

А. С. Варлаков

**ПЕТРОГАФИЯ УСПЕНОВСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО
МАССИВА**

A. S. Varlakov

PETROGRAPHY OF USPENOVSKY HYPERBASIC MASSIF

This massif is represented by antigorited harzburgite and β -lizardite-chrysotile, chrysotile, antigorite serpentinites. Of great petrogenetic importance are to be broad extension rock-forming chrysotile in the serpentinites.

Успенковский массив расположен в 25 км к северо-западу от п. Варна. Он выделяется среди других альпинотипных гарцбургитовых массивов не только Челябинской области, но и Урала в целом, массовым развитием породообразующей хризотиллизации при существенной доле других типов серпентинизации и наличием реликтов исходных гарцбургитов. Геологами Челябинского ГГП по массиву выполнены маршрутные пересечения масштаба 1:25 000 и отобрано большое число шлифов (около 250). Несколько маршрутов сделаны нами в центральной и южной части массива (обн. 1019–1029 и 4030–4042) и вдоль дороги пос. Лесное – Красная Заря (обн. 85–96). Существенные материалы по петрографии ультраосновных пород получены по данным изучения шлифов и химических анализов из керна скважины № 2, пробуренной в ходе полевых работ А. Е. Тумановым.

Успенковский массив довольно хорошо обнажен. Хотя он имеет слабо холмистый и незначительно расчлененный рельеф, благодаря широкому развитию на его поверхности элювиальных развалов, отбор шлифов из коренных обнажений не составляет затруднений. Наносами покрыты в основном участки близ центра массива.

В 1965–1967 гг. А. Е. Тумановым с коллегами на массиве проводились геолого-съёмочные работы в связи с оценкой его хромитоносности. Было пробурено 3 скважины в южной части массива близ западного (скв. 3, глубина 250 м) и восточного (скв. 1, глубина 330 м) контактов и в 0.75 км к юго-западу в от п. Красная Заря (скв. 2, глубина 478.4 м). Скважина № 1 пройдена по тальк-

карбонатным породам и лиственитам; скважина № 3 пересекла вмещающие каменноугольные песчаники, алевролиты и конгломераты и на глубине вскрыла тальк-карбонатные породы, а скважина № 2 пересекла антигоритизированные гарцбургиты, энстатитовые дуниты и антигоритовые серпентиниты по ним.

Успенский массив имеет овальную форму, вытянутую в меридиональном направлении на расстояние 14 км при ширине в центральной части 6 км, и занимает площадь 70 км². Массив располагается в зоне разлома, перекрытого каменноугольными отложениями, по восточной границе Восточно-Уральского поднятия с одноименным прогибом, приурочиваясь к ядру Успенско-Толстинской антиклинали, слагающей часть более крупной Полтаво-Брединской синклинали структуры. В окружении массива находятся каменноугольные угленосные терригенные отложения с пластами вулканитов. Эти образования фациально находятся в несоответствии с метаморфизмом гипербазитов. Поэтому нет сомнения в том, что к началу формирования каменноугольных отложений породы массива находились на поверхности и подвергались размыву. Об этом же свидетельствуют находки обломков хромшпинелидов в карбоновых песчаниках, вскрытых скважиной № 3. Таким образом, указания А. Е. Туманова на каменноугольный возраст массива, ошибочны. Соображения о его возрастном положении будут высказаны ниже.

Согласно геофизическим данным, Успенский массив представляет собой локколитообразное тело с подводящим каналом, находящимся в его южной, юго-восточной части, где выявлены гравиметрическая аномалия и частично серпентинизированные гарцбургиты. На востоке и юге поверхность массива полого погружается, соответственно на восток и юг, северный контакт имеет крутое южное и юго-восточное, а западная граница – восточное падение под углом 55–70°. Мощность массива западной части около 1000 м и увеличивается к востоку до 1200 м. В массиве преобладают ультраосновные породы, первично представленные, в основном, гарцбургитами и в незначительной мере – лерцолитами и дунитами. Преобладающая часть их превращена в серпентиниты различного состава. Частично антигоритизированные гарцбургиты и энстатитовые дуниты преимущественно развиты в южной части массива. Серпентиниты подвержены лиственитизации, оталькованию и карбонатизации. В северной части массива находится небольшая интрузия габброидов. Гипербазиты прорываются в разных местах массива породами жильной серии (габбро, диабазы, порфириты, кварцевые порфиры и др.). В пределах массива обна-

ружены семь мелких хромитовых рудопоявлений, а также несущественное хризотил-асбестовое оруденение. В юго-западной приконтактной части расположены золотоносные тела листвени-тов и тальк-карбонатных пород с содержанием золота 1.2 г/т. Здесь в период 1898–1947 гг. добыто около 20 пудов золота.

Петрография и петрохимия

Первичный состав ультраосновных пород массива довольно однообразен. Они в основном представлены гарцбургитами, в которых иногда появляется диопсид, и породы приближаются к лерцолитам. Дуниты пользуются весьма ограниченным распространением, преимущественно в южной части массива. Здесь также присутствуют энстатитовые дуниты. Преобладающая часть пород превращена в серпентиниты. Частично серпентинизированные гарцбургиты встречаются в виде реликтовых участков и в основном развиты в южной части массива.

Рассматриваемый массив выделяется не только присутствием реликтов исходных пород, но и значительным разнообразием и распространением сохранившихся от наложенной антигоритизации апогарцбургитовых хризотил- β -лизардитовых и хризотилитовых серпентинитов. Установлены следующие типы и возрастная последовательность гидротермальных преобразований гипербазитов: α -лизардитизация, β -лизардитизация (хризотилизация, антигоритизация), аллометаморфическая антигоритизация, тальк-карбонатизация и лиственизация. Генетическая сущность этих процессов выражается в следующем. α -Лизардитизация соответствует фреатическому типу серпентинизации гарцбургитов, следуя сразу вслед за становлением массива в земной коре. α -Лизардит можно наблюдать только в виде тонких редких шнуров в реликтовых участках частично антигоритизированных гарцбургитов. Слабое проявление α -лизардитизации свидетельствует о становлении гарцбургитов в удалении от дневной поверхности, в «сухих» условиях. β -Лизардитизация обусловлена аллометаморфизмом. Судя по тому, что обычно ее сопровождает хризотилизация, этот процесс обусловлен гидротермальными растворами, связанными с гранитоидным магматизмом. Дело в том, что хризотилизация как самостоятельный процесс не существует в природе, а является развитием β -лизардитизации в ходе повышения щелочности гидротермальных растворов [1]. Обычно это происходит под воздействием растворов, поступающих из сиалического магматического очага параллельно с гранитоидным магматизмом. В рассматриваемом случае хризотилизация накладывается на β -лизардитовые серпентиниты и носит

площадной характер. Причем этот процесс чаще не сопровождается образованием хризотил-асбеста, хотя асбестовая минерализация в ограниченных масштабах обнаружена в нескольких местах массива. Антигоритизацию, связанную с развитием β -лизардитизации в разной степени испытали гарцбургиты (и энстатитовые дуниты), а так же отчасти β -лизардит-хризотилловые серпентиниты. Аллометаморфической антигоритизации, носящей массовый характер, подверглись все породы с превращением их в антигоритовые серпентиниты. Последние распределены неравномерно, вне какой-либо закономерности, обнаруживаясь как в краевых, так и в центральных частях массива. Следует подчеркнуть, что породы, не испытавшие хотя бы слабую антигоритизацию, встречаются редко. С другой стороны, чисто антигоритовые серпентиниты также пользуются сравнительно ограниченным распространением. Чаще в них присутствуют, хотя бы в ничтожных количествах, реликты β -лизардита и хризотила. По преобладающим серпентиновым минералам можно выделить следующие разновидности ультраосновных пород, среди которых, как отмечалось, абсолютным преимуществом пользуются апогарцбургитовые разности: 1) антигоритизированные гарцбургиты (и энстатитовые дуниты), 2) β -лизардитовые, 3) β -лизардит-хризотилловые, 4) хризотилловые серпентиниты и 5) их переходные разновидности к антигоритовым серпентинитам.

Ведущее положение в строении массива, по крайней мере, судя по обнаженным участкам площадью до 100×100 м, занимают β -лизардит-хризотилловые серпентиниты, подверженные антигоритизации, наряду с антигоритовыми серпентинитами. Статистический петрографический состав массива по данным изучения 180 шлифов, равномерно отобранных по его площади, следующий (об. %): антигоритизированные гарцбургиты – 6; β -лизардит-хризотилловые серпентиниты – 20; β -лизардитовые серпентиниты – 13; хризотилловые серпентиниты – 14; антигоритовые серпентиниты – 47.

Как видим, преобладают антигоритовые серпентиниты, остатальные разности играют приблизительно одинаковую количественную роль. Однако надо иметь в виду, что антигоритовые серпентиниты значительно более устойчивы к выветриванию, нежели другие разности, что определяет большую вероятность попасть в число шлифов. Следовательно, общая площадь, занимаемая чисто антигоритовыми серпентинитами, должна быть уменьшена.

Антигоритизированные гарцбургиты. Наряду с этими породами встречены разности с пониженным содержанием первичного энстатита, т.е. энстатитовые дуниты. В рассматриваемых породах наблюдается развитие по оливину антигорита с размером

пластинок 0.05–0.3 мм. Антигорит обычно образует пятнистые выделения и петельчатые гребенчатые шнуры, среди которых сохраняются реликты оливина, зерна которого имеют изометричные очертания и размер 0.5–3.0 мм. По данным рентгеноспектрального микроанализа (ВСЕГЕИ, аналитик О. А. Яковлева) оливин из антигоритизированного гарцбургита (обр. 87) имеет следующий состав (мас. %): SiO_2 41.21, FeO 8.29, MgO 50.48, сумма 99.98. Это соответствует содержанию 9 % фаялитового компонента, что типично для альпинотипных разновидностей. Весьма характерно, что алликардитовые шнуры, наблюдаемые в оливине, развиты весьма ограниченно. Их количество по отношению к оливину обычно не превышает 3–6 об. %. В отдельных зернах он вообще не обнаруживается. Иначе говоря, ранняя фреатическая серпентинизация, как отмечалось выше, проявляется слабо. Энстатит в этих породах встречается редко в виде мелкотаблитчатых и игольчатых реликтов в гидродиопсиде. Обычно он полностью замещен буроватым чешуйчато-игольчато-волокнистым агрегатом гидродиопсида (рис. 1). Буроватый цвет его в шлифах обусловлен дисперсионным эффектом, поскольку макроскопически псевдоморфозы имеют светло-зеленую окраску. Содержание гидродиопсидовых псевдоморфоз колеблется чаще всего в пределах 8–20 об. %. При интенсивной антигоритизации сохраняются только эти псевдоморфозы, которые в свою очередь, замещаются антигоритом, обычно начиная с центральной части. В разновидностях, переходных к лерцолитам, сохраняются зерна диопсида. В центральных частях гребенчатых антигоритовых шнуров кристаллизуются изометричные зерна магнетита, размером 0.001–0.05 мм, количество которого колеблется от 2 до 5 об. %.

Хромшпинелиды, как постоянный аксессуарный минерал, образуют резко ксеноморфные зерна размером 0.5–2.0 мм, как правило, окруженные магнетитовой каймой. Центральные части зерен просвечивают бурым и

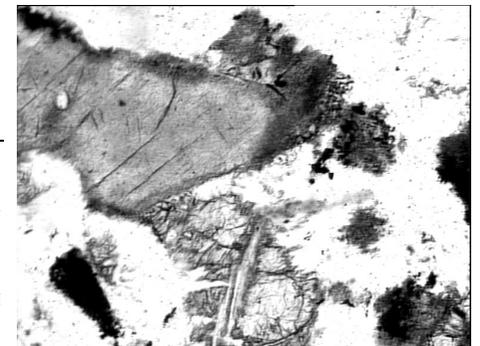


Рис. 1. Антигоритизированный гарцбургит. Псевдоморфоза по энстатиту (серое), белое – антигорит, реликтовые зерна оливина. Обр. Ус 94, горизонтальная граница 1 мм. светло-бурым цветом.

Вокруг хромшпинелидов обычно наблюдается узкая кайма, сложенная низкодвупреломляющим бесцветным агрегатом мелких чешуек хлорита. Химический состав акцессорного хромшпинелида из антигоритизированного гарцбургита (Ус-87) определен с помощью микроанализатора (мас. %): Cr₂O₃ 27.90, Al₂O₃ 40.35, Fe₂O₃ 2.04, FeO 13.43, MgO 16.22, сумма 99.94 (ВСЕГЕИ, аналитик О. А. Яковлева). Для минерала характерно необычно высокое содержание глинозема и низкое – оксида хрома, что ближе к лерцолитам. Однако в этой породе химическим анализом обнаружено лишь 0.85 % CaO. Встречаются выделения хромшпинелида мирмекитовидного облика, полностью замещенные магнетитом. Во многих шлифах можно наблюдать развитие карбоната как по петлевидным прожилкам, так и в виде крупных самостоятельных метабласт. Карбонатизация вообще довольно распространенный процесс, проявляющийся весьма неравномерно.

Антигоритизированные гарцбургиты, как отмечалось ранее, в основном развиты в южной части массива. Здесь же встречен пироксеновый дунит (обн. Ус-87), содержащий около 60 об. % оливина; остальное приходится на антигорит, магнетит и гидродиопсидовые псевдоморфозы (8 об. %), существенно замещенные антигоритом. Коэффициент основности этой породы, согласно данным химического анализа ($f_m = 1.82$), близок к дунитам (табл. 3). Это обнажение находится в 1.5 км к юго-западу от пос. Красная Заря. Приблизительно в этом же районе расположена скв. № 2, по которой вскрыты в разной степени антигоритизированные гарцбургиты и энстатитовые дуниты. А. Е. Туманов считает, что верхняя часть разреза сложена антигоритовыми серпентинитами и серпентинизированными гарцбургитами, а нижнюю часть (с 410 м) занимают серпентинизированные дуниты и серпентиниты по ним. К. К. Золоев с соавторами [2] так же полагает, опираясь на данные изучения керна из этой скважины, что массив по вертикали имеет зональное строение: приповерхностную его часть слагают серпентиниты, ниже следуют серпентиниты с блоками оливин-антигоритовых пород, которые на глубину сменяются оливин-антигоритовыми породами с повышенным содержанием оливина. Иначе говоря, дуниты А. Е. Туманова рассматриваются им как вторичные породы, возникшие при прогрессивном метаморфизме в сочетании с оливинизацией ранее существовавших серпентинитов. Просмотренные нами шлифы со всей площади массива не обнаружили присутствия оливин-антигоритовых пород. Эти породы не были встречены также в шлифах по скв. № 2. В отношении же дунитов надо заметить, что они не пользуются столь заметным

развитием в скв. № 2, как считает А. Е. Туманов. Хотя действительно, результаты пересчета химических анализов отдельных интервалов керна этой скважины обнаруживают в частично антигоритизированных гипербазитах повышенные значения коэффициента основности ($f_m = 1.82$), близкие дунитам; но это гарцбургиты с низким содержанием энстатита.

В заключение характеристики частично антигоритизированных гарцбургитов и энстатитовых дунитов следует сказать следующее. Хотя антигоритизация относится к поздней алломорфической серпентинизации, в этих породах отсутствуют проявления предшествующих β -лизардитизации и хризотилизации. Складывается парадоксальная ситуация. С одной стороны, антигоритизация накладывается на алломорфические β -лизардит-хризотилитовые серпентиниты, а с другой – в первичных породах алломорфизм проявляется только в антигоритизации. Кажущаяся необычность хода серпентинизации в этом массиве следует объяснять двумя этапами антигоритизации по аналогии с массивами, несущими месторождения хризотил-асбеста баженковского типа [1].

β -лизардитовые, хризотилитовые и β -лизардит-хризотилитовые серпентиниты. Это генетически единые породы, в разной степени подвергшиеся наложенной антигоритизации. Как отмечалось, хризотилизация является результатом повышения щелочности гидротермальных растворов в ходе β -лизардитизации гипербазитов. Возникновение магнетита также требует щелочной обстановки, поэтому он, как правило, кристаллизуется в конце процесса, когда такие условия создаются. В Успенском массиве хризотил слагает самостоятельные породы, замещая β -лизардитовые серпентиниты, образуя переходные разности (рис. 2). Хризотилитовые и β -лизардит-хризотилитовые серпентиниты пользуются площадным развитием. Поскольку значительная часть антигоритовых серпентинитов образовалась на месте этих пород, то можно считать, что до массовой антигоритизации второго этапа массив был сложен β -лизардитовыми, β -лизардит-хризотилитовыми и хризотилитовыми серпентинитами, среди которых залежали реликтовые блоки слабо антигоритизированных гарцбургитов первого этапа. По массовому развитию процессов хризотилизации Успенский массив выделяется среди других массивов, в том числе несущих промышленное хризотил-асбестовое оруденение. Успенский массив также несет незначительное хризотил-асбестовое оруденение, однако хризотилитовые серпентиниты здесь выходят далеко за пределы рудных участков. В чем заключается причина слабого оруденения и, с другой стороны, массового развития хризотилитовых серпентинитов – не

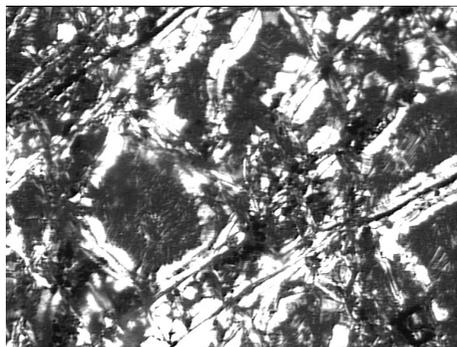
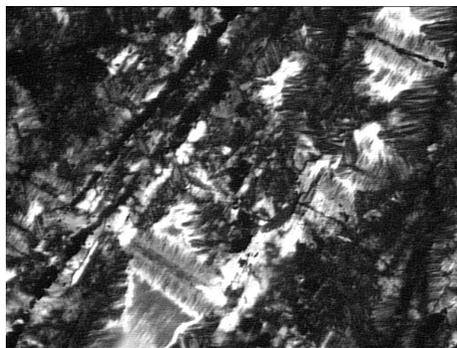


Рис. 2. Крупнопетельчатый хризотилизованный β -лизардитовый серпентинит, шнуры и секториальные ячейки β -лизардита замещаются зубчатыми выделениями хризотила (более высокое двупреломление). Обр. 2474, горизонтальная граница 1 мм.

ясно. В общих чертах это можно объяснить ограниченными масштабами возникновения полостей и трещин, в которых отлагается хризотил-асбест.

β -лизардитовые серпентиниты встречаются в разных частях массива, представляя реликтовые образования, что свидетельствует об их массовом развитии, предшествуя хризотилизации и поздней антигоритизации. В ряде шлифов обнаружены типичные разновидности β -лизардитовых серпентинитов с крупнопетельчатой секториальной и зонально-секториальной, в сочетании с ленточной, структурами (рис. 3). Размер петель 0.3–0.8 мм. Зональная структура характеризуется развитием шнуровидных петель β -лизардита с выделениями магнетита, в центре которых находятся ячейки секториального строения. По шовным шнурам наблюдается хризотил с магнетитом, который образует рассеянные зерна размером 0.001–0.05 мм. Содержание его в породах 2–5 об. %. Встречаются также секущие маломощные прожилки хризотил-асбеста и офита.

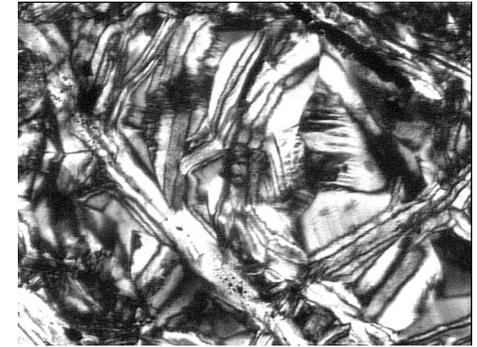
Хромшпинелиды, как и в других апогарцбургитовых серпентинитах, образуют ксеноморфные зерна размером 0.5–1.5 мм, окруженные магнетитовой каймой. Антигорит в этих породах развивается в виде отдельных рассеянных чешуек и вытянутых



пластинок размером 0.005–0.1 мм, прожилков и пятнистых скоплений. В интенсивно антигоритизированных разностях

Рис. 3. β -Лизардитовый серпентинит крупнопетельчатой и ленточной структуры. Обр. 6068-1, горизонтальная граница 4.0 мм.

Рис. 4. Антигоритизированный хризотиловый серпентинит секториальной структуры. Обр. 86 К, горизонтальная граница 3 мм.



β -лизардит сохраняется в виде реликтовых ячеек и ленточных выделений вплоть до полного исчезновения.

Хризотиловые серпентиниты обладают серо-зеленой и светло-желто-зеленой окраской. Под микроскопом наблюдаются гребенчатая, перекрещенно- и спутанно-волоконистая структуры, образованные параллельно и беспорядочно ориентированными волокнами хризотила. Нередко встречается также секториальная структура в пределах петель размером 0.2–0.8 мм (рис. 4). Характерны породы, в которых ячейки петель, сложенные секторальным хризотилом, окружены шнурами β -лизардита. Взаимоотношения между хризотилом и β -лизардитом однозначно свидетельствуют о метасоматическом развитии хризотила по β -лизардиту (рис. 5). Соответственно количественные соотношения между этими минералами изменчивы и можно наблюдать непрерывные переходы от β -лизардитовых к хризотилowym серпентинитам. Магнетит в процессе хризотилизации подвергается перекристаллизации, в результате чего его зерна укрупняются. Хромшпинелиды по краям зерен и трещинам замещаются магнетитом, хотя центральные части сохраняются. В переходных зонах к антигоритовым серпентинитам хризотил наблюдается в виде пятнистых реликтовых скоплений размером 0.1–1.0 мм.

Хризотил-асбестовое оруденение наблюдалось в карьере, в 500 м от бывшего пос. Лесного, справа от дороги на

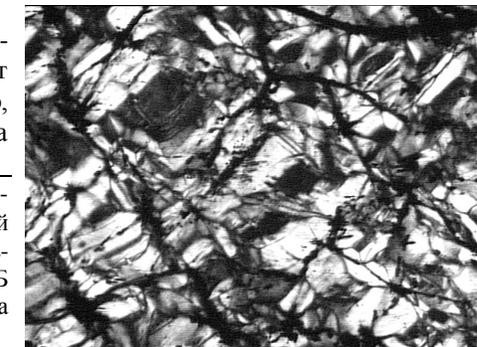


Рис. 5. Хризотилизированный β -лизардитовый серпентинит крупнопетельчатой структуры. Обр. 86 Б горизонтальная граница 3 мм.

пос. Красная Заря. Карьер вскрывает серпентиниты с асбестоносностью типа мелкой сетки, с жилками асбеста мощностью до 5 мм. Обильно развиты светло-зеленые продольно- и поперечно-шестоватые жилы офита мощностью до 5 см. Вмещающие серпентиниты имеют желтовато- и темно-зеленую окраску. Встречающиеся среди асбестоносных участков ядра размером до 2 м сложены антигоритизированными хризотилowymi серпентинитами по гарцбургитам. Хризотил образует нечеткую решетчатую структуру с участками гребенчатых шнуров. Антигорит встречается в виде отдельных пластинок и скоплений среди хризотила. Магнетит развивается в виде прерывистых шнуров мелких изометричных зерен, размер которых достигает 0.1 мм. На контакте с жилами хризотил-асбеста находится хризотил секториальной структуры и типа волоконмассы. Антигорит развивается также в виде прожилков, состоящих из игольчатых выделений. Размер его зерен очень изменчив, от тонкочешуйчатых разностей (0.001 мм) до 0.3–0.5 мм. В отдельных шлифах среди хризотила встречаются реликтовые шнуры β -лизардита. Неравномерно, по прожилкам и в виде пятен, проявляется карбонатизация; содержание карбоната – 20 об. %. В целом об этом хризотил-асбестоносном участке можно сказать, что рудовмещающие породы сложены в основном апогарцбургитовыми хризотилowymi серпентинитами, в разной степени подвергшимися антигоритизации и неравномерной карбонатизации.

Антигоритовые серпентиниты являются крайним продуктом процессов преобразования β -лизардитовых, хризотилowych и β -лизардит-хризотилowych серпентинитов. Антигоритовые серпентиниты не образуют сплошных зон, залегая в чередовании с β -лизардит-хризотилowymi серпентинитами, образуя с ними переходные разности. Антигорит в породах развивается в виде пластинок, чешуек и игольчатых зерен с весьма изменчивыми размерами, даже в пределах одного шлифа. Выделяются микроантигоритовые серпентиниты, связанные с β -лизардитизацией, состоящие из чешуек размером 0.001–0.005 мм. В перекристаллизованных разностях образуются крупнопластинчатые структуры. В таких породах зерна магнетита укрупняются до 0.1–0.2 мм и приобретают октаэдрические формы. Наряду с этим наследуется петельчатое расположение мелких зерен магнетита бывших β -лизардитовых серпентинитов.

У западного контакта центральной части массива расположен участок с ориентировочными размерами 1.8 × 0.6 км, где обнаружены своеобразные породы, по своим первичным особенностям близкие **гипербазитам апогабброидного** происхождения.

Для них характерны реликтовая пойкилитовая структура, образуемая бывшими зернами пироксена, фиксируемая скоплениями магнетита с антигоритом, иногда с примесью хлорита или реликтами диопсида. Апоперидотитовым породам свойственно присутствие мелких идиоморфных зерен хромшпинелидов. В этом же участке развиты специфичные **антигоритовые серпентиниты с псевдоморфной структурой**. Название структуры отражает своеобразное субпараллельное расположение пластинок антигорита, имеющих изометрично-неправильные очертания размером 1–7 мм. Хромшпинелиды в них имеют ксеноморфные очертания и размер 0.3–1.5 мм, что свидетельствует о первично гарцбургитовой природе исходных пород, и интенсивно замещаются магнетитом. Можно предположить, что они образовались на месте штубахитов (метасоматических антигорит-оливиновых пород).

Аподунитовые серпентиниты, обнаруженные в нескольких шлифах, сложены теми же серпентинитами, что и апогарцбургитовые разности. Дунитовая природа определяется по присутствию хромшпинелидов, имеющих идиоморфные очертания.

В хромшпинелидах содержание оксида хрома довольно низкое и, соответственно, повышено количество глинозема (табл. 1). В ходе замещения хромшпинелей магнетитом выносятся хром и особенности глинозем, исчезающий при этом полностью.

Листвениты наибольшим развитием пользуются в юго-западной части массива, где наряду с карбонатными и тальк-карбонатными породами образуют самостоятельное тело с золоторудным месторождением. Породы состоят из карбоната (40–85 об. %), кварца (10–60 об. %) и серицита (2–10 об. %). В качестве примесей присутствуют зерна сульфидов (до 2–3 об. %) и реликты хромшпинелидов. Карбонат образует изометричные зерна размером до 1 мм, в промежутках между которыми располагается мелкозернистый агрегат кварца с размером отдельных зерен 0.2–1.0 мм. В свою очередь, в крупных зернах кварца наблюдаются пойкилитовые включения карбоната. Серицит и более крупные пластинки мусковита образуют рассеянные зерна и скопления. В некоторых шлифах слюда представлена фукситом.

Тальк-карбонатные породы в основном находятся в юго-западной приконтактной части массива, в виде субмеридиональной полосы мощностью 10–12 м, образованной по антигоритовым серпентинитам. Они встречаются на контактах жильных кислых пород и пересечены скв. № 1. Тальк-карбонатные породы сложены агрегатом пластинок талька, среди которого располагаются скопления зерен и метабласты карбоната размером от 0.1 до 3–4 мм.

Таблица 2

Химический состав ультраосновных пород (мас. %)

Компоненты	4028	4029	4032	4035	4037	4031	4026	4023	4024
SiO ₂	37.94	37.90	38.90	39.62	38.80	38.32	39.90	40.68	39.96
TiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	1.24	0.99	1.50	0.99	0.99	0.74	2.73	0.63	1.30
Cr ₂ O ₃	0.65	0.66	1.39	0.40	0.28	0.64	0.49	0.50	0.38
Fe ₂ O ₃	5.81	5.75	8.42	6.59	7.27	6.28	5.33	5.96	4.76
FeO	2.50	2.43	0.9p3	1.07	1.10	1.50	1.50	1.50	1.29
MnO	0.11	0.10	0.06	0.10	0.12	0.09	0.06	0.08	0.12
MgO	38.21	39.32	35.90	37.40	36.00	37.40	37.60	36.50	38.21
NiO	0.33	0.37	0.33	0.32	0.33	0.33	0.33	0.29	0.29
CoO	0.012	0.010	0.011	Сл.	0.014	0.009	0.015	0.008	0.012
CaO	0.58	0.43	Сл.	Сл.	0.29	1.16	Сл.	Сл.	Сл.
P ₂ O ₅	0.010	0.013	0.013	Сл.	Сл.	0.010	0.023	Сл.	0.016
V ₂ O ₅	0.06	0.05	0.07	0.08	0.08	0.07	0.04	0.04	0.07
SO ₃	0.13	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
П.п.п.	11.64	11.24	12.30	12.84	13.14	13.58	12.60	12.38	12.18
Сумма	99.25	99.33	99.83	99.43	98.51	100.14	99.28	99.39	98.61
f	0.101	0.097	0.118	0.094	0.109	0.095	0.085	0.097	0.076
fm	1.67	1.71	1.56	1.57	1.55	1.62	1.54	1.48	1.54
h	67	68	89	84	84	79	76	78	77
FeO'	7.72	7.60	8.51	7.00	7.72	7.15	6.30	6.86	5.57

Примечание: Сл. соответствуют: CaO < 0.05 %, P₂O₅ < 0.009 %, CoO < 0.009 %, SO₃ < 0.05 %. 4028, 4029 – антигортитизированные гарцбургиты; апогарцбургитовые серпентиниты; 4032, 4035, 4037 – β-лизардит-хризотилитовые; 4031, 4023 – антигортитовые с реликтами β-лизардита; 4026, 4024 – антигортитовые. Анализы выполнены в лаборатории Челябинской ГРЭ, аналитик С. В. Орлов.

Нередко можно наблюдать предпочтительное развитие карбоната по бывшему баститу. Характерна унаследованная петельчатая структура, фиксируемая шнуровидными выделениями магнетита. Реликтовая петельчатость проявляется также в изменчивости преломления в унаследованных метаблоками петлях, если исходная порода была сложена β-лизардитовыми серпентинитами петельчатой структуры. Хромшпинелиды замещены магнетитом.

По петрохимическим особенностям породы массива представлены типичными альпинотипными гипербазитами (табл. 2, 3). Об этом свидетельствуют ничтожные содержания титана, фосфора

Химический состав ультраосновных пород и серпентинитов из хризотил-асбестового рудопроявления (мас. %)

Компоненты	Породы				Минералы			
	Ус 87	86г	86а	86д	86в	86д	86е	96д
SiO ₂	38.52	37.81	38.24	38.58	40.32	42.34	41.48	41.92
TiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	1.06	0.64	0.62	1.06	0.77	1.21	1.30	1.43
Cr ₂ O ₃	0.22	0.19	0.16	0.26	0.18	-	-	-
Fe ₂ O ₃	5.85	6.62	5.54	5.40	1.49	1.80	2.42	2.87
FeO	1.85	1.68	1.96	1.02	1.09	0.18	0.12	0.12
MnO	0.06	0.09	0.12	0.18	0.11	0.04	0.05	0.04
MgO	43.02	36.61	37.21	38.90	40.41	39.75	39.41	39.12
NiO	0.27	0.29	0.26	-	-	-	-	-
CaO	0.85	0.56	1.00	0.31	0.35	0.42	0.10	0.05
H ₂ O	0.18	-	-	0.48	1.04	0.14	0.58	0.98
П.п.п.	8.70	14.54	14.46	13.34	14.42	13.46	13.10	13.14
Сумма	100.61	99.05	100.59	99.56	100.18	99.34	99.00	99.68
CO ₂	0.66	1.76	1.76	-	-	0.64	0.12	0.05
f	0.084	0.105	0.094	0.086	0.33	0.024	0.030	0.037
fm	1.82	1.61	1.60	1.47	1.54	1.43	1.47	1.44
h	72	77	71	83	54	92	97	98
FeO'	7.11	7.64	6.95	5.88	2.43	1.80	2.29	2.70

Примечание: 87 – антигоритизированный пироксеновый дунит. Апогарцбургитовые серпентиниты: 86а – антигоритовый карбонатизированный. Аподунитовые серпентиниты: 86г – карбонатизированный антигоритовый, 86д – антигоритизированный β-лизардитовый. Минеральные фракции: 86в – хризотил с примесью карбоната, 86д – антигорит, 86е – преимущественно хризотил с примесью антигорита, 96д – офит. Анализы выполнены в лаборатории Челябинской ГРЭ, аналитик С. В. Орлов.

и щелочей, а также низкое содержание извести и главный петрохимический параметр – железистость (f), колеблющийся в пределах 0.076–0.109, в среднем 0.095, что типично для пород рассматриваемой формации. Железистость не зависит от типа и интенсивности серпентинизации. Содержания оксидов никеля и хрома обычные; практически не обнаруживается сера, что говорит об отсутствии в породах сульфидов. Наиболее низкие показатели степени окисления (h) свойственны частично серпентинизированным гипербазитам.

Характерно, что по данным химических анализов нередко устанавливается невысокое содержание гидродиопсидизированно-

го энстатита в частично антигоритизированных гипербазитах, которые по коэффициенту основности соответствуют исходным энстатитовым дунитам ($f_m > 1.75$), что может быть обусловлено присутствием магнетита, возникающего в заметных количествах в ходе антигоритизации пород.

Результаты химических анализов серпентинитовых минералов соответствуют их обычному составу (см. табл. 3).

Хромитовые руды

В южной и центральной части, близ западного и восточного контакта Успеновского массива известно 7 мелких рудопроявлений массивных и вкрапленных хромитовых руд. По данным А. Е. Туманова, рудные тела имеют линзообразную и жильную форму, прослеживаются субмеридионально на расстояние 7–25 м при мощности от 0.2 до 3.0 м с падением на В и СВ под углом около 60–75°. Содержание Cr_2O_3 колеблется от 25 мас. % во вкрапленных до 49 мас. % в массивных рудах. В шлифах из хромитовых руд обнаружено, что они состоят из буроватых хромшпинелидов с размером зерен 4–5 мм, интенсивно замещающихся магнетитом. В промежутках между зернами находятся почти бесцветные чешуйки клинохлора размером 0.05–0.1 мм. На границе магнетитизированных зерен хромшпинелидов и среди хлорита наблюдаются каймы и отдельные зерна размером до 0.1 мм ярко-зеленого аномально двупреломляющего уваровита (5–6 об. %). В обн. 6082 массивный хромитит, слегка катаклазированный, практически не подвергся магнетитизации. В нем присутствуют включения чешуек клинохлора (3–6 об. %).

Более детально исследовано рудопроявление № 3, находящееся в 1.5 км от западного контакта массива и в 3.5 км к ССВ от бывшего пос. Лесное. Канавами вскрыты два линзообразных рудных тела, прослеживающихся под аз. 120° на расстояние 6–8 м. Руды представлены среднезернистыми массивными, вкрапленными и нодулярными разностями. Промежуток между телами сложен серо-зелеными легко дробящимися β -лизардитовыми серпентинитами аподунитовой разновидности. Такие же породы с примесью кеммерерита слагают западный контакт рудных тел. Во вкрапленных рудах хромшпинелиды имеют размер зерен 2–5 мм, вокруг которых, как и в прожилках, развивается магнетит. В нодулярных разностях нодули имеют округлую форму и размер до 2 см. Макроскопически силикатный цемент руд сложен светло-фиолетовым кеммереритом и участками – серпентином. Под микроскопом мелкочешуйчатый хлорит почти бесцветен, имеет отрицательное уд-

линение и аномальные буроватые цвета интерференции. В ассоциации с хлоритом и самостоятельно встречаются пятнистые и ленточные выделения β -лизардита. В табл. 4 представлены химические анализы массивных и вкрапленных руд. В массивных рудах содержание оксида хрома порядка 45 мас. % с учетом силикатной примеси, количество которой составляет 10 мас. %. Во вкрапленных рудах на долю силикатной части приходится около 25 об. %. Заметное повышенное содержание трехвалентного железа во вкрапленных рудах подтверждает их частичное замещение магнетитом. Массивные руды отличаются лучшей сохранностью.

Вмещающие серпентиниты сложены β -лизардитом с примесью хризотила. Для них характерна железистость около 0.10, основность 1.56 и высокая степень окисления железа ($h = 90$). Петрохимические параметры пород соответствуют их составу. Успенковский массив следует отнести по хромитонности к бесперспективным.

Таблица 4

Химический состав хромитовых руд (рудопроявление № 3) и вмещающих пород (мас. %)

Компоненты	4034а	4034б	4034в	4034е	4034и
SiO ₂	5.66	11.82	11.70	39.90	39.08
TiO ₂	0.15	0.11	0.12	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	14.62	11.53	14.53	0.73	1.10
Cr ₂ O ₃	43.80	34.16	33.62	0.31	0.91
Fe ₂ O ₃	2.82	8.53	7.95	7.98	7.54
FeO	10.87	7.05	5.53	0.75	0.79
MnO	0.14	0.20	0.14	0.07	0.07
MgO	18.40	20.41	20.66	37.50	36.70
NiO	0.04	0.17	0.18	0.36	0.33
CoO	0.008	0.009	0.008	0.010	0.010
CaO	0.36	0.54	0.36	Сл.	0.14
P ₂ O ₅	0.023	0.021	0.016	0.009	Сл.
V ₂ O ₅	0.14	0.12	0.12	0.08	0.04
SO ₃	0.13	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
П.п.п.	1.96	4.10	4.56	13.06	13.16
Сумма	99.12	98.95	99.40	100.77	99.91

Примечание: 4034а – массивный среднезернистый хромитит, 4034б – вкрапленная среднезернистая хромитовая руда, 4034в – нодулярная хромитовая руда, 4034е – β -лизардит-хризотилковый сланец, 4034и – β -лизардитовый серпентинит, с примесью хлорита. Анализы выполнены в лаборатории Челябинской ГРЭ, аналитик С. В. Орлов.

Литература

1. *Варлаков А. С., Зырянов В. А.* Серпентинизация гипербазитов и формирование месторождений хризотил-асбеста // ЗВМО. 2000. Ч. 129. № 1. С. 3–15.

2. *Золоев К. К., Шмаина М. Я. и др.* Новые данные о серпентинизации гипербазитов и роль вещественного состава в локализации хризотил-асбестового оруденения // Закономерности размещения месторождений неметаллических полезных ископаемых. Вып. 2. Алма-Ата, 1978. С. 11–20.