

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ХРОМИТОНОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА, СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

В работе использован нетрадиционный петрохимический метод оценки потенциальной хромитонности ультрамафитов Парамского и Шаманского массивов, являющихся фрагментами Байкало-Муйского офиолитового пояса в северо-восточном Прибайкалье. Этот метод основан на анализе результатов петрохимического изучения ультрамафитов, охватывающего всю площадь исследуемых массивов. Ранее этим методом нами были изучены хромитонные массивы ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса в северо-восточной части Западного Саяна, в которых были выявлены перспективные площади. Ранее в пределах Парамского и Шаманского массивов предыдущими исследователями [7, 11, 18] были установлены редкие рудопоявления хромититов. Нами предпринята попытка оценить потенциальную хромитонность изученных массивов предложенным нетрадиционным петрохимическим методом и установить связь оруденения с химизмом вмещающих ультрамафитов, что определяет актуальность настоящего исследования.

Ключевые слова: офиолиты, ультрамафиты, пластические деформации, дуниты, гарцбургиты, хромититы, петрография, петрохимия, потенциальная оценка, Северо-Восточное Прибайкалье.

Объекты настоящего исследования – ультрамафиты Парамского и Шаманского массивов, являющихся наиболее крупными фрагментами Байкало-Муйского офиолитового пояса [6], расположенного в северо-восточном Прибайкалье (рис. 1). Парамский массив имеет линзовидную форму и прослеживается в меридиональном направлении примерно на 20 км при ширине до 4 км. Его общая площадь достигает 80 км², в центральной части он рассекается р. Витим (см. рис. 1, а). Шаманский массив расположен на правом берегу р. Витим (см. рис. 1, б). В плане его линзовидное тело вытянуто в северо-северо-западном направлении на расстояние ~ 25 км при максимальной ширине ~ 6 км. Общая площадь выходов массива составляет ~ 110 км². Исследуемые массивы имеют субвертикальные тектонические контакты с вмещающими метаморфическими образованиями протерозойского возраста. Дизъюнктивными нарушениями массивы расчленены на линзы и блоки. В Парамском массиве отмечаются тектонические клинья вмещающих пород.

Парамский и Шаманский массивы сложены главным образом породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса [5, 9]. Наиболее отчётливо полосчатость наблюдается в гарцбургитах и устанавливается по параллельной ориентировке струйчатых обособлений, обогащённых ортопироксеном. Она нередко подчеркнута жилами и полосами дунитов среди гарцбургитов

Чернышов Алексей Иванович

доктор геолого-минералогических наук
заведующий кафедрой петрографии ¹
aich@ggf.tsu.ru

Лоскутов Илья Юрьевич

кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник ²
ilia63@mail.ru

Пугачёва Елена Егоровна

кандидат технических наук
кандидат геолого-минералогических наук
ведущий эколог ³
pugachevatomsk@yandex.ru

¹ Томский государственный университет,
г. Томск,

² АО «Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья»,
г. Новосибирск,

³ ОГБУ «Облкомприрода»,
г. Томск

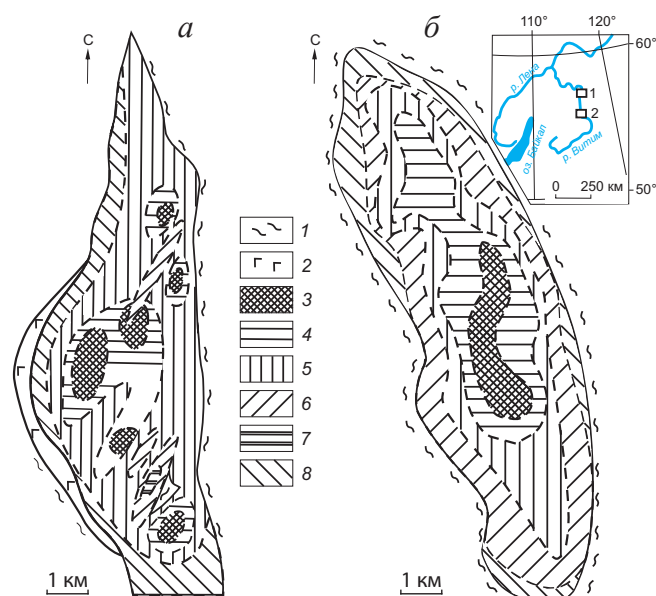


Рис. 1. СХЕМЫ ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПАРАМСКОГО (а) И ШАМАНСКОГО (б) УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ (составлены авторами):

1 – вмещающие породы; 2 – габброиды; деформационные типы микроструктур ультрамафитов: 3 – протогранулярный, 4 – мезогранулярный, 5 – порфинокластовый, 6 – порфиroleйстовый, 7 – мозаично-лейстовый, 8 – мозаичный; на врезке географическое положение Парамского (1) и Шаманского (2) массивов

мощностью чаще до 1 м, реже от десятков до первых сотен метров. В зонах эндоконтактов и тектонических нарушений отмечаются серпентиниты. В обоих массивах ранее поисково-съёмочными работами были выявлены редкие рудопроявления хромититов [7, 18, 24].

Петроструктурная неоднородность ультрамафитов. Дуниты и гарцбургиты Парамского и Шаманского массивов пластически деформированы, что является неперенным атрибутом метаморфических перидотитов из офиолитовых комплексов [3, 8, 20]. Пластическое деформирование пород проявлено неравномерно, что отражено в их микроструктурных особенностях [19]. Типизация микроструктур дунитов и гарцбургитов в исследуемых массивах проводилась по морфологическим признакам оливина согласно классификации, предложенной французскими петрологами [25]. Микроструктуры оливина объединяются в шесть типов: протогранулярный, мезогранулярный, порфинокластовый, порфиroleйстовый, мозаичный и мозаично-лейстовый (рис. 2) [14, 17, 21]. Их по-

следовательность отражает возрастание степени пластического деформирования дунитов и гарцбургитов. Пространственное распределение выделенных микроструктур в изученных массивах от центра к периферии характеризуется тенденцией уменьшения зёрен в породах и отражает их динамометаморфическую зональность (см. рис. 1) [19, 20]. Подобные микроструктурные типы и динамометаморфическая зональность были установлены нами в Оспинском и Харанурском массивах Восточно-Саянского офиолитового пояса [4].

Протогранулярный тип микроструктуры оливина распространён незначительно и установлен в центральных частях массива. В этом типе оливина имеет максимальные размеры зёрен от 4–10 до 25 мм (см. рис. 2, а). Их форма субизометричная или неправильная с округлыми плавными границами, часто сходящимися под углом 120°, что является показателем равновесности этой структуры и её формирования в твёрдом субстрате [2]. Протогранулярный оливин отличается незначительной степенью пластических деформаций, которая фиксируется развитием единичных полос излома. Зёрна оливина обычно имеют однородное или слабоволнистое погасание; характерно отсутствие предпочтительной ориентировки по форме (таблица). Такой практически изотропный узор рассматривается как следствие возникновения неориентированной системы, при формировании которой зёрна пространственно равноосные [16].

Мезогранулярный тип микроструктуры значительно распространён в массиве. Он возникает на месте пород с протогранулярным типом микроструктуры и образует с ним постепенные переходы. Дуниты и гарцбургиты с мезогранулярным типом имеют гранобластовую микроструктуру (см. рис. 2, б), возникающую в результате распада крупных протогранулярных зёрен оливина на равновесные индивиды, что отражено в увеличении удельной протяжённости границ зёрен (см. табл.). Зёрна оливина имеют субизометричную либо слабо удлинённую форму, средний размер 4–5 мм, отмечается незначительная величина линейной ориентации (см. табл.). Границы зёрен обычно плавно изогнуты или прямолинейны и часто образуют тройные точки сочленения. Пластические деформации оливина проявляются в наличии полос пластического излома, обусловленных трансляционным скольжением. Погасание зёрен оливина обычно однородное или слабоволнистое.

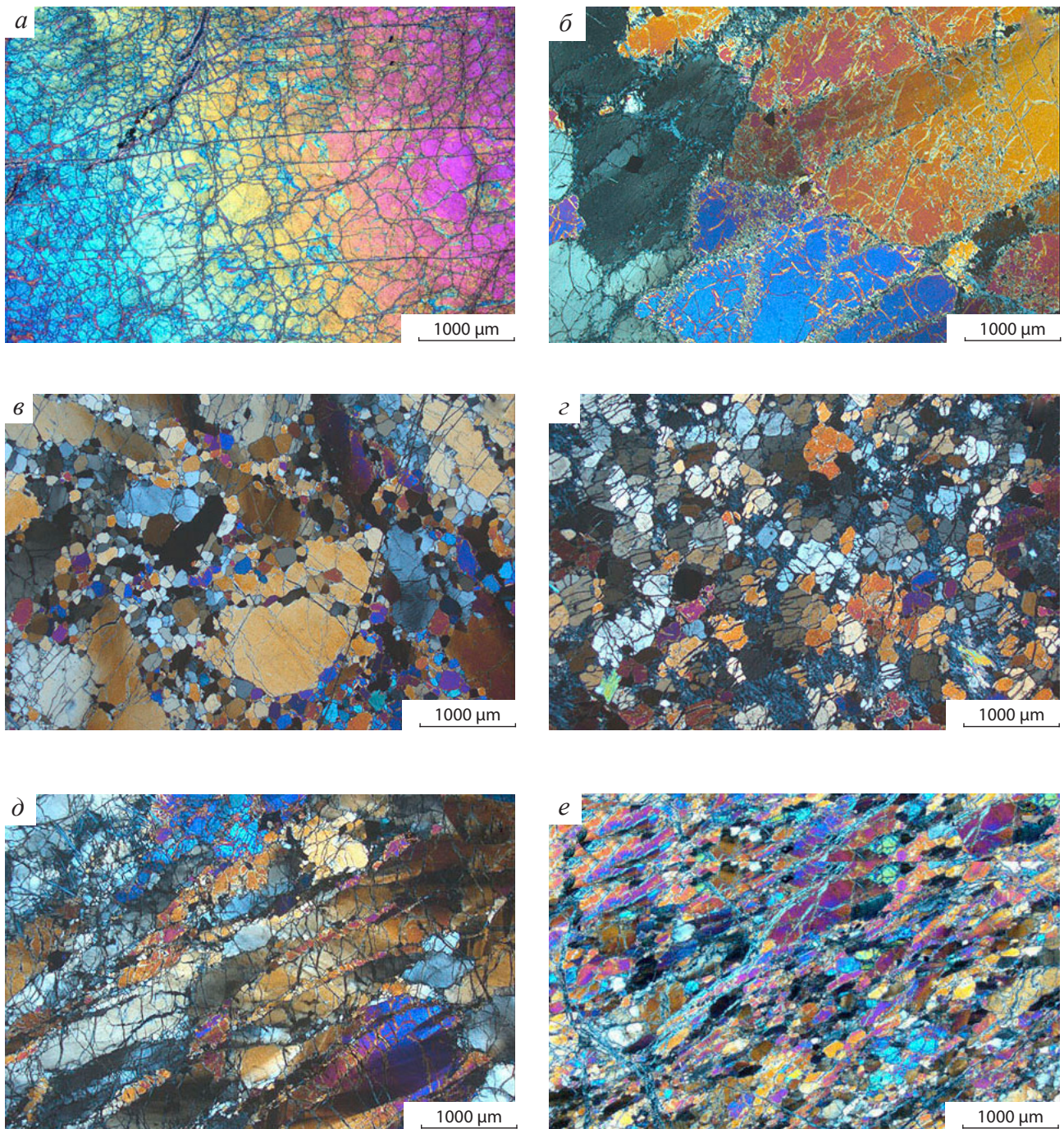


Рис. 2. ТИПЫ МИКРОСТРУКТУР ПЛАСТИЧЕСКИ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ДУНИТОВ В ПАРАМСКОМ (Па) И ШАМАНСКОМ (Ш) МАССИВАХ:

a – протогранулярный (обр. Па-26/5); *б* – мезогранулярный (обр. Ш-32/6); *в* – порфирокластовый (обр. Ш-6/1); *г* – мозаичный (обр. Ш-41/5); *д* – порфиroleйстовый (обр. Ш-5/3); *е* – мозаично-лейстовый (обр. Па-59/2); фото с анализатором

УДЕЛЬНАЯ ПРОТЯЖЁННОСТЬ ГРАНИЦ ЗЁРЕН ОЛИВИНА И СТЕПЕНЬ ИХ ОРИЕНТАЦИИ В ПЛАСТИЧЕСКИ ДЕФОРМИРОВАННЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ

Образец	Тип микро-структуры	ΣS , см/см ²	$\Sigma S_{из.}$, см/см ²	$\Sigma S_{ор.}$, см/см ²	$\alpha_{ор.}$, %
Па-26/5	Прото-гранулярный	12,8	12,8	—	—
Ш-23/1		14,0	14,0	—	—
Па-12/4	Мезо-гранулярный	27,5	25,9	1,6	5,7
Ш-46/5		21,6	19,6	2,0	9,3
Па-26/7	Порфи-ро-кластовый	35,3	27,1	8,2	23,2
Ш-63/5		34,4	25,1	9,3	27,0
Па-2/3	Мозаичный	92,5	74,3	18,2	19,7
Па-31/6	Порфи-ро-лейстовый	51,9	20,4	31,5	60,7
Ш-43/1		41,2	18,3	22,9	55,6
Па-59/2	Мозаично-лейстовый	161,1	54,0	107,1	66,5

Примечание. Удельная протяжённость границ зёрен оливина: ΣS – общая, $\Sigma S_{из.}$ – изометричных зёрен, $\Sigma S_{ор.}$ – линейно ориентированных зёрен, $\alpha_{ор.}$ – степень ориентации зёрен оливина, %.

Порфи-ро-кластовый тип микроструктуры оливина ультрамафитов наиболее распространён в массивах. Его формирование связано с интенсивной синтетектонической рекристаллизацией зёрен прото- и мезогранулярного типов. В результате крупные пластически деформированные порфи-ро-класты оказываются среди мелкозернистого агрегата (см. рис. 2, в). Возрастание степени пластической деформации пород отражено в увеличении удельной протяжённости границ зёрен оливина (см. табл.). Порфи-ро-класты оливина с неровными, зубчатными границами имеют субизометричную, нередко удлинённую форму и часто отличаются заметным возрастанием степени линейной ориентации (см. табл.). Длина порфи-ро-класт от 1,5 до 5–7 мм, обычно они интенсивно пластически деформированы, характеризуются отчётливо выраженным неоднородным волнистым погасанием и многочисленными полосами излома. Мозаичный агрегат зёрен оливина формируется при синтетектонической рекристаллизации по границам крупных индивидов. При этом мозаичные агрегаты часто формируют субпараллельные по-

лосы, ориентированные согласно с удлинением порфи-ро-класт. Мелкие рекристаллизованные зёрна нередко развиваются по границам полос излома. Форма рекристаллизованных зёрен оливина обычно субизометричная, размер ~ 0,5 мм. В них также постоянно обнаруживают признаки пластической деформации (неоднородное волнистое погасание и полосы излома).

Порфи-ро-лейстовый тип микроструктуры оливина приурочен к зонам интенсивного пластического течения ультрамафитов. Он характеризуется отчётливой ориентировкой зёрен оливина (см. рис. 2, д). Этот тип отличается от порфи-ро-кластового более высокой удельной протяжённостью границ зёрен оливина и большей степенью ориентации его удлинённых индивидов (см. табл.). Порфи-ро-класты оливина представлены ленточными удлинёнными индивидами, имеющими строгую предпочтительную ориентировку по форме. Их размер по длинной оси составляет 1,5–3,5 мм при ширине 0,5–1,5 мм, отношение длины к ширине 3:1–5:1 и более. Границы порфи-ро-класт прямолинейные или с неровными зубчатными краями. Многочисленные полосы излома обычно ориентированы под углом ~ 45–60° к удлинению зёрен. Зёрна часто имеют симметричное перистое расположение в смежных индивидах по отношению к их удлинению. Полосы излома полисинтетического характера, при этом ширина ламелей 0,1–0,3 мм. По краям порфи-ро-класт наблюдаются синтетектонически рекристаллизованные мелкозернистые агрегаты оливина. Рекристаллизованные зёрна имеют как субизометричную, так и удлинённую форму (длина до 1 мм при ширине ~ 0,3 мм). Они ориентированы согласно с направлением удлинения крупных порфи-ро-класт, нередко обтекают их с образованием структур будинажа. Оливин в мелкозернистом агрегате сохраняет следы интенсивных пластических деформаций с проявлением неоднородного погасания и полос излома.

Мозаичный тип микроструктуры устанавливается в ультрамафитах эндоконтактных частей массивов. Он является результатом дальнейшего прогрессивного разрушения мезогранулярной и порфи-ро-кластовой микроструктур в результате синтетектонической рекристаллизации. Этот тип микроструктуры отличается присутствием мелкозернистого мозаичного агрегата субизометричных и слабоудлинённых зёрен оливина размером ~ 0,5 мм (см. рис. 2, з). Он характеризуется

значительным увеличением удельной протяжённости границ зёрен оливина и слабой степенью их ориентации (см. табл.). В зёрнах отмечается как однородное, так и волнистое погасание, редко проявляются полосы пластического излома.

Мозаично-лейстовый тип отражает максимальную степень пластической деформации ультрамафитов. Этот тип микроструктуры тесно ассоциирует с порфиroleйстовым и приурочен к центральным частям линейных зон интенсивных сдвиговых перемещений. Мозаично-лейстовый тип отличается наличием равномернoзернистого агрегата оливина с прямолинейными границами зёрен, имеющих линзовидную или лейстовую форму и характеризующихся строгой предпочтительной линейной ориентировкой (см. рис. 2, е). Зёрна оливина имеют максимальную удельную протяжённость границ и наиболее высокую степень ориентации (см. табл.). Длина зёрен составляет до 1 мм при ширине < 0,3 мм. Для зёрен оливина характерно волнистое погасание и перистые полосы излома, которые ориентированы симметрично границам смежных индивидов.

Оценка потенциальной хромитоносности массива. Потенциальная хромитоносность Парамского и Шаманского массивов оценивалась по петрохимическому методу, разработанному В. В. Велинским и И. Ю. Лоскутовым [1, 12]. Этот метод основан на анализе результатов петрохимического изучения образцов ультрамафитов, которые желательнее отбирать по сравнительно равномерной сетке с соответствующей привязкой точек отбора, охватывающих по возможности как можно большую площадь исследуемого массива.

Краткое описание методики. В каждой пробе силикатным химическим анализом определяются содержания SiO_2 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Cr_2O_3 , п.п.п (потеря продуктов при прокаливании, главным образом, воды). Далее рассчитываются показатели Z_1 , Z_2 и комплексный показатель Z_3 , как наиболее рельефно отражающий аномалии и используемый в дальнейшем.

$$1) Z_1 = y_1 M - y_2 h - y_3 i$$

$$2) Z_2 = x_1 \text{SiO}_2 - x_2 \text{TiO}_2 + x_3 \text{Al}_2\text{O}_3 - x_4 \text{Fe}_2\text{O}_3 + x_5 \text{FeO} - x_6 \text{MnO} + x_7 \text{MgO} + x_8 \text{Cr}_2\text{O}_3 - x_9 i$$

$$3) Z_3 = Z_1 + Z_2,$$

где y_{1-3} , x_{1-9} – константы, $M = \text{MgO}/\text{SiO}_2$, $h = \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) * 100$ %, содержание оксидов берётся в массовых процентах.

Положительные величины свидетельствуют о наличии хромитоносных (вмещающих хромитовые

руды) пород. Построение изолиний параметра (как для двухмерного, так и для трёхмерного опробования) позволяет выделить перспективные участки по положительным аномалиям.

Уравнения рассчитаны методом линейных дискриминантных функций по данным более 300 полных силикатных анализов Уральской складчатой области. Эффективность методики 90–95 % (теоретическая ошибка 5–10 %) [10].

Ограничения: 1) наложенные процессы магниевого метасоматоза (с образованием талька, магнезита, брусита) могут давать ложные аномалии, поэтому желательно на каждую пробу или часть проб, в зависимости от геологической ситуации, иметь петрографическую характеристику пород, т. е. необходимо построение петрографической карты массива; 2) желательно исследовать серпентинизированные породы или породы, представленные серпентинитами, так как коэффициенты рассчитывались по серпентинитам Уральской складчатой области; 3) выветрелые разновидности серпентинитов нежелательны для опробования.

Апробация. На Тогул-Сунгайском массиве (Салаир) по данной методике выделено три перспективных площади для заверочного бурения, на двух из которых скважинами (300 м) подсечены небольшие зонки (до 5 см) со сливным и густовкрапленным хромитовым оруденением. Попадает в выделенные бесперспективные площади около 14 % хромовой минерализации, что ещё раз показывает действенность метода для сокращения поисковых площадей.

Детальная проверка различных методов интерполяции точно заданной функции с построением карты изолиний была проведена на Тогул-Сунгайском массиве в 1990-х годах [10]. Там при неравномерной, сравнительно густой сети опробования разные методы интерполяции (сплайны, полиномы различной степени) давали сходные результаты. Контуры аномалий, конечно, менялись, но «ядра» крупных оставались примерно на тех же местах. Появлялись новые малоамплитудные как положительные, так и отрицательные аномалии. В области экстраполяции полиномы различных степеней, давая сильные краевые эффекты, показали себя малоэффективными. Поэтому основным при построении карт изолиний стал метод сплайн-функции, дающий наиболее «гладкую» аппроксимирующую поверхность без значительных краевых эффектов. Метод линейных дискриминантных функций является чисто эмпиричес-

ким, что, впрочем, и является его достоинством: он независим от генетических построений для оруденения. Поэтому подвести под него петрологическую базу довольно сложно, и это является отдельной, достаточно большой работой.

Ранее этим методом нами проведена прогнозная оценка на хромититы Калнинского и Эргакского массивов в Западном Саяне. Были выделены перспективные площади, которые хорошо сопоставляются с известными рудопроявлениями и рудными зонами в этих массивах [13].

При оценке перспектив Парамского и Шаманского массивов на хромититы использовались результаты 223 оригинальных силикатных анализов (49 из первого массива и 174 из второго), которые были получены в процессе проведения научно-исследовательских работ по изучению ультрамафитов Байкало-Муйского офиолитового пояса. В каждом образце силикатным химическим анализом определялись содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , FeO , п.п.п. в массовых процентах, по которым был рассчитан комплексный петрохимический показатель Z_3 . По полученным значениям были построены гистограммы распределения показателя Z_3 для исследуемых массивов (рис. 3).

Как видно из гистограммы (см. рис. 3, а), ультрамафиты Парамского массива характеризуются преимущественно положительными значениями Z_3 (до 40), ультрамафиты с отрицательными значениями этого параметра распространены крайне редко. Значительная часть анализов приходится на благоприятные на хромитонность ультрамафиты ($Z_3 = 0 \div 15$), при этом перспективные ($Z_3 = 15 \div 25$) и наиболее перспективные ($Z_3 > 25$) ультрамафиты составляют значительную часть выборки. Такое распределение показателя Z_3 в ультрамафитах Парамского массива указывает на его высокую потенциальную хромитонность.

Ультрамафиты Шаманского массива отличаются распределением показателя Z_3 (см. рис. 3, б). Повышается количественная роль неперспективных на хромитонность ультрамафитов ($Z_3 < 0$). Наибольшая часть анализов соответствует благоприятным на хромитонность ультрамафитам ($Z_3 = 0 \div 15$). Количество перспективных на хромиты ультрамафитов такое же, как в Парамском массиве ($Z_3 = 15 \div 25$). При этом процент наиболее перспективных ультрамафитов ($Z_3 > 25$) становится незначительным. Таким образом, перспективность ультрамафитов

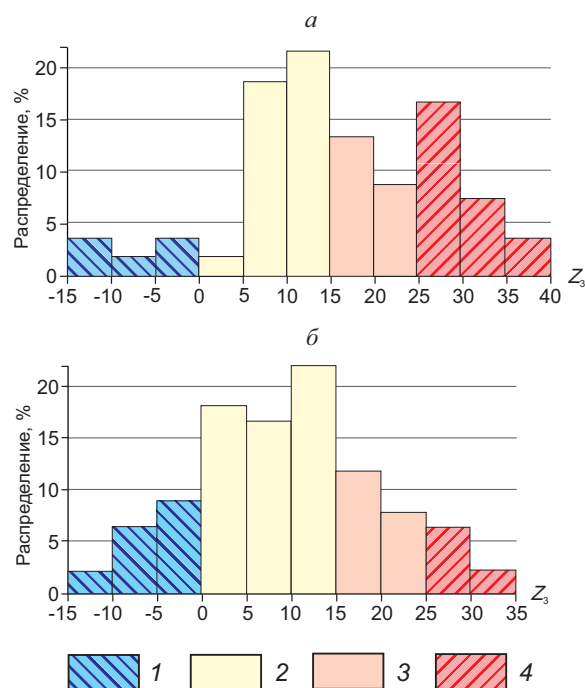


Рис. 3. ГИСТОГРАММЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО ПОКАЗАТЕЛЯ (Z_3) ДЛЯ УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВОВ:

а – Парамского ($n=49$); б – Шаманского ($n=174$); ультрамафиты со значением петрохимических показателей: 1 – неперспективные на хромитонность; 2 – благоприятные; 3 – перспективные; 4 – наиболее перспективные

трамафитов Шаманского массива на обнаружение хромитов остаётся довольно значительной, однако не настолько высокой, как Парамского.

Большой практический интерес представляет площадное распределение данного комплексного показателя в виде изолиний, которое позволяет выделять перспективные участки исследуемых массивов на хромитовое оруденение (рис. 4).

В Парамском массиве наиболее перспективные участки приурочены к центральной части массива, преимущественно в левобережье р. Витим (см. рис. 4, а). В этой части массива ранее при съёмочных работах были обнаружены два рудопроявления сливных хромититов и одно – прожилково-вкрапленных [24]. В 1988 г. при проведении научно-исследовательских полевых работ в правом борту р. Витим нами было выявлено пластобразное тело густовкрапленных хромититов мощностью до 1 м. Согласно полосчатости вмещающих ультрамафитов, оно имеет субширотное залегание [20].

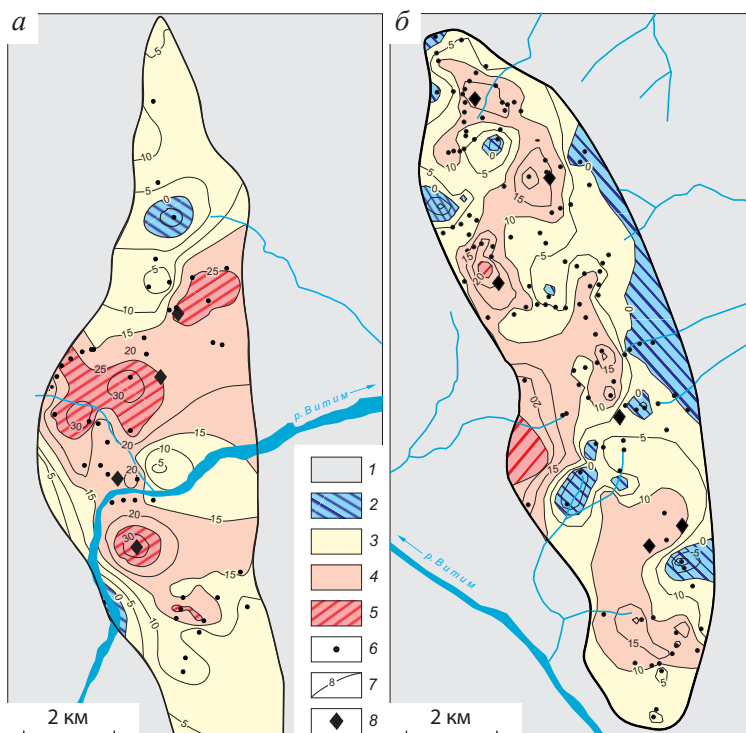


Рис. 4. ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ХРОМИТОНОСНОСТИ ПАРАМСКОГО (а) И ШАМАНСКОГО (б) УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ:

1 – вмещающие породы; участки: 2 – неперспективные на хромитонасность, 3 – благоприятные, 4 – перспективные, 5 – наиболее перспективные; б – точки петрохимического опробования; 7 – изолинии комплексного петрохимического показателя Z_3 ; 8 – рудопроявления хромитов; изолинии Z_3 проведены через 5 ед.

В Шаманском массиве известные рудопроявления хромитов с прогнозными ресурсами [7, 11, 18] располагаются преимущественно в перспективных участках с высокими значениями Z_3 или вблизи них. Они представлены вкрапленными, сливными и нодулярными хромититами.

Сопоставление прогнозных схем исследуемых массивов с их динамометаморфической зональностью показало, что пластические деформации, которые были наложены на ультрамафиты, не обнаруживают какой-либо связи с распределением хромитонасности. Очевидно, образование исходных хромитовых тел происходило в глубинных условиях в процессе высокотемпературного пластического течения мантийного вещества в зонах интенсивного рестирования, которое способствовало метаморфической сегрегации хромшпинелидов на рудные тела [15, 22, 23]. В последующей эволюции в процессе перемещения в верхние части земной коры ультрамафиты подвергались интенсивным

пластическим деформациям. На этом этапе хромитовые тела, очевидно, подвергались деструкции и дезинтегрированию с образованием более мелких линзовидных блоков, которое, вероятно, сопровождалось выдавливанием из них пластичного оливина. В результате неравномерного выдавливания оливина сформировались хромитовые тела с густовкрапленной и сливной структурами.

Таким образом, полученные результаты исследования как Парамского, так и Шаманского массивов подтверждают ранее установленную связь вещественного состава ультрамафитов с наличием или отсутствием в них хромитовой минерализации. Вышеописанный петрохимический метод рекомендуется использовать в качестве дополнительного критерия при постановке детальных поисковых работ на хромититы не только на достаточно изученных, но и на других ультрамафитовых массивах офиолитовых комплексов в различных регионах складчатых областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Велинский В. В., Лоскутов И. Ю. Дискриминантный анализ петрохимических признаков – эффективный метод оценки рудоносности геологических объектов (на примере массивов альпинотипных гипербазитов) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – 1991. – Вып. 6. – С. 28–32.
2. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. – М.: Недра, 1980. – 226 с.

3. Гончаренко А. И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск : Издательство Томского университета, 1989. – 398 с.
4. Гончаренко А. И., Чернышов А. И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. – Томск : Издательство Томского университета, 1990. – 200 с.
5. Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. – Новосибирск : Наука, 1979. – 156 с.
6. Добрецов Н. Л. Офиолиты и проблема Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Новосибирск : Наука, 1983. – С. 11–19.
7. Долгушин С. С., Жабин В. В., Лоскутов И. Ю., Садур О. Г. Перспективы создания базы хромового сырья Сибири (в пределах Сибирского федерального округа). – Новосибирск : СНИИГиМС, 2019. – 239 с.
8. Колман Р. Г. Офиолиты. – М. : Мир, 1979. – 269 с.
9. Леснов Ф. П. Петрология Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье). – LAP LAMBERT Academic Publishing, 2019. – 96 с.
10. Лоскутов И. Ю. Альпинотипные гипербазиты Центрального Салаира : специальность 04.00.08 «Петрография, вулканология» : автореф. дис. на соискание учёного степеней. канд. геол.-минерал. наук / Лоскутов Илья Юрьевич. – Новосибирск, 1993. – 21 с.
11. Лоскутов И. Ю., Асосков В. М. Оценка потенциальной хромитоносности Шаманского гипербазитового массива // Руды и металлы. – 2010. – № 6. – С. 32–36.
12. Лоскутов И. Ю., Велинский В. В. Петрохимические критерии оценки хромитоносности альпинотипных гипербазитов // Геология и геофизика. – 1989. – № 12. – С. 60–69.
13. Лоскутов И. Ю., Чернышов А. И., Кичеева А. В. Связь химизма и рудоносности гипербазитов Калнинского массива (Западный Саян) // Вестник Томского государственного университета. – 2015. – № 400. – С. 366–370.
14. Пугачёва Е. Е. Петрология гипербазитов Шаманского массива (Средневитимская горная область) : специальность 04.00.08 «Петрография, вулканология» : автореф. дис. на соискание учёного степеней. канд. геол.-минерал. наук / Пугачёва Елена Егоровна. – Томск : Издательство Томского государственного университета, 1996. – 18 с.
15. 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.
16. Салтыков С. А. Стереометрическая металлография. – М. : Металлургия, 1970. – 376 с.
17. Тарасенко И. Г. Петрология ультрамафитов Парамского массива (Средне-Витимская горная страна) : специальность 04.00.08 «Петрография, вулканология» : автореф. дис. на соискание учёного степеней. канд. геол.-минерал. наук / Тарасенко Инна Геннадьевна. – Томск. – 1996. – 18 с.
18. Харитонов Ю. Ф., Четчин В. С., Шевчук Г. А. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области (инвестиционные предложения). – Чита : Читанедра – 2003. – 134 с.
19. Чернышов А. И. Петроструктурная эволюция оливинов в ультрамафитах Парамского и Шаманского массивов (Байкало-Муйский офиолитовый пояс) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1121–1132.
20. Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность) : Учебное пособие. – Томск : Чародей, 2001. – 214 с.
21. Чернышов А. И., Пугачёва Е. Е. Неоднородность пластических деформаций оливина в ультрамафитах Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северо-Восточное Прибайкалье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2016. – Т. 327, № 4. – С. 119–129.
22. Чернышов А. И., Юричев А. Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. – 2013. – № 4. – С. 31–46.
23. Чернышов А. И., Юричев А. Н. Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. – 2016. – № 2. – С. 62–77.
24. Шагжиев К. Ш. Геология и петрография Парамского и Шаманского гипербазитовых массивов (Средне-Витимская горная страна) : дис. на соискание учёного степеней. канд. геол.-минерал. наук / Шагжиев Карл Шагжиевич. – Томск. – 1972. – 271 с.
25. Mercier J-C. C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenoliths from basalts // Journal of Petrology. – 1975. – V. 16, № 1. – pp. 454–487.

REFERENCES

1. Velinskii V. V., Loskutov I. Yu. Diskriminantnyi analiz petrokhimicheskikh priznakov – effektivnyi metod otsenki rudonosnosti geologicheskikh ob'ektov (na primere massivov al'pinotipnykh giperbazitov) [The discriminant analysis of petrochemical features is an effective method for assessing the ore content of

- geological objects (for example, arrays of alpinotype hyperbasites)], *Giperbazitovye assotsiatsii skladchatykh oblastei* [Hyperbasic associations of folded areas], 1991, V. 6, pp. 28–32. (In Russ.).
2. Vernon R. Kh. Metamorficheskie protsessy [Metamorphic processes], Moscow, Nedra Publ., 1980, 226 p.
 3. Goncharenko A. I. Petrostrukturnaya evolyutsiya al'pinotipnykh giperbazitov [Petrostructural evolution of alpinotype hyperbasites], Tomsk, Izdatel'stvo Tomskogo universiteta Publ., 1989, 398 p.
 4. Goncharenko A. I., Chernyshov A. I. Deformatsionnaya struktura i petrologiya nefritonosnykh giperbazitov [The deformation structure and petrology of nephritic hyperbasites], Tomsk, Izdatel'stvo Tomskogo universiteta Publ., 1990, 200 p.
 5. Grudin M. I. Bazit-giperbazitovyi magmatizm Baikalskoi gornoi oblasti [Basite-hyperbasitic magmatism of the Baikal mountain region], Novosibirsk, Nauka Publ., 1979, 156 p.
 6. Dobretsov N. L. Ofiolity i problema Baikalo-Muiskogo ofiolitovogo poyasa [Ophiolites and the problem of the Baikal-Mui ophiolite belt], *Magmatizm i metamorfizm zony BAM i ikh rol' v formirovanii poleznykh iskopayemykh* [Magmatism and metamorphism of the BAM zone and their role in the formation of minerals], Novosibirsk, Nauka Publ., 1983, pp. 11–19.
 7. Dolgushin S. S., Zhabin V. V., Loskutov I. Yu., Sadur O. G. Perspektivy sozdaniya bazy khromovogo syr'ya Sibiri (v predelakh Sibirskogo federal'nogo okruga) [Prospects for creating a base of chromium raw materials in Siberia (within the Siberian Federal District)], Novosibirsk, SNIIGGIMS Publ., 2019, 239 p.
 8. Kolman R. G. Ofiolity [Ophiolites], Moscow, Mir Publ., 1979, 269 p.
 9. Lesnov F. P. Petrologiya Shamanskogo ul'tramafitovogo massiva (Vostochnoe Zabaikal'e) [Petrology of the Shamanic ultramafic massif (Eastern Transbaikalia)], LAP LAMBERT Academic Publishing Publ., 2019, 96 p.
 10. Loskutov I. Yu. Al'pinotipnye giperbazity Tsentral'nogo Salaira : spetsial'nost' 04.00.08 "Petrografiya, vulkanologiya" : avtoref. dis. na soiskanie uchen. step. kand. geol.-mineral. nauk [Alpinotype Hyperbasites of Central Salair. Extended abstract of candidate's thesis], Novosibirsk, 1993, 21 p.
 11. Loskutov I. Yu., Asoskov V. M. Otsenka potentsial'noi khromitonosnosti Shamanskogo giperbazitovogo massiva [Assessment of the potential chromite content of the Shamanic hyperbasite massif], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2010, No 6, pp. 32–36. (In Russ.).
 12. Loskutov I. Yu., Velinskii V. V. Petrokhimicheskie kriterii otsenki khromitonosnosti al'pinotipnykh giperbazitov [Petrochemical criteria for evaluating the chromite content of alpinotype hyperbasites], *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 1989, No 12, pp. 60–69. (In Russ.).
 13. Loskutov I. Yu., Chernyshov A. I., Kicheeva A. V. Svyaz' khimizma i rudonosnosti giperbazitov Kalninskogo massiva (Zapadnyi Sayan) [The relationship of chemistry and ore-bearing hyperbasites of the Kalninsky massif (Western Sayan)], *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta* [Tomsk State University Journal], 2015, No 400, pp. 366–370. (In Russ.).
 14. Pugacheva E. E. Petrologiya giperbazitov Shamanskogo massiva (Srednevitimskaya gornaya oblast') : spetsial'nost' 04.00.08 "Petrografiya, vulkanologiya" : avtoref. dis. na soiskanie uchen. step. kand. geol.-mineral. nauk [Petrology of the hyperbasites of the Shamansky massif (Mid-Vitim Mountains). Extended abstract of candidate's thesis], Tomsk, Izdatel'stvo Tomskogo gosudarstvennogo universiteta Publ., 1996, 18 p.
 15. Savel'ev D. E., Snachev V. I., Savel'eva E. N., Bazhin E. A. Geologiya, petrogeokhimiya i khromitonosnost' gabbro-giperbazitovykh massivov Yuzhnogo Urala [Geology, petrogeochemistry and chromite content of gabbro-hyperbasite massifs of the Southern Urals], Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 2008, 320 p.
 16. Saltykov S. A. Stereometricheskaya metallografiya [Stereometric metallography], Moscow, Metallurgiya Publ., 1970, 376 p.
 17. Tarasenko I. G. Petrologiya ul'tramafitov Paramskogo massiva (Sredne-Vitimskaya gornaya strana) : spetsial'nost' 04.00.08 "Petrografiya, vulkanologiya" : avtoref. dis. na soiskanie uchen. step. kand. geol.-mineral. nauk [Petrology of the ultramafites of the Param massif (Mid-Vitim mountain country). Extended abstract of candidate's thesis], Tomsk, 1996, 18 p.
 18. Kharitonov Yu. F., Chechetkin V. S., Shevchuk G. A. Mineral'no-syr'evye resursy Chitinskoi oblasti (investitsionnye predlozheniya) [Mineral resources of the Chita region (investment proposals)], Chita, 2003, 134 p.
 19. Chernyshov A. I. Petrostrukturnaya evolyutsiya olivinov v ul'tramafitakh Paramskogo i Shamanskogo massivov (Baikalo-Muiskii ofiolitovyi poyas) [Petrostructural evolution of olivines in ultramafic rocks of the Param and Shaman massifs (Baikal-Mui ophiolite belt)], *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2005, V. 46, No 11, pp. 1121–1132. (In Russ.).
 20. Chernyshov A. I. Ul'tramafity (plasticheskoe techenie, strukturnaya i petrostrukturnaya neodnorodnost') : Uchebnoe posobie [Ultramafites (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity): Textbook], Tomsk, Charodei Publ., 2001, 214 p.
 21. Chernyshov A. I., Pugacheva E. E. Neodnorodnost' plasticheskikh deformatsii olivina v ul'tramafitakh Baika-

- lo-Muiskogo ofiolitovogo poyasa (Severo-Vostochnoe Pribaikal'e) [Heterogeneity of plastic deformations of olivine in ultramafic rocks of the Baikal-Mui ophiolite belt (North-Eastern Baikal region)], *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov* [Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo-Assets Engineering], 2016, V. 327, No 4, pp. 119–129. (In Russ.).
22. Chernyshov A. I., Yurichev A. N. Petrostrukturnaya evolyutsiya ul'tramafitov Kalninskogo khromitonosnogo massiva v Zapadnom Sayane [Petrostructural evolution of ultramafic rocks of the Kalninsky chromite-bearing massif in the Western Sayan], *Geotektonika* [Geotectonics], 2013, No 4, pp. 31–46. (In Russ.).
23. Chernyshov A. I., Yurichev A. N. Ctrukturnaya evolyutsiya dunitov i khromitov Kharcheruzskogo massiva (Polyarnyi Ural) [Structural evolution of dunites and chromites of the Kharcheruz massif (Polar Urals)], *Geotektonika* [Geotectonics], 2016, No 2, pp. 62–77. (In Russ.).
24. Shagzhiev K. Sh. Geologiya i petrografiya Paramskogo i Shamanskogo giperbazitovykh massivov (Sredne-Vitimskaya gornaya strana) : dis. na soiskanie uchen. step. kand. geol.-mineral. nauk [Geology and petrography of the Param and Shaman hyperbasitic massifs (Mid-Vitim mountain country). Candidate's thesis], Tomsk, 1972, 271 p.
25. Mercier J-C. C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenoliths from basalts, *Journal of Petrology*, 1975, V. 16, No 1, pp. 454–487.

FORECASTING EVALUATION OF THE CHROMITOSITY OF ULTRAMAFITE OF THE BAIKAL-MUYI OPHIOLITE BELT, NORTH-EAST OF THE BAIKAL REGION

Chernyshov A. I. (doctor of geological and mineralogical sciences, head of the department of petrography ¹)

Loskutov I. Yu. (PhD in geology and mineralogy, leading researcher ²)

Pugacheva E.E. (PhD in geology and mineralogy, PhD in technology, leading ecologist ³)

¹ Tomsk State University, Tomsk,

² JSC Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk,

³ SSBI «Oblkompriroda», Tomsk

An unconventional petrochemical method for assessing the potential chromite content of ultramafic rocks of the Paramsky and Shamansky massifs, which are fragments of the Baikal-Muyi ophiolite belt in the north-eastern Baikal region, was used in the work. This method is based on the analysis of the results of a petrochemical study of ultramafic rocks, covering the entire area of the studied massifs. Earlier, we used this method to study the chromite-bearing massifs of ultramafic rocks of the Kurtiboshinsky ophiolite belt in the north-eastern part of the Western Sayan, where the promising areas were identified. Within these massifs, previous researchers have established ore occurrences of chromitites, that confirms the relationship of mineralization with the chemistry of host ultramafic rocks. The studied Paramsky and Shamansky massifs have so far practically not been evaluated. However, chromite ore occurrences were noted on their areas, which determines the relevance of this study.

Keywords: ophiolites, ultramafites, plastic deformations, dunites, harzburgites, chromitites, petrography, petrochemistry, potential assessment method, Northeast Baikal region.