

Детритовые клинопироксен и амфибол из хромитоносных песчаников казанского яруса в Южном Предуралье как индикаторы источника хромшпинелидов

©2022 И. Р. Рахимов✉

*Институт геологии УФИЦ РАН,
Карла Маркса, 16/2, 450077, Уфа, Российская Федерация*

Аннотация

Введение: В Южном Предуралье обнаружены хромитовые палеороссыпи казанского возраста. Проблема генезиса этих россыпей дискуссионна, поскольку они значительно удалены от хромитоносных комплексов складчатого Урала. В качестве источников детритовых хромитов предполагается не только офиолитовый, но и другие (неофиолитовые) источники. В хромитоносных песчаниках обнаружены детритовые силикатные минералы, изучение которых даёт возможность уточнить источники сноса.

Методика: Образцы пород изучались на оптическом (Carl Zeiss Axioskop 40) и электронном (Tescan Vega Compact) микроскопах. Химический состав минералов определён в режиме ЭДС на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact.

Результаты и обсуждение: Выполнено морфологическое и геохимическое изучение зёрен детритовых клинопироксена и амфибола в хромитоносных песчаниках. Также исследованы включения клинопироксена и амфибола в детритовых хромшпинелидах. Все зёрна клинопироксена имеют выдержанный состав и отвечают низкотитанистому диопсиду. Большинство зёрен детритового амфибола соответствуют высокомагнезиальным кальциевым амфиболам магматогенного происхождения. Составы изученных детритовых клинопироксена и амфибола на классификационных и дискриминационных диаграммах полностью или почти полностью перекрываются с составами этих минералов из офиолитов Южного Урала.

Заключение: Сделан вывод о том, что при формировании хромитовых россыпей Южного Предуралья офиолитовый источник мог быть единственным в области сноса. В привлечении дополнительных источников хромитов нет необходимости.

Ключевые слова: хромитоносные песчаники, детритовые клинопироксен и амфибол, включения, офиолитовый источник.

Источник финансирования: Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ № МК-857.2021.1.5 и гранта РБ НОЦ-ГМУ-2021. Аналитические работы поддержаны Госзаданием ИГ УФИЦ РАН (тема № FMRS-2022-0012).

Для цитирования: Рахимов И. Р. Детритовые клинопироксен и амфибол из хромитоносных песчаников казанского яруса в Южном Предуралье как индикаторы источника хромшпинелидов // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология.* 2022. №3. С. 41–51. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2022/3/41-51>



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Рахимов Ильдар Рашитович, e-mail: rigel92@mail.ru

Введение

Детритовые минералы являются ценным источником информации для реконструкции источников сноса терригенных отложений [1–3]. Широко применяются такие минералы как хромит, циркон, гранат, турмалин и др., отличающиеся весьма высокой стойкостью к гипергенной коррозии и механическому износу в зоне осадконакопления [4]. Менее устойчивы в зоне осадконакопления породообразующие минералы ультрамафит-мафитов, но такие силикаты как клинопироксен и амфибол нередко присутствуют в тяжёлой фракции песчаников и тоже являются важными индикаторами вещественного состава питающей провинции [5–7].

В Южном Предуралье совсем недавно была обнаружена серия хромитовых россыпей, большинство из которых имеют аллювиальный генезис, а наиболее крупная (Сабантуйская) сформировалась в прибрежно-морской обстановке [8]. Детальные исследования морфологии и химического состава хромшпинелидов позволили обосновать офиолитовый их источник, включая и хромиты из офиолитов, и габбро-базальтовые комплексы типа MORB из верхней (коровой) части офиолитовой ассоциации. Сделан вывод о том, что в привлечении других (неофиолитовых) источников детритовых хромшпинелидов нет необходимости [8]. Ранее высказывалось мнение о полигенном характере источника хромитов [9]. В изученных хромитоносных песчаниках также распространены обломки других рудных (титаномагнетит, ильменит, гематит и др.) и силикатных (полево шпат, амфибол, клинопироксен, хлорит, эпидот, слюда и др.) минералов. Суммарно силикатные минералы достигают 15 % обломочной фракции песчаников, но чаще их количество не превышает 5 %. Кроме того, в самих детритовых хромшпинелидах обнаружены мономинеральные (оливин, клинопироксен, ортопироксен, амфибол), а также полиминеральные и расплавные включения [9]. Всё это даёт ценную информацию для реконструкции источников сноса хромитов. В настоящей статье приведены результаты исследований детритовых клинопироксенов и амфиболов из полимиктовых песчаников Сабантуйского россыпепроявления (рис. 1а), переслаивающихся с хромитолитами (концентрированными хромитовыми песчаниками), и из самих хромитолитов. Выполнено сопоставление составов этих минералов с включениями в хромшпинелидах и обсуждаются источники хромитоносных отложений.

Методика

Обломочные зёрна клинопироксенов и амфиболов отбирались и просматривались на бинокулярном микроскопе Eakins из небольших навесок дроблённых песчаников, и из песчаников с предварительно растворённым в муравьиной кислоте карбонатным цементом. Петрографические исследования пород выполнялись в прозрачных полированных шлифах на оптическом поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40. Изучено несколько десятков зёрен из пяти

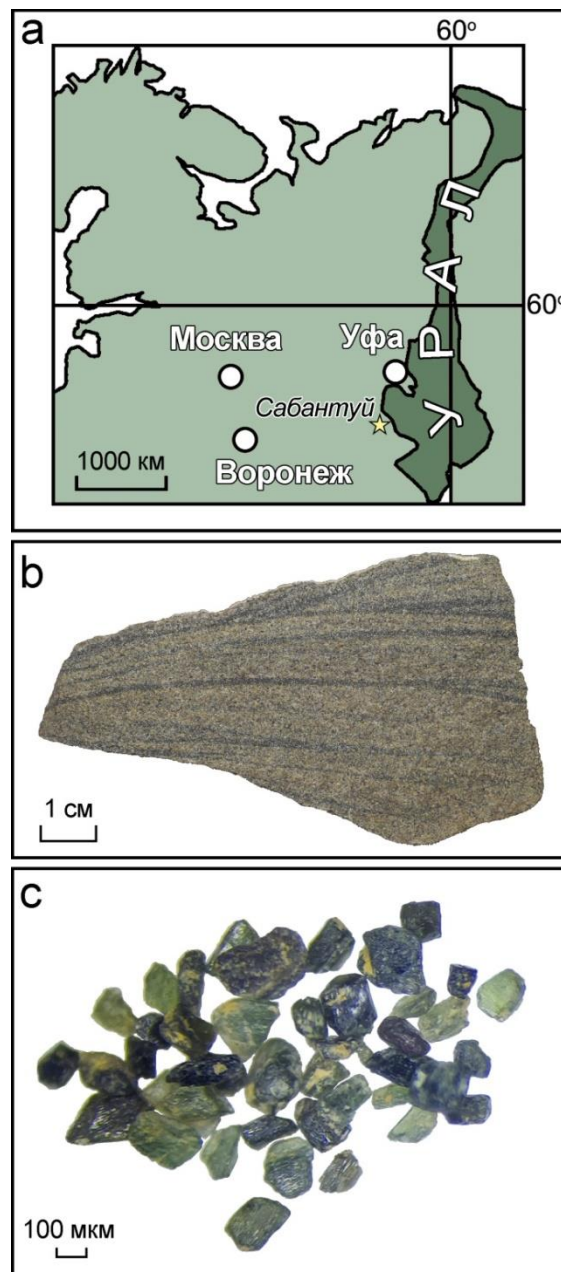


Рис. 1. *a* – местоположение Сабантуйской хромитовой палеороссыпи, *b* – образец хромитоносного песчаника, *c* – зёрна детритовых клинопироксена и амфибола.

[Fig. 1. *a* – Sabantuy chromite paleoplacer's locality, *b* – hand specimen of chromite sandstone, *c* – detrital clinopyroxene and amphibole grains.]

образцов. Химический состав детритовых клинопироксена и амфибола определялся в тонких полированных пластинках хромитоносных песчаников на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact, оснащённого энергодисперсионной приставкой Oxford Instruments. Измерения проводились в режиме отражённых электронов на рабочем расстоянии 15 мм, ускоряющем напряжении 20 кэВ, токе пучка 4 нА и диаметре пучка 1–3 мкм, в точечном режиме (спектры рассчитывались от 1000000 импульсов). Расчёт состава проводился в программе AzTec в

автоматическом режиме с использованием заводских стандартов (синтетические и природные соединения). Получено около 60 определений состава детритового клинопироксена и 50 анализов амфибола.

Результаты

Краткая геологическая и литологическая характеристика

Отложения казанского яруса широко распространены в Южном Предуралье и слагают верхнюю часть осадочного чехла Восточно-Европейской платформы [10, 11]. Они включают песчано-гравийные и глинистые породы, в небольшом количестве – известняки. Казанский ярус делят на нижний (“морской” разрез) и верхний (“континентальный” разрез) подъярусы [12]. В серых и буровато-серых песчано-гравийных породах верхнего подъяруса были обнаружены семь хромитовых россыпей, выраженные многочисленными выдержанными прослойками сплошных хромитолитов толщиной обычно от 1 до 10 мм [8]. Петрографические исследования песчаников, вмещающих хромитолиты, во всех россыпях очень близки и демонстрируют преобладание в области сноса осадочно-метаморфических комплексов с незначительным присутствием магматического материала (базальты, андезитбазальты, габбро). Сабантуйская прибрежно-морская палеороссыпь характеризуется хорошей окатанностью и очень хорошей сортировкой обломков. Цемент песчаников карбонатный открытого порового типа, по структуре пелитоморфный. Слоистость песчаников косо-волнистая (рис. 1b), полого-волнистая, местами разнонаправленная косая, иногда с хорошо выраженным близсимметричным характером ряби.

Хромитонесный горизонт мощностью 0.9–1.0 м залегает на глубине от 0.7–1.5 м (в южной части) до 3–4 м (в северной части) от земной поверхности. Разрез общей мощностью около 15 м описан на левом крутом берегу руч. Малая Беркутла. Рудная залежь площадью ≥ 16500 м² залегает под толщей светло-серых перекристаллизованных известняков средней мощностью 2 м и толщей серых субгоризонтальных мелкозернистых песчаников мощностью 1.1 м. Прослойки хромитолитов имеют толщину от 1 до 130 мм (рис. 1b). Ниже хромитонесной залежи находятся мелкозернистые песчаники с субгоризонтальной и косой слоистостью, содержащие прослой гравия и гальки в верхней части толщи. Судя по строению разрезов, находящихся в 2–3 км западнее Сабантуйской россыпи, ниже залегают серые горизонтально-слоистые мелкозернистые песчаники с обломками брахиопод и голубовато-серые алевролиты общей мощностью не менее 20 м.

Детритовые клинопироксен и амфибол распространены как внутри хромитолитов, так и в переслаивающихся с ними полимиктовых песчаниках. В песчаниках, подстилающих хромитонесный горизонт, силикатные минералы встречаются существенно реже.

Детритовый клинопироксен

Клинопироксен представлен почти цельными и обломочными зёрнами идиоморфной и субидиоморфной призматической формы, реже ксеноморфной (рис. 1с). Размер их варьирует в пределах 150–250 мкм (по длинной оси). Зёрна имеют серо-зелёную и желтовато-зелёную окраску, просвечивают в тонких сколах, несут слабые признаки механического износа (слегка сглажены вершины и рёбра, края излома). Поверхность зёрен обычно бугристо-шероховатая, занозистая, матированная, с отдельными гляцевыми выступами. В шлифах зёрна клинопироксена имеют слабую желтовато-зеленоватую окраску. Часто они фрагментарно хлоритизированы (рис. 2а), а также корродированы по краям (рис. 2б). Иногда вместо хлорита внутри развиты гнёзда из мелкодисперсных скоплений вторичных минералов (предположительно гидрослюд). Нередко по трещинам в зёрнах развиты жилы кальцита, внедрённого из цемента.

Химический состав всех изученных зёрен очень выдержан (табл. 1). Практически все анализы на классификационной диаграмме Ca–Mg–Fe попадают в поле диопсида (рис. 3). В распределении фигуративных точек условно можно выделить две подгруппы: 1) плотный рой с более низкой железистостью, перекрывающийся с составами клинопироксенов из включений в хромшпинелидах Сабантуйской россыпи; 2) составы с повышенной железистостью, характеризующиеся большим разбросом и смещённые к полям салита и авгита. Волластонитовый минал меняется от 42.7 до 50.6 мол. %, энстатитовый – 38.7–48.0 мол. %, ферросилитовый – 2.8–14.0 мол. %, жадеитовый – 0–1.7 мол. %. В целом клинопироксен характеризуется низкими содержаниями TiO₂ (0.0n–0.39 мас. %) и Na₂O (0.0n–0.47 мас. %). Сильно варьируют содержания FeO (1.9–8.6 мас. %), но величина магнезиальности ($Mg\# = \frac{Mg_{\text{apfu}}}{(Mg_{\text{apfu}} + Fe^{2+}_{\text{apfu}})} \times 100$) меняется в умеренном диапазоне (74–94). Заметно варьируют количества Al₂O₃ (0.0n–3.53 мас. %), Cr₂O₃ (0.0n–0.83 мас. %), MnO (0.0n–0.39 мас. %), слабо варьируют содержания CaO (21.3–26.1 мас. %) и MgO (13.7–17.9 мас. %). Среди изученных зёрен не было выявлено ни одного зонального.

Детритовый амфибол

Амфибол представлен цельными и обломочными призматическими зёрнами чёрной, тёмно-зелёной, серо-зелёной окраски (рис. 1с). Встречаются шестоватые, вытянутые островершинные, ромбовидные и таблитчатые зёрна, редко ксеноморфные. Признаки механического износа выражены слабо. Поверхность зёрен обычно шероховатая с характерными бороздками. Диапазон размерности зёрен 100–300 мкм. В шлифах зёрна амфибола имеют бурую, светло-бурюю и светло-зелёную окраску, иногда почти бесцветные. Различаются зёрна с чёткими трещинами спайности (рис. 2b, d) и без них (рис. 2с). Встречаются зёрна, совершенно не затронутые вторичными изменениями (рис. 2с), чаще всего наблюдаются частично корродированные (как правило, по краям, иногда развиты

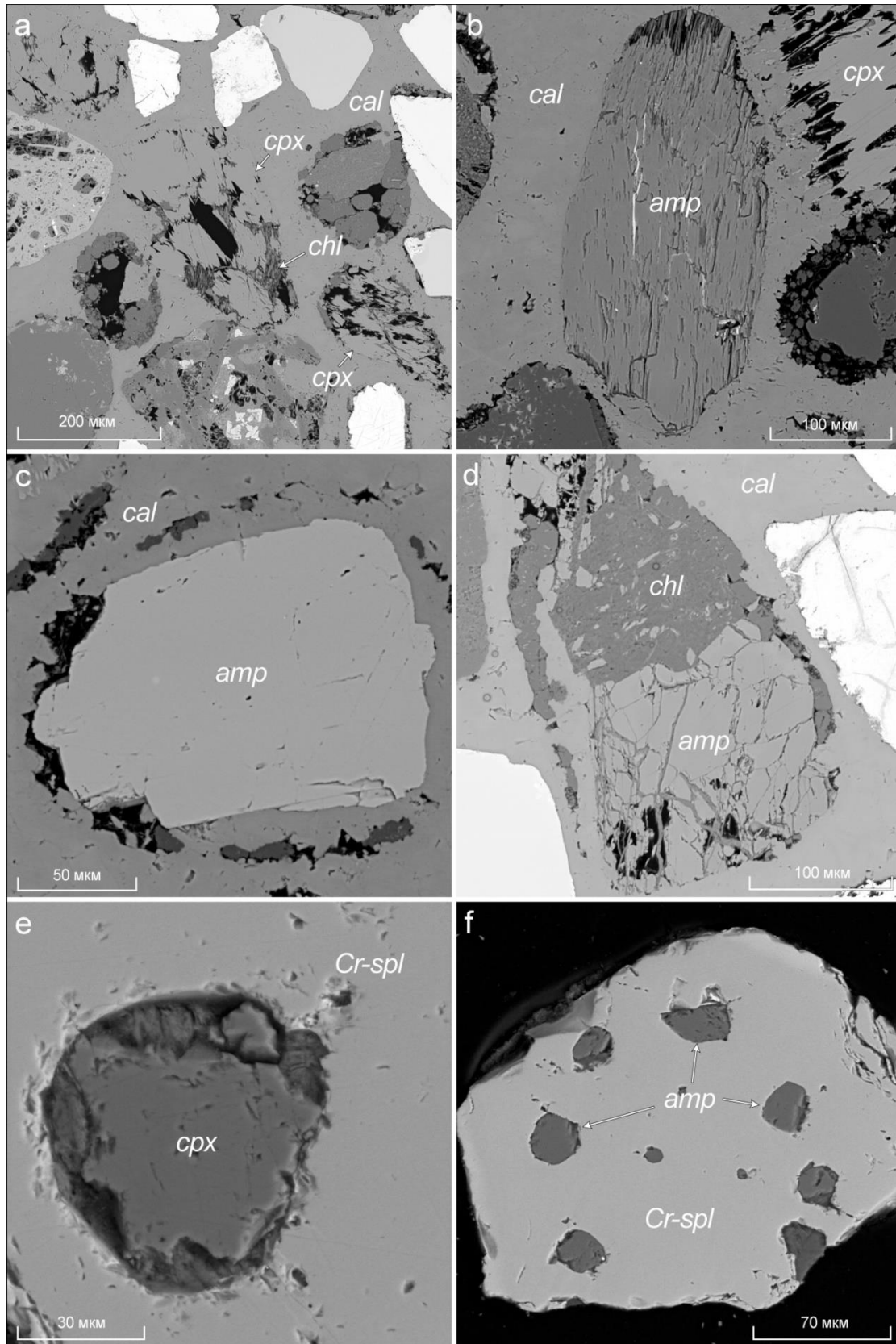


Рис. 2. BSE-изображения детритовых зёрен клинопироксена и амфибола в плоских срезах песчаников (a–d) и их включения в детритовых хромшпинелидах (e–f): *amp* – амфибол, *cal* – кальцит, *chl* – хлорит, *cpx* – клинопироксен, *Cr-spl* – хромшпинелид.

[Fig. 2. BSE-images of detrital clinopyroxene and amphibole in thin section of sandstones (a–d), and their inclusions within detrital chromian spinel (e–f): *amp* – amphibole, *cal* – calcite, *chl* – chlorite, *cpx* – clinopyroxene, *Cr-spl* - chromian spinel.]

Таблица 1. Выборочные ЭДС-анализы детритового клинопироксена Сабантуйской хромитовой россыпи (мас. %) [Table 1. Selective EDS analyses of Sabantuy chromite placer detrital clinopyroxene (wt. %)]

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
1	49.12	0.20	2.74	0.68	3.59	bdl	16.82	25.00	bdl	bdl	98.15
2	53.11	bdl	1.55	0.78	2.96	bdl	17.38	23.95	bdl	bdl	99.73
3	53.07	bdl	1.46	0.76	2.78	bdl	17.05	24.12	0.22	bdl	99.46
4	52.83	bdl	2.30	0.57	6.86	0.18	16.73	21.45	bdl	bdl	100.92
5	52.57	0.39	1.46	bdl	7.58	0.17	15.74	22.63	bdl	bdl	100.54
6	54.68	bdl	bdl	bdl	1.89	bdl	18.01	25.87	bdl	bdl	100.45
7	53.98	bdl	0.87	0.13	3.71	bdl	17.08	24.98	bdl	bdl	100.75
8	50.61	0.32	3.08	bdl	8.14	0.35	14.11	22.18	0.47	bdl	99.26
9	50.09	bdl	3.21	bdl	8.52	0.39	13.77	22.42	0.41	bdl	98.81
10	54.68	bdl	bdl	bdl	1.89	bdl	18.01	25.87	bdl	bdl	100.45

Примечание: bdl – ниже предела обнаружения.
[Note: bdl – below detection limit.]

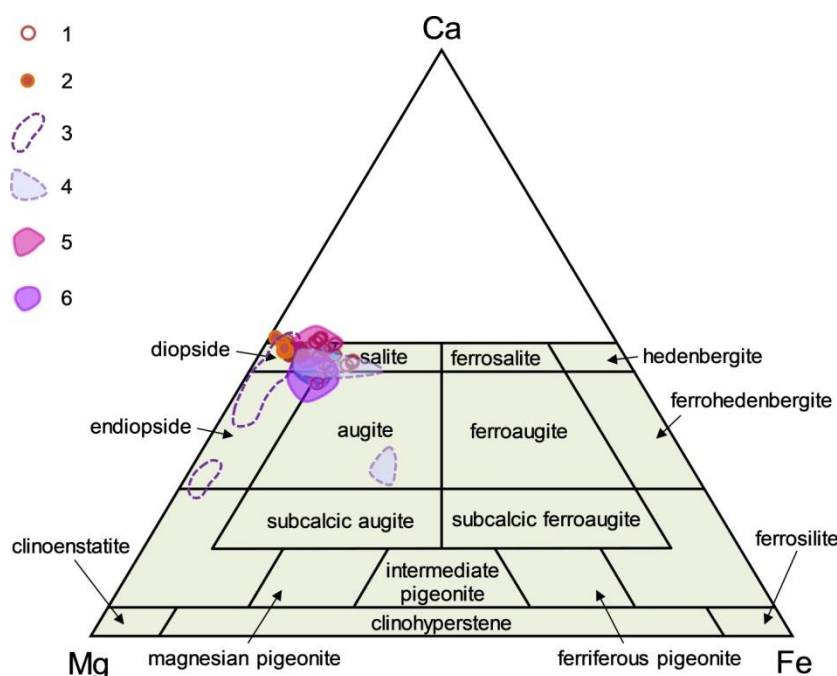


Рис. 3. Классификационная диаграмма для изученных пироксенов по [13]: 1 – детритовый клинопироксен (текущие данные), 2 – включения клинопироксена в хромшпинелидах [9], 3 – клинопироксен из гипербазитов массива Крака [14], 4 – клинопироксен из габбро-пироксенитов массива Крака [15], 5 – клинопироксен из габбро-пироксенитов Таловского массива [16], 6 – клинопироксен из габбро-пироксенитов Хабаровского массива [17].

[Fig. 3. Classification diagram for studied clinopyroxenes according to [13]: 1 – detrital clinopyroxene (current study), 2 – clinopyroxene from inclusions within detrital chromian spinels [9], 3 – clinopyroxene from Kraka massif ultrabasites [14], 4 – clinopyroxene from Kraka massif gabbro-pyroxenites [15], 5 – clinopyroxene from Talovka massif gabbro-pyroxenites [16], 6 – clinopyroxene from Khabarny massif gabbro-pyroxenites [17].]

прожилки вторичных минералов) зёрна (рис. 2b), изредка встречаются значительно хлоритизированные зёрна (рис. 2d).

По химическому составу большинство изученных зёрен отвечают высокомагнезиальным ($Mg\# = 53-100$) кальциевым ($Ca_{apfu} = 1.48-2.04$) амфиболам, незначительная часть соответствует магнезиально-железистым амфиболам ($Mg\# = 83-95$, $Fe^{3+}_{apfu} = 0.61-2.80$, $Ca_{apfu} = 0.28-0.31$) (табл. 2). Амфиболы характеризуются переменными содержаниями TiO_2 (0.2–1.7 мас. %), Al_2O_3 (1.9–16.2 мас. %), FeO (3.7–19.5 мас.

%), MgO (8.2–21.3 мас. %), Na_2O (0.45–2.36 мас. %), K_2O (0.0n–1.10 мас. %), Cr_2O_3 (0.0n–1.38 мас. %). Согласно классификации [18] выявлены две группы составов – 1) наиболее многочисленная с величиной $(Na+K)^A < 0.5$ и 2) менее распространённая с величиной $(Na+K)^A > 0.5$. Точки составов первой группы на классификационной диаграмме попадают в поля магнезиальной роговой обманки и чермакита (рис. 4a). Точки составов второй группы попадают в поле магнезиогастингсита (рис. 4b).

Таблица 2. Выборочные ЭДС-анализы детритового амфибола Сабантуйской хромитовой россыпи (мас. %) [Table 2. Selective EDS analyses of Sabantuy chromite placer detrital amphibole (wt. %)]

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
1	46.28	0.16	16.15	0.31	12.95	bdl	21.27	1.96	bdl	0.85	99.93
2	56.22	0.29	3.16	0.19	6.44	0.18	21.15	13.47	0.59	bdl	101.69
3	42.77	1.69	14.15	bdl	15.38	0.20	12.17	12.26	2.36	0.61	101.59
4	40.40	1.06	13.36	bdl	19.46	0.80	8.40	11.99	1.26	1.09	97.82
5	53.37	0.22	3.46	0.71	3.72	bdl	21.34	13.54	0.56	bdl	96.92
6	51.34	0.46	1.85	bdl	17.99	0.30	13.03	11.72	bdl	bdl	96.69
7	51.47	0.47	4.82	bdl	15.56	0.35	13.9	12.82	0.45	0.16	100.00
8	40.48	1.08	13.13	bdl	19.9	0.85	8.21	11.83	1.23	1.06	97.77
9	50.92	0.62	6.43	0.14	7.21	0.13	19.07	13.70	0.68	0.09	98.99
10	50.68	0.31	6.27	1.38	4.30	0.12	20.26	12.81	1.23	bdl	97.36

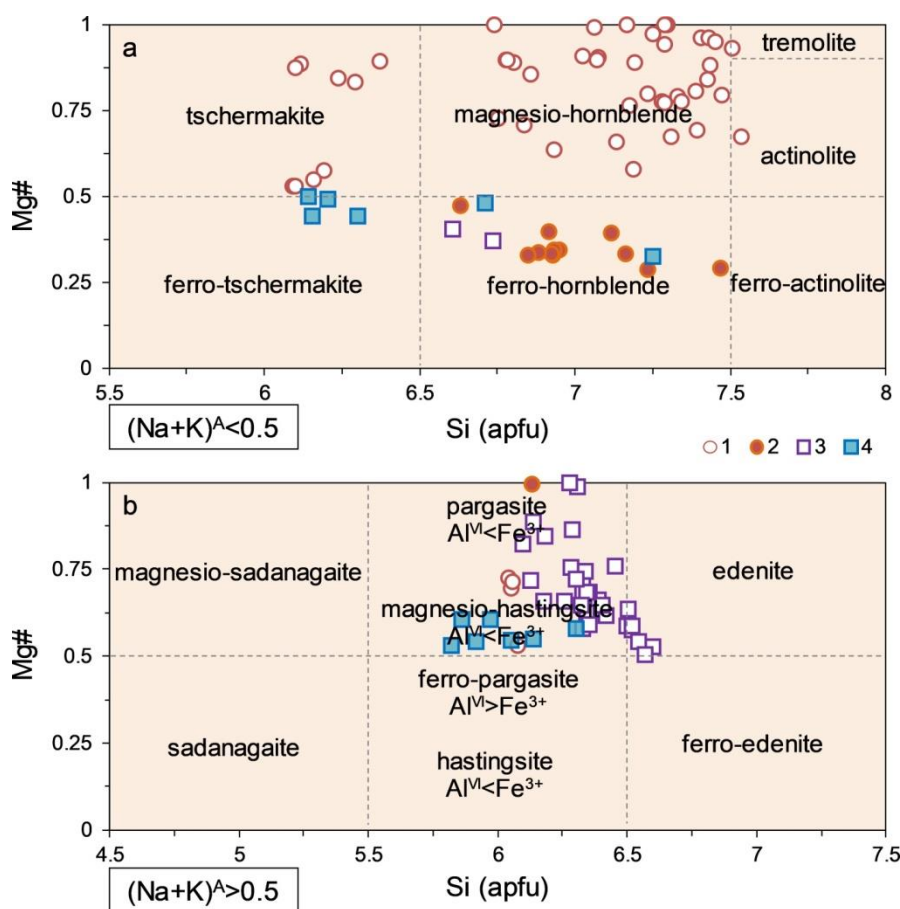


Рис. 4. Классификационные диаграммы для изученных амфиболов по [18]: 1 – детритовый амфибол (текущие данные), 2 – включения амфибола в хромшпинелидах [9], 3 – амфибол из гипербазитов массива Крака [14], 4 – амфибол из габбро-пироксенитов и горнблендитов Хабаровского массива [17].

[Fig. 4. Classification diagrams for amphiboles studied according to [18]: 1 – detrital amphibole (current study), 2 – amphibole from inclusions within detrital chromian spinels [9], 3 – amphibole from Kraka massif ultrabasites [14], 4 – amphibole from Khabarny massif gabbro-pyroxenites and hornblendites [17].]

Включения клинопироксена и амфибола в хромшпинелидах

В хромшпинелидах Сабантуйского россыпепроявления были обнаружены включения различного состава – мономинеральные, полиминеральные и расплавные [9]. Среди мономинеральных наиболее часто встречаются включения амфибола, также нередко развиты включения клинопироксена в зёрнах

хромшпинелидов неоктаэдрического габитуса. Размеры включений варьируют в пределах 30–70 мкм. Морфология их изометричная, у зёрен клинопироксена более скругленные (рис. 2е), у амфибола – более угловатые границы (рис. 2ф). Совместно в одном зерне мономинеральные включения клинопироксена и амфибола не были встречены, только в составе полиминеральных.

Клинопироксен из включений отвечает диопсиду и частично перекрывается с составами детритового (наиболее низкожелезистого) клинопироксена (рис. 3). Магнезиальность более высокая ($Mg\# = 93-98$), чем у детритового клинопироксена, содержание натрия сопоставимое (Na_2O 0.0n–0.54 мас. %). Также он характеризуется очень низкой глинозёмистостью ($Al_2O_3 < 1$ мас. %) и повышенной хромистостью (Cr_2O_3 0.6–2.0 мас. %).

Амфибол из включений на классификационной диаграмме попадает в область железистой роговой обманки (рис. 4а), лишь один анализ отвечает паргаситу (рис. 4б). Величина $Mg\#$ варьирует от 68 до 100, содержания основных компонентов (кроме CaO) также вариативны: TiO_2 (0.04–1.85 мас. %), Al_2O_3 (5.0–12.8 мас. %), FeO (2.1–6.5 мас. %), MgO (7.7–22.0 мас. %), Na_2O (0.8–3.5 мас. %), K_2O (0.05–0.60 мас. %), Cr_2O_3 (0.9–3.0 мас. %).

Обсуждение результатов

Сабантуйская хромитовая палеороссыпь залегает в отложениях казанского яруса, слагающих осадочный чехол Восточно-Европейской платформы. От складчатого Урала она удалена на более чем 60 км, а от выведенных в настоящее время на поверхность ближайших хромитонесных комплексов (офиолитовый массив Крака) – на ~200 км. Также в радиусе 100–200 км пока не известно ни одной другой более древней палеороссыпи, ни специфических кор выветривания ультрамафит-мафитов или их реликтов. Среди детритовых минералов Сабантуйской палеороссыпи отсутствуют такие слабоустойчивые [4] к механическим деформациям и гипергенной коррозии минералы как оливин и ортопироксен. Всё это свидетельствует о принадлежности Сабантуйской россыпи к россыпям дальнего сноса [8]. В этом и заключается феномен данной россыпи, поскольку в мире пока не известно ни одной другой хромитовой россыпи дальнего сноса, все известные относятся к россыпям ближнего сноса. Зёрна изученных детритовых хромшпинелидов и силикатов окатаны слабо, что, по мнению автора, связано не столько с близостью источника сноса или длительностью пребывания кластогенного материала в зоне седиментации, сколько с малым размером обломков (обычно < 0.3 мм). Более крупные обломки кремней, кварца и глинистых сланцев (> 0.5 мм) обычно хорошо или средне окатаны.

Интерпретация состава клинопироксена

Выдержанный однородный состав детритовых клинопироксенов из песчаников Сабантуйской хромитовой палеороссыпи позволяет предположить единый их источник. Кроме того, близкий состав клинопироксена из включений в хромшпинелидах может свидетельствовать о едином источнике детритовых клинопироксена и хромита.

На дискриминационной диаграмме $Al_2O_3-SiO_2$ (рис. 5а) точки составов изученных клинопироксенов (детритовых и из включений в хромшпинелидах) ло-

жаты на поле составов клинопироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). По соотношению $FeO/TiO_2 = 20-30$ изученные клинопироксены также близки к клинопироксенам MORB [19]. Однако на диаграмме $Al^{IV}-Ti$ (рис. 5б) клинопироксены попадают в поля составов клинопироксенов из бонинитов и островодужных толетитов. Низкая величина $Al^{VI}/Al^{IV} = 0.3-0.8$ и низкое содержание $Na_2O (< 0.5$ мас. %) как в детритовых, так и клинопироксенах из включений, являются характерными признаками клинопироксенов из субокеанических перидотитов, в отличие от субконтинентальных (альпинотипных) перидотитов [20]. На классификационной (рис. 3) и дискриминационных (рис. 5) диаграммах поля составов изученных клинопироксенов почти полностью перекрываются с полями составов клинопироксенов из «коровой» и «мангитной» частей разреза офиолитового комплекса Крака. Такими же характеристиками обладают клинопироксены из габбро-пироксенитов Таловского и Хабарнинского массивов из офиолитовых ассоциаций Южного Урала. Таким образом, источником клинопироксена, как и хромита, могли быть офиолитовые комплексы Южного Урала. Этот вывод согласуется с тем, что для объяснения формирования хромитовых россыпей Южного Предуралья достаточно привлечь только офиолитовый источник [8]. Все отмеченные клинопироксены характеризуются очень низким содержанием TiO_2 , ниже, чем клинопироксены «нормальных» MORB. Низкотитанистые клинопироксены, в частности, развиты в офиолитовых базальтах Кипра (Тродос) и Греции (Вуринос) [21], а также других регионах мира.

Интерпретация состава амфибола

Изученные детритовые амфиболы характеризуются высокой магнезиальностью и, в отличие от амфиболов из включений (железистые роговые обманки) в детритовых хромшпинелидах, первые соответствуют чермакиту и магнезиальной роговой обманке (рис. 4а). Составы амфиболов из гипербазитов Крака частично перекрываются с составами амфиболов из включений и не перекрываются с составами детритовых амфиболов (рис. 4а). Но большинство анализов амфиболов из массива Крака характеризуются более щелочным составом ($(Na+K)^A > 0.5$) (рис. 4б). К сожалению, в распоряжении автора не оказалось анализов амфиболов из «коровой» части разреза офиолитового массива Крака для их сопоставления с детритовыми амфиболами. Составы амфиболов из габбро-пироксенитов и горнблендитов Хабарнинского массива более близки к составам детритовых амфиболов, но также отличаются меньшей магнезиальностью (рис. 4а, б). Здесь стоит отметить, что те или иные геохимические вариации в амфиболе могут быть связаны с процессами диффузии в гипергенной среде (особенно в отношении Na и K), поскольку вынос или привнос щелочных и щелочноземельных элементов-примесей в структуру амфибола происходит существенно интенсивнее, чем, к примеру, в клинопироксен [23].

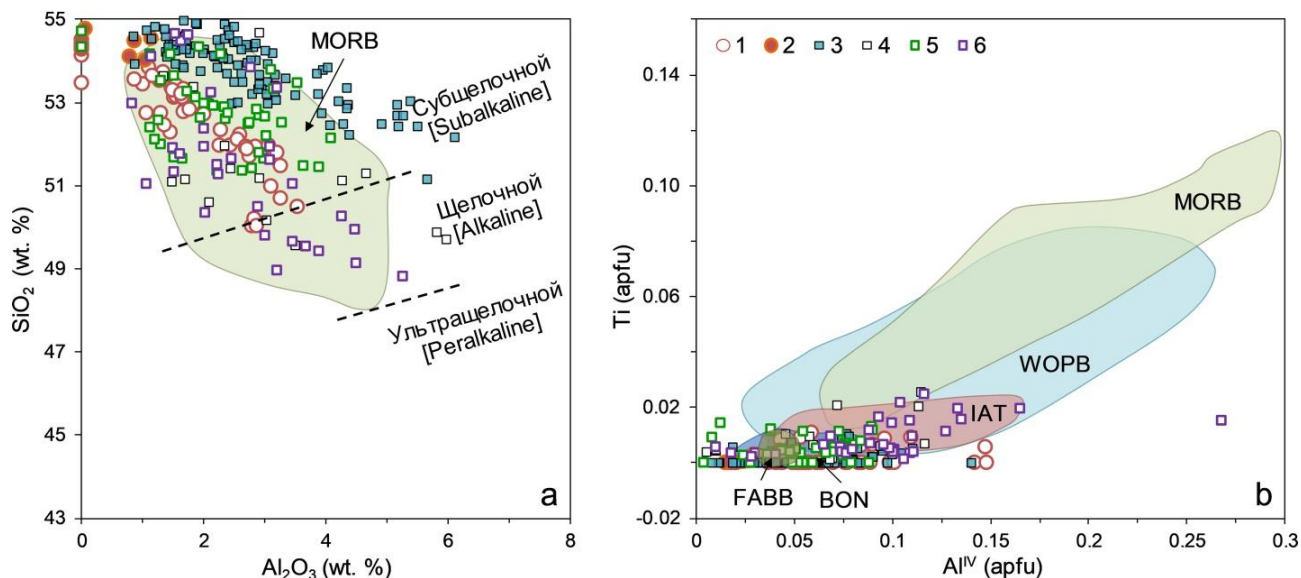


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы для клинопироксенов: а) Al_2O_3 – SiO_2 по [22], б) Al^{IV} – Ti по [21]: 1 – детритовый клинопироксен (текущие данные), 2 – включения клинопироксена в хромшпинелидах [9], 3 – клинопироксен из гипербазитов массива Крака [14], 4 – клинопироксен из габбро-пироксенитов массива Крака [15], 5 – клинопироксен из габбро-пироксенитов Таловского массива [16], 6 – клинопироксен из габбро-пироксенитов Хабаровинского массива [17].

Примечание: BON – бониниты, FABB – базальты преддугового бассейна, IAT – толеиты островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WOPB – внутриплитные океанические базальты.

[Fig. 5. Discrimination diagrams for clinopyroxenes: a) Al_2O_3 – SiO_2 after [22], b) Al^{IV} – Ti after [21]: 1 – detrital clinopyroxene (current study), 2 – clinopyroxene from inclusions within chromian spinels [9], 3 – clinopyroxene from Kraka massif ultrabasites [14], 4 – clinopyroxene from Kraka massif gabbro-pyroxenites [15], 5 – clinopyroxene from Talovka massif gabbro-pyroxenites [16], 6 – clinopyroxene from Khabarny massif gabbro-pyroxenites [17].]

[Note: BON – boninites, FABB – fore-arc basin basalts, IAT – island arc tholeiites, MORB – mid-ocean ridge basalts, WOPB – within oceanic plate basalts.]

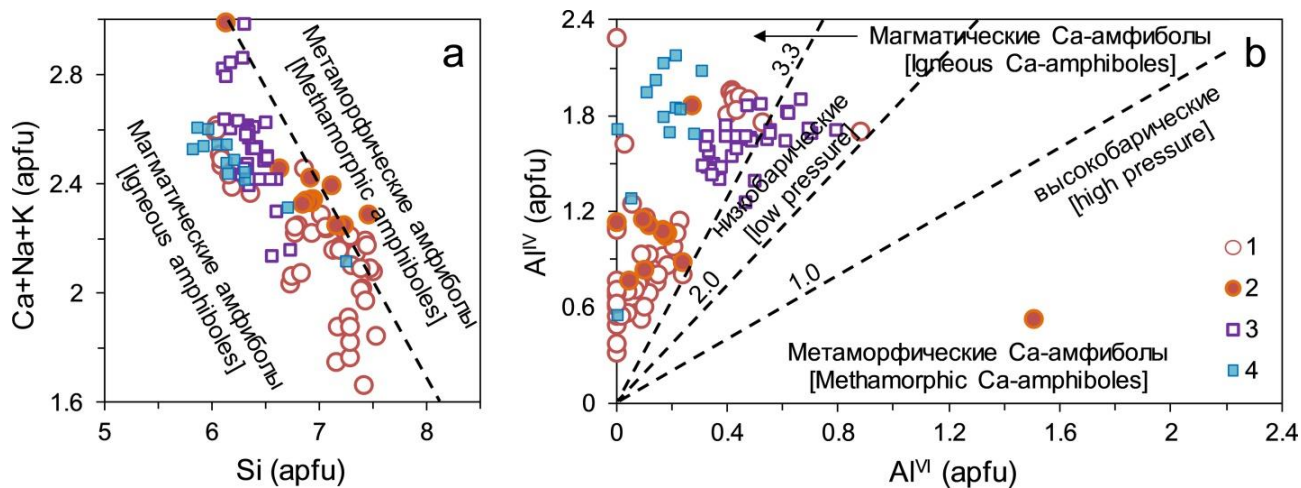


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для амфиболов: а) Si – $Ca+Na+K$ по [24], б) Al^{VI} – Al^{IV} по [25]: 1 – детритовый амфибол (текущие данные), 2 – включения амфибола в хромшпинелидах [9], 3 – амфибол из гипербазитов массива Крака [14], 4 – амфибол из габбро-пироксенитов и горнблендитов Хабаровинского массива [17].

[Fig. 6. Discrimination diagrams for amphiboles: a) Si – $Ca+Na+K$ according to [24], b) Al^{VI} – Al^{IV} according to [25]: 1 – detrital amphibole (current study), 2 – amphibole from inclusions within chromian spinels [9], 3 – amphibole from Kraka massif ultrabasites [14], 4 – amphibole from Khabarny massif gabbro-pyroxenites and hornblendites [17].]

На дискриминационных диаграммах (рис. 6а, б) изученные амфиболы попадают в области магматических амфиболов. Составы детритовых амфиболов частично или полностью перекрываются с составами амфиболов из включений в детритовых хромшпинелидах и из офиолитовых массивов Южного Урала. Всё это свидетельствует в пользу того, что детрито-

вые амфиболы и хромшпинелиды в изученных хромитоносных отложениях могли иметь единый офиолитовый источник.

Закключение

В хромитоносных песчаниках казанского яруса Южного Предуралья распространены детритовые

клинопироксен и амфибол. Зёрна амфибола характеризуются лучшей сохранностью. Клинопироксен имеет выдержанный состав, соответствующий низкотитанистому диопсиду и по геохимическим особенностям полностью соотносится с клинопироксеном из офиолитовых массивов Южного Урала. Составы детритового амфибола более вариативны с преобладанием кальциевых высокомагнезиальных видов, но они также не противостоят офиолитовой природе источника. Включения клинопироксена и амфибола в детритовых хромшпинелидах имеют сходный состав с обломочными клинопироксенами и амфиболами. Это позволяет предположить, что они имели единый офиолитовый источник при формировании хромитовых россыпей.

Конфликт интересов: Автор декларирует отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Sidwell R., Renfroe C.A. Detrital minerals derived from recent volcanics in northwestern Chihuahua, Mexico // *Journal of Sedimentary Research*. 1943. Vol. 13. No. 1. P. 13–20.
- Morton A.C. Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa G.G. (Ed.) Provenance of arenites. Reidel, Dordrecht. 1985. P. 249–277.
- Sevastjanova I., Hall R., Alderton D. A detrital heavy mineral viewpoint on sediment provenance and tropical weathering in SE Asia // *Sedimentary Geology*. 2012. Vol. 280(SI). P. 179–194.
- Шило Н.А. Учение о россыпях: Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е перераб. и доп. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
- Lenaz D. Detrital pyroxenes in the Eocene flysch of the Istrian basin (Slovenia, Croatia) // *Geologica Acta*. 2008. Vol. 6. P. 259–266.
- Аль-Джубури А.И., Мак Канн Т., Газаль М.М. Реконструкция источников сноса для песчаников миоцена Северного Ирака (на основании петрографического анализа, анализа вещественного состава и химии минералов обломочной составляющей) // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 6. С. 670–690.
- Caracciolo L., Orlando A., Marchev P., Critelli S., Manetti P., Raycheva R., Riley D. Provenance of Tertiary volcanoclastic sediment in NW Thrace (Bulgaria): Evidence from detrital amphibole and pyroxene geochemistry // *Sedimentary Geology*. 2016. Vol. 336. No. 1. P. 120–137.
- Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Rassomakhin M.A., Samigullin A.A. Chromspinels from Kazanian-stage placers in the Southern Pre-Urals, Bashkiria, Russia: morphological and chemical features and constraints to source unraveling // *Minerals*. 2022. Vol. 12: 849.
- Rakhimov I.R., Pushkarev E.V., Gottman I.A. Chromite Paleoplacer in the Permian Sediments at the East Edge of the East European Platform: Composition and Potential Sources // *Minerals*. 2021. Vol. 11 (7): 691.
- Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначёв В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Е.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Е.Р. Государственная геологическая карта российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Уральская серия. Лист N-40-Уфа. Спб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Крупенин М.Т., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л. Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральяского прогиба. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 308 с.
- Синицын И.М., Синицына Г.И. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, Лист № 40-XXVI. Уфа: БГУ, 1965. Т. 1. 170 л.
- Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes // *Mineralogy and Petrology*. 1988. Vol. 39. P. 55–76.
- Saveliev D.E. Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features // *Miner. Deposita*. 2021. Vol. 56. P. 1111–1132.
- Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.
- Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев В.И., Романовская М.А. Новые данные по геологии и геохимии Таловского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // *Вестник Московского университета*. 2010. Т. 65. № 3. С. 203–208.
- Балькин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П., Леснов Ф.П., Лепетюха В.В., Литвинова Т.И., Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. Петрология постгартцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск, 1991. 160 с.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch, W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whit-taker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Mineral. Mag.* 1997. Vol. 61. P. 295–321.
- Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава-Науру, Тихий океан // *Петрология*. 2004. Т.12. № 2. С. 191–205.
- Seyler M., Bonatti E. Na, Al^{IV} and Al^{VI} in clinopyroxenes of subcontinental and suboceanic ridge peridotites: A clue to different melting processes in the mantle? // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. Vol. 122. P. 281–289.
- Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // *Chemical Geology* 1989. Vol. 77. P. 165–182.
- Le Bas M.J. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // *Am. J. Sci.* 1962. Vol. 260. P. 267–288.
- Cherniak D.J., Dimanov A. Diffusion in Pyroxene, Mica and Amphibole // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2010. Vol. 72. P. 641–690.
- Giret A., Bonin B., Léger J.M. Amphibole compositional trend in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes // *Canadian Mineralogist*. 1980. Vol. 18. P. 481–95.
- Fleet M., Barnett R.L. Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the mine, Sudbury, Ontario // *Canadian Mineralogist*. 1978. Vol. 16. P. 527–32.

Detrital clinopyroxene and amphibole from the Kazanian-Stage chromite-bearing sandstones in the South Pre-Urals as an indicator of chromian spinel source

©2022 I. R. Rakhimov✉

Institute of Geology IG UFRC RAS, 16/2 K. Marx st., 450077, Ufa, Russian Federation

Abstract

Introduction: chromite paleoplacers of Kazanian Age were found in the Southern Pre-Urals. The problem of the genesis of these placers is debatable, since they are distal and far away from the chromite-bearing complexes of the Ural Folded Belt. As sources of detrital chromites, not only ophiolitic, but also other (no ophiolitic) sources are assumed. In chromite-bearing sandstones, detrital silicate minerals were found, the study of which makes it possible to clarify the provenance. **Methodology:** rock samples were studied using optical (Carl Zeiss Axioskop 40) and electron (Tescan Vega Compact) microscopes. The chemical composition of minerals was determined in the EDS mode on a Tescan Vega Compact scanning electron microscope.

Results and Discussion: A morphological and geochemical study of grains of detrital clinopyroxene and amphibole in chromite-bearing sandstones was carried out. Inclusions of clinopyroxene and amphibole in detrital chromian spinels were also studied. All grains of clinopyroxene have a consistent composition and correspond to low-titanium diopside. Most grains of detrital amphibole correspond to high magnesian calcium amphiboles of igneous origin. The compositions of the studied detrital clinopyroxene and amphibole on the classification and discrimination diagrams completely or almost completely overlap with the compositions of these minerals from ultrabasic-basic rocks of the Southern Ural ophiolites.

Conclusion: It is concluded that during the formation of chromite placers in the Southern Pre-Urals, the ophiolitic source could be the only one in the source area. There is no need to attract additional sources of chromites.

Key words: chromite-bearing sandstone, detrital clinopyroxene and amphibole, inclusions, ophiolitic source.

Funding: This research was funded by the Council of the President of the Russian Federation, grant number MK-857.2021.1.5, and grant RB NOC-GMU-2021. The analytical studies were supported by State Contract of IG UFRC RAS (no. FMRS-2022-0012).

For citation: Rakhimov I. R. Detrital clinopyroxene and amphibole from the Kazanian-Stage chromite-bearing sandstones in the South Pre-Urals as an indicator of chromian spinel source. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya = Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2022, no. 3, pp. 41–51. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2022/3/41-51>

Conflict of interests: The authors declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Ildar R. Rakhimov, e-mail: rigel92@mail.ru

REFERENCES

1. Sidwell R., Renfroe C.A. Detrital minerals derived from recent volcanics in northwestern Chihuahua, Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 1943, vol. 13, no. 1, pp. 13–20.
2. Morton A.C. Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa G.G. (Ed.) *Provenance of arenites*. Reidel, Dordrecht, 1985, pp. 249–277.
3. Sevastjanova I., Hall R., Alderton D. A detrital heavy mineral viewpoint on sediment provenance and tropical weathering in SE Asia. *Sedimentary Geology*, 2012, vol. 280(SI), pp. 179–194.
4. Shilo N.A. *Uchenie o rossupyakh* [Teaching on Placer Deposits]. Vladivostok: Dalnauka, 2002. 576 p. (In Russ.)
5. Lenaz D. Detrital pyroxenes in the Eocene flysch of the Istrian basin (Slovenia, Croatia). *Geologica Acta*, 2008, vol. 6, pp. 259–266.
6. Al-Juboury A.I., McCann T., Ghazal M.M. Provenance of Miocene sandstones in northern Iraq (from the petrography, bulk-rock geochemistry, and mineral chemistry of detritus). *Russian Geology and Geophysics*, 2009, vol. 50, no 6, pp. 517–534.
7. Caracciolo L., Orlando A., Marchev P., Critelli S., Manetti P., Raycheva R., Riley D. Provenance of Tertiary volcanoclastic sediment in NW Thrace (Bulgaria): Evidence from detrital amphibole and pyroxene geochemistry. *Sedimentary Geology*, 2016, vol. 336, no. 1, pp. 120–137.
8. Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Rassomakhin M.A., Samigullin A.A. Chromspinels from Kazanian-stage placers in the Southern Pre-Urals, Bashkiria, Russia: morphological and chemical features and constraints to source unraveling. *Minerals*, 2022, vol. 12: 849.
9. Rakhimov I.R., Pushkarev E.V., Gottman I.A. Chromite Paleoplacer in the Permian Sediments at the East Edge of the East European Platform: Composition and Potential Sources. *Minerals*, 2021, vol. 11 (7): 691.
10. Knyazev Y.G., Knyazeva O.Y., Snachev V.I., Zhdanov A.V., Karimov T.R., Aydarov E.M., Masagutov R.K., Arslanova E.R. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:1000000 (tret'e pokolenie). Ural'skaya seriya. List N-40-Ufa. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State Geological Map of the Russian Federation, 3rd ed.; Scale 1:1000000; Ural series. N-40-Ufa; Explanatory Letter]. Saint Petersburg, FGUP «VSEGEI» publ., 2013. 512 p. (In Russ.)
11. Maslov A.V., Mizens G.A., Badida L.V., Krupenin M.T., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Y.L. *Litogeokhimiya terrigennykh assotsiatsiy yuzhnykh vpadin Predural'skogo progiba* [Litho-geochemistry of Terrigenous Associations of the Southern Depressions of the Ural Foredeep]. Yekaterinburg, IGG UB RAS, 2015. 308 p. (In Russ.)
12. Sinitsyn I.I., Sinitsyna G.I. *Ob'yasnitel'naya zapiska k geologicheskoy karte SSSR masshtaba 1:200000, list № 40-XXVI* [Explanatory Letter to geological map of USSR scale 1:200000, sheet № 40-XXVI]. M.: Ministerstvo geologii, BTGU, 1965. V. 1. 170 p.
13. Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*. 1988. vol. 39, pp. 55–76.
14. Saveliev D.E. Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features. *Miner. Deposita*, 2021, vol. 56, pp. 1111–1132.
15. Snachev V.I., Saveliev, D.E., Rykus M.V. *Petrogeokhimicheskie osobennosti porod i rud gabbro-giperbazitovykh massivov Kraka* [Petrogeochemical features of rocks and ores of Kraka gabbro-hyperbasite massifs]. Ufa, 2001. 212 p. (in Russ.)
16. Saveliev, D.E., Puchkov, V.N., Bazhin, E.A., Snachev V.I., Romanovskaya M.A. *Novye dannye po geologii i geokhimii Talovskogo gabbro-giperbazitovogo massiva (Yuzhnyi Ural)* [New data on geology and geochemistry of the Talovskii gabbro-ultrabasic massif (Southern Urals)]. *Moscow Univ. Geol. Bull.*, 2010, vol. 65, pp. 203–208.
17. Balykin P.A., Konnikov E.G., Krivenko A.P., Lesnov F.P., Lepetyukha V.V., Litvinova T.I., Pushkarev E.V., Fershtater G.B. *Petrologiya postgartsburgitovykh intruzivov kempirsaysko-khabarninskoy ofiolitivoy assotsiatsii (Yuzhnyi Ural)* [Petrology of posttharzburgite intrusives of Kempirsai-Khabarninsk ophiolite associations (Southern Urals)] Sverdlovsk: Ural Branch USSR Acad. Sci., 1991. 160 p. (in Russ.)
18. Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch, W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whit-taker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral.Mag*, 1997, vol. 61, pp. 295–321.
19. Simonov V.A., Zolotukhin V.V., Kovyazin S.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. Petrogenesis of basaltic series of the Ontong Java oceanic plateau and the Nauru basin, Pacific Ocean. *Petrology*, 2004, vol. 12, no. 2, pp. 163–175.
20. Seyler M., Bonatti E. Na, Al^{IV} and Al^{VI} in clinopyroxenes of subcontinental and suboceanic ridge peridotites: A clue to different melting processes in the mantle? *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, vol. 122, pp. 281–289.
21. Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 1989, vol. 77, pp. 165–182.
22. Le Bas M.J. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 1962, vol. 260, pp. 267–288.
23. Cherniak D.J., Dimanov A. Diffusion in Pyroxene, Mica and Amphibole. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2010, vol. 72, pp. 641–690.
24. Giret A., Bonin B., Léger J.M. Amphibole compositional trend in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Canadian Mineralogist*, 1980, vol. 18, pp. 481–95.
25. Fleet M., Barnett R.L. Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the mine, Sudbury, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 1978, vol. 16, pp. 527–32.

Рахимов Ильдар Рашитович – к. г.-м. н., старший научный сотрудник, Институт геологии – обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Уфа, Российская Федерация; e-mail: rigel92@mail.ru, тел. +7(347) 272-82-56, ORCID 0000-0003-0020-6634

Автор прочитал и одобрил окончательный вариант рукописи.

Ildar R. Rakhimov – PhD in Geol.-Min., senior research fellow, Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russian Federation; e-mail.: rigel92@mail.ru, ORCID 0000-0003-0020-6634

Author have read and approved the final manuscript.