

А. С. Варлаков

ТАЛОВСКИЙ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАССИВ

A. S. Varlakov

TALOVSKY BASIC-HYPERBASIC MASSIF

Talovsky massif is occurred northern end Talovsky-Daulsky hyperbasitic belt of zone Main Ural Deep Fault. Three petrogenetic associations are distinguished: 1) alpinotype dunite-harzburgite (lizardite-chrisotiloid serpentinite antigoritized), rodingite, 2) metamorphosed gabbroid complex (uralite gabbro, amphibolite, albite-zoisite-actinolite rocks), 3) dunite-werlite-clinopyroxene complex and product of its metamorphism (antigoritic lizarditic dunite, werlite, antigorite serpentinite, antigoritic tremolite-enstatite-olivine rocks with talc and hydrodiopside; the parent rocks of this complex have a metasomatic origin of the basic rocks.

Таловский массив располагается непосредственно к северу от оз. Тургояк, субмеридионально прослеживаясь до широты несколько севернее г. Карабаша вдоль р. Миасс на расстояние около 40 км. Он представляет собой вытянутое линзообразное тело с максимальной мощностью 6.0 км на широте пос. Наилы и Киалимского водохранилища.

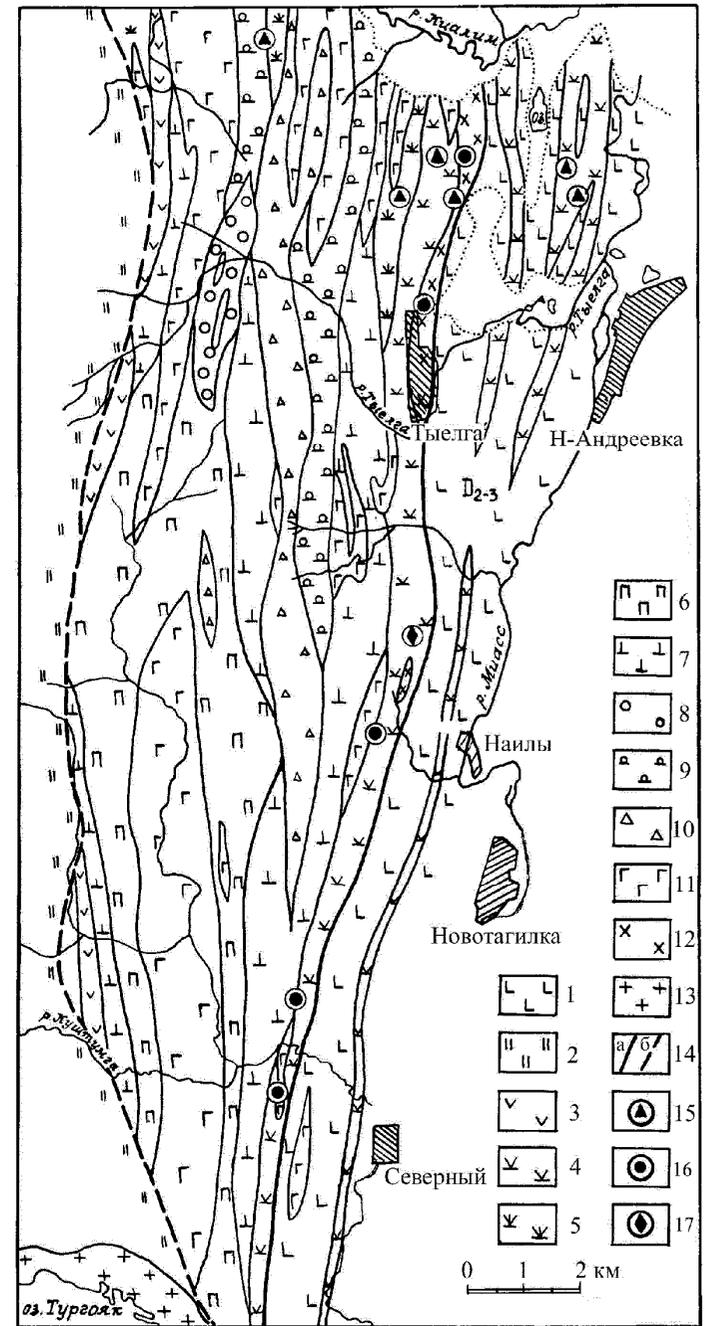
Массив был впервые покрыт геологической съемкой масштаба 1: 50 000 Р. П. Тихоненковой в 1956 г. В нем выделено три комплекса: 1) ультраосновные и основные породы, 2) малые интрузии гранитоидов и гибридные контактово-инъекционные породы и 3) жильные породы. Позднее в 1973–74 гг. на массиве проводились тематические геолого-съёмочные работы К. К. Золоева с сотрудниками с целью оценки его хризотил-асбестоносности, основные выводы которых сводятся к следующему: 1) Таловский массив сложен дунит-клинопироксенитовой и дунит-гарцбургитовой ассоциациями; с последней связано хризотил-асбестовое оруденение; 2) под воздействием габброидной интрузии гарцбургитовая ассоциация подверглась клинопироксенитизации и вторичной оливинизации, что привело к созданию дунит-клинопироксенитового комплекса; 3) условия для асбестообразования сохрани-

лись только в узкой западной полосе дунит-гарцбургитов; 4) крупные ядра слабо серпентинизированных гарцбургитов, благоприятных для формирования асбестовых руд, в массиве отсутствуют; асбестоносная площадь ограничена известным месторождением и оценивается прогнозными запасами 3 млн т.

Геолого-съемочные работы М 1:50 000 на массиве проводились в 1977–82 гг. Челябинской КГРЭ. Детальные тематические геолого-геофизические работы в пределах массива выполнялись в 1989–94 гг. Н. А. Плохих и И. В. Жилиным. Между широтами пп. Тыелга и Наилы на площади 160 км² выбран участок, который был разбурен Миасским ГПП по серии профилей 131 скважиной, в основном, глубиной до 100 м и частично до 200–300 м и покрыт геофизической съемкой масштаба 1:10 000. Работы проводились в течение 1986–95 гг. Главная их цель – поиски хромитовых руд – не была достигнута. По результатам геолого-геофизических работ Миасским ГПП написан отчет и составлена геологическая карта масштаба 1:10 000. По поводу этой геологической карты следует сказать, что она имеет довольно странный вид, – на ней изображена мозаика из блоков и полос различных пород, состав которых далеко не всегда соответствует действительности. Дело в том, что границы большинства блоков проведены согласно интерпретации результатов геофизических данных, а это, безусловно, не оправдано. Физические свойства пород очень изменчивы, что позволяет допускать неограниченный произвол. Так, дуниты и верлиты, в разной степени серпентинизированные, имеют диапазон величин плотностных и магнитных характеристик, соответствующих любым другим породам, которые находятся в сложном сочетании, чередуясь между собой. Отсюда понятно, что представленная геологическая карта далека от совершенства и пользоваться ею следует весьма осторожно.

В 1973 г. нами на массиве были проведены маршрутные наблюдения с отбором проб и шлифов, а также описано более 900 шлифов из керна упомянутых выше скважин, пробуренных Миасским ГПП, наряду со шлифами, изготовленными из материала, отобранного И. В. Жилиным в маршрутах по массиву. В результате составлена геологическая карта Таловского массива масштаба 1:50 000 с учетом данных собственных исследований и материалов выше упомянутых работ (рис. 1).

На первом этапе изучения массива дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс (ДВКК) нами рассматривался в качестве самостоятельной дунит-клинопироксенитовой формации, – аналога массивов, слагающих Платиноносный пояс Урала [2]. Однако,



более детальное знакомство с Таловским массивом побудило пересмотреть ранние представления в пользу метасоматической природы ДВКК, как результата железо-магнезиального метасоматоза габброидов и частично подстилающих их альпинотипных гипербазитов. Такое суждение принципиально отличается от общепринятых на Урале представлений, согласно которым ДВКК возникает, благодаря воздействию габброидных интрузий на альпинотипные гипербазиты [1]. Генетические проблемы формирования пород ДВКК детально рассмотрены в нашей монографии [4].

Общие геологические сведения

Таловский массив находится в зоне Главного Уральского разлома (ГУР). По геофизическим данным он имеет вертикальную мощность, нарастающую от 1 км в южной части до 3–4 км на севере, где выявляются наибольшие значения силы тяжести. Согласно В. Н. Шитову, контакты погружаются под массив, причем восточный контакт имеет более крутое падение. С запада контакт массива под углом 45–50° граничит по крупному разрывному нарушению со среднерифейской куштумгинской толщей, сложенной кристаллическими сланцами, плагиогнейсами, кварцитами и амфиболитами. Южнее оз. Тургояк в куштумгинской толще встречены тела тальк-оливиновых и антофиллитовых пород, свойственных рифейской аракульской толще ильменогорского комплекса. С востока

Рис. 1. Геологическая карта Таловского базит-гипербазитового массива (по А. С. Варлакову).

1, 2 – вмещающие толщи: 1 – средне-верхнедевонские риолит-базальты и их туфы, кремнисто-глинистые сланцы, известняки, песчаники, 2 – кварциты, кристаллические сланцы куштумгинской толщи верхнего рифея; 3–5 – дунит-гарцбургитовый комплекс (альпинотипные гипербазиты): 3 – антигоритизированные лерцолит-гарцбургиты, 4 – аподунит-гарцбургитовые серпентиниты (антигоритовые, антигоритизированные β-лизардитовые, β-лизардит-хризотилоидные), 5 – антигоритовые серпентиниты (включая неясной природы); 6–10 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс и продукты его метаморфизма: 6 – клинопироксениты, вебстериты, оливиновые клинопироксениты со шлирами верлитов и дунитов, 7 – шширово-полосчатое чередование клинопироксенитов, дунитов, верлитов, антигоритизированных, с телами амфиболитов и эпидот-цоизит-альбит-актинолитовых пород, 8 – дуниты, α-лизардитизированные, местами антигоритизированные, 9 – антигоритовые аподунитовые серпентиниты со шлирами верлитов, оливиновых клинопироксенитов, амфиболитов, 10 – антигоритизированные тремолит-энстатит-оливиновые породы, местами с тальком и гидродиопсидом со шлирами антигоритовых серпентинитов, верлитов и амфиболитов; 11 – габбро, уралитовое габбро, амфиболиты, цоизитовые амфиболиты; 12 – диориты и кварцевые диориты; 13 – граниты и палагиограниты; 14 – границы Таловского массива (а – западная тектоническая, б – восточная); 15–17 – месторождения и рудопроявления: 15 – хромиты, 16 – золото, 17 – хризотил-асбест.

к массиву примыкают офиолитовые осадочно-эффузивные толщи среднедевонского возраста, слагающие перешеек сочленения Тагильского и Магнитогорского мегасинклиналиев. Здесь проходит наиболее узкая часть этих структур. Массив исходно занимал, по видимому, межформационное положение между рифейской куш-тумгинской и среднедевонскими осадочно-вулканогенными толщами.

На юге Таловский массив уменьшает свою мощность и, огибая с востока оз. Тургояк, переходит в Тургоякский гипербазитовый массив, который, в основном, сложен антигоритизированными β -лизардитовыми аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами, среди которых встречается серия мелких рудопоявлений хромитовых руд. Вдоль восточного контакта Таловского массива среди среднедевонских осадочно-вулканогенных толщ прослеживаются согласные пластообразные тела антигоритизированных апогарцбургитовых хризотилоид- β -лизардитовых серпентинитов мощностью 20–200 м, представляющих собой северное продолжение ассоциации альпинотипных гипербазитов Узункырского пояса офиолитов среднедевонского возраста. Характерно, что серпентиниты этого пояса находятся в послойном чередовании с зелеными и филлитовидными сланцами. Такую картину можно наблюдать близ восточного контакта Таловского массива в районе дер. Наилы, где в серпентинитах встречена дайка хлорит-везувиан-гранатовых родингитов (см. рис. 9). Это типичная среднедевонская офиолитовая ассоциация, которая к востоку по крупному сбросо-сдвигу приходит в соприкосновение с породами ильменогорского метаофиолитового комплекса среднерифейского возраста [5]. В северо-западном направлении среднедевонская осадочно-эффузивная толща Узункырского офиолитового пояса увеличивает свою мощность, и по восточному борту мегасинклиналии вскрываются серпентиниты массива Золотая гора. На юге Таловского массива находятся гранитоиды Тургоякского массива.

Сложность строения Таловского массива заключается в многообразном сочетании в его пределах продуктов магматических и особенно метаморфических процессов. Магматизм выразился во внедрении альпинотипных перцолит-гарцбургитов, за которыми последовала интрузия габбро, которую в позднюю фазу становления сопровождали железисто-магнезиальные флюиды, подвергшие ее метасоматическим преобразованиям с формированием дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (ДВКК).

Впоследствии кварцевые диориты и диориты внедрялись в основном вдоль восточного края массива. Ультраосновные породы на раннем этапе испытали серпентинизацию, которая в альпинотипных гипербазитах выразилась в превращении их в β -лизарди-

товые и хризотилоид- β -лизардитовые серпентиниты. Судя по реликтам лерцолит-гарцбургитов, фреатическая α -лизардитовая серпентинизация выявляется в ограниченных масштабах. Аналогично наблюдается α -лизардитизация в дунитах ДВКК. Массовой антигоритизации, охватившей все ультраосновные породы, наиболее интенсивно подверглись дуниты и верлиты ДВКК, находящиеся ближе к центральной части массива, по обе стороны клинопироксенитовой оболочки, окружающей главную интрузию габброидов. В связи с аллометаморфической антигоритизацией проявился столь же обширный метаморфизм, охвативший габброиды, выразившись в их амфиболитизации и эпидот-цоизитизации.

Главное тело габбровой интрузии занимает южную приосевую часть массива, прослеживаясь субмеридионально от его южного края на расстояние 12 км при ширине в плане до 1.5–2.0 км. Интрузия подстилается гипербазитами, находясь в окружении широкой клинопироксенитовой оболочки с участками верлитов и дунитов. В южной части габброидного тела пробурена скважина № 900 глубиной 411.2 м. Пройдя по габбро 340 м, скважина вошла в гипербазиты, что свидетельствует о прикровлевом положении здесь габброидов. Ряд тел габброидов установлен в северной части массива, прослеживающихся на расстоянии до 15 км. Клинопироксенитовая оболочка главного габброидного тела с внешней стороны окружена чередующимися верлит-дунитами и аподунитовыми антигоритовыми серпентинитами и неравномерно, в основном в восточной зоне, развитыми своеобразными метаморфическими породами – антигоритизированными и гидродиопсидизированными тремолит-энстатит-оливиновыми породами. Крупное тело довольно свежих дунитов находится в северо-западной части, там, где выклинивается тело клинопироксенитов, окружающее главную габброидную интрузию. Нормальные габбро редки, чаще они превращены в уралитовые габбро, габбро-амфиболиты или цоизит-эпидот-хлорит-актинолитовые породы.

Альпинотипные гипербазиты, преобразованные в антигоритизированные аподунит-гарцбургитовые β -лизардит-хризотилоидные серпентиниты, прослеживаются в виде узкой непрерывной полосы вдоль восточной границы массива, а частично антигоритизированные лерцолит-гарцбургиты – фрагментарно по западной окраине массива близ контакта с куштумгинской толщей.

Петрографическая характеристика пород массива

В Таловском массиве нами выделены следующие петрогенетические комплексы и слагающие их породы.

I. Альпинотипные гипербазиты: 1) серпентинизированные гарцбургиты (и лерцолиты), 2) апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты (β -лизардитовые, β -лизардит-хризотилоидные, хризотилоидные, в разной степени антигоритизированные и антигоритовые), 3) оталькованные, карбонатизированные серпентиниты и тальк-карбонатные породы и листовениты, 4) штубахиты.

II. Базиты: 1) габбро и габбро-нориты, 2) уралитовые габбро и цоизитизированные габбро-амфиболиты, 3) эпидот-цоизит-актинолитовые породы и цоизитовые амфиболиты, 4) тонкополосчатые цоизитовые амфиболиты, 5) родингиты.

III. Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс (ДВКК) и продукты его метаморфизма: 1) дуниты α -лизардитизированные, в том числе антигоритизированные, 2) аподунитовые антигоритовые серпентиниты, 3) клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты, верлиты и вебстериты, в разной мере антигоритизированные, иногда тремолитизированные, 4) энстатит-тремолит-оливиновые породы, антигоритизированные, гидродиопсидизированные, иногда оталькованные.

IV. Диориты, кварцевые диориты и дайки диабазов.

Альпинотипные гипербазиты

Как отмечалось выше, породы этой формации прослеживаются в явно выраженном виде вдоль восточной окраины Таловского массива и фрагментарно по его западному контакту. Причем, в первом случае (восточная полоса) они представлены в основном в разной степени антигоритизированными β -лизардитовыми и хризотилоид- β -лизардитовыми и антигоритовыми аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами, протягивающимися в виде непрерывной полосы невыдержанной мощности шириной 0.2–1.0 км, во втором – антигоритизированными лерцолит-гарцбургитами, сохранившимися в относительно свежем состоянии в отдельных линзовидных блоках близ контакта с метаморфитами куштумгинской толщи. Западная граница восточной полосы прослеживается нечетко, поскольку она маскируется интенсивной антигоритизацией, которой подвержены как залегающие здесь дуниты, связанные с ДВКК, так и дуниты, залегающие в альпинотипных гарцбургитах.

Антигоритизированные лерцолит-гарцбургиты. Они вскрываются в виде линзовидных блоков длиной до 1 км плотных прочных пород в юго-западных отрогах Б. Таловского хребта (обн. 169-170), на г. Голой (обн. 49-52) и в других местах. Рассматриваемые породы сложены оливином с размером зерен 2–5 мм, которые содержат редкие шнуры α -лизардита и пронизаны пластинка-

ми антигорита длиной до 0.2–0.3 мм. Содержание реликтов оливины достигает 50–60 %. Псевдоморфные ячейки антигорита имеют секториальное строение и размер 0.3–0.5 мм. Иногда обнаруживаются мелкие зерна диоксида, по которым развиваются лучистые выделения тремолита. Ксеноморфные зерна энстатита размером до 5 мм замещены агрегатом игольчатых буроватых зерен гидродиоксида, имеющего следующие оптические свойства: $cNg = 30-40^\circ$; $n_g - n_p = 0.018-0.025$. Содержание гидродиоксидовых псевдоморфоз до 25–30 %. Встречены шлифы, где наблюдаются реликты энстатита, окруженные каймой чешуйчато-игольчатых зерен гидродиоксида, размером 0.05–0.1 мм. По петлям среди антигорита развиваются шнуры из прерывистых изометричных выделений магнетита с размером зерен до 0.05 мм. Обычным ксеноморфным акцессорным минералом является хромшпинелид, чаще непрозрачный, вследствие замещения хроммагнетитом и магнетитом. Его зерна размером 1.0 мм окружены каймой бесцветного пеннина (буроватая аномальная интерференционная окраска и отрицательное удлинение), чешуйки которого чаще располагаются субперпендикулярно поверхности зерен хромшпинелидов.

В обн. 169–171 вскрываются аналогичные породы, с преобладанием лерцолитовых разностей, для которых свойственно развитие на фреатической стадии серпентинизации не α -лизардита, а шнуров хризотилоида, мощностью 0.005–0.01 мм, совместно с которым образуются мелкие зерна магнетита. Содержание хризотилоида по отношению к исходному оливину колеблется от 2 до 5–8 %. Под микроскопом для хризотилоида характерно положение оси Ng перпендикулярно ориентировке шнуров в отличие от α -лизардита, в котором подобное положение занимает ось Np . Отличие от породообразующего хризотила заключается в том, что последний серпентин не образует самостоятельных шнуров, развивающихся по оливину вне месторождений хризотил-асбеста. Ксеноморфные хромшпинелиды окружены хлоритовой каймой, в центральной части они просвечивают буровато-желтой окраской, что свойственно лерцолитовым разностям перидотитов.

Аподунит-гарцбургитовые антигоритизированные β -лизардитовые и хризотилоид- β -лизардитовые серпентиниты. Породы альпинотипной формации, развитой вдоль восточного края массива, сложены серпентинитами, а первичные силикатные минералы встречаются в виде редких реликтов. Хризотилоидизация и β -лизардитизация являются ранним процессом. Трудно сказать, проявилась ли фреатическая α -лизардитизация. В расположенных южнее массивах – Нуралинском и Верхне-Иремельском – хризо-

тилоид и β -лизардит образуются непосредственно по оливину и пироксенам. Судя по тому, что в рассматриваемых серпентинитах часто наблюдается мелкопетельчатая структура, можно предполагать раннее образование β -лизардита и хризотилоида. Тем более, что встреченные в западной окраине массива частично серпентинизированные лерцолит-гарцбургиты содержат ранние хризотилоидные шнуры, что уже является прямым свидетельством фреатической природы этих серпентинов. Наряду с мелкопетельчатой (размер ячеек петель 0.1–0.4 мм) в этих серпентинитах наблюдаются также ленточная и секториальная структуры. Для хризотилоидных серпентинитов характерно линзовидно-секториальное строение (рис. 2). Ленточная структура β -лизардитовых серпентинитов является распространенной и нередко обнаруживается в пятнистых реликтовых образованиях размером 0.5–5 мм в антигоритовых серпентинитах. Специфична зональная секториальная структура, наблюдаемая в серпентинитах смешанного хризотилоид – β -лизардитового состава. В этих породах ячейки имеют зональное строение – периферия сложена β -лизардитом, затем следует хризотилоидная зона, а центр ячеек занимает секториальный β -лизардит (рис. 3). В одном и том же шлифе расположение серпентининовых зон может меняться. По шнурам петель обычно развивается хризотил вместе с магнетитом. В строении зональных ячеек легко разобраться по положению осей оптической индикатрисы. В β -лизардитовых зонах радиально располагается ось Np, а у хризотилоида – Ng. Ксеноморфные зерна бастита в таких породах имеют весьма неоднородное строение.

Аподунитовые разности серпентинитов β -лизардитового состава в альпинотипной ассоциации гипербазитов пользуются заметным распространением. Хромитовые тела локализованы именно в этих породах. Наложённая аллометаморфическая антигоритизация проявляется интенсивно, но неравномерно. Наряду с участками серпентинитов, не испытавших антигоритизацию, встречаются чисто антигоритовые серпентиниты, состоящие из беспорядочно ориентированных пла-



чаются чисто антигоритовые серпентиниты, состоящие из беспорядочно ориентированных пла-

Рис. 2. Апогарцбургитовый хризотилоидный серпентинит линзовидно-секториальной структуры. Обр. 77, увел. 80, с анализатором.

Рис. 3. Апогарцбургитовый β -лизардит-хризотилоидный серпентинит сложной секториальной структуры. Центр ячеек – β -лизардит, периферия – хризотилоид. Обр. 196, увел. 100, с анализатором.



стинок или чешуек антигорита, размером от 0.005 до 0.5 мм. В перекристаллизованных участках наблюдаются радиально-лучистые выделения крупных пластинок антигорита. Во многих случаях в антигоритовых серпентинитах можно обнаружить реликтовые пятна петельчатых и ленточных лизардитовых серпентинитов, выделяющихся бледно-зеленой окраской на фоне бесцветного антигорита. Ранее образованные магнетитовые шнуры наследуются; отчасти магнетит перекристаллизовывается с укрупнением зерен. Содержание магнетита в β -лизардитовых, хризотилоид- β -лизардитовых и антигоритовых серпентинитах – 3–6%. Бастит при антигоритизации исчезает, но иногда его контуры фиксируются скоплениями тонкозернистого магнетита, и в этом случае первичная природа породы устанавливается легко (рис. 4). При исчезновении признаков бастита приходится прибегать к выявлению морфологических особенностей хромшпинелидов. Хромшпинелиды существенно различаются морфологически в зависимости от исходного состава пород. В апогарцбургитовых (или аполерцолитовых) серпентинитах хромшпинелиды имеют ксеноморфные очертания, размер 1–2.5 мм и, будучи окруженными магнетитовой каймой, просвечивают в центральной части зерен бурой или светло-бурой окраской. Для аподунитовых разновидностей свойственны идиоморфные зерна хромшпинелидов или близкие к изометричной форме. Размер чаще не превышает 1.0 мм, и они не всегда просвечивают.

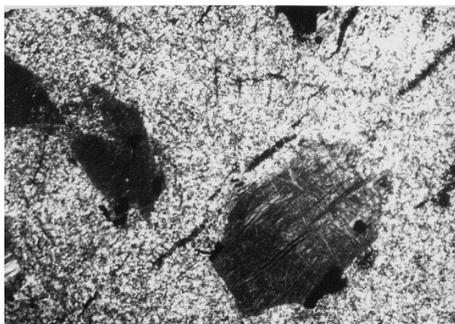


Рис. 4. Мелкочешуйчатый антигоритовый серпентинит. Бастит, замещенный антигоритом, фиксируется скоплениями тонкораспыленного магнетита. Увел. 15, с анализатором.

**Химический состав хромшпинелидов
из альпинотипных гипербазитов, мас. %**

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	-	0.53	MnO	-	-
TiO ₂	-	-	MgO	13.65	8.86
Al ₂ O ₃	19.29	16.40	CaO	-	-
Cr ₂ O ₃	51.18	43.80	Сумма	99.94	99.72
Fe ₂ O ₃	1.77	9.16	f	39.1	56.8
FeO	14.05	20.97			

Примечание. 1 – вкрапленная руда, пос. Тыелга, обр. Тл 92-241; 2 – аксессуарный из апогарцбургитовых серпентинитов, Тл 93-2. Прочерк – не обнаружено. Анализы выполнены на микроанализаторе во ВСЕГЕИ.

Морфологический признак аксессуарных хромшпинелидов используется нами для установления первичной природы пород, превращенных в антигоритовые серпентиниты, когда в ходе перекристаллизации исчезают признаки бастита.

В Таловском массиве дуниты, слагающие ДВКК, возникают в результате железо-магнезиального метасоматоза габброидов. Отчасти этому процессу подвергаются и альпинотипные гарцбургиты. В последнем случае ксеноморфные хромшпинелиды могут наследоваться образующимися дунитами. Тем самым присутствие двух морфологических типов хромшпинелидов в какой-то мере может подсказать, каков был состав исходных пород. Химические особенности хромшпинелидов описываемых пород приведены в табл. 1. От хромшпинелидов ДВКК их отличает повышенная глиноземистость, пониженная железистость и более низкое содержание трехвалентного железа, появление которого в альпинотипных разностях обычно связано с метаморфизмом (проба Тл. 93-2).

Особенности химизма разных серпентинитов с примесями приведены в табл. 2. Обращает на себя внимание преобладание серпентинитов с основностью, пониженной относительно стехиометрии ($f_m < 1.5$). Это относится, прежде всего, к антигориту, в котором наблюдается избыток кремния относительно катионов в октаэдрической координации. То же относится к хризотилу и хризотилоиду. Лизардиты обладают более высокой основностью. Хризотил и хризотилоид отличаются низкой величиной железистости ($f = 0.024-0.033$). Она несколько выше у лизардитов, а антигоритам свойственна низкая железистость, но подверженная большим колебаниям. По степени окисления (h) серпентиниты хорошо различаются: для хризотилоида и хризотила характерны эквимоле-

Таблица 2

Химический состав серпентиновых минералов из серпентинитов Таловского массива, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	77	147	196	63Б	154	151	21	91	189	45Б	184
SiO ₂	45.52	41.76	41.43	41.06	39.75	40.90	41.27	43.05	41.56	42.47	42.37
Al ₂ O ₃	0.72	1.75	1.14	0.88	0.65	0.96	1.22	0.78	0.79	1.49	1.25
Fe ₂ O ₃	2.00	1.05	1.04	2.36	4.93	1.08	0.16	1.16	0.75	1.06	1.29
FeO	0.92	0.70	0.96	1.76	0.51	1.50	3.24	0.60	1.80	4.32	0.72
MnO	0.10	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.08	0.05	0.04	0.03	0.12
MgO	40.10	39.41	39.71	38.01	40.23	41.01	37.87	41.26	39.32	38.56	49.19
CaO	Сл.	1.10	Сл.	0.25	Сл.	0.15	Сл.	Сл.	0.28	0.07	0.26
H ₂ O	0.64	0.48	0.72	1.00	0.30	0.30	0.58	0.22	0.60	0.42	0.17
CO ₂	-	-	-	-	-	0.18	0.11	-	-	-	0.15
П.п.п.	13.68	13.30	14.36	14.38	13.52	13.77	13.04	12.76	13.74	12.38	12.75
Сумма	99.68	99.70	99.42	99.74	99.96	99.74	97.98	99.86	98.88	100.80	100.28
f	0.025	0.024	0.026	0.055	0.064	0.033	0.048	0.023	0.035	0.072	0.025
fm	1.45	1.44	1.47	1.45	1.62	1.55	1.41	1.47	1.45	1.42	1.48
h	48	58	46	55	90	40	4	67	29	19	62
FeO'	1.82	1.65	1.90	3.88	4.95	2.47	3.38	1.64	2.47	5.27	1.88

Примечание. 1-6, 8, 9 – серпентиниты апогарцбургитовые: 1-4 – хризотилоид (2 – с примесью гидроксида, 3, 4 – с примесью β-лизардита); 5 – β-лизардит; 6 – хризотил с примесью антигорита; 7-11 – антигорит (7, 10 – аподунитовые серпентиниты, 11 – пикролит). Анализы сделаны в химической лаборатории И Мин (аналитик М. Н. М аляренко); отличие от анализов других лабораторий – отсутствие данных о содержании Сг₂О₃ и NiO.

кулярные соотношения двух- и трехвалентного железа, у антигоритов обычно преобладает в структуре двухвалентная форма и только у волокнистых разновидностей (пикролитов) могут быть обратные соотношения. В лизардитах преобладает трехвалентное железо.

Довольно распространенной примесью в рассматриваемых породах являются самостоятельные пластинки клинохлора, размером до 0.5–1.0 мм. Нередко наблюдается карбонатизация, в результате которой вместе с оталькованием, протекающим обычно в зоне влияния малых диоритовых интрузий или на контакте с куштумгинской толщей, формируются тальк-карбонатные породы, мощность тел которых достигает 40 м. Эти породы сложены агрегатом мелкокешуйчатого талька, в который погружены порфириобласты карбоната размером 0.3–3.0 мм. Присутствуют также идиоморфные зерна магнетита и пластинки бледно-зеленого клинохлора ($n_g - n_p = 0.007$, $cNr = 0^\circ$). Интересно, что при образовании метабластовых выделений карбоната в β -лизардитовых серпентинитах наследуется петельчатая структура, фиксируемая в карбонате явлением псевдоабсорбции (рис. 5). Наряду с этим встречаются тонкозернистые тальк-карбонатные породы с соотношением главных минералов 1:1, состоящие из чешуек талька размером 0.1–0.2 мм и скоплений и рассеянных зерен карбоната размером 0.05–0.2 мм. Хромшпинелиды в них дезинтегрированы, имеют размер до 1.0 мм и очень густо-бурую окраску. Магнетит практически отсутствует.

Месторождение хризотил-асбеста «Французская гора» находится на вершине горы в пределах восточной полосы альпийно-типных гипербазитов в 2 км к северо-западу от дер. Наилы. Изучение пород этого месторождения показало отсутствие здесь блоков относительно слабо серпентинизированных гарцбургитов, что свидетельствует о его бесперспективности. Встречающиеся ядра в окружении сетчатого типа асбестового оруденения целиком сложены серпентинитами хризотил-антигоритового состава. Макроскопически в прочных зеленовато-фисташково-серых породах

четливо наблюдаются апопироксеновые темные



Рис. 5. Псевдоморфно-метасоматическое развитие порфириобластов брейнерита по мелкопетельчатому α -лизардитовому серпентиниту. Обр. 108, увел. 80, с анализатором.

ксеноморфные пятна. Под микроскопом устанавливается, что эти пятна фиксируются скоплениями тонкозернистого магнетита в смеси с тонкочешуйчатым антигоритом. Никаких признаков гидродиоксидовых псевдоморфоз не обнаружено. Антигоритизация носит массовый характер и по времени наложена на асбестовое оруденение. В породах обычно наблюдаются реликтовые гребенчатые, перекрещенно-волокнистые и спутанно-волокнистые структуры, очень нечетко выраженные хризотилловые участки, среди неоднородной мелкочешуйчатой массы антигорита, выделяющегося также в виде пластинок длиной до 0.1–0.4 мм. Среди хризотила изредка встречаются тонкие шнуры γ -лизардита [3]. β -Лизардит не является характерным минералом.

В виде ядер размером до 1.0 м обнаружены штубахиты с прожилками асбеста. Эти породы содержат оливин и нодулярные выделения хромшпинелида. Для них характерно наличие в оливине спайности, вдоль которой развиваются пластинки антигорита (рис. 6).

На юго-западном уступе разрабатывавшегося карьера встречен выход размером 3 × 5 м массивных пятнистых фиолетово-зеленых серпентинитов, которые, как оказалось после рентгеновских исследований, имеют δ -лизардитовый состав (обн. 154). δ -Лизардит – довольно редко встречаемая разновидность лизардита. Для этой породы специфична секториальная паркетовидная структура. По рентгеновским данным δ -лизардиту свойственно присутствие дополнительных рефлексов типа 20l с нечетным l. Вопросы диагностики этих и других серпентинитов рассмотрены в нашей работе [3].

В табл. 3 приведены результаты химических анализов альпинотипных гипербазитов. Их принадлежность к указанной формации даже при отсутствии минералогических признаков устанавливается по низким величинам железистости и содержания титана. Железистость в серпентинитах разных типов в среднем равна 0.10 и не превышает 0.108. Основность пород (fm) находится в связи с особенностями их первичного и вторичного составов.

Рис. 6. Штубахит. Пластины антигорита по спайности в оливине. Обр. 163, увел. 10, без анализатора.



Таблица 3

Химический состав альпинотипных антигоритизированных лерцолит-гарцбургитов, серпентинитов по ним и дунитам и штубахитов, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	50	169	63Г	122	63Г	196	77	154	376	12/50	123	74/22	163	156
SiO ₂	41.54	40.17	41.29	41.84	39.11	38.21	39.05	39.23	40.46	40.42	39.33	40.70	40.80	35.93
TiO ₂	-	-	-	-	сл.	-	Сл.	Сл.	не обн.	0.01	-	0.01	0.07	-
Al ₂ O ₃	2.90	1.13	0.73	0.62	0.38	0.78	0.54	0.60	0.57	1.70	0.52	0.48	2.01	0.23
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0.34	0.45	-	0.15	-	-
Fe ₂ O ₃	1.66	2.08	3.18	3.54	6.52	7.23	6.20	6.11	4.27	4.13	6.53	6.88	3.16	3.24
FeO	6.11	5.56	4.07	3.41	2.88	0.76	2.02	0.28	0.84	3.42	2.28	1.45	5.27	1.71
MnO	-	-	-	-	0.09	0.08	-	0.08	0.20	0.13	0.15	0.08	0.12	-
MgO	35.60	44.47	36.88	37.46	37.13	38.32	38.02	40.04	40.38	37.69	38.22	39.20	39.58	41.20
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.10	-	0.31	-	-
CaO	2.88	1.00	не обн.	0.15	0.30	Сл.	-	Сл.	не обн.	0.10	не обн.	0.10	0.94	0.18
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.09	-	0.09	0.08	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	0.05	0.02	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.021	-	0.009	0.07	-
П.п.п.	8.90	5.32	13.18	13.02	13.17	14.27	13.66	13.63	12.84	11.48	13.16	11.72	7.98	17.62
Сумма	99.59	99.73	99.33	99.94	100.27	99.92	100.11	99.81	99.94	99.79	100.19	101.23	100.10	99.91
F	0.108	0.086	0.096	0.089	0.105	0.096	0.100	0.074	0.063	0.096	0.107	0.093	0.104	0.061
fm	1.43	1.81	1.47	1.46	1.61	1.66	1.61	1.65	1.58	1.54	1.62	1.59	1.64	1.82
H	21	25	41	48	76	89	73	95	86	52	72	81	35	64
FeO'	7.60	7.43	6.93	6.60	8.75	7.27	7.60	5.78	4.68	7.14	8.16	7.64	8.07	4.63

Примечание. 1 – антигоритизированный лерцолит; 2 – гарцбургит; 3 – 10 серпентиниты апогарцбургитовые: 3, 4 – антигоритизированные β-лизардитовые, 5, 6 – хризотилоидные с β-лизардитом, 7 – хризотилоидный, 8 – β-лизардитовый, 9 – антигорит-хризотилитовый (Французский карьер), 10 – антигоритовый; 11, 12 – аподунитовые серпентиниты: 11 – β-лизардитовый, 12 – антигоритовый; 13, 14 – штубахиты (14 – карбонатизированный). В графе с нумерацией образцов – номер обнажения (анализы выполнены в лаборатории ИМин); в виде дроби – в числителе номер скважины, в знаменателе глубина отбора; эти анализы, как и в последующих таблицах, из материалов Миасского ГПП.

Слабо серпентинизированный гарцбургит (обр. 169) по этому показателю близок дуниту с низким содержанием пироксена ($f_m = 1.81$). Тем же определяется низкая степень окисления (h). Аподунитовые β -лизардитовые и антигоритовые серпентиниты по основности (f_m) не отличаются от апогарцбургитовых разностей, что обусловлено преобладающим выносом оснований в ходе серпентинизации.

Следует подчеркнуть, что состав альпинотипных гипербазитов восточного края Таловского массива имеет одинаковые петрографические особенности с телами серпентинитов Узункырского пояса, прослеживающихся в осадочно-вулканогенных толщах к востоку и югу от Тургоякского массива. Особенно это касается развития в породах хризотилоида.

Штубахиты. Эти породы встречаются спорадично, хотя и не являются редкостью. Они сложены антигоритом и оливином и образуются в условиях магнезиального метасоматоза (обычно альпинотипных гарцбургитов), автометаморфической регрессивной степени которого соответствует не α -лизардитизация, свойственная дунитам, а антигоритизация. Специфический признак пород – оливин, обладающий спайностью, вдоль которой, а также пронизывая его зерна, развиваются пластинки антигорита (см. рис. 6). Если α -лизардит встречается, то он является более поздним по отношению к антигориту. Эти породы обнаружены в ряде отдельных скважин и обнажений в полосе, с востока примыкающей к ДВКК (скв. 84, 47, 100, 61, 59), а также в обнажениях близ контакта с куштумгинской толщей севернее р. Куштумги и на Французской горе, где штубахиты образуют ядра в окружении асбестовых прожилков. В них присутствуют нодулы хромшпинелидов размером 5–7 мм. Вообще же акцессорные хромшпинелиды в штубахитах имеют ксеноморфные и идиоморфные очертания. В обн. 1 размер изометричных зерен оливина – 2–3 мм, а содержание около 70 %. Оливин пронизан вытянутыми пластинками антигорита длиной до 1 мм (20–25 %). Как примесь встречаются зерна диопсида (0.5 мм), пластинки бесцветного клинохлора (отрицательное удлинение), рассеянные зерна магнетита. Непрозрачный хромшпинелид образует ксеноморфные зерна, замещенные хроммагнетитом. Лизардитовые шнуры в оливине практически отсутствуют. Штубахит из Французской горы характеризуется присутствием крупных зерен оливина со спайностью размером до 2 см, т. е. породу следует относить к пегматоидным разностям. Вдоль спайности оливина в параллельном чередовании находятся пластинки антигорита размером 0.05–0.1 \times 2.0 мм (см. рис. 6). Между длинными пластинка-

ми антигорита располагаются его поперечные пластинки. Многие зерна оливина нацело псевдоморфно замещены антигоритом. Обильны зерна карбоната, развивающиеся как по оливину, так и по антигориту. Хромшпинелиды присутствуют в виде ксеноморфных зерен. Здесь же наблюдаются интенсивно антигоритизированные штурбахиты с идиоморфными хромшпинелидами размером до 4 мм, просвечивающие в центре бурым цветом и окруженные магнетитовой каймой. В скв. 47 и 84 штурбахиты находятся среди вторичных оливиновых пород, подверженных энстатитизации, тремолитизации, оталькованию и последующей антигоритизации с образованием гидродиоксидовых псевдоморфоз.

Химические анализы штурбахитов приведены в табл. 3. Их петрохимические особенности сходны с альпинотипными антигоритизированными дунитами. Обращает на себя внимание повышенная основность ($f_{\text{m}} = 1.82$) карбонатизированной разности штурбахита из Французского карьера (обр. 156). Это свидетельствует о проявлении магнезиального метасоматоза при их образовании, т. е. штурбахиты не могут отождествляться с антигорит-оливиновыми породами, возникшими при метаморфизме на месте серпентинитов или гарцбургитов. Кроме того, оливин-антигоритовые породы как продукты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма должны пользоваться площадным распространением, а не занимать локальное положение, что свойственно штурбахитам.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс

Сравнительно однородное строение имеет оболочка, сложенная клинопироксенитами, а в целом комплекс – это весьма неоднородная ассоциация пород, представляющая собой жильно-шлирово-полосчатое беспорядочное чередование дунитов, верлитов и клинопироксенитов, среди которых также встречаются тела вебстеритов, габбро уралитовых, полевошпатовых амфиболитов и эпидот-актинолитовых пород. В эту же ассоциацию входят антигоритовые серпентиниты, возникшие по дунитам, а также метаморфические антигоритизированные и гидродиоксидизированные вебстериты, тремолит-диопсид – и энстатит-оливиновые породы. Подразделение и изображение этих пород на геологической карте, как было ранее отмечено, носит обобщенный характер.

Клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты и верлиты. Две последние породы являются переходными от дунитов к клинопироксенитам. Генезис их, однако, не одинаков. Преобладает тип пород, возникший при железо-магнезиальном метасоматозе. То есть, верлиты образуются по клинопироксенитам,

дуниты на месте верлитов, хотя они могут возникать и непосредственно по базитам. Кроме того, клинопироксен образуется по дунитам (и, вероятно, по серпентинитам) при развитии крупных метабластовых выделений. Но этот процесс имеет подчиненное значение, как результат сопряженного отложения.

Клинопироксениты залегают в зоне, симметрично оконтуривающей главную габброидную интрузию, располагающуюся в приосевой части Таловского массива. Они слагают Таловские хребты, между которыми в долине р. Таловки находится габброидная интрузия. Видимая в плане мощность клинопироксенитовой оболочки по обе стороны габброидов достигает 1.0–1.5 км и прослеживается к северу от выходов главного тела габброидов на 4–5 км. Клинопироксенитовая оболочка имеет неоднородное строение. Ближе к периферии среди клинопироксенитов беспорядочно встречаются тела габбро-амфиболитов, верлитов и дунитов. Внешняя часть ДВКК сложена чередующимися шширами и полосами различной мощности верлитов, клинопироксенитов, амфиболитов с постепенными и резкими границами. Сами клинопироксениты также обладают различным обликом. Их структура изменяется от тонко- и мелкозернистой до крупнозернистой. Преобладают среднезернистые разновидности. Нередко наблюдается порфиробластическая структура, когда на фоне мелкозернистой основной массы выделяются более крупные порфиroidные выделения размером до 10.0 мм. Определение показателей преломления диопсида (обр. 10) из вкрапленников ($n_g = 1.692$, $n_p = 1.671$) и основной массы ($n_g = 1.704$, $n_p = 1.680$) обнаружило более высокую железистость диопсида из основной массы. Это и побудило на первом этапе изучения массива рассматривать клинопироксениты как магматические образования. Окраска пород зеленая и серо-зеленая. Текстура массивная, полосчатая и линейно-ориентированная. Линейная ориентировка обусловлена веретеновидными скоплениями оливина. Оливин – довольно обычная примесь в клинопироксенитах. В мелкозернистых разновидностях пород часто пользуются обильным развитием игольчатые зерна тремолита. Нередко встречается ортопироксен, и породы принимают характер вебстеритов. Как и все другие породы, оливинсодержащие клинопироксениты испытали антигортитизацию, которой в первую очередь подвержен оливин. В этих условиях ортопироксен замещается агрегатом буроватых игольчатых зерен гидродиопсида ($cN_g = 35^\circ$, $n_g - n_p = 0.025$) размером 0.05–0.3 мм. Наряду с этим наблюдается образование чешуйчатого талька.

Игольчатые агрегаты тремолита, состоящие из бесцветных индивидов размером 0.1–0.5 мм, развиваются по клинопироксену,

замещая его. Содержание тремолита достигает 30–35 %. Совместно с ним образуются бледно-зеленые чешуйки хлорита. Клинопироксениты, наиболее часто подверженные тремолитизации, имеют размер зерен 0.3–0.5 мм; в порфиридных выделениях, псевдоморфно замещаемых тремолитом, размер зерен до 1.0 мм. Неравномерно, в количестве 2–8 % встречаются ксеноморфные выделения магнетита размером 0.1–1.5 мм, среди которых наблюдаются редкие пластинки ильменита. Спорадично встречаются ксеноморфные выделения халькопирита. В верлитах наиболее наглядно можно видеть ход замещения оливина антигоритом. Пластинки антигорита развиваются субперпендикулярно границам зерен оливина, так что при полном их замещении получается петельчато-секториальная структура. При этом интенсивно вдоль шнуров выделяются зерна магнетита, образующего петельчатую структуру.

В породах, переходных от верлитов к дунитам, появляются непрозрачные идиоморфные мелкие (0.1–0.2 мм) зерна хромшпинелида, которые при проявлении антигорита неравномерно по периферии замещаются магнетитовой каймой. По химическому составу клинопироксениты выделяются присутствием оксида титана, количество которого понижается с увеличением содержания оливина, т. е. при переходе к верлитам (табл. 4). Также для описываемых пород характерна повышенная железистость (до 0.30), что обусловлено не только железистым составом силикатов, но и присутствием титаномagnetита (до 7–8 %). Коэффициент основности отражает содержание в породах оливина, с ростом которого повышается f_m . В чистых клинопироксенитах $f_m = 0.5–0.6$. Степень окисления пород находится в зависимости от интенсивности серпентинизации. К чистым клинопироксенитам может быть отнесен образец из скв. 7, гл. 72 м. Железистость этой породы $f = 0.141$ и основность $f_m = 0.62$ (табл. 4).

Дуниты. Типичные разности этих пород представлены α -лизардитизированными дунитами. Неравномерно они подвержены антигоритизации, а в периферических частях ДВКК превращены в антигоритовые серпентиниты, которые количественно преобладают над α -лизардитизированными разновидностями. Вдоль границы ДВКК с альпинотипными гипербазитами в основном находятся аподунитовые антигоритовые серпентиниты, которые обычно называются породами неясной принадлежности. Эти породы, непосредственно соприкасающиеся с альпинотипными разностями, не имеют с последними четкой границы, поскольку они здесь также образуются в результате метасоматических преобразований гарцбургитов. Об этом свидетельствует присутствие двух морфологи-

Таблица 4

Химический состав клинопироксенитов и верлитов, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	10	141	176	29	13/90	7/72	44/80	15/103	118А	83/78
SiO ₂	49.76	47.04	49.38	49.70	48.64	51.46	49.40	39.20	41.35	45.86
TiO ₂	0.21	0.14	0.31	0.49	0.07	0.11	0.20	0.09	0.06	0.18
Al ₂ O ₃	2.40	1.79	3.97	4.69	1.36	2.75	2.23	2.79	0.97	2.16
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0.20	0.26	0.18	0.19	-	0.13
Fe ₂ O ₃	2.72	4.74	3.09	3.10	2.80	1.39	3.09	5.09	5.96	5.52
FeO	5.48	4.90	6.80	9.60	4.18	4.07	4.87	4.78	5.70	3.87
MnO	-	-	-	-	0.11	0.11	0.20	0.06	-	0.17
MgO	20.14	22.24	18.59	16.14	22.40	18.46	19.17	36.12	31.70	24.07
NiO	-	-	-	-	0.05	0.03	-	-	-	0.09
CaO	16.98	14.88	14.57	15.08	15.48	20.19	18.84	3.06	7.14	12.89
Na ₂ O	-	-	-	-	0.20	0.27	-	-	-	0.19
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.05	0.04	-	-	-	0.05
K ₂ O	0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	-	-	-	0.01	0.01
П.п.п.	1.84	3.62	2.60	0.70	3.68	1.34	2.16	8.06	6.78	3.76
Сумма	99.56	99.35	99.33	99.50	99.25	100.42	100.34	99.37	99.66	98.96
f	0.181	0.186	0.22	0.30	0.145	0.141	0.182	0.128	0.165	0.128
fm	0.74	0.87	0.72	0.69	1.07	0.62	0.71	1.57	1.37	1.19
h	31	46	29	22	38	23	36	49	49	38
FeO'	7.93	9.17	9.58	12.39	6.70	5.32	7.96	9.36	11.06	8.84

Примечание. 1–7 – клинопироксениты (2, 5 – с оливином, 3 – с тремолитом, 4 – с соссюритом и титаномагнетитом); 8–10 – верлиты антигоритизированные.

ческих типов хромшпинелидов – ксеноморфных и идиоморфных, т. е. реликтовых и вновь образованных. Однако часто в антигоритовых серпентинитах хромшпинелиды вообще не обнаруживаются. Наложенная антигоритизация, которой подверглись оба комплекса, маскирует границу между ними, которая, следовательно, может быть установлена лишь условно.

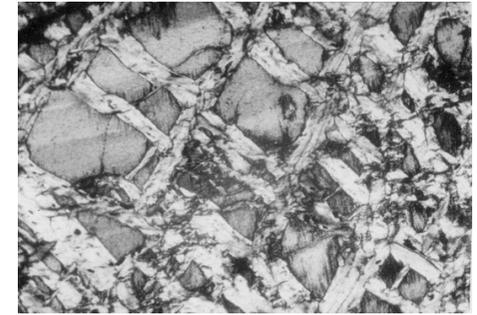
α -Лизардитизированные дуниты образуют самостоятельные тела разной мощности. Наиболее крупное из них, имеющее размер около 0.8×3.5 км, располагается субмеридионально восточнее осевой части клинопироксенитовой оторочки в 3 км к западу от пос. Тыелга. Это тело вскрывается скв. 21, 19, 15, 29, 31, 24, 90, 89 и отличается сравнительно однородным строением. По скв.31 оно прослежено до конечной глубины 307 м. С запада к телу дунитов примыкают чередующиеся габбро-амфиболиты с верлит-клинопироксенитами, а с востока – клинопироксениты. В восточной части дунитового тела скв. 12 вскрывает антигоритовые серпентиниты, залегающие внутри дунитов. Более мелкие тела находятся в 3–5 км к северо-западу от пос. Наилы в восточной части ДВКК.

Дуниты состоят из оливина, разбитого шнурами α -лизардита, редких пластинок брусита и акцессорного хромшпинелида. Оливин наблюдается в виде изометричных зерен размером 0.5–2.0 мм, достигая 20 мм в пегматоидных разностях. Микроблоки между прожилками α -лизардита имеют размер 0.1–0.3 мм. Микронзондовое определение состава оливина из дунитов (скв. 31, гл. 140.5 м) показало следующие результаты (мас. %): 41.46 SiO₂, 0.00 Cr₂O₃, 8.90 FeO, 0.16 MnO, 0.16 NiO, 50.05 MgO, сумма 99.73, что соответствует железистости 0.081, обычной для этих пород. По данным иммерсионного определения железистости оливина (n = 111) Миасским ГПП выделяется три модальных значения f = 0.03–0.04, 0.06–0.09 и 0.13–0.14, что свойственно оливинам, связанным с нормальными дунитами и ферродунитами.

α -Лизардитовые шнуры шириной 0.001–0.02 мм характеризуются бледно-зеленой окраской и слабым дихроичным плеохроизмом: Ng – бледно-зеленый, Nr – бледно-желтый. Содержание α -лизардита в дунитовых телах колеблется от 10 до 80 % и выше последней цифры не поднимается (рис. 7).

В ассоциации с α -лизардитом встречаются пластинки брусита, хорошо выделяющиеся благодаря аномальной буровой интерференционной окраске. Хромшпинелиды образуют изометричные идиоморфные, реже – со слегка извилистыми очертаниями – зерна размером 0.1–0.5 мм, реже до 1.0 мм. В шлифах они непрозрачны

Рис. 7. α -Лизардитизированный дунит. Обр. 180, увел. 130, с анализатором.



и только в тонких сколах просвечивают густо-бурым цветом. При развитии в породах антигорита зерна хромшпинелидов неравномерно по периферии замещаются узкой прерывистой каймой магнетита. Встречающиеся самостоятельные мелкие изометричные зерна магнетита количественно редко превышают 1.0 %. При появлении офитовых или антигоритовых жилок содержание магнетита повышается до 3–4 %. Спорадически в этих породах встречаются ксеноморфные зерна диопсида, с повышением содержания которого наблюдается постепенный переход пород в верлиты, на которые обычно также накладывается антигоритизация. При этом зерна оливина замещаются гребенчато-секториальным антигоритом.

Магнитность антигоритизированных α -лизардитизированных дунитов, как показывают измерения по скв. 31, колеблется от 690 до 3400 микроединиц СГС. Минимальная величина соответствует содержанию в породе магнетита около 0.5 % и свойственна дунитам, испытавшим только α -лизардитизацию, более высокая – содержанию магнетита около 3 %, что обусловлено наложенной антигоритизацией.

В периферических частях ДВКК слагающие его породы подвержены более интенсивной антигоритизации, при которой дуниты превращаются в антигоритовые серпентиниты. В переходных породах оливин наблюдается в виде реликтовых зерен в петельчатом окружении гребенчато-секториального антигорита, т. е. антигорит развивается так, что его пластинки располагаются нормально к поверхности зерен оливина. Аподунитовые антигоритовые серпентиниты пользуются заметным распространением. Установление их исходной природы сопряжено с трудностями вследствие того, что в перекристаллизованных антигоритовых серпентинитах утрачиваются признаки первичных пород. Здесь могут помочь морфологические особенности хромшпинелидов. Для дунитов, в отличие от гарцбургитов, характерны идиоморфные очертания зерен, размер 0.2–0.3 мм и не выше 1.0 мм. Однако в апогарцбургитовых дунитах иногда сохраняются, как отмечалось выше,



Рис. 8. Аподунитовый антигоритовый серпентинит. Увел. 80, с анализатором.

ксеноморфные зерна хромшпинелидов. Кроме того, в метаморфических оливиновых породах (оливинитах) могут развиваться ксеноморфные

зерна магнетита. Но эти случаи наблюдаются сравнительно редко. Антигорит в породах образует пластинчатые выделения, размер которых существенно изменяется от 0.005–0.05 до 0.5 мм (рис. 8). Причем заметные колебания размеров могут наблюдаться в пределах одного и того же шлифа. Антигоритизация пород сопровождается выделением магнетита в виде мелких рассеянных зерен (0.001–0.05 мм) или прерывистых петельчатых образований. Содержание его достигает 3–6 %, редко больше.

Энстатитсодержащие дуниты встречаются сравнительно редко, обычно среди α -лизардитизированных разностей. Энстатит в них образует мелкие (0.3–0.8 мм) ксеноморфные зерна, а в разностях, подвергшихся антигоритизации, он замещается гидродиопсидом.

Изучение хромшпинелидов из дунитов ДВКК Таловского массива выявляет повышенную железистость (табл. 5), что является их диагностическим свойством, наряду со степенью окисления. Процессы антигоритизации вызывают их метаморфизм, выражающийся в замещении с краев зерен и по трещинам хроммагнетитом и магнетитом. Магнетит слагает внешние каймы хромшпинелидов. Магнетит, возникающий при серпентинизации силикатов, не содержит хрома, в нем обнаруживается только незначительная примесь магния. Поведение марганца в хромшпинелидах недостаточно ясное. Содержание этого элемента, как и титана, растет по мере замещения хромшпинелей магнетитом, однако не всегда.

В табл. 6 представлены химические анализы дунитов в основном из ДВКК. Преобладающая часть пород – α -лизардитизирована, но частично, не полностью; α -лизардитизированным дунитам свойственна нередко наблюдаемая основность, несколько превышающая норму ($f_m = 2.02$ – 2.08), что обусловлено кристаллизацией брусита к концу процесса и буферной ролью реликтового оливина. В условиях антигоритизации дунитов происходит преобладающий вынос оснований по отношению к кремнезему, в связи с чем коэффи-

Химический состав хромшпинелидов и магнетита из дунитов ДВКК, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0.00	0.66	-	-	-	0.82	-
TiO ₂	0.00	0.46	0.27	0.28	-	-	0.02
Al ₂ O ₃	10.13	0.95	9.20	9.23	0.85	-	-
Cr ₂ O ₃	45.64	29.48	52.58	46.03	8.20	-	2.02
Fe ₂ O ₃	13.63	36.74	-	-	62.12	67.33	-
FeO	24.26	27.00	28.77	36.22	25.84	30.33	89.50
MnO	0.93	1.86	0.47	0.51	0.46	0	0.14
MgO	5.26	2.33	8.34	5.02	1.58	1.09	1.21
CaO	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.85	99.47	99.53	97.29	99.62	99.38	92.89
f	79.50	93.51	57.40	72.30	96.93	97.90	97.57

Примечание. 1–4 – хромшпинелиды: 1 – центр зерна, 2 – край зерна, обр. 23з; 3–4 – прожилок из скв. 31; 5 – акцессорный хроммагнетит из скв. 16, гл. 53.6; 6 – магнетит, продукт серпентинизации оливина, обр. 23з; 7 – магнетитовая кайма хромшпинелида, скв. 61, гл. 69 м. Данные микронзондовых анализов. 1, 2, 5, 6 – определения во ВСЕГЕИ; 3, 4, 7 – [6].

циент основности даже при 50 %-ной степени серпентинизации опускается до 1.77–1.78. Железистость дунитов незначительно повышена против нормы ($f = 0.102–0.115$). Только для ферродунитов она поднимается до 0.137 вследствие их положения вблизи верлит-клинопироксенитов, что является специфической особенностью этих пород. В альпинотипных разностях (обр. 2/103 и 21) железистость обычная (0.09–0.10), а породы превращены в антигоритизированные β -лизардитовые серпентиниты. Их основность соответствует составу серпентинов. Под микроскопом выявляется, что дуниты ДВКК не превращаются в β -лизардитовые серпентиниты (только в антигоритовые разности), а в альпинотипных дунитах не встречается α -лизардит; если же они не антигоритизированы, то для них характерен β -лизардит.

Тремолит- и энстатит-оливиновые породы, оталькованные и антигоритизированные с гидродиоксидом. Рассматриваемую метаморфическую ассоциацию пород трудно определить кратко. Она располагается в виде полосы восточнее клинопироксенитовой оболочки, на границе с аподунитовыми серпентинитами, представляя собой шлирово-полосчатый дунит-верлит-клино-

Таблица 6

Химический состав серпентинизированных дунитов и серпентинитов по ним, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	180	14/31	21/155	62/42	62/29	118/54	21/125	21/26	15/103	5/103	21
SiO ₂	35.01	39.56	36.30	37.40	39.02	38.06	36.48	37.70	39.20	39.04	40.69
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.09	0.06	-
Al ₂ O ₃	не об.	0.99	0.17	0.92	0.56	1.51	0.68	0.96	2.72	3.10	1.09
Cr ₂ O ₃	-	0.30	0.16	0.48	0.37	0.30	0.12	0.24	0.19	0.18	-
Fe ₂ O ₃	5.29	5.06	5.21	7.55	4.76	4.44	7.02	5.67	5.09	5.17	4.85
FeO	4.80	4.01	5.32	3.08	4.84	5.88	4.62	4.53	4.78	2.55	2.24
MnO	-	0.13	0.15	0.12	0.13	0.14	0.05	0.05	0.06	0.06	0.11
MgO	42.81	42.41	43.55	41.48	44.50	42.21	42.50	39.36	36.12	37.76	38.55
NiO	-	0.40	0.20	0.40	0.33	0.41	-	-	-	-	-
CaO	0.03	0.10	0.10	0.10	0.10	0.14	0.05	2.49	3.06	0.05	Сл.
Na ₂ O	-	0.09	0.07	0.10	0.10	0.17	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	0.009	0.009	0.016	0.009	0.009	-	-	-	-	-
П.п.п.	10.72	6.28	8.38	9.36	5.40	6.30	8.74	8.66	8.06	12.44	12.61
Сумма	98.67	99.49	99.68	101.00	100.11	99.64	100.21	99.72	99.37	100.36	100.14
f	0.111	0.101	0.115	0.117	0.102	0.131	0.137	0.121	0.120	0.097	0.089
fm	2.05	1.78	2.02	1.88	1.89	2.08	1.91	1.77	1.69	1.60	1.55
h	50	52	47	68	46	45	58	53	48	65	67
FeO'	9.56	8.56	10.01	9.87	9.12	9.88	10.94	9.63	9.36	7.72	6.65

Примечание. 1–9 – дуниты ДВКК (6–9 – ферродуниты): 1, 3–7 – α-лизардитизированные; 2, 8, 9 – с наложенной антигортитизацией; 10, 11 – альпинотипные аподунитовые антигортитизированные β-лизардитовые серпентиниты.

пироксенитовый комплекс, в котором наряду с дунитами присутствуют породы тремолит- и энстатит-оливинового состава, подвергшиеся неравномерно выраженному оталькованию и связанной с наложенной антигоритизацией гидродиопсидизации энстатита и тремолита. При образовании тремолит-оливиновых пород агрегаты игольчатого тремолита (0.6 мм), развиваются между зернами оливина, занимая до 10–30 % площади шлифа. Оливин имеет размер зерен 3–4 мм; α -лизардит образует шнуры, как в оливине, так и поперек игольчатых индивидов тремолита.

Среди этих пород нередко встречаются выделения энстатита, образующего мелкие ксеноморфные и более крупные пойкилитовые зерна размером 1.5–2.0 мм, замещаемые чешуйками талька. Однако тальк развивается и непосредственно по оливину, занимая до 30–50 % площади шлифа. Размер пластинок талька до 0.6 мм. Он также образуется совместно с тремолитом. Хромшпинелиды замещены хроммагнетитом и магнетитом, обрастаемыми пластинками бесцветного клинохлора (0.1–0.2 мм). Наряду с этим наблюдается вторичный магнетит в виде ксеноморфных непрозрачных зерен.

Очевидно, исходные породы представляли собой альпино-типные гарцбургиты и дуниты и дуниты ДВКК. Энстатит в тремолитизированных и оталькованных дунитах и энстатит-оливиновых породах является вторичным, а не унаследованным минералом. Наглядно рассмотренный тип пород можно видеть по скв. 62 и 84. Интересно, что в скв. 62 среди описанных пород встречены свежие мезократовые амфиболиты (плагноклаз с 60 % анортита). К этой же группе пород пространственно и генетически относятся антигоритизированные энстатитовые и тремолитовые оливиновые породы, в которых по энстатиту и тремолиту образуется гидродиопсид. Эти породы имеют взаимные переходы к дунитам и энстатитовым (или бронзитовым) верлитам и оливиновым вебстеритам и клинопироксенитам. Оливин сохраняется среди антигорита в виде реликтов. Особенности гидродиопсида, выявленные под микроскопом, аналогичны наблюдаемым в шлифах антигоритизированных гарцбургитов. Буроватые гидродиопсидовые псевдоморфозы характеризуются изометричными очертаниями и размером 0.3–0.8 мм. В некоторых псевдоморфозах буроватый гидродиопсид имеет вытянуто-таблитчатые очертания отдельных зерен ($c Ng = 10^\circ$, $n_g - n_p = 0.025$) и размер 0.01–0.1 мм. Наряду с этим наблюдались случаи, когда гидродиопсид развивался по тремолиту, что устанавливалось по присутствию реликтов тремолита в окружении гидродиопсида, с формированием соответствующих псевдоморфоз.

Метаморфические породы с гидродиоксидовыми псевдоморфозами среди антигорита с реликтами оливина весьма напоминают антигоритизированные лерцолит-гарцбургиты, и различить их трудно. Процессы антигоритизации ортопироксен-оливиновых пород, как правило, сопровождаются развитием гидродиоксида по энстатиту. Такие метаморфические породы, первоначально определенные нами как гарцбургиты, встречены по скв. 45 и 47 в средней части массива. Различия между ними и гарцбургитами заключаются в следующем. В алогарцбургитовых разностях зерна энстатита и, соответственно, гидродиоксидовые псевдоморфозы, имеют ксеноморфные очертания и более крупный размер (до 5–8 мм), а их содержание обычно не превышает 15–25 %. Акцессорные хромшпинелиды ксеноморфны и в центре зерен, окруженных магнетитовой каймой, нередко просвечивают буроватым или желтобурным цветом. В упомянутых породах по скв. 45 и 47 гидродиоксидовые псевдоморфозы характеризуются коротко таблитчатой формой, содержание их 30–35 %, а ксеноморфные непрозрачные зерна (по аншлифам) первоначально представлены магнетитом, т. е. исходный состав пород отвечает магнетит-энстатит-оливиновому, хотя наряду с этим встречаются и хроммагнетитовые псевдоморфозы по хромшпинелидам. Кроме этого, по энстатиту развивается мелкочешуйчатый тальк с образованием ксеноморфных псевдоморфоз. Это наблюдается, например, по скв. 14. Здесь вскрываются энстатит-тремолит-оливиновые породы. По оливину и тремолиту развиваются шнуры α -лизардита, энстатит сохраняется в виде редких реликтов среди мелкочешуйчатого талька (5–20 %). Тремолит наблюдается в виде таблитчатых зерен размером 1.0 мм, при содержании 10–20 %. Характерно, что встречаются участки этих пород черного цвета, обусловленного тонкодисперсным точилинитом, концентрирующимся в α -лизардитовых шнурах. α -Лизардит в некоторых шнурах имеет резко различное поглощение света относительно положения плоскости колебаний поляризатора. В породах постоянно присутствуют бесцветные пластинки клинохлора размером до 0.5–0.8 мм, магнетит в виде прерывистых шнуров и отдельных мелких зерен (2–5 %), а также ксеноморфные и мелкие идиоморфные зерна хромшпинелидов, иногда просвечивающие бурым цветом. Неравномерно проявляется антигоритизация пород. При этом тремолит и энстатит замещаются гидродиоксидом. В этой же скважине встречено тело везувиан-хлоритового родингита.

В разрезе скважины 16, находящейся в 2 км к западу от скв. 14, вскрываются интенсивно антигоритизированные тремолит-оливиновые породы. По тремолитовым табличкам размером

до 1.5 мм развивается гидродиоксидовый агрегат (~10–40 %). Оливин сохраняется в виде сравнительно редких реликтов в окружении гребенчато-секториальных пластинок антигорита. По шнурам петель образуется магнетит.

Описываемые породы прослежены скважинами в виде субмеридиональной полосы шириной до 1 км на расстоянии около 10 км между Киалимским водохранилищем и широтой пос. Наилы. В табл. 7 приведен химический состав описанных пород. В существенно антигоритизированных гидродиоксидовых оливиновых породах (обр. 16/60) коэффициент основности понижается до 1.50, но в других породах той же скважины (16/30) основность довольно

Таблица 7

Химический состав тремолит-энстатитсодержащих оливиновых пород, антигоритизированных и гидродиоксидизированных, и пойкилитового апоэнстатит-оливинового серпентинита, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	43	16/30	16/60	41	87/85	131/80.5	16/53
SiO ₂	41.15	39.24	42.66	39.43	41.26	38.58	40.30
TiO ₂	-	0.01	0.02	-	0.07	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	0.82	0.87	2.01	1.05	3.24	1.00	1.92
Cr ₂ O ₃	-	0.50	0.35	-	0.27	0.05	0.23
Fe ₂ O ₃	2.76	5.56	3.44	6.28	4.30	4.23	5.03
FeO	4.45	4.80	4.41	3.68	5.12	9.43	3.12
MnO	0.08	0.13	0.10	0.13	0.09	0.22	0.08
MgO	40.52	43.15	38.73	37.38	37.59	41.80	39.07
NiO	-	0.37	0.30	-	0.30	0.11	-
CaO	0.43	0.37	0.73	0.30	2.15	0.43	1.64
Na ₂ O	-	0.07	0.23	-	0.36	0.14	-
K ₂ O	-	0.05	0.05	-	0.15	0.05	-
P ₂ O ₅	-	0.012	0.015	-	0.021	0.009	-
П.п.п	9.78	4.98	6.32	12.02	4.98	3.34	8.70
Сумма	99.99	99.81	99.36	100.27	99.81	99.38	100.15
f	0.090	0.113	0.098	0.123	0.118	0.163	0.098
fm	1.61	1.85	1.50	1.61	1.54	1.74	1.60
h	36	51	42	60	43	28	58
FeO'	6.93	9.80	7.50	9.33	8.99	13.24	7.65

Примечание. 1, 3, 5–7 – антигоритизированные с гидродиоксидом тремолит-энстатит-оливиновые породы; 2 – антигоритизированный энстатитсодержащий дунит с гидродиоксидом; 4 – апогарцбургитовый антигоритовый серпентинит пойкилитовой структуры габброидного типа.

высокая из-за примеси магнетита ($f_m = 1.85$). Железистость в отдельных образцах повышается. Это особенно заметно в апогарцбургитовом серпентините габброидного типа (обр. 41, $f = 0.123$), что является диагностическим свойством этих пород. То же самое характерно для энстатитизированных ферродунитов (обр. 131/20.5), которым изначально присуща повышенная железистость (с учетом их локализации среди клинопироксенитов). Степень окисления пород, в целом сохраняющаяся на среднем уровне, соответствует антигоритовому типу процесса.

Базиты и диориты

Габброиды в Таловском массиве играют существенную роль, хотя в свежем виде почти не встречаются. Обычно они подвержены метаморфизму с превращением в уралитизированные и уралитовые разности, габбро-амфиболиты, эпидот-цоизитовые амфиболиты и эпидот-альбит-актинолитовые породы. В уралитизированных габбро можно наблюдать реликты клинопироксена. В связи с метаморфизмом в них распространена планпараллельная текстура. Сравнительно слабо метаморфизованные габбронориты обнаружены в обн. 12, находящемся по левому берегу верховьев р. Таловки в приосевой части главной габброидной интрузии. Это среднезернистая мезократовая порода трахитоидной текстуры, сложенная клинопироксеном (25 об. %), гиперстеном (15–20 об. %), бурой роговой обманкой (10 об. %) и плагиоклазом. Акцессорный непрозрачный минерал (магнетит) представлен редкими мелкими зернами. Пироксены образуют таблитчатые зерна размером 2–3 мм. Клинопироксен бесцветен ($cNg = 42^\circ$, $n_g - n_p = 0.022$). Для ортопироксена характерно прямое погасание, $n_g - n_p = 0.014$ и плеохроизм: N_g – зеленоватый, N_p – розовый. Буроватая роговая обманка со слабым плеохроизмом (N_g – буроватая, N_p – зеленовато-желтая, $cNg = 20^\circ$) замещает клинопироксен с периферии зерен. Плагиоклаз образует изометричные зерна размером 1–1.5 мм с редкими полисинтетическими двойниками, по показателю преломления соответствует лабрадору, имеет сравнительно свежий облик, лишь частично замещается мелкозернистым цоизитовым агрегатом. В 200 м к западу (обрн. 11) и к востоку (обрн. 13, 14) от этого обнажения находятся выходы среднезернистых роговообманковых габбро трахитоидной текстуры. В обн. 11 порода сложена таблитчатыми зернами зеленой роговой обманки, близкой к актинолиту, размером до 3.0 мм. Её оптические свойства: $cNg = 16^\circ$, $n_g = 1.668$, $n_p = 1.651$, $n_g - n_p = 0.017$. Содержит около 50 % ферроактинолитового компонента и имеет облик уралита, т. е. унас-

ледованный от замещенного клинопироксена (размер до 8 мм). Плагиоклаз интенсивно замещается зернами цоизита размером 0.1–0.3 мм. Цоизитовый агрегат занимает пространство в промежутках уралитовых выделений. Показатели преломления реликтов плагиоклаза: $n_g = 1.563$, $n_p = 1.556$, что соответствует содержанию 48 % анортита. В обн. 13 плагиоклаз в роговообманковом габбро довольно свежий, а роговая обманка обладает обычным четким плеохроизмом (N_g – зеленая, N_p – желто-зеленая). Вкрест простирания в обе стороны амфиболовые габброиды сменяются клинопироксенитами и вебстеритами, слагающими Таловские хребты.

Габбро-амфиболиты – наиболее распространенные базитовые породы – продукты метаморфизма габброидной интрузии и многочисленных шлиров и малых интрузий. Для них характерна плоскостная ориентировка текстуры, мелко- и среднезернистая структура. Встречаются мезократовые и меланократовые разновидности, приближающиеся к бесполовошпатовым амфиболитам и иногда горнблендитам. Реликты клинопироксена встречаются сравнительно редко. Для него характерна изометричная форма зерен с размером 2–4 мм. Оптические свойства: $cN_g = 42^\circ$, $n_g = 1.700$, $n_p = 1.669$, $n_g - n_p = 0.032$. Состав минерала близок диопсиду. Его зерна обрастаются зеленоватой роговой обманкой. В амфиболитах роговая обманка таблитчатой формы с размером зерен 1.5–3.0 мм. Плеохроизм в зеленых тонах: N_g – зеленая, N_p – бледно-зеленая.

Тонкополосчатые амфиболиты имеют сходный состав – цоизитизированный плагиоклаз и зеленая роговая обманка, имеющие размер псевдоморфоз и зерен 0.3–0.8 мм. Мелкозернистость и тонкополосчатая текстура – основное отличие этих пород от апогаббровых пород. Замещение плагиоклаза агрегатом зерен цоизита, размер которых 0.1–0.3 мм, – характерная особенность не только апогаббровых, но и тонкополосчатых амфиболитов. Породы выглядят так, что среди роговой обманки находятся апоплагиоклазовые псевдоморфозы цоизита. Зерна цоизита имеют нечетко таблитчатую форму, прямое погасание, отрицательное удлинение и аномальную буроватую или синеватую интерференционную окраску. Плагиоклаз, превращенный в альбит, сохраняется в виде редких пятнистых реликтов. Наряду с цоизитом развивается также эпидот. При этом породы в большей мере испытывают гидротермальный метаморфизм, – базиты преобразуются в эпидот-актинолитовые породы, содержащие примесь кварца и пластинок хлорита со слабым плеохроизмом (отрицательное удлинение, $n_g - n_p = 0.007$). Непрозрачные рудные минералы редки, иногда встречаются зерна сфена.

В районе кордона Михеевский в ассоциации с клинопироксенами встречены выходы мезо- и меланократовых амфиболитовидных габбро средне- и крупнозернистой структуры с трахитоидной текстурой (обн. 142–144). Зеленая роговая обманка имеет порфиробластический облик и размер до 1 см. Окраска неоднородно-зеленая, с синеватым оттенком. Плагиоклаз резко неравнозернистый, его порфиробластические таблитчатые выделения достигают 10 мм. Неравномерно по нему образуются зерна цоизита (0.3 мм), эпидота, чешуйки хлорита и мусковита. Местами вторичные минералы занимают до 70 % площади его зерен, но отдельные из них довольно свежие. По показателям преломления ($n_g = 1.560$, $n_p = 1.551$) плагиоклаз содержит 46 % анортита. В роговой обманке показатели преломления: $n_g = 1.671$, $n_p = 1.655$; в другом образце: $n_g = 1.688$, $n_p = 1.668$, что соответственно отвечает содержанию 57 и 92 мол. % ферроактинолитовой составляющей. Рудные минералы не отмечаются, присутствуют скопления мелких зерен апатита.

Здесь в обнажениях можно наблюдать перекристаллизацию габброидов с увеличением зерен и переходом в габбро-пегматиты. Метабластовый характер имеют также зерна пироксена. Создается впечатление, что происходит габброизация амфиболитов. Нельзя отрицать, что часть амфиболитов сформировалась при метаморфизме базитовых вулканитов, а затем они подверглись габброизации. Вскрываемые карьером и разрабатывавшиеся на золото породы западнее пос. Наилы представлены тонкозернистыми цоизитовыми амфиболитами планпараллельной текстуры. Здесь же вскрываются уралитовые габбро, в которых клинопироксен замещен бледно-зелеными игольчатыми зернами зеленой роговой обманки размером 0.1×0.05 мм (N_g – светло-зеленые, N_p – желто-зеленые; $cN_g = 23^\circ$, $n_g - n_p = 0.020$). Таблитчатые зерна плагиоклаза размером 1.0 мм замещены альбитом. В их пределах наблюдаются призматические выделения цоизита (10–15 об. %). Встречаются агрегатные скопления мелких зерен сфена, псевдоморфно развивающиеся по титаномагнетиту, сам же магнетит отсутствует.

Заметные скопления ксеноморфных выделений магнетита с размером зерен до 8×3 мм и включениями пластинок ильменита наблюдаются в габбро-амфиболитах и плагиоклаз-актинолитовых породах по скв. 27. Содержание рудных выделений достигает, судя по полированным шлифам, 8 об. %. Эта скважина находится вблизи западного контакта массива, к западу от крупного дунитового тела. Наряду с апогаббровыми амфиболитами в массиве встречаются участки мощностью до десятков метров тонкополосчатых мелкозернистых амфиболитов, внешне выделяющихся и являю-

щихся, скорее всего, продуктами метаморфизма основных вулканитов. Если это предположение верно, то такие породы можно рассматривать как ксенолиты, захваченные на глубинах основной магмой. Они имеют сходные черты с тонкополосчатыми мелкозернистыми амфиболитами кувашской толщи Назямских гор и Долгого Мыса, где они четко отличаются от апогабброидных амфиболитов. Еще М. И. Гарань отмечал в них реликты миндалекаменной текстуры, унаследованной от вулканических пород.

Южнее дер. Михеевка можно видеть развитие горнблендитов по полевошпатовым амфиболитам. Кристаллы темно-зеленой роговой обманки достигают 15 см. Здесь же встречаются рогово-обманковые габбро-пегматиты, образующиеся по мелкозернистым амфиболитам. Наряду с этим наблюдается процесс габброизации амфиболитов, т. е. развитие массивных габбро по полосчатым амфиболитам. Иногда амфиболиты залегают в виде скиалитов. По скв. 50 вскрываются тонкополосчатые амфиболиты (цоизитовые), в промежуточной части разреза залегают полосчатые габбро-амфиболиты, в которых сохраняются реликты клинопироксена. Таким образом, мы имеем здесь дело с обратным процессом. Вследствие этого разделение этих пород представляет значительные трудности.

Кварцевые диориты и диориты образуют малые интрузии вдоль восточной окраины массива. Сравнительно крупное тело находится на широте дер. Новоандреевка и Саитово. Как правило, они подвержены катаклазу и рассланцовке, а также гидротермальному метаморфизму. В свежем или неизменном виде встречаются редко. В типичном случае они сложены таблицами полисинтетически сдвойникового плагиоклаза, обычно деформированными и дробленными, погруженными в кварц-актинолит-хлоритовый цемент. Встречаются обломки, в которых таблички плагиоклаза находятся в крупных зернах кварца размером до 2 мм. Обычно же кварц наблюдается в виде разновеликих изометричных и неправильных зерен размером 0.05–0.3 мм, содержание 10–15 %. Пластинки зеленого хлорита располагаются субпараллельно, подчеркивая планпараллельную текстуру. Ему свойственен плеохроизм: n_p – зеленый, n_g – светло-зеленый, $n_g - n_p = 0.004$, отрицательное удлинение. Содержание 15–20 об. %. Актинолит образует подобно хлориту скопления бледнозеленоватых игольчатых зерен длиной до 1–1.5 мм. Неравномерно развиты по плагиоклазу мелкие короткопризматические зерна клиноцоизита или эпидота. Изредка встречаются мелкие выделения сфена и апатита. С кварцевыми жилами в диоритах связаны Тыелгинские месторождения золота.

Химический состав в разной степени метаморфизованных габброидов и их амфиболитовых разностей представлен в табл. 8. По ряду петрохимических параметров (содержанию титана, извести, железа и калия) они в большей мере относятся к базальтоидному типу, нежели к офиолитовому [1]. Прежде всего обращает на себя внимание повышенное содержание оксида титана, достигающее 1.12 мас. %. Этот компонент в условиях метаморфизма наименее подвержен миграции. По количеству калия, железа и извести они так же заметно отличаются от офиолитовых разностей, хотя, конечно, следует принимать во внимание, что породы испытали заметные метаморфические преобразования, а свежие разности практически отсутствуют. Кварцевый диорит (обр. 26/100), представленный в табл. 8, по химизму не обнаруживает заметных преобразований и соответствует нормальному типу.

Таблица 8

**Химический состав метагабброидов, габбро-амфиболитов
и кварцевых диоритов, мас. %**

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	93/31	46/70	49/90	50/40	77/50	78/40	131/29.5	26/100
SiO ₂	41.48	45.54	52.26	48.96	42.84	39.32	50.76	61.20
TiO ₂	1.12	0.60	0.50	1.12	0.64	0.96	0.27	0.43
Al ₂ O ₃	14.87	15.00	15.31	14.01	24.80	20.46	16.09	15.23
Cr ₂ O ₃	0.015	0.03	0.01	0.05	0.01	0.13	0.05	0.01
Fe ₂ O ₃	2.91	2.37	3.10	2.37	5.46	6.76	2.80	2.61
FeO	9.82	7.19	6.75	8.58	3.97	6.77	6.64	3.18
MnO	0.16	0.15	0.14	0.16	0.11	0.13	0.22	0.10
MgO	13.92	11.14	6.63	8.15	4.05	7.24	8.85	3.34
NiO	0.023	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
CaO	11.03	13.30	8.61	10.44	12.63	13.07	10.31	5.55
Na ₂ O	2.33	1.73	4.24	3.41	2.63	1.43	2.33	3.52
K ₂ O	0.43	0.15	0.51	0.28	0.86	0.22	0.35	1.00
P ₂ O ₅	0.037	0.035	0.072	0.095	0.063	0.021	0.046	0.13
П.п.п.	1.34	1.88	1.30	1.56	2.92	3.26	0.94	3.02
сумма	99.29	99.12	99.93	99.19	100.70	99.89	99.69	99.31
FeO'	12.73	9.31	9.54	10.71	8.88	12.85	9.16	5.53

Примечание. 1, 4 – клинопироксен-роговообманковое габбро (уралитизированное и цоизитизированное); 2 – габбро-амфиболит цоизитизированный; 3, 5–7 – апогабброидные хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые породы; 8 – кварцевый диорит. Все анализы заимствованы из отчета Миасского ГГП.

Спорадично встречаются дайки диабазов, сложенные идиоморфными табличками соссюритизированного плагиоклаза и актинолитизированного клинопироксена. Мощность их обычно не превышает нескольких метров.

На месте базитовых даек образуются хлорит-диопсид-гранат-везувиановые родингиты. Эти породы встречаются в ассоциации с антигоритовыми серпентинитами и антигоритизированными, гидродиопсидизированными и оталькованными тремолит- и энстатит-содержащими породами. Так, хлорит-везувиановые родингиты вскрыты скв. 14 (гл. 82 и 85 м), хлорит-эпидот-гранатовый родингит в скв.45 (гл. 73 м), хлорит-гранат-диопсидового состава в скв. 47 (гл. 70 м), диопсид-гранатовый – в скв. 93 (гл. 14.5 м). Везувиан-хлоритовый родингит сложен короткостолбчатым везувианом с размером зерен 0.1–0.5 мм, имеющим отрицательное удлинение и аномальную буроватую или синеватую интерференционную окраску. Хлорит, пластинчатый и лучистый, имеет зеленые цвета плеохроизма (Nr – зеленый, Ng – бледно-желтый), буроватую аномальную интерференционную окраску и отрицательное удлинение и относится к клинохлору; его содержание до 60 %.

Непосредственно к юго-западу от дер. Наилы в полосе апогарцбургитовых хризотилоид-β-лизардитовых серпентинитов встречена дайка апопорфиритовых хлорит-везувиан-гранатовых родингитов. Плагиоклаз вкрапленников и лейсты основной массы псевдоморфно замещены гранатом, а пироксена – хлоритом и везувианом. В хлоритовой оторочке сохраняются псевдоморфозы граната по вкрапленникам (рис. 9). Химические анализы из контакта родингита и хлоритовой оторочки (обр. 149), изображенных на рис. 9, приведены в табл. 9.

Наряду с родингитами скважинами пересекаются цоизитизированные амфиболиты и эпидот-актинолитовые породы, не подвергшиеся родингитизации. (Родингиты – продукты известкового метасоматоза базитов, образующиеся в ходе аллометаморфической

Рис. 9. Контакт апопорфиритового везувиан-гранатового родингита (слева) с хлоритовой оторочкой (унаследованы гранатовые псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза). Обр. 149, увел, 10, без анализатора.

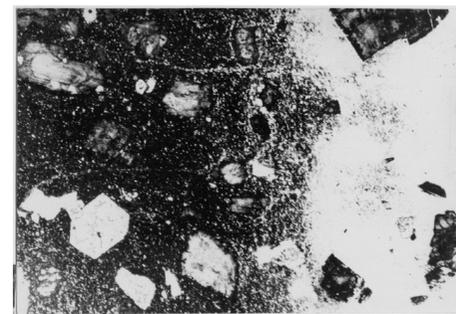


Таблица 9

**Химический состав пород из контакта родингитов (149А)
и хлоритовой оторочки (149Б), мас. %**

Компо- ненты	149А	149Б	Компо- ненты	149А	149Б
SiO ₂	35.56	31.31	CaO	28.94	0.92
TiO ₂	0.48	0.60	K ₂ O	< 0.1	< 0.1
Al ₂ O ₃	15.48	13.58	Na ₂ O	< 0.1	< 0.1
Fe ₂ O ₃	7.60	4.03	P ₂ O ₅	0.11	0.13
FeO	1.41	4.79	H ₂ O	0.18	0.28
MnO	0.36	0.69	П.п.п.	3.46	12.14
MgO	6.17	31.53	Сумма	99.75	100.00

серпентинизации, и поэтому спорадичность проявления родингитов среди антигоритизированных пород – не понятна.)

Если судить по разрезам, получаемым по скважинам, то оказывается, что дуниты, верлиты, клинопироксениты, а также габброиды в периферии клинопироксенитовой оболочки находятся в шпирово-полосчатом чередовании между собой. Так, по скв. 14 на глубине 27–65 м наблюдается перемежаемость шлиров дунитов и клинопироксенитов, мощностью 1–10 м. Такое же чередование клинопироксенитов, верлитов и дунитов с мощностью шлиров 3–10 м прослеживается по разрезу скв. 119 до глубины 145 м. В разрезах скв. 131 и 92 можно видеть чередование клинопироксенитов с габбро-амфиболитами. В скв. 41, находящейся в пограничной зоне ДВКК с восточной дунит-гарцбургитовой полосой, наблюдается чередование антигоритовых аподунитовых серпентинитов с апогаббровыми эпидот-хлоритовыми, цоизит-хлоритовыми породами, в низах разреза сменяющееся эпидотовыми амфиболитами и цоизит-уралитовыми габбро-амфиболитами. Таким образом, соотношения метагабброидов с породами, слагающими ДВКК, значительно сложнее, нежели это представляется сторонникам апогарцбургитового образования ДВКК и вопреки их представлениям.

Генетические вопросы формирования массива

Сложное, весьма неоднородное строение массива предопределяет проблемы расшифровки процессов его формирования. По аналогии с другими габбро-гипербазитовыми массивами альпийского типа, большинство уральских исследователей-гипербазитчиков придерживается мнения о том, что габбровые

интрузии внедряются после становления альпинотипных дунит-гарцбургитовых массивов [1]. Вызывает разногласия проблема возникновения дунит-верлит-клинопироксенитового переходного комплекса (ДВКК). С плитотектонических позиций ДВКК относится к кумулятивному комплексу, т. е. считается, что он является результатом фракционной кристаллизации габброидной магмы. По мнению уральских геологов-гипербазитчиков (К. К. Золоев, Д. С. Штейнберг, И. С. Чащухин, Л. Д. Булыкин и др.) переходный комплекс (ДВКК) возникает «на месте гарцбургитов под воздействием интрузии габбро. Клинопироксениты, верлиты и вторичные дуниты всегда закономерно зонально расположены: клинопироксениты примыкают к габбро, дуниты – к гарцбургитам» [1, с. 8]. Однако, такое суждение противоречит как общим соображениям, так и конкретным фактам. Непонятно, каким образом габбровые интрузии, обычно находящиеся гипсометрически выше, могут подвергаться метасоматическим преобразованиям подстилающие их альпинотипные гипербазиты (отсюда ведь и возникла идея о кумулятивном происхождении ДВКК). При этом мощность ДВКК нередко превышает размеры габбровых интрузий.

Известно, что внедрение габброидных интрузий, как правило, не сопровождается поступлением постмагматических флюидов. Если в контактовых зонах габброидов ДВКК отсутствует, то экзоконтактовое воздействие их на альпинотипные гипербазиты выражается лишь в β -лизардитизации или антигортитизации.

Если обратиться к изложенным выше данным по строению Таловского массива, то оказывается, что принятая схема зональности ДВКК (габбро – клинопироксениты – верлиты – дуниты – гарцбургиты) здесь не выдерживается. Типично чередование дунитов, верлитов, клинопироксенитов, габбро-амфиболитов и амфиболитов без какой-либо закономерности. Наиболее крупное тело относительно свежих дунитов находится в окружении чередующихся верлит-клинопироксенит-габбро-амфиболитов. Таким образом, ДВКК Таловского массива не укладывается в предложенную схему его формирования. Выполненный нами анализ мировых данных по рассматриваемой проблеме привел к однозначному выводу о том, что ДВКК образуется в результате железомagneзиального метасоматоза габброидных интрузий [4]. Отчасти этому же процессу подвергаются и альпинотипные гипербазиты, соприкасающиеся с габброидами. Поскольку последние чаще располагаются висячем боку гарцбургитовых массивов, то породы ДВКК образуются преимущественно на месте габбро. Проникновение Fe-Mg-флюидов происходит по исходно ослабленным на-

правлениям, чем и определяется сложность и неоднородность перемежаемости пород, участвующих в строении ДВКК. В отчете Миасского ГГП А. Н. Черноостровец с соавторами пишут: «Взаимоотношения габбро с нижележащей полосчатой дунит-клинопироксенитовой зоной тесные и переходы постепенные, что особенно отмечается в разрезе скважины 93, в которой отмечается чередование блоков пироксенитов и габбро, а в скважине 92 чередование блоков габбро, дунитов и пироксенитов мощностью 9–10 м, что свидетельствует о тесной генетической связи этих зон» (с. 194). И далее: «Субритмично полосчатая дунит-клинопироксенитовая ассоциация имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза складывается дунитами, верхняя преимущественно клинопироксенитами» (с. 201). Таким образом, исходя из условий залегания ДВКК, мощность которого, согласно авторам, превышает 2000 м, должно следовать, что он образуется по габброидам, если не допускать, что метасоматизирующие растворы могут двигаться сверху вниз, вопреки законам гравитации.

Что же касается условий становления альпинотипных гарцбургитов, то нами принимается магматический способ их внедрения в земную кору по разломам, обрамляющим эвгеосинклинальные морские бассейны. С этим связана и другая проблема – время становления гипербазитов. Здесь мы исходим из предложенного нами так называемого «офиолитового критерия», суть которого заключается в следующем. Так как гипербазиты внедряются на инициальной стадии развития геотектонического цикла в ходе формирования офиолитов, то их возраст будет определяться началом этого цикла и соответственно возрастом вмещающих пород. Геологическое развитие палеозойского Урала происходило в два цикла – каледонский и герцинский, начальные этапы которых соответствовали ордовику-раннему силуру и среднему девону. Так как Таловский массив пространственно связан со среднедевонской офиолитовой ассоциацией, то его возраст определяется как средний девон. Учитывая сложность строения и метаморфизма массива, нельзя исключить его становление в два этапа (ордовикский и среднедевонский).

Если отвергать гарцбургитовую магму и считать, что гарцбургиты проникают в место своего становления в виде твердых тел, то вопрос о возрасте их вообще не должен ставиться. Протрузивный способ внедрения связан не с начальными ступенями цикла, а, наоборот, с конечными орогенными фазами, что противоречит общеизвестным фактам.

Метаморфические преобразования массива следует рассматривать, начиная со времени становления лерцолит-гарцбургитов, которые на ранней ступени подверглись фреатической серпентинизации, выразившейся в петельчатом развитии α - и β -лизардита и хризотилоида (если судить по сохранившимся реликтам этих пород). После внедрения габбровой интрузии, занимавшей среднюю часть гипербазитов, поступают Fe-Mg-флюиды, подвергшие метасоматическим преобразованиям габброиды с образованием ДВКК. На следующей ступени протекают процессы тремолитизации, оталькования и, локально, образование энстатита по породам ДВКК. Массовая аллометаморфическая антигоритизация, по-видимому, обусловлена действием гидротермальных растворов, связанных с разломом и, по-видимому, с внедрением гранитоидов Тургоякского и Сыростанского массивов. Вдоль восточной границы Таловского массива внедрились малые интрузии диоритов и кварцевых диоритов. С более ранними процессами, обусловившими массовую антигоритизацию, связаны метаморфизм габброидов и превращение их в цоизитизированные габбро-амфиболиты, уралитовые габбро, эпидот-актинолитовые породы. Очевидно, разные типы метаморфизма могут быть обусловлены полиэтапностью становления массива.

Полезные ископаемые

Хорошо известны коренные золоторудные месторождения Таловского массива, разрабатывавшиеся с конца позапрошлого до середины прошлого века. Хризотил-асбестовые рудопроявления (Французская гора) после попыток их разработки в начале 20-х годов прошлого века и недавних поисково-съёмочных работ отнесены к непромышленному типу. Хромитовые рудопроявления разрабатывались в начале прошлого века, однако, запасы руд ничтожны. То же следует сказать о тальк-карбонатном оруденении. Заслуживают внимания α -лизардитизированные дуниты как форстеритовое сырьё. Однако, для их практического использования требуются технологические испытания.

Золоторудные месторождения. Вдоль восточной окраины Таловского массива в зоне контакта кварцевых диоритов и габбро-амфиболитов с серпентинитами, прослеживается серия ранее разрабатывавшихся месторождений золота (с севера на юг): Тьелгинское, Наилинское, Лысая гора и Михеевское. Тьелгинское месторождение (в 3 км к западу от пос. Н. Андреевка) связано с интрузией диоритов, пронизанной кварцевыми жилами с альбитом. Золото встречалось спорадично в виде гнезд с содержанием до не-

скольких килограмм. Рудные жилы прослежены в оталькованных серпентинитах. Здесь добыты самородки весом 14.4 и 9.5 кг.

В 4 км к северо-востоку от г. Карабаша разрабатывались мелкие месторождения в рассланцованных, оталькованных серпентинитах. Одно из крупных месторождений – Крестовая гора, связано с развитием прожилков хризотил-асбеста с карбонатом. Мощность зон 0.3–0.5 м, длина до 100 м. Содержание золота 4–12 г/т.

Наилинское месторождение (к западу от пос. Наилы) представлено несколькими участками, прослеживающимися субмеридионально на 3 км. Оруденение связано с пиритизированными диоритами, габбро-амфиболитами, хлоритовыми и тальк-карбонатными сланцами. Они пронизаны кварц-плагиоклазовыми, кварцевыми, кварц-карбонатными жилами со средней мощностью 4–6 м. Ниже глубины 50 м содержание золота уменьшается, но распределение его более богатое. Запасы значительные.

Месторождение Михеев лог и Лысая гора протягивается на 350 м и находится близ Михеевского кордона. Золото связано с кварцевыми жилами мощностью до 3 м на контакте серпентинитов и диоритов и пиритизированными рассланцованными оталькованными и лиственитизированными зонами. Отработано до глубины 40 м, ниже которой содержание золота падает. Представляет интерес расположенная западнее полоса черных клинопироксенитов, местами рассланцованных, с точки зрения не только золота, но и платиноносности.

В целом о золотоносности восточной окраины массива можно дать положительное заключение. Перспективы связаны с глубокими (ниже 50 м) горизонтами. Особенно это касается района Наилинских месторождений, где следует провести разведочные работы с бурением скважин на глубину 100 и более метров.

Хромитовые рудопроявления. Большой объем проведенных в 1986–90 гг. буровых работ с целью оценки хромитоносности Таловского массива не дал положительных результатов. Фактически ни одна из 131 пробуренной скважины не вскрыла ни одного рудного тела. Значительная масса дунитов, участвующих в строении массива и слагающих в основном ДВКК, перспективно не является хромитоносной. Известные мелкие хромитовые рудопроявления сосредоточены в основном в пределах восточной полосы альпинотипных гипербазитов – и не только в северной части массива (Тыелгинские месторождения – Карымкин лог, Августовское, Индаштинское и др.), но и в южном продолжении его – в пределах Тургойского массива. Судя по сохранившимся остаткам в карьерных выработках, рудные линзовидные тела массивных и вкрап-

ленных руд имеют мощность до 1–2 м и протяженность по простиранию несколько метров. Содержание Cr_2O_3 – 40–50 мас. %. Руды локализованы в рассланцованных аподунитовых серпентинитах, в свою очередь залегающих в апогарцбургитовых серпентинитах. Цемент руд сложен лизардитом и пятнами хлорита.

Более хромитоносен Тургоякский массив, южнее пос. Тургояк, где известно 24 рудных тела, разрабатывавшихся мелкими карьерами и шахтами. Рудные тела имеют мощность от 0.3 до 7.0 м, прослеживаясь на расстояние 5–30 м. Содержание Cr_2O_3 колеблется от 15 до 50 мас. %. Прогноз хромитоносности Таловского массива, выполненный на основе последних геолого-геофизических работ и оцениваемый в 320 тыс. т по категории P_2 и 7 млн т по P_3 – не имеет под собой реальной основы ни теоретической, ни практической.

Оценка платиноносности дунитов пока находится в стадии исследовательских работ. По данным Миасского ГПП содержание платиноидов в дунитах составляет 0.04–0.1 г/т, а в жильных клинопироксенитах, секущих дуниты – 0.17–0.46 г/т при преобладании Os, Ir и Ru.

Форстеритовое сырье. Серпентинизированные дуниты отмеченного выше крупного тела, расположенного в 3.5 км к западу от пос. Тыелга, представляют интерес как форстеритовое сырье. В качестве огнеупорного материала после обжига используются дуниты Нижне-Тагильского массива на одноименном металлургическом комбинате. Ежегодная добыча около 90 тыс. т. Форстеритовый огнеупор находит применение как насадочный кирпич для мартеновских печей. Очевидно, он может найти применение на Челябинском и Магнитогорском МК. Форстеритовый песок, используемый в литейном производстве, имеет преимущества перед кварцевым песком как более безопасный в экологическом отношении. Он применяется в формах для отливки латуни, бронзы, алюминия и магния. Самая крупная добыча в Норвегии (300 тыс. т в год), где железистость дунитов близка Таловским (см. табл. 6).

Кроме того, дуниты могут быть использованы в производстве удобрений при спекании с фосфоритовыми рудами. Для этих же целей полезно опробовать датский опыт (устное сообщение) по использованию дунитов в смеси с отходами свиноводческих хозяйств, в качестве магнизиальной добавки для производства удобрений.

Рассматриваемое тело дунитов вскрывается в обнажениях (обн. 180) М. Таловского хребта, т. е. объем вскрышных работ минимален. Запасы дунитов до глубины 50 м по грубой оценке составляют порядка 10 млн т.

Литература

1. Альпинотипные гипербазиты Урала / К. К. Золоев, Д. С. Штейнберг и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 66 с.
2. *Варлаков А. С.* Условия размещения и становления гипербазитов Урала // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. С. 62–86.
3. *Варлаков А. С.* Породообразующие серпентины в гипербазитах // ЗВМО. 1990. Ч. 119, № 6. С. 87–96.
4. *Варлаков А. С.* Дунит-верлит-клинопиролксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УРО РАН, 1996. 178 с.
5. *Варлаков А. С., Кузнецов Г. П. и др.* Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского комплекса. Миасс: ИМин УрО РАН. 1999. 195 с.
6. *Попова В. И., Попов В. А., Клочков И. К.* Хромиты Таловского массива // Уральский минералогический сборник № 3. Миасс: ИМин УрО РАН. 1994.

