar to the ultrabasites of mid-oceanic ridges. Low chrome-spinelide chromousness and peculiarities of compositions of co-existing pyroxenes indicate an insignificant degree of melting (less than 10%) and testify to a very weak depleting of these peridotites. In general ultramafites of the West-Siberian oil- and gas-bearing sedimentary megabasin basement presented by intensively serpentinized rocks relate, mainly, to ultrabasites of ophiolite associations that have been formed in the course of evolution of paleogeodynamic processes with a successive development of structures from the mid-oceanic ridges to island arc systems. Considerably less developed clinopyroxene-containing peridotites testify to an active role of the systems with formation of lherzolite paragenesis in mantle at the oceanic stage.

Key-words: *ultramafic complexes, peridotite, chrome-spinellide, genesis, West Siberia basement.*