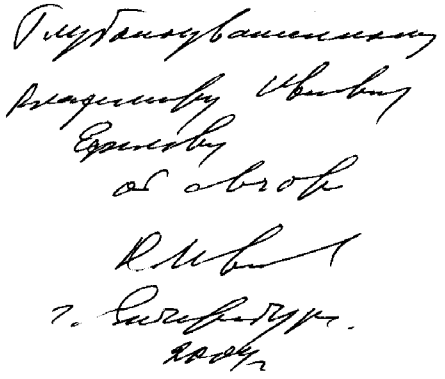
О. К. Иванов

КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫЕ ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫЕ МАССИВЫ УРАЛА

О. К. Иванов

КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫЕ ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫЕ МАССИВЫ УРАЛА

(Минералогия, петрология, генезис)



Екатеринбург
Издательство Уральского университета
1997

УДК 552.321.6 + 549 (470.5)

Издание осуществлено
при финансовой поддержке
Российского фонда
фундаментальных исследований
(проект 96—05—78003)

Научный редактор
доктор геолого-минералогических наук, проф. *Л. С. Егоров*
Рецензент — доктор геолого-минералогических наук *А. П. Кривенко*

Иванов О. К.
Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). — Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997.— 488 стр.
ISBN 5—7525—0507—0

Рассмотрено геологическое положение, строение и вещественный состав концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивов классического Платиноносного пояса Урала, выделены и описаны важнейшие минеральные парагенезисы, их взаимоотношения и последовательность образования. Предложена принципиально новая модель концентрически-зональных массивов, объясняющая особенности их петрологии и минерагении процессами внедрения дунитовой магмы в островодужную стадию развития коры, взаимодействием ее с вулканогенными вмещающими породами с образованием пироксенитовых скарнов, процессами постмагматической перекристаллизации в дунитах и воздействием флюидов, связанных с интрузиями габбро-норитов на ультрамафиты. С этих позиций интерпретируются условия образования промышленной платиновой, хромитовой, ванадий-магнетитовой, апатитовой и золото-палладиево-медно-сульфидной минерализации, обоснованы минералогические и петрологические критерии поисков и оценки оруденения.

Для петрологов, минералогов, геологов, специалистов по рудным месторождениям, а также студентов и всех интересующихся геологией Урала.

И $\frac{1804020000-19}{182(02)-97}$

Ivanov O. K. Zoned ultramafic complexes of Ural (Mineralogy, petrology, genesis). — Ekaterinburg. Publishing house Uralsky University, 1997. 488 p.

Geology situation, structure and petrorgaphy composition zoned ultramafic complexes classical Platinonosnogo poiasa (Platinonosnyi belt) of Ural is considered, are selected and are described major minerals and rocks paragenesis, their mutial relations and sequences of derivations. New model of the zoned ultramafic complexes is offered essentially explaining features them petrology and minerageny by processes of intrusion dunite melt in island arcbearing stage of development crust, interaction it with volcanogenic rocks by containing breeds with by forming pyroxenite (pleonast-magnetite-fassaite) scarns, processes postmagmatic recrystallisations in dunite and fluidic effects, connected with intrusion gabbro-norite magma in ultramafic rocks. With of these positions conditions of derivation on industrial are interpretated platinobearing, chromite, vanadium-magnetite. apatite and gold-palladium-copper sulfidic ores reasonable mineralogical and petrological criterions searches and valuation ore deposits.

For petrologist, mineralogists, geologists, experts and ore deposits and also students and all interested by geology Ural.

ISBN 5—7525—0507—0

© О. К. Иванов, 1997

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава 1. **Краткая история изучения КЗУМ** 7

Глава 2. **Описание КЗУМ Урала** 11
2.1. Краткий геологический очерк Урала 11
2.2. Платиноносный пояс Урала 13
2.3. Прочие КЗУМ Урала 92

Глава 3. **Геологическое положение и структура КЗУМ** 110
3.1. Геологическое положение КЗУМ Урала 110
3.2. Взаимоотношения КЗУМ с альпинотипными ультрамафитами 113
3.3. Морфология и строение габбро-ультрамафических магматических комплексов 114
3.4. Структура КЗУМ 118
3.5. Тектонизация КЗУМ Платиноносного пояса 121

Глава 4. **Минеральные ассоциации и строение дунитовых ядер** 127
4.1. Первичные минеральные ассоциации дунитового ядра 128
Проблема генетического расчленения дунитов и выделения первичных дунитов 128
Петрографические типы первичных дунитов 128
Геологическое положение первичных дунитов 131
О природе первичных дунитов 131
4.2. Перекристаллизованные дуниты 132
Типы перекристаллизованных дунитов 133
Минералы перекристаллизованных дунитов 136
Петрохимия перекристаллизованных дунитов 140
Геологическое положение перекристаллизованных дунитов 141
Взаимоотношения перекристаллизованных дунитов между собой и с протодунитами 145
Эволюция структуры и состава дунитов при перекристаллизации 145
О генезисе и условиях образования перекристаллизованных дунитов . . . 150
4.3. Хромитовые концентрации в дунитах 152
Типы хромитовых концентраций 152
Минеральный и химический состав хромитовых концентраций 153
Геологическое положение хромитовых концентраций 155
Взаимоотношения хромитовых жил с дунитами и пироксенитами 158
Жильные образования в хромитовых сегрегациях 164
О природе серпентиновых оторочек вокруг хромитовых жил 164
О природе полых трещин в хромитовых сегрегациях 165
О генезисе и условиях образования хромитовых сегрегаций 166
4.4. Ультрамафические пегматиты, генетически связанные с дунитами 168
Типы ультрамафических пегматитов и их состав 168
Минералогия ультрамафических пегматитов 170
Геологическое положение ультрамафических пегматитов 172
Взаимоотношения ультрамафических пегматитов с вмещающими дунитами и хромитовыми жилами 175
О генезисе ультрамафических пегматитов 177
4.5. Постмагматические жильные образования, генетически связанные с дунитами 178

Глава 5. **Минеральные ассоциации и петрология клинопироксенитовой оболочки** 179
5.1. Ранние минеральные ассоциации пироксенитов 179
Петрографические типы пироксенитов 179
Минеральный состав клинопироксенитов 183
Строение пироксенитовой оболочки 184
Взаимоотношения пород пироксенитовой оболочки 188
5.2. Дунит (оливинит)-верлитовые силлы 189
5.3. Жильные ультрамафиты в пироксенитовой оболочке 191

5.4. Жильные пироксениты в дунитах . . . 195
5.5. Взаимоотношения пироксенитов оболочки с дунитами и время образования пироксенитов . . . 197
5.6. Взаимоотношения пироксенитов с вмещающими породами . . . 203
5.7. Соображения о генезисе пироксенитовой оболочки . . . 205

Глава 6. **Минеральные ассоциации КЗУМ, связанные с габброидами** . . . 206
6.1. Ортомагматические и постмагматические габброиды . . . 206
6.2. Фельдшпатизированные ультрамафиты . . . 208
6.3. Пегматиты, генетически связанные с габброидами . . . 212
6.4. Горнблендиты и горнблендит-пегматиты . . . 215
6.5. Штубахиты . . . 220
6.6. Взаимоотношения габброидов с ультрамафитами . . . 220
6.7. Генезис и условия образования апоультрамафитовых габброидных ассоциаций . . . 224

Глава 7. **Серпентиниты и серпентинизированные дуниты** . . . 227
7.1. Генетические и петрологические типы серпентинитов . . . 227
7.2. Геологическое положение и взаимоотношения разных типов серпентинитов . . . 231
7.3. О времени образования серпентинитов . . . 233
7.4. О влиянии серпентинизации на состав дунитов . . . 234
7.5. О влиянии серпентинизации на размер индивидов оливина . . . 238
7.6. О генезисе серпентинитов . . . 239
7.7. Об условиях формирования серпентинитов . . . 241

Глава 8. **Происхождение и условия образования КЗУМ** . . . 242
8.1. Обзор гипотез образования КЗУМ . . . 242
8.2. Происхождение и условия образования дунитов . . . 244
Механизм кристаллизации дунитов . . . 244
Содержание и состав флюидов в протодунитах . . . 246
Температура кристаллизации дунитов . . . 248
О глубине кристаллизации дунитов . . . 249
О возможном источнике и условиях образования дунитового расплава . . . 251
8.3. О генезисе клинопироксенитовой оболочки . . . 258
Обзор гипотез образования клинопироксенитов . . . 258
Контактово-метасоматическая модель образования клинопироксенитовой оболочки по вмещающим породам . . . 262
О генезисе флогопитовых клинопироксенитов . . . 266
Условия формирования пироксенитовой оболочки . . . 269
8.4. Сравнение КЗУМ с ультрамафитами других формационных типов . . . 274
8.5. Критерии выделения КЗУМ . . . 280
8.6. История формирования КЗУМ Урала . . . 281

Глава 9. **Минерагенические особенности КЗУМ Урала** . . . 283
9.1. Генетическая систематика и основные виды минерального сырья . . . 283
9.2. Хромиты . . . 283
9.3. Платиноиды . . . 285
9.4. Золото . . . 293
9.5. Магнетиты . . . 297
9.6. Прочие типы руд . . . 300
9.7. Основные факторы рудоносности КЗУМ . . . 303

Заключение . . . 305

Литература . . . 309

Приложения . . . 328
Таблицы химических анализов пород и минералов КЗУМ
Таблицы фотоиллюстраций шлифов, образцов и обнажений

ВВЕДЕНИЕ

Вот уже свыше 200 лет со времен П. С. Палласа ультрамафические массивы Платиноносного пояса Урала, слагающие наиболее крупные горы Северного и Среднего Урала, привлекают внимание исследователей прежде всего своими рудными месторождениями (железо, платина), а также особенностями состава (клинопироксениты и дуниты). Почти все крупные петрографы и минералоги России и Европы в той или иной степени занимались этими объектами. Именно благодаря такому вниманию и другим особенностям Платиноносный пояс Урала стал классическим объектом для изучения концентрически-зональных ультрамафических массивов (КЗУМ). Ключевой проблемой настоящего времени является проблема генезиса этих необычных объектов.

Несмотря на глобальное распространение КЗУМ в палеозойских и мезозойских складчатых областях, петрология их изучена слабо по сравнению с альпинотипными комплексами, расслоенными интрузиями и массивами щелочно-ультраосновной формации, что вносит элемент неопределенности в трактовку истории развития и формирования уральской эвгеосинклинали.

КЗУМ — одна из формаций, на которой можно решать такие общие проблемы петрологии, как ультраосновной магматизм, условия образования дунитов и клинопироксенитов, соотношение магматических и метасоматических процессов в ультрамафитах, образование ультрамафических пегматитов, взаимодействие ультрамафитов с вмещающими породами и т. д.

В последнее время, особенно после появления гипотезы новой глобальной тектоники и некритического переноса выводов, сделанных на альпинотипных габбро-ультрамафических комплексах, был подвергнут сомнению ряд достаточно твердо установленных на КЗУМ фактов и предприняты попытки их идентификации с альпинотипными ультрамафитами и мантийными диапирами. Очевидно, одной из причин этого было отсутствие убедительных данных, которые можно было получить только при детальных исследованиях объектов.

И наконец, с КЗУМ связаны крупные концентрации магнетита, платиноидов, хромита, несерпентинизированных дунитов и т. д., представляющие или могущие представлять промышленный интерес, генезис и закономерности расположения которых трудно или невозможно понять без выяснения петрологии вмещающих их массивов. Отсутствие приемлемой и, главное, детально разработанной гипотезы их формирования с проверяемыми следствиями сдерживало оценку прогнозных ресурсов и направление поисковых работ на формации вообще и на Урале в частности.

Широкое развитие концентрически-зональных ультрамафических массивов на Урале, и прежде всего в классическом месте их развития — Платиноносном поясе, где они впервые были установлены и наиболее детально изучены, хорошая обнаженность многих массивов, детальная изученность, обеспеченность геологическими картами, обилие буровых и горных выработок делают их идеальными объектами для решения общих

проблем формации. Этому способствуют слабая тектонизация и метаморфизм, присутствие изолированных от габброидов массивов и широкое разнообразие геологических обстановок. Не случайно известный петролог ВСЕГЕИ Н. П. Михайлов писал: "Исключительное значение в познании закономерностей строения и генезиса интрузий дунит-пироксенит-габбровой формации имели исследования на Урале". В то же время он отмечал: "Однако, нельзя не отметить, что в некоторых современных работах мы находим, к сожалению, больше новых идей, чем принципиально новых фактов". Попыткой ввести в научный оборот некоторые принципиально новые факты по петрологии данной формации, а также и новые идеи является предлагаемая книга.

Работа основана на исследованиях автора, проводимых с 1974 по 1980 г. самостоятельно, с 1980 по 1985 г. — в рамках "Уралгеологии", с 1985 по 1990 г. — в Институте геологии и геохимии УрО РАН и с 1991 г. по настоящее время — в Уральской горно-геологической академии. В полевых исследованиях и обработке материала в то или иное время принимали участие Е. В. Савенко, В. А. Пономарев, Т. А. Шилова, Э. Д. Иванова, В. С. Ульянова и В. А. Шилов, которым автор выражает свою искреннюю признательность. Особую благодарность автор приносит Г. Б. Зайцеву и В. А. Шилову, оказавшим неоценимую помощь в получении аналитических данных. Автор признателен своим коллегам из Уральской геолого-съемочной экспедиции, Института геологии и геохимии УрО РАН, Института геологии Коми РАН, Института геологии и геохимии СО РАН, горных институтов в Екатеринбурге и Санкт-Петербурге, ВСЕГЕИ и МГУ за обсуждение разных аспектов работы, критические замечания и советы, особенно Л. С. Егорову, А. Я. Кривенко, В. Г. Лазаренко, Ю. Б. Марину, Н. П. Михайлову, В. С. Москалевой, А. К. Симону, М. С. Рапопорту, Н. П. Юшкину. Выполнению работы способствовало содействие со стороны П. М. Татаурова, А. М. Дымкина и А. С. Таланцева. Публикация работы была бы невозможна без внимания и помощи со стороны проф. Э. М. Спиридонова. Автор выражает всем указанным лицам искреннюю признательность.

Глава 1

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КЗУМ

История изучения отдельных проблем КЗУМ изложена в соответствующих разделах. Изучение КЗУМ в разных регионах развивалось по-разному, общие представления о них только начинают формироваться. Поскольку основная часть проблем ставилась и решалась на уральских объектах, за основу взята история изучения Платиноносного пояса Урала.

Первые сведения о КЗУМ Урала относятся к наиболее высоким горам Уральского хребта, сложенным клинопироксенитами. В 1735 г. В. И. де Геннин [89] сообщил о магнитных рудах Качканара, а в 1770 г. П. С. Паллас [327] установил, что г. Качканар сложена "серой блендой" (обманкой.— *О. И.*). Второй этап связан с открытием и разработкой (1819—1880) платиновых россыпей Платиноносного пояса, что привело к открытию ультрамафитовых массивов, к которым они приурочены, и составлению первых геогностических карт массивов: М. Карпинским [235] — Кытлымского, Чайковским [435] в 1829 г. Уктусского и Н. Мамышевым Баранчинского. В 1859—1865 гг. Э. Гофман [92, 93, 486] обследовал массивы Платиноносного пояса и описал слагающие их диаллагиты и серпентиниты, указав на постепенные переходы между ними. Во второй половине столетия были открыты почти все массивы пояса и определен состав наиболее распространенных пород — клинопироксенитов (диаллагитов) и дунитов (серпентинитов, оливиновой породы) [140, 246].

Третий этап (1880—1930) связан с усилением внимания к дунитовым массивам в связи с открытием в них коренных проявлений платины и осознанием факта, что массивы представляют самостоятельную ценность как петрологические объекты. Описание А. А. Иностранцевым в 1892 г. [224] давно известных старателям находок хромитовых жил с платиной в Нижнетагильском массиве вызвало небывало широкое и детальное изучение комплексов и КЗУМ. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [262] изучил Денежкин Камень и выделил слагающие его породы как самостоятельную дунит-пироксенит-габбровую формацию, Л. Дюпарк с сотрудниками [102, 475—482] исследовал Кытлымский комплекс, Н. К. Высоцкий [83—87] — Каменушинский, Светлоборский, Качканарский и Нижнетагильский массивы. Им же впервые было установлено концентрическое строение массивов, состоящих из дунитового ядра и клинопироксенитовой оболочки, нашедшее отражение на составленных А. Н. Заварицким [131—138] разрезах. Полученный материал позволил Л. Дюпарку и Н. К. Высоцкому приступить к первым обобщениям [85, 102]. Было установлено четкое отличие платиноносных пироксенит-дунитовых массивов пояса от содержащих осмистый иридий апогарцбургитовых серпентинитов остальных поясов Урала. Позже аналогичные массивы были открыты К. Камселлом [472] в Британской Колумбии (Туламин), Л. Дюпарком [482] в Эфиопии (массив Юбдо), И. Ф. Токаревым [395] впервые за пределами Платиноносного пояса Урала (Уктусский массив), А. Баддингтоном и Т. Чепиным [471] в юго-восточной Аляске.

Четвертый этап (1924—1950) определяется особым вниманием к рудоносности КЗУМ (платина, хромит, магнетит) [22, 26, 135, 282]. В. М. Сергиевский в 1927 г. предпринял попытку детального расчленения дунитов, А. Г. Бетехтиным [22, 135] открыты миаролитовые дуниты. Появились первые данные о многофазном строении интрузивных комплексов [297—299] и указания на то, что вмещающие породы КЗУМ сложены не только габброидами, но и вулканогенно-осадочными породами [299]. Однако в целом наблюдалось падение интереса к КЗУМ вследствие казавшейся бесспорности их генезиса и отсутствия новых геологических данных и идей. За пределами Урала в этот период был описан Тебинбулакский массив в Султан-Увайсе [70].

Пятый этап (1950—1975) характеризуется ростом внимания к КЗУМ Урала и Аляски, что определяется тремя моментами: появлением остро дискуссионной статьи Н. М. Успенского [397] о метасоматическом формировании пироксенит-дунитовых массивов по вулканогенно-осадочному субстрату, организацией геолого-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 на массивах Платиноносного пояса и разведочными работами на Гусевогорском и Качканарском габбро-пироксенитовых массивах. К наиболее важным достижениям относятся впервые проведенное В. А. Решитько и Г. Б. Зайцевым картирование клинопироксенитов по петрографическим типам [348, 350] (Качканарский, Гусевогорский, Косьвинский и Каменушинский массивы), открытие дунит-пегматитов Г. М. Виноградской [68], детальное картирование Кытлымского комплекса А. А. Ефимовым и Т. И. Кууспалу [120, 124], установление С. В. Москалевой [303—309] оливинизации клинопироксенитов и фельдшпатизации дунитов, установление Л. В. Малаховой [280, 281] вулканогенно-осадочной природы кытлымитов Нижнетагильского массива, а группой О. А. Воробьевой

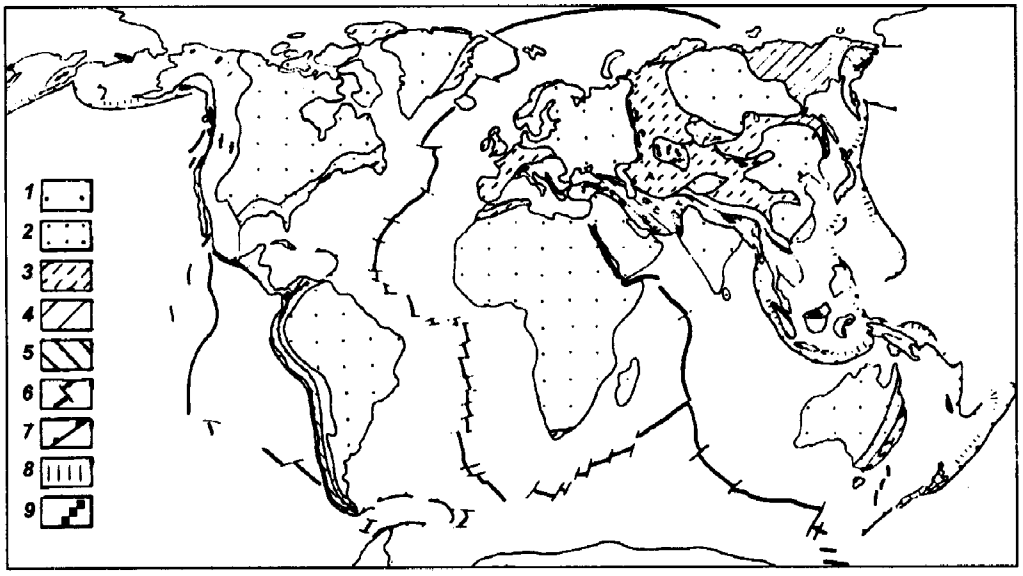


Рис. 1. Схема глобального распространения КЗУМ:

1 — докембрийские платформы; *2* — каледонские складчатые системы; *3* — герцинские складчатые системы; *4* — мезозойские складчатые системы; *5* — кайнозойские складчатые системы; *6* — зоны спрединга; *7* — зоны обдукции и субдукции; *8* — современные островные дуги; *9* — пояса и одиночные массивы

[81—82] — интрузивных взаимоотношений ультрамафитов, габброидов и гранитоидов и детальное изучение клинопироксенитов В. Г. Фоминых с сотр. [411—427]. Разобщенность исследователей, изучавших разные объекты, привела к появлению разнообразных, часто диаметрально противоположных, гипотез образования КЗУМ. Наряду с классической интрузивной моделью, разрабатывавшейся О. А. Воробьевой, появились гипотезы метасоматического образования дунитов по клинопироксенитам [54, 306, 307, 309], пироксенитов по дунитам [120] и по гарцбургитам [252] в результате воздействия габбро.

За пределами Урала были изучены и описаны массивы юго-восточной Аляски. Наиболее выдающимися были работы М. Уолтона [510], Т. Н. Ирвайна [487—489], Д. Финдли [484], Дж. Ракмича и Дж. Нобла [501], а также сводки Х. Тейлора и Дж. Нобла [389—391] (рис. 1). Наиболее интересными, по нашему мнению, являются находки ксенолитов и останцев вмещающих пород в клинопироксенитах, обнаружение контактового метаморфизма вокруг КЗУМ, находки магнетитовых клинопироксенитов качканарского типа и четко высказанные доводы в пользу ортомагматического образования пород КЗУМ. Сравнение проводимых на Аляске и на Урале исследований показывает признание уральскими петрологами более широкого развития метасоматических процессов в ультрамафитах, более детальное изучение минералов и минеральных ассоциаций и более детальное картирование с использованием специализированной терминологии, тогда как для исследователей аляскинских массивов характерно тяготение к традиционной чисто магматической концепции.

Современный этап характеризуется попытками идентифицировать КЗУМ с теми или иными мантийными ультрамафитами [67, 329—330, 333, 335, 458]. Разработка идей плитной тектоники применительно к Уралу привела к трактовке массивов Платиноносного пояса как членов офиолитовой ассоциации, приуроченных к зоне тектонического срыва в основании океанической плиты [328, 329], затем к появлению серии последовательно сменявшихся моделей, рассматривавших КЗУМ как "холодные" или "горячие" "твердопластичные" блоки океанической коры или как мантийные диапиры [116, 119, 126, 329, 330, 458], при сохранении и развитии классической магматической модели [495, 496]. Детальное изучение автором минеральных ассоциаций КЗУМ, их взаимоотношений и изменений, а также картирование и выяснение структуры КЗУМ позволило более объективно подойти к петрологии КЗУМ и произвести разбраковку предложенных ранее гипотез. Основные результаты этого периода: петрографическая типизация дунитов, давшая возможность картировать дунитовые ядра; установление зональной природы клинопироксенитовой оболочки; установление локальности распространения и разновозрастности процессов дислокационного метаморфизма; определение спектра и масштабов воздействия габбро на ультрамафиты; установление широкого развития постмагматических процессов в ультрамафитах с образованием перекристаллизованных дунитов, хромитовых жил и ультрамафических пегматитов [147—222]. Все это позволило автору предложить и обосновать новую модель генезиса КЗУМ, трактуемых как результат внедрения дунитовой магмы в островодужную стадию развития земной коры; взаимодействия ее с вулканитами основного состава с образованием контактово-метасоматических пироксенитов; постмагматической перекристаллизации дунитов с образованием перекристаллизованных разностей и платиноносных хромитовых жил и воздействием на КЗУМ флюидов, связанных

с интрузиями габбро-норитов с образованием фельдшпатизированных ультрамафитов и горнблендитов. Изложению фактического материала и доводов в пользу предложенной модели и посвящены последующие главы.

Определение понятий и терминология

Под концентрически-зональными ультрамафическими массивами складчатых областей понимаются ультрамафические члены выделенной в 1900 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [262] габбро-пироксенит-дунитовой, дунит-пироксенит-габбровой [175, 278] или дунит-габбро-плагиогранитной формации. Высказывалось, что они представляют собой две (дунит-пироксенит-габбровую и плагиогранитную или габбро-гранитную и анортит-гранитоидную [404, 406]) или три разновозрастных формации (пироксенит-дунитовую, габбровую, одну или несколько гранитоидных [57, 145, 278, 357]). Их классическими представителями считаются массивы Платиноносного пояса Урала и юго-восточной Аляски. В пределах формации ультрамафиты являются наиболее ранними и подвергаются интенсивному воздействию габброидов, в меньшей степени плагиогранитов. Видимо, идентична им дунит-верлитовая формация, выделенная С. С. Зиминым на Дальнем Востоке [142—144].

Описываемые массивы на Урале назывались дунитовыми, пироксенит-дунитовыми, пироксенитовыми массивами [84, 102, 135] либо дунит-клинопироксенитовой ассоциацией [53, 312]. Более удобный термин был предложен А. Баддингтоном [471], назвавшим их концентрически-зональными ультрамафическими массивами (комплексами). Этот термин стал общепринятым в мировой петрологической литературе [389—391, 495, 496]. Однако на Урале долгое время их продолжали называть массивами дунит-пироксенитовой формации [175], дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциацией габбровой формации, клинопироксенитовой формацией [53] или дунит-клинопироксенитовой ассоциацией [278]. Исходя из того, что объекты являются однофазными, мы предлагаем называть их не комплексами, а массивами. Полное название объектов — пироксенит-дунитовые концентрически-зональные массивы дунит-габбро-плагиогранитной формации складчатых областей. Неудобство термина в его длине, именно поэтому его сокращают до концентрически-зональных ультрамафических массивов, зональных ультрамафических массивов или аббревиатуры КЗУМ.

Во избежание недоразумений следует остановиться на используемой терминологии. Под магматическим комплексом, согласно уральской традиции и общемировой практике, понимается комплексный, т. е. сложный многофазный и, возможно, многоформационный магматический массив, составной частью которого являются КЗУМ. Комплекс может состоять из пространственно сближенных, соединяющихся или изолированных на данном эрозионном уровне массивов. Критерием объединения их в комплекс для исследуемых объектов служит тесная пространственная близость, малый временной интервал между интрудатами и существование единого подводящего канала, фиксируемого гравитационным максимумом. Под массивом мы понимаем однофазное интрузивное образование. Массив может состоять из пород одного петрографического типа или нескольких, связанных условиями образования. В пределах массива может быть несколько изолированных или разъединенных последующими интрузиями или тектоническими деформациями тел одного состава или одной интрузивной фазы.

Глава 2

ОПИСАНИЕ КЗУМ УРАЛА

2.1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК УРАЛА

В пределах складчатого Урала выделяется три крупных структурных единицы первого порядка: западная платформенная часть, или западный палеоконтинентальный сектор [312], зона собственно уральской эвгеосинклинали, или палеоокеанический сектор, а также разделяющий их Главный Уральский надвиг (ГУН).

В платформенной части выделяется несколько структурных этажей, представленных архейскими и нижнепротерозойскими гранитогнейсовыми блоками среди рифейско-вендских и палеозойских слабо метаморфизованных преимущественно терригенных образований. Они слагают Западно-Уральский мегантиклинорий, отделенный от Восточно-Европейской платформы Предуральским краевым прогибом, выполненным пермскими отложениями. В пределах мегантиклинория располагается несколько крупных аллохтонных ультрамафит-вулканогенно-осадочных пакетов — шарьяжей, надвинутых из уральской эвгеосинклинали.

Собственно уральская эвгеосинклиналь располагается к востоку от ГУН и представляет зону развития палеозойских отложений послеордовикского возраста (O_2—C_3) в виде блоков и крупных складок, осложненных надвигами и шарьяжами. В плане они выделяются как сочетание меридионально вытянутых синклинориев, или прогибов, и антиклинориев, или поднятий. Синклинории сложены преимущественно осадочно-вулканогенным материалом (Тагильский, Магнитогорский), антиклинории отличаются широким развитием гранитогнейсовых комплексов (Восточно-Уральский). Синклинории и антиклинории разделены надвигами, часто фиксируемыми поясами альпинотипных серпентинитов.

Платформенная и эвгеосинклинальная зоны разделяются Главным Уральским надвигом, представляющим долгоживущую (S—P) зону надвигания, фиксированную альпинотипными ультрамафитами, глаукофановыми и зелеными сланцами, местами перекрытыми более молодыми надвигами [293].

В пределах эвгеосинклинали выделяются [330] комплексы и формации палеоокеанической структуры и меланократового основания, переходной или островодужной, флишевой, предконтинентальной и континентальной стадий развития. Современная структура уральской эвгеосинклинали интерпретируется [312] как результат последовательного образования рифта в ордовике, океанической впадины O_2—S_1, затем расчленение в S_2—D_1 на несколько параллельных островных дуг, сжатие в D_3—C_1 с чередованием впадин и кордильер, широкое развитие шарьяжей, в C_1—P_1 — формирование складчатой области со структурой, близкой к современной, и образование складок и надвигов в T_1—T_2.

Магматизм платформенной и эвгеоклинальных частей Урала принципиально различен. В платформенной части в архее и протерозое широко развиты платформенные базиты и пикриты до коматиитов, подвергшиеся

гранулитовому и амфиболитовому метаморфизму с широко развитыми процессами гранитизации и образованием массивов рапакиви (Бердяушский массив). В рифее, венде и палеозое развиты типичные повторяющиеся платформенные формации — пикритовые, трахибазальтовые, траповые, габбро-диабазовые до расслоенных интрузий базитового (Кусинско-Копанский пояс) и базит-ультрамафитового состава (Сарановский пояс) с ограниченным развитием щелочных интрузий (Сибирка и др.).

Магматизм эвгеосинклинальной части отличается четкой эволюцией во времени. Для ранних стадий развития характерен базитовый вулканизм с типичными океаническими формациями — спилит-диабазовой или натровых базальтов и базальт-риолитовой. Пространственно с ними связаны альпинотипные ультрамафиты, предположительно залегавшие в основании офиолитового разреза, сохранившиеся в виде блоков и линз (Войкаро-Сыньинский массив, Рай-Из, Салатимский пояс и др.). Островодужная стадия отличалась образованием контрастных или непрерывных базальт-плагиориолитовой, базальт-андезит-риолитовой и базальт-андезибазальтовой формаций с формированием вулканов центрального типа, осложненных последующим кальдерообразованием. Из интрузивных комплексов к этой стадии относятся дунит-габбро-плагиогранитные комплексы Платиноносного пояса. На поздних этапах этой стадии формировались субщелочные базальт-андезит-трахибазальтовая и базальт-трахитовые формации с плутонитами габбро-сиенитовой и габбро-диорит-гранитной формаций.

В конце девона формировались локальные проявления базальт-андезидацитовой формации и в нижнем карбоне — базальтовые или габбро-диабазовые формации.

Орогенная стадия началась с формирования в нижнем карбоне тоналит-гранодиоритовых и гранитных комплексов с локальным развитием орогенных риолитов. Эволюция гранитогнейсовых комплексов шла от мигматит-гранитов, адамеллит-гранитовых, гранитных до лейкогранитных комплексов в интервале верхний карбон — пермь.

Триасовый магматизм имел локальный характер и был представлен дайками и мелкими телами лампрофиров, слюдяных лампрофиров, лампроитов и в грабенах — долеритовой формацией.

Остальная часть истории Урала была амагматичной.

На Урале к КЗУМ долгое время относились лишь массивы Платиноносного пояса и расположенный отдельно Уктусский массив [87, 447], а также близкие по петрографическому составу дунит-верлит-клинопироксенитовые ассоциации зон контакта габбро и альпинотипных гарцбургитов ("псевдоконцентрические зоны") [153, 159, 165]. Разработка [172, 175] более строгих критериев выделения КЗУМ позволила отбраковать их от "псевдо КЗУМ" и выделить на Урале 10 поясов и групп КЗУМ: Платиноносный, Маюровский, Пийский и Сахаринский пояса, Челябинскую и Курганскую группы, Уктусский, Давыдовский [507], Велиховский и Суроямский массивы (рис. 2).

Почти все КЗУМ Урала располагаются в пределах палеозойской эвгеосинклинали, кроме Суроямского массива, пространственно находящегося в пределах Центрально-Уральского поднятия. Однако его тесная ассоциация с палеозойскими вулканитами и альпинотипными ультрамафитами позволяет большинству исследователей отнести его к Нязепетровскому аллохтону — блоку, надвинутому из Уральской эвгеосинклинали [330]. Остальные КЗУМ располагаются в вулканогенных прогибах, в пределах гранитогнейсовых куполов и по их периферии, где они подвер-

гаются метаморфизму (Маюровский, Карповский, Челябинский массивы). Хотя КЗУМ располагаются от Полярного Урала (Масловский массив) на севере до Мугоджар (Велиховский массив) на юге и от Главного Уральского надвига на западе до Зауральского поднятия (Берсеневский массив) на востоке, максимум их развития и наиболее крупные массивы наблюдаются в западной части эвгеосинклинали, где они приурочены к западному борту Тагильского прогиба (Платиноносный пояс) и Магнитогорскому (Сахаринский пояс) прогибу. Массивы Платиноносного пояса имеют возраст S_2, тогда как возраст массивов Сахаринского пояса после D_1e. Возраст большинства других поясов КЗУМ твердо не установлен, но предположительно укладывается в эти пределы.

2.2. ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА

Под Платиноносным поясом понимается цепь сложных массивов дунит-габбро-плагиогранитного состава, расположенных вдоль западного борта Тагильского синклинория или прогиба. Название пояс получил из-за приуроченных к нему богатых, ныне почти выработанных, платиновых россыпей. Платиноносный пояс прослежен от 64° 40′ северной широты (окончание Вольинского комплекса) на Приполярном Урале до Омутнинского массива на юге, на протяжении 920 км (рис. 3). Первоначально пояс называли западной зоной габбро-пироксенит-дунитовой формации в отличие от "восточной зоны" теперь Серовского или Серовско-Маукского пояса альпинотипных ультрамафитов [87]. А. Н. Заварицкий [135] употребил термин "платиноносный плутонический комплекс", Г. Л. Падалка

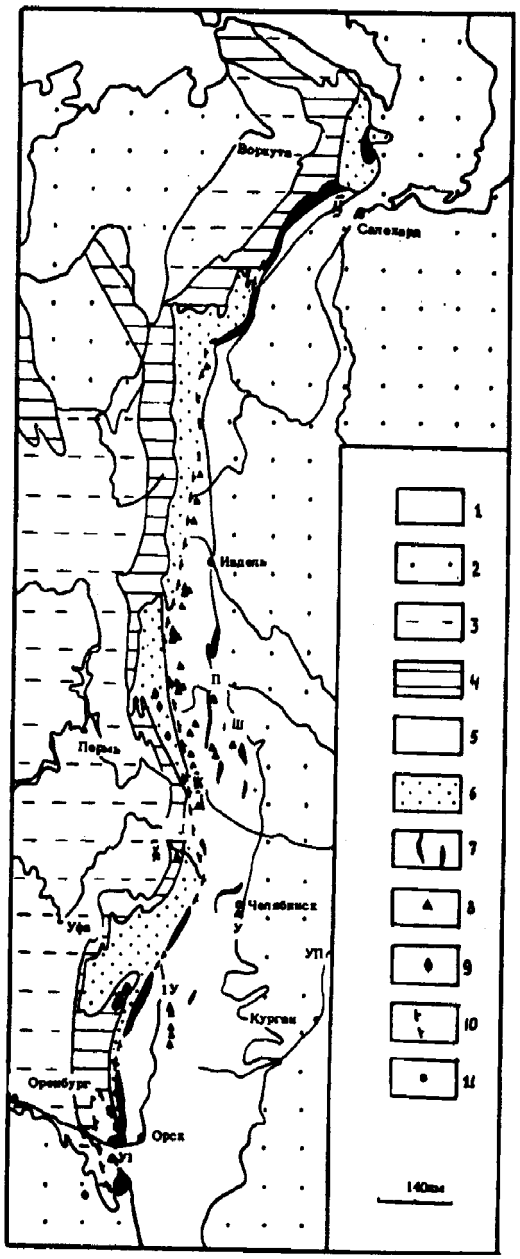


Рис. 2. Положение КЗУМ в структуре Урала:

1 — океан; *2* — мезо-кайнозойские отложения; *3* — пермские отложения; *4* — складчатый палеозой; *5* — обнаженная часть уральской эвгеосинклинали; *6* — докембрийские отложения Центрально-Уральского поднятия; *7* — главные пояса альпинотипных ультрамафитов; *8* — КЗУМ; *9* — расслоенные ультрамафические массивы Сарановского пояса; *10* — зона стыка уральской эвгеосинклинали и Русской платформы; *11* — города; *I* — Платиноносный пояс; *II* — Пийский пояс; *III* — Маюровский пояс; *IV* — Сахаринский пояс; *V* — Челябинская группа; *VI* — Велиховский массив; *VII* — Курганская группа; *VIII* — Уктусский массив; *IX* — Масловский массив; *X* — Суроямский массив

[325] именовал его западной (платиноносной) полосой пород габбро-перидотитовой формации Урала, О. А. Воробьева и др. [82] — габбро-пироксенит-дунитовым поясом Урала, платиноносной габбро-пироксенит-дунитовой ассоциацией и, наконец, Платиноносным поясом. Как единое целое пояс кратко описывался Л. Дюпарком [102], Н. К. Высоцким [87], Г. Л. Падалкой [325], О. А. Воробьевой с сотр. [82], Д. С. Штейнбергом [446, 449] и автором [165].

Представления о геологическом положении массивов пояса претерпели значительные изменения в процессе детального изучения. Первоначально предполагалось межформационное положение пояса на границе Тагильского мегасинклинория и свиты "М" Центрально-Уральского поднятия [82, 460]. Но уже В. Пейве показал, что Кумбинский массив почти полностью окружен породами синклинория, что, правда, объяснялось пликативными дислокациями [460]. Детальные геологосъемочные работы и установление четких критериев различия контактово-метаморфических амфиболитов и кытлымитов от габброидов и регионально метаморфизованных зеленокаменных пород показало, что массивы пояса залегают в едином ордовикско-нижнесилурийском комплексе осадочно-вулканогенных формаций, значительно восточнее границы с породами Центрально-Уральского поднятия.

В пределах пояса выделяются 13 интрузивных комплексов с приуроченными к ним 35 массивами КЗУМ.

Рис. 3. Схема расположения габбро-ультрамафических массивов Платиноносного пояса в Тагильском прогибе:

1 — КЗУМ; *2* — габброиды; *3* — альпинотипные ультрамафиты Серовско-Маукского пояса; *4* — вмещающие породы; *ЦУП* — Центрально-Уральское поднятие; *PZ* — уральская эвгеосинклиналь; *MZ* — мезо-кайнозойские отложения Зауралья

Вольинский комплекс

Располагается на Приполярном Урале близ стыка Ляпинского антиклинория Центрально-Уральского поднятия и Тагильского прогиба. Размеры комплекса 48 × 13 км, площадь 430 км^2, простирание меридиональное. По Б. В. Перевозчикову [331], комплекс сложен тремя последовательными ассоциациями пород: дунит-верлит-клинопироксенитовой, габбро-плагиогранитной и диорит-гранодиорит-гранитной. Комплекс имеет форму перевернутого конуса и грубозональное строение: в центре оливиновые габбро с мелкими телами верлитов, в краевых частях переходящих в амфибол-пироксеновое и уралитовое габбро. В юго-восточной части комплекса располагаются гранитоиды. Ультрамафиты дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации слагают мелкие тела в габброидах, а также выделенный Б. В. Перевозчиковым [331] Туяхланьинский массив площадью 7 км^2, состоящий из дунитов (3,9 км^2) и верлит-пироксенитовой

зоны шириной 300—500 м, окаймляющей его с востока. Дуниты петрографически не отличаются от дунитов остальных массивов Платиноносного пояса. Их железистость 8—10%, состав оливина Fa_{7-10}, в краевых частях и близ жил диопсидов до Fa_{12}. Степень серпентинизации 45—100%. По Б. В. Перевозчикову, породы ассоциации формировались при метасоматической переработке мантийных дунитов, выведенных в твердопластичных блоках и подвергшихся высокотемпературному Ca—Al метасоматозу.

Чистопский комплекс

Чистопский комплекс размерами 145 × 16 км располагается между реками Лопсия и Сев. Тошемка. Ранее южную половину комплекса называли Чистопским массивом, северную — Ялпинг-Нерским.

Комплекс изучался в 1884—1886 гг. Е. С. Федоровым [402], выделившим типы пород и составившим первую карту, и в 1913 г. Л. Дюпарком [475, 476], указавшим на слабое развитие ультрамафитов и описавшим шпинелевые перидотиты (остраиты). Е. П. Молдаванцев в 1927 г. [300] детально изучил южную половину комплекса, обнаружил мелкие дунитовые тела, жилы и шлиры дунита и указал на их сходство с дунитами южных массивов пояса. Н. А. Сирин [374] описал северную часть комплекса, а П. Лебедев [261] высказал соображения о внутренней тектонике массива. В 1946—1970 гг. П. И. Аладинский и А. Г. Прокопова, В. Н. Лагутенко с сотр. и В. В. Шалагинов с сотр. провели геологическую съемку масштаба 1 : 50 000. И. Е. Кузнецов [252, 253] объяснил образование дунитов пироксенизацией альпинотипных гарцбургитов Салатимского пояса.

Комплекс располагается среди амфиболитов и зеленых сланцев O_3 на западе и юге, слабо метаморфизованных вулканитов лландовери и венлока на востоке и залегает в виде крупного плитообразного тела, круто падающего на восток с двумя воронкообразными структурами выше устья р. Кутым и на южном окончании. К этим зонам приурочены гравиметрические максимумы и выходы ультрамафитов.

Комплекс сложен серией пород от дунитов до гранитоидов, среди которых выделяются ассоциации ультрамафитов, габбро-норитов, амфиболовых габбро, монцонитовых габбро и плагиогранитов, диоритов и гранодиоритов. Взаимоотношения между ассоциациями интрузивные (3—4 фазы) с активным метасоматозом ультрамафитов. Наиболее широким развитием пользуются габброиды. Наблюдается асимметричность и тяготение ультрамафитов к западной, а плагиогранитов — к восточной части комплекса.

Ультрамафиты слагают первую фазу или ассоциацию, образующую три крупных поля: Чистопское, Хой-Эквинское и Ялпинг-Нерское, расположенных среди габбро-норитов и амфиболовых габбро поздних ассоциаций в виде округлых реликтов, ксенолитов, широких дугообразных полос или изометричных тел среди оливиновых габбро.

Ультрамафиты в пределах Ялпинг-Нерского тела, по И. Е. Кузнецову [252], располагаются в виде цепи линзовидных тел мощностью до 300 м в амфибол-гнейсовой толще, и в этом случае являются, по нашему мнению, альпинотипными серпентинитами Салатимского пояса, а также наблюдаются в виде блоков в габброидах. Последние ультрамафиты сложены клинопироксенитами, оливинитами и горнблендитами, причем в блоках наблюдается зональность от горнблендитов и пироксенитов по периферии к оливинитам в центре. Зональное строение, прожилки

пироксенита и реликты оливина в пироксенитах свидетельствуют, по И. Е. Кузнецову [253], о ведущей роли пироксенизации в формировании этих пород. Местами в оливинитах им отмечаются реликтовые участки гарцбургитов. В поле к югу от г. Хой-Эква в районе Железного Камня В. В. Шалагиновым откартировано 10 линзовидных и пластообразных тел перидотитов, метадунитов и оливиновых пироксенитов в дугообразной полосе размерами 16 × 1—3 км от вершины г. Чистоп до г. Хой-Эква среди оливиновых габбро и троктолитов. Тела ультрамафитов размером от 100—700 × 150—1500 м располагаются только в поле меланократовых полосчатых габброидов. По Е. П. Молдаванцеву [300], перидотиты и дуниты образуют небольшие шлировидные обособления или пластовые жилы среди оливиновых габбро. На главной вершине Чистопа, на отроге к северо-востоку и в верховьях р. Тосем-Ятим, под главной вершиной среди оливиновых габбро находится небольшой — 4000 м^2 — выход дунита, сопровождающийся плагиоклазсодержащими пироксенитами. Характерной особенностью южной части массива является присутствие ксенолитов пироксенитов в габбро и габбро-норитах. Наиболее типичным является тело Острой сопки, описанное Л. Дюпарком [478], Е. П. Молдаванцевым [300] и в 1965 г. — Е. Г. Заборовским. По данным последнего, это — неправильное тело размерами 1700 × 700 м, окруженное роговообманковыми габбро. Ядро тела, размерами 800 × 300 м, сложено плеонаст-магнетитовыми пироксенитами (остраитами), окруженными шрисгеймитами или оливиновыми горнблендитами, затем горнблендитами с жилами габбро и габбро-пегматитов.

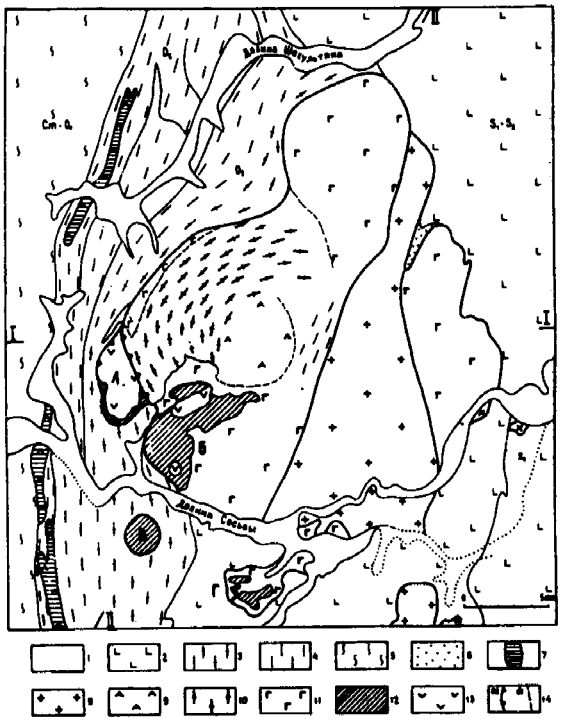
По В. В. Шалагинову, ультрамафиты слагают раннюю интрузивную фазу и внедрились на контакте метаморфических сланцев ордовика и вулканогенно-осадочных пород S_2—D. Под влиянием высокотемпературных растворов с привносом Ca, Si, Al и щелочей метасоматически они переработаны в полосчатый комплекс метадунитов, оливиновых габбро, троктолитов, тылаитов и анортозитов. Глубина метасоматической переработки достигает 2 км, ниже располагаются неизмененные гипербазиты. По И. Е. Кузнецову, альпинотипные апогарцбургитовые серпентиниты под воздействием габброидов переходили в пироксениты и дуниты.

Комплекс Денежкина Камня

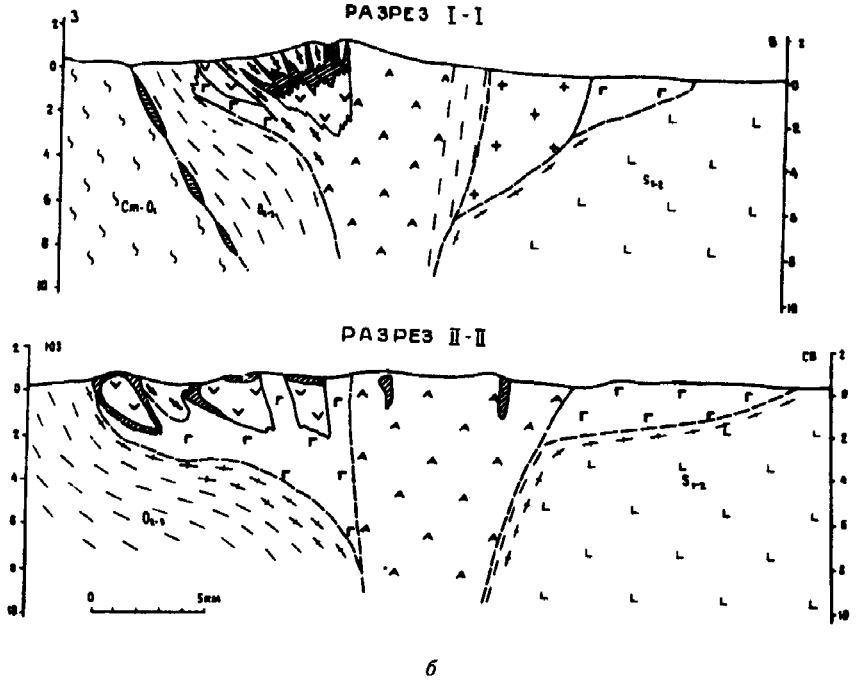
Комплекс располагается в 25 км к северо-западу от г. Североуральска, где слагает г. Денежкин Камень и ряд прилегающих вершин. Размеры комплекса 33 × 23,5 км, форма субизометричная. Комплекс сложен ультрамафитами, габброидами и гранитоидами в почти одинаковых соотношениях (рис. 4). Первые сведения по петрологии и петрографии Денежкина Камня сообщены в 1865 г. Э. Гофманом [92, 486], обнаружившим "гиперстениты", гиперстеновые и оливиновые габбро. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в 1900 г. [262] дал детальную петрографическую характеристику дунитов и габбро, обратил внимание на полосчатые габброиды массива и считал массив типичной дифференцированной интрузией, выделив его в самостоятельную габбро-пироксенит-дунитовую формацию. П. Лебедев в 1926 г. [260] дал петрографическое описание некоторых пород массива. Е. П. Молдаванцев в 1924—1927 гг. [297—300] составил геологическую карту всего комплекса и дунитового массива Желтой сопки и установил многофазное строение комплекса. Н. В. Самойлова [82, 367] детально описала габбро-ультрамафическую часть комплекса, подтвердив его многофазное строение и выяснив взаимоотношения между ультрамафичес-

кой и габбровой ассоциациями. В 1961 и 1963 гг. массив был закартирован в масштабе 1 : 50 000 А. А. Ефимовым с сотр. В серии опубликованных статей им были рассмотрены пироксенитовые дайки, метаморфизм жильных габброидов и природа полосчатости габброидов. Структура массива рассматривалась им как блоковая с широким развитием милонитизации [116]. В 1976, 1980 и 1983 гг. массив изучался В. И. Маеговым и автором.

По данным упомянутых выше исследователей, комплекс располагается среди пород от верхнего ордовика на западе до верхнего силура на востоке. К верхнему ордовику относятся амфиболизированные основные вулканиты с прослоями альбитофиров и кварцитов, расположенные к западу от комплекса, к нижнему силуру — базальтовые и андезибазальтовые порфириты, их туфы и туффиты. К юго-востоку от массива известны туфы и известняки нижнего лудлова. Близ контакта с породами комплекса вмещающие породы ороговикованы, скарнированы, а основные вулканиты ордовика изменены в роговики, кытлымиты и микроамфиболиты. Комплекс состоит из ультрамафитов, габброидов, гранитоидов. Ультрамафиты располагаются в западной половине, образуя раннюю ассоциацию. Габброиды развиты в центральной, северной и северо-восточной частях комплекса. Северная часть комплекса сложена габбро-норитами с подчиненным количеством роговообманковых и пироксеновых габбро, окруженных зонами роговообманковых габбро; нижняя — роговообманковыми габбро, образующими массив 5 × 9,5 км. Ядро комплекса сложено анортитовыми габбро, образующими округлое тело размерами 6 × 4 км. Гранитоиды, представленные диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранита-



а



б

Рис. 4. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* интрузивного комплекса Денежкин Камень:
1 — аллювий; *2* — основные вулканиты, S_1 — S_2; *3* — зеленые сланцы, амфиболиты, роговики; *4* — углистые, хлоритовые, кремнистые сланцы, O_2; *5* — терригенные сланцы, $\in$ — O_1; *6* — роговики; *7* — альпинотипные серпентиниты Салатимского пояса; *8* — кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты; *9* — оливин-анортитовые габбро; *10* — полосчатый дунит-пироксенит-конжакит-габбровый комплекс; *11* — габбро и габбро-нориты; *12* — клинопироксениты; *13* — дуниты; *14* — надвиги (а) и зоны рассланцевания (б); массивы: *А* — Желтой сопки; *Б* — Супреинский; *В* — Кривинский; *Г* — Сосьвинский

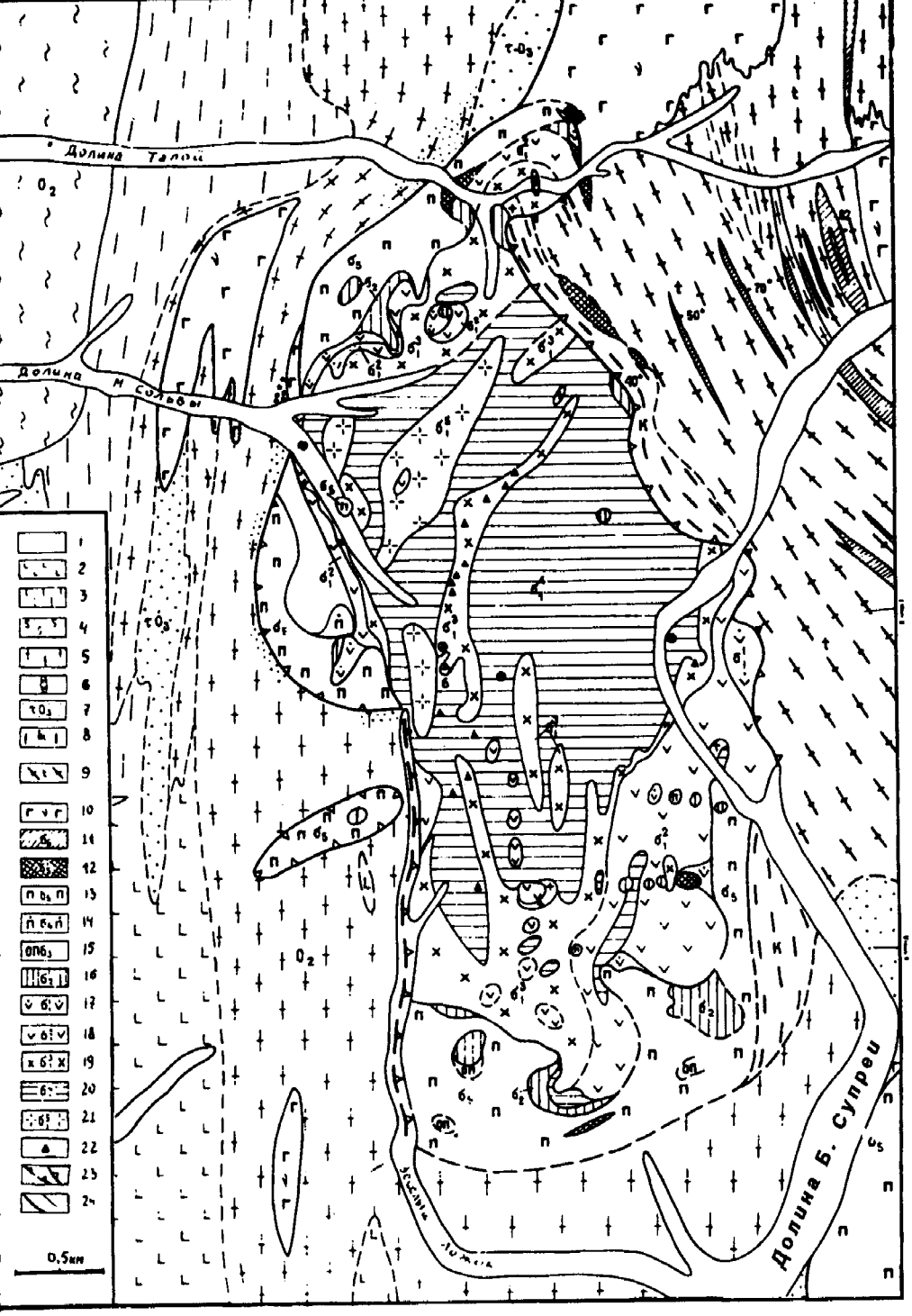
ми и гранодиоритами, образуют компактный вытянутый массив размерами 24 × 10 км в восточной части комплекса, рассекающий габброиды на два блока. Гранитоиды активно воздействуют на габброиды, содержат их ксенолиты, ороговиковывают и скарнируют вмещающие породы.

Ультрамафиты в пределах комплекса слагают пять массивов: Желтой сопки, Вересового увала (Супреинский), полосчатый комплекс пироксенит-дунитовых "даек" среди тылаитов и фельдшпатизированных тылаитов западной и центральной части г. Денежкин Камень, а также изолированные пироксенитовые массивы Кривинский и Сосьвинский.

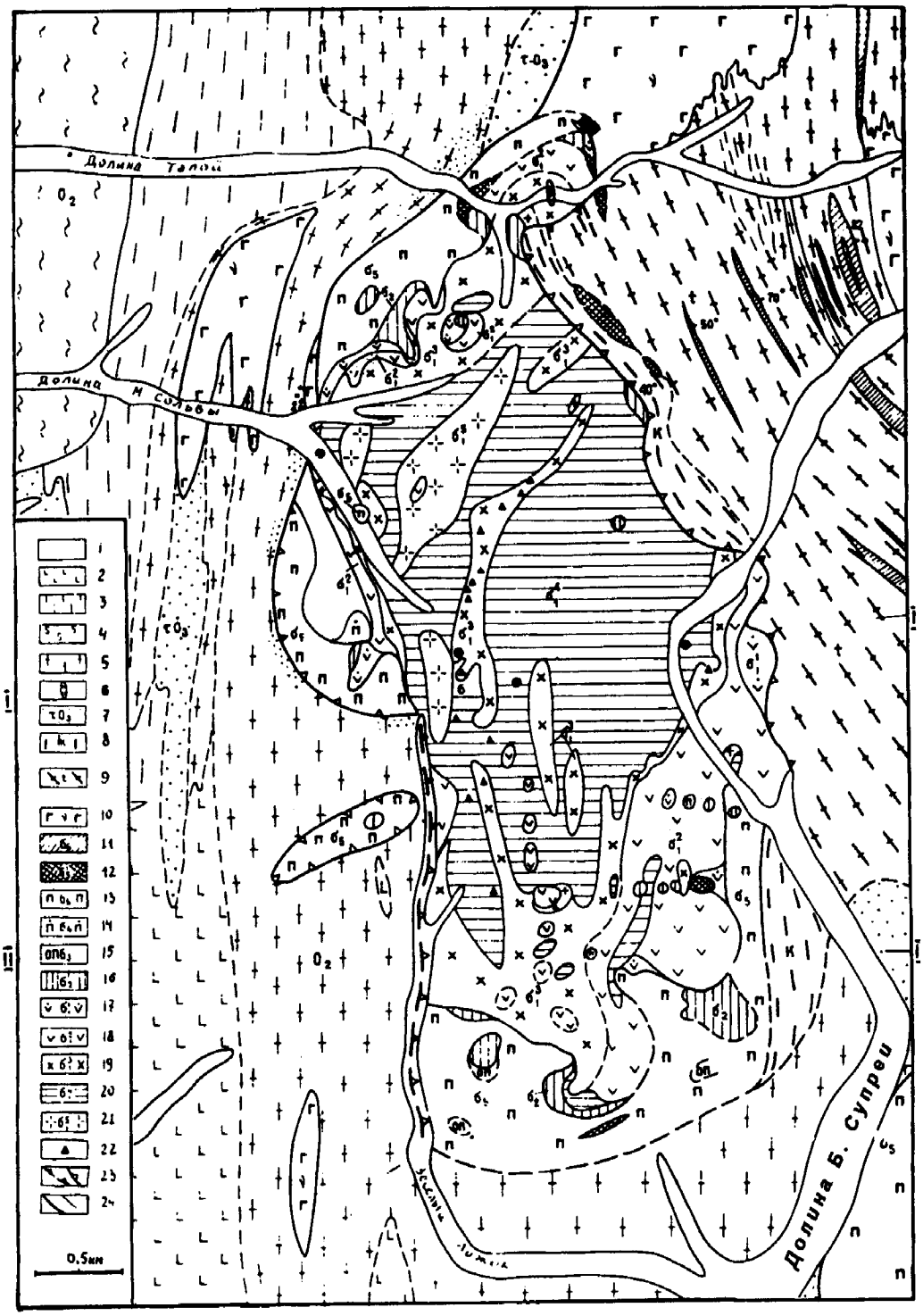
Клинопироксенит-дунитовый массив Желтой сопки располагается в западной части комплекса Денежкин Камень и слагает одноименный хребет с отрогами, расположенный в 3 км восточнее бывшего прииска Сольва (рис. 5).

Петрографическая характеристика пород и схематическая карта массива в масштабе 5 верст в дюйме дана Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [262]. Е. П. Молдаванцев в 1923 г. составил детальную карту в масштабе 200 сажен в дюйме. А. А. Ефимов с сотр. в 1961 и 1965 гг. составили карту массива в масштабе 1 : 50 000, в 1984 г. автором совместно с В. А. Пономаревым составлена карта массива в масштабе 1 : 25 000.

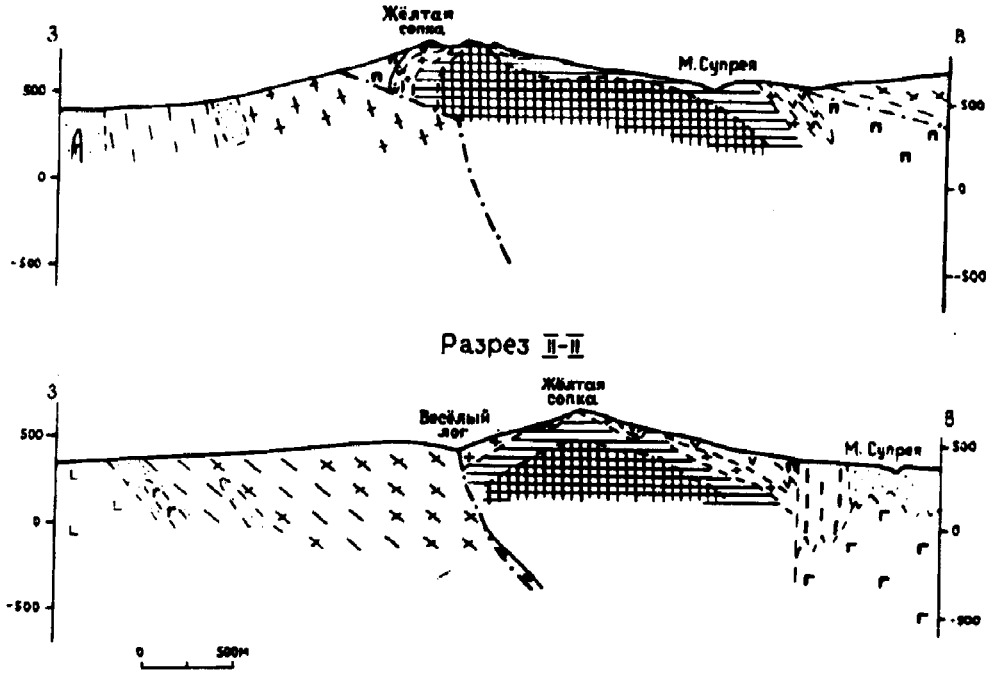
Массив располагается среди метаморфизованных вулканитов, а на востоке и северо-востоке по тектоническому контакту граничит с полосчатой серией Денежкина Камня (см. рис. 5, *а*, *б*). Вмещающие породы



а



а



б

Рис. 5. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* массива Желтой сопки:

1 — аллювий; *2* — основные вулканиты, O_3; *3* — зеленые аповулканогенные сланцы; *4* — углисто-хлоритовые сланцы Центрально-Уральского поднятия; *5* — амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты; *6* — гранатовые скарны; *7* — пироксен-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые роговики и кытлымиты; *8* — конжакиты; *9* — тылаиты, габбро-тылаиты; *10* — габбро, амфиболовые габбро, габбро-тылаиты; *11* — клинопироксенитовые и верлит-клинопироксенит-дунитовые тела в тылаитах и габбро-тылаитах; *12* — клинопироксениты милонитизированные; *13* — мономинеральные среднезернистые; *14* — оливинсодержащие; *15* — оливиновые; *16* — верлиты; *17* — дуниты диопсидсодержащие; *18* — протодуниты; *19* — дуниты мелкозернистые; *20* — среднезернистые; *21* — крупнозернистые; *22* — хромитовые жилы; *23* — надвиги и тектонические контакты; *24* — контакты

представлены зелеными сланцами, микроамфиболитами, плагиоклаз-амфиболовыми роговиками, скарнами и кытлымитами. Эпидот-роговообманковые микроамфиболиты образуют ореол вокруг дунитового массива шириной до 1 км и к западу постепенно переходят в зеленые сланцы с реликтовыми структурами вулканитов. Непосредственно близ контакта в северной части массива наблюдаются кытлымиты. Характерна их приуроченность только к тем частям контакта, где имеются габбровые тела. Простирание вмещающих пород субмеридиональное, падение 50—60° восточное. К западу от массива закартировано четыре мелких линзовидных тела роговообманкового соссюритизированного габбро размерами до 1,7 × 0,4 км. Описанный А. А. Ефимовым по р. Талой контакт кытлымитов с ксенолитами пироксенитов и роговиков относится к габбро, интрудирующим вдоль зоны контакта. В целом вмещающие породы представляют продукты метаморфизма амфиболитовой фации основных вулканитов с редкими прослоями карбонатных туффитов. Массив Желтой сопки имеет овальную форму, меридиональное простирание, размеры

6 × 2,5 км. Кроме основного массива в западной части закартировано овальное клинопироксенитовое тело размерами 900 × 250 м, являющееся, по-видимому, тектоническим отторженцем от основного массива или реликтом эродированной пластины. Массив имеет асимметричное концентрическое строение и состоит из дунитового ядра размерами 5,5 × 2 км, окруженного верлит-пироксенитовой оболочкой шириной до 800 м.

В пределах массива выделяются: первичная дунит-пироксенитовая ассоциация и продукты ее постмагматической перекристаллизации; наложенная габброидная ассоциация, включающая дайки габбро и троктолитов, конжакиты, габбро-троктолиты и оливинит-пегматиты; ассоциация лизардитовых серпентинитов и иситовые дайки. Дунитовое ядро сложено протодунитами и перекристаллизованными дунитами, хромитовыми шлирами и редкими телами дунит-пегматитов. Крупнозернистые дуниты располагаются в северо-западной части ядра, образуя три крупных поля размерами 300 × 150, 1500 × 400 и 600 × 150 м. Среднезернистые дуниты слагают в центральной части ядра поле размерами 3,5 × 2,0 км, в пределах которого располагаются более мелкие участки крупнозернистых и мелкозернистых дунитов. Мелкозернистые дуниты слагают вокруг среднезернистых дунитов зону шириной от 25—50 до 400 м на северо-западе, а также полосу вдоль водораздельного хребта. Протодуниты располагаются между мелкозернистыми дунитами и верлит-клинопироксенитовой оболочкой. Максимальная их ширина (до 600 м) на южном выклинивании массива. Общий рисунок распределения дунитов показывает их естественно-фациальные переходы в северо-западном и южном окончаниях массива, тектоническую срезанность на западном и перекрытие надвигом на северо-восточном контакте.

Хромитовые жилы и струевидная вкрапленность хромшпинелида мощностью до 20 см и длиной до первых метров имеет северо-западное или северо-восточное простирание и крутое, до вертикального, восточное падение. Жилы располагаются на водораздельном хребте и в южном окончании массива, тяготея к мелкозернистым дунитам. Дунит-пегматиты до 0,5 м мощностью спорадически наблюдаются в поле мелко- и крупнозернистых дунитов в осевой части хребта.

Клинопироксенитовая оболочка сохранилась в трех крупных участках на северо-западном, западном и южном окончаниях массива и отсутствует на северо-восточном контакте, где, вероятно, перекрыта надвигом, и на протяжении 2,6 км на западном контакте в верховьях Веселого ложка. Ширина сохранившейся пироксенитовой оболочки 800—1000 м. Близ контакта с дунитами располагается прерывистая верлитовая зона шириной до 360 м, затем зона мономинеральных диаллагитов шириной до 750 м на южном контакте, местами с небольшими телами оливиновых пироксенитов. Милонитизированные пироксениты полосой 350 × 100 м развиты на контакте пироксенитов с дунитами по р. Талой и на северном контакте пироксенитов с габбро, в пироксенитах южного окончания и вдоль надвига.

Изолированные тела верлитов, пироксенитов, горнблендитов, реже милонитизированных пироксенитов, расположенные в поле дунитов, закартированные Е. П. Молдаванцевым [299], А. А. Ефимовым ошибочно объединены в несколько вытянутых тел, соединяющихся с периферической оболочкой. Указанные тела размером до 50, реже 100 м в поперечнике приурочены к гребням отрогов или отдельным вершинкам и интерпретируются нами как остатки пироксенитовой кровли массива.

Габброидная ассоциация, детально охарактеризованная Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [262], Е. П. Молдаванцевым [299], Н. В. Самойловой [82], А. А. Ефимовым и Т. А. Потаповой [125], представлена дайками гиперстеновых и роговообманковых габбро, конжакитами и разнообразными пегматитами. Наибольшее развитие имеют дайки габброидов, обнажающиеся на водораздельном хребте. Их состав меняется от роговообманкового габбро в южной половине массива до каринтиновых габбро и троктолитов. Пегматиты состава от роговообманкового габбро до троктолитов слагают дайки широтного и северо-западного простирания. С юга на север увеличивается мощность даек и содержание в них оливина. Характер жил меняется от линейных с резкими контактами до крупных даек с зонами переработки дунитов, с оторочками железистых дунитов — оливинитов, ореолов троктолит-пегматита и пегматитов состава оливинита и анортитового оливинита. Последние иногда залегают в дунитах и содержат сегрегации титанхроммагнетита.

Серпентиниты представлены лизардитовыми разностями с максимумом близ западного контакта. Иситы имеют ограниченное развитие и представлены дайками до 20 см мощностью, секущими серпентинизированные дуниты, габбро- и троктолит-пегматиты и сопровождаются партеит-томсонит-хлоритовыми жилками мощностью до 1 см [217].

Контакты массива с вмещающими породами тектонические. В обнажениях по р. Талой наблюдается резкий контакт пироксенитов с кытлымитами, по р. Сольве зона контакта осложнена небольшой габбровой дайкой. Веселый ложок фиксирует тектонический контакт дунитов с вмещающими микроамфиболитами. Южный контакт не обнажен, однако сохранившаяся пироксенитовая оболочка и ограниченное развитие милонитизированных пироксенитов показывают относительно слабую его тектонизацию. Наиболее сложным является западный контакт, где наблюдается тектонический срыв между КЗУМ и вмещающими породами, а также между пироксенитовой оболочкой и дунитами. В целом тектонические явления нарушили только западную пироксенитовую оболочку массива и привели к воздыманию его северо-западной части, судя по асимметричному положению крупнозернистых дунитов. Структура массива представляется в виде купола, полого погружающегося на юг. Южная часть купола эродирована очень слабо, северная, по расчетам, до 100—200 м. С востока массив тектонически перекрывается надвигом собственно Денежкинского массива.

Супреинский клинопироксенит-дунитовый массив располагается в юго-западной части комплекса Денежкин Камень, по левобережью р. Супреи (Вересовый увал и часть Пихтового увала). Закартирован Е. П. Молдаванцевым [297—299] и нами в масштабе 1 : 25 000.

Массив имеет неправильную форму и размеры 6 × 3—4 км (рис. 6). На западном контакте располагается полоса пироксен-плагиоклазовых роговиков шириной до 250 м, к западу переходящих в кытлымиты и микроамфиболиты. На севере, северо-западе и востоке массив интрудирован роговообманковыми габбро, вызывающими фельдшпатизацию и амфиболизацию пироксенитов, а также их перекристаллизацию в габбро и горнблендит-пегматиты. Габбро в зоне контакта содержат многочисленные ксенолиты пироксенита.

Супреинский массив сложен клинопироксенитами с двумя крупными и множеством мелких выходов дунитов размером до 100 × 250 м. Северное дунитовое тело размерами 3,1 × 1,0 км располагается в верховьях р. Б. Супреи и имеет общее северо-восточное простирание. Оно сложено слабо серпентинизированными тонко- и мелкозернистыми дунитами с небольшими участками среднезернистых и сечется жилками габбро и исита.

Южное дунитовое тело размером 0,8 × 2,2 км имеет овальную форму с общим меридиональным простиранием. По периферии располагается зона диопсидсодержащих дунитов шириной 120 м, к центру переходящих в тонкозернистые дуниты шириной 150—400 м и в поле мелкозернистых дунитов размерами 200 × 400 м. В центральной части находятся небольшие участки (100 × 250 м) среднезернистых дунитов. По периферии тела располагаются верлиты, переходящие в оливиновые клинопироксениты с участками мономинеральных диаллагитов.

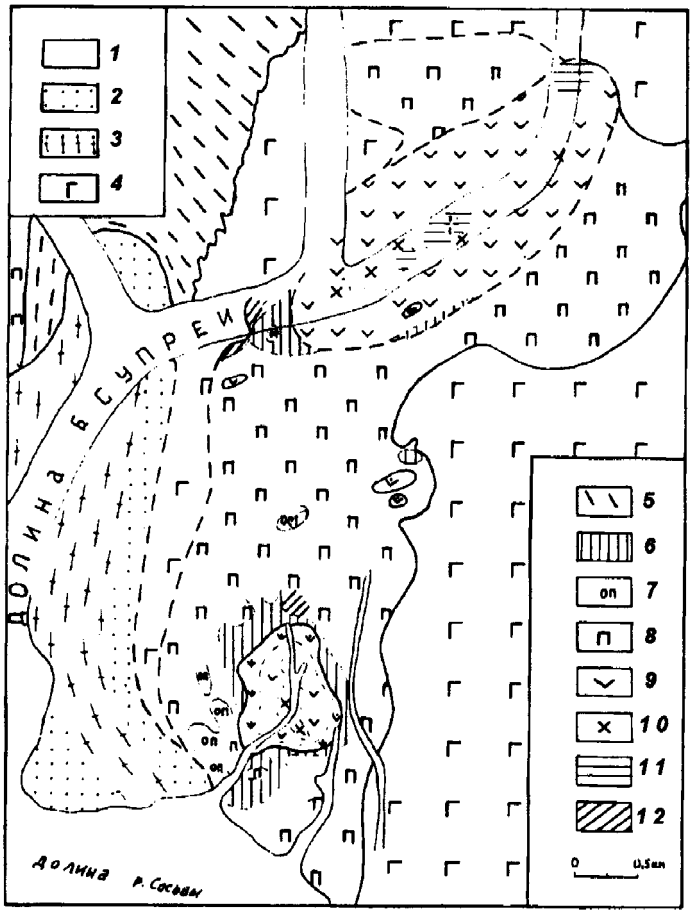


Рис. 6. Геологическая карта Супреинского массива:
1 — аллювий; *2* — пироксен- и амфибол-плагиоклазовые роговики; *3* — амфиболиты; *4* — амфиболовые габбро; *5* — тылаиты и конжакиты; *6* — верлиты; *7* — оливиновые клинопироксениты; *8* — оливинсодержащие клинопироксениты; *9* — протодуниты и диопсидсодержащие дуниты; *10* — дуниты мелкозернистые; *11* — среднезернистые; *12* — горнблендиты и амфиболизированные клинопироксениты

Клинопироксениты, вмещающие дунитовые тела, представлены среднезернистыми мономинеральными, оливинсодержащими и оливиновыми пироксенитами, в северной части с жилками и зонками магнетитовых пироксенитов и небольшими телами пироксенит-пегматитов. Серпентинизация дунитов средняя до слабой в центральных частях тел. Много тонких секущих жилок исита.

Широкое поле пироксенитов с редкими и небольшими выходами дунитов, ограниченное развитие среднезернистых разностей дунитов и отсутствие хромитовых шлиров указывают на слабую эродированность массива. Массив имеет куполовидную форму, круто падает на восток и северо-восток и на глубине подрезается габброидами.

Массив собственно Денежкина Камня. Под этим термином понимаются ультрамафиты полосчатой серии или полосчатая тылаит-конжакит-клинопироксенит-дунит-габбровая ассоциация, слагающая Денежкин Камень (рис. 7). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [262] первый описал полосчатые габбро массива и представил его схематическую карту. Е. П. Молдаванцев [297—299] составил детальную карту массива, А. А. Ефимов с сотр. в 1961 и 1965 гг. — карту масштаба 1 : 50 000. Кроме того, массив изучался Н. В. Самойловой и др. [367]. Нами проведены радиальные маршруты и изучены пластообразные ультрамафические тела. В последнее время массив изучался В. И. Маеговым [270].

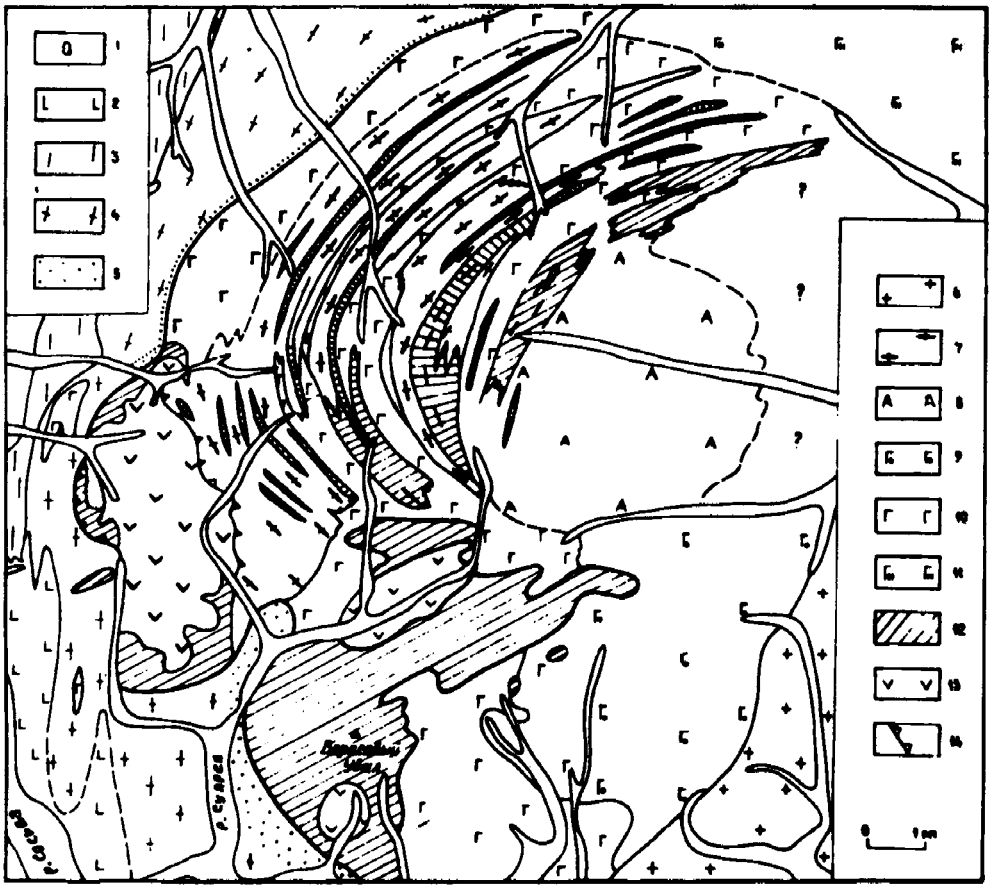


Рис. 7. Геологическая карта Денежкинского ультрамафического массива (материалы Е.П.Молдаванцева и А.А.Ефимова [119] с дополнениями автора):

1 — аллювиальные отложения; *2* — основные вулканиты, O_3; *3* — углистые и кремнистые сланцы, O_2; *4* — микроамфиболиты; *5* — роговики и кытлымиты; *6* — плагиограниты и диориты; *7* — конжакиты, тылаиты и габбро-тылаиты; *8* — анортитовое габбро и анортозиты; *9* — габбро оливиновые; *10* — роговообманковые; *11* — габбро-нориты; *12* — пироксениты и верлиты; *13* — дуниты; *14* — надвиги и тектонические контакты

Полосчатая тылаит-клинопироксенит-дунитовая ассоциация представляет сложное гетерогенное образование, расположенное в западной части комплекса с общими размерами 9 × 6 км. Ассоциация сложена конжакитами, тылаитами, фельдшпатизированными тылаитами, габброидами, пироксенитами и дунитами, образующими четкие дугообразные в плане полосы с крутым падением на восток и к центру массива, от 40—50° на западе до 90° в центре. В западной части массив граничит с амфиболитами, кытлымитами и зелеными сланцами, в юго-западной по тектоническому контакту с дунитовым массивом Желтой сопки, на севере и востоке с габбро-норитами Журавлева Камня, на востоке с оливин-анортитовыми габброидами. Характерный облик ассоциации придают прежде всего "полосы" пироксенит-оливинитового или дунитового состава. Выделяется 15 таких полос мощностью от 0,5—1 до 1000 м и длиной от 700 м до 11 км, мощность которых увеличивается от периферии к центральной части массива. Обычно пироксенит-дунитовые тела состоят из пироксенитовой оболочки и 1—3 пластообразных дунитовых тел мощностью от десятков сантиметров до 100 м. Между ними располагаются порфировидные тылаиты, мощность и количество прослоев которых увеличивается к западу. Пироксениты местами фельдшпатизированы. Дунитовые тела сложены мелко- и тонкозернистыми дунитами, хромитовые концентрации в них отсутствуют. Среди пироксенит-тылаитового комплекса развиты габброиды, образующие согласные тела как в пределах центральной части, так и по западной периферии массива, где ширина габбровой полосы достигает 1,5 км. Мощность габброидных тел и их количество увеличивается к северу и югу ближе к собственно габбровым массивам. Изучение взаимоотношений между породами приводит к выводу, что в пределах полосчатого комплекса существует три типа ассоциаций: 1) первичная пироксенит-дунитовая, 2) интрузивных габброидов и 3) метасоматических габброидов, анортизированных ультрамафитов и тылаитов.

Представления о генезисе и структуре массива претерпели значительные изменения. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [262] считал полосчатые габбро продуктом дифференциации габбрового расплава, Е. П. Молдаванцев [299] рассматривал их как магматическое габбро с дайками пироксенит-дунитового состава, А. А. Ефимов [115] — как продукт фельдшпатизации и пироксенизации дунитов, А. А. Ефимов и В. И. Маегов — как высокотемпературные динамометаморфизованные метасоматические габбро, подвергшиеся слабому метасоматозу в процессе транспортировки блоков глубинного габбро-гипербазитового вещества в верхние горизонты коры.

По нашим данным, Денежкинский массив представляет сложное гетерогенное образование, многократно переработанное. Первоначально он представлял прикровлевую часть дунитового массива, сложенную контактово-метаморфизованными основными вулканитами с серией полукольцевых дунитовых силлов-даек с клинопироксенитовыми оболочками, падающих к центру расположенной на глубине дунитовой интрузии. Затем эта зона была интрудирована, метаморфизована и метасоматически изменена габброидами с образованием серии крупных полукольцевых габбровых даек и интрузией центрального типа в осевой зоне. Габброиды вызывали частичную фельдшпатизацию ультрамафитов и сами подвергались анортитизации в осевой зоне над подводящим каналом. И наконец, вся зона подвергалась догаббровой и постгаббровой тектонизации, выразившейся в образовании милонитов и бластомилонитов.

Кривинский клинопироксенитовый массив располагается в 5 км к югу от массива Желтой сопки и в 2,5 км к юго-востоку от места впадения р. Крив в р. Сосьву. Первые упоминания о пироксенитах содержатся в работах Е. С. Федорова 1889 и 1900 гг. [403], их краткое описание дано Г. Л. Падалкой в 1926 и 1929 гг. [323, 324, 326]. Массив закартирован в масштабе 1 : 50 000 в 1956 г. А. А. Ефимовым с сотр., в 1971—1974 гг. В. В. Шалагиновым с сотр., в 1976 и 1980 гг. автором.

Массив имеет овальную меридионально вытянутую форму и размеры 2,5 × 3,5 км. По В. В. Шалагинову, вмещающие породы представлены отложениями позднего ордовика, в различной степени метаморфизованными. Преобладают основные вулканиты — диабазы и афириты, часто с мелкими телами альбитофиров и дацитовых порфиритов, реже наблюдаются прослои кремнистых сланцев и кварцитов. Падение пород восточное, под углом около 60°. Вблизи массива вулканиты превращены в микроамфиболиты, а близ контакта с массивом — в кытлымиты, ширина которых увеличивается к северу и северо-востоку в сторону Денежкина Камня (рис. 8).

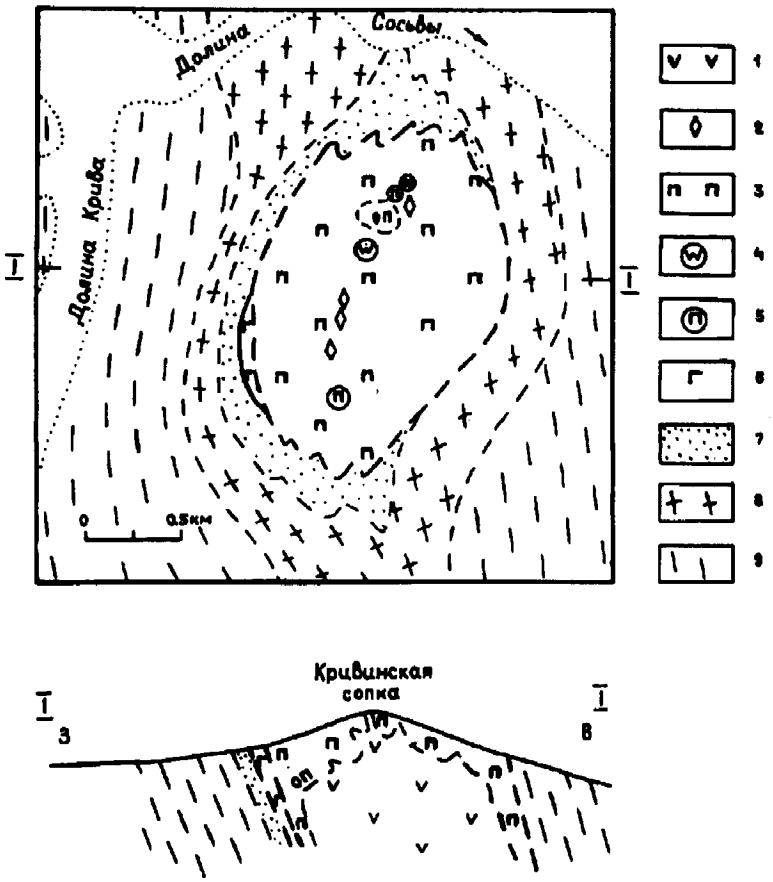


Рис. 8. Геологическая карта и разрез Кривинского массива:

1 — дуниты; *2* — оливиниты; *3* — мономинеральные и оливинсодержащие клинопироксениты; *4* — верлиты; *5* — клинопироксенит-пегматиты; *6* — габбро роговообманковые; *7* — роговики и кытлымиты; *8* — микроамфиболиты; *9* — зеленые сланцы и порфиритоиды

Массив сложен оливиновыми клинопироксенитами с редкими дайками оливинитов, габброидов и плагиогранит-пегматитов. Клинопироксениты представлены средне- и крупнозернистыми разностями, оливинсодержащими (от 2—3 до 15—20%), реже магнетитсодержащими. Состав клинопироксена Hd_{9-13}, оливина Fa_{15}, железистость клинопироксенитов 14,6—19%, в единичных случаях 29%. В центральной части клинопироксенитового массива наблюдались дайки мощностью до 2 м, зоны дробления в пироксенитах, сцементированные оливинитами и верлитами, и оливинитовые жилки в клинопироксенитах. Оливинит мелкозернистый, слабо серпентинизирован, с железистостью 19—23% и оливином Fa_{18-24}. Контакты с пироксенитом резкие, но в зоне контакта пироксенит обогащается оливином. Четкого зонального строения пироксенитового массива не устанавливается, но центральная часть более обогащена оливинитами. В периферических частях массива встречены жилы пироксенит-пегматитов мощностью до 0,5 м.

Близ западного контакта массива с амфиболитами в делювии найдены глыбы тылаитоподобных пород и конжакитов, а также зоны метасоматической фельдшпатизации. Габбро амфиболовое среднезернистое установлено в юго-западном контакте массива. Широкое развитие кытлымитов указывает на более широкое развитие габброидов на глубине и в северной части массива.

Плагиогранит-пегматиты образуют единичные трещинные жилки до 10 см, приуроченные к субгоризонтальным трещинам отдельности и зонам дробления в пироксенитах. В зоне контакта пироксениты амфиболизированы на глубину 1—2 см.

Массив интерпретирован А. А. Ефимовым [116] как трубообразное цилиндрическое тело, затем как отторженец от массива Денежкина Камня [119]. Отсутствие заметных гравиметрических аномалий над массивом позволяет предполагать, что это крутопадающая интрузивная дунитовая апофиза от центра в районе Денежкина Камня, окруженная клинопироксенитовой оболочкой. Характерно отсутствие милонитизированных пироксенитов.

Сосьвинский габбро-клинопироксенитовый массив размерами 3,5 × 3,2 км расположен в 4 км к югу от границы комплекса на правобережье р. Сосьвы, среди нижнесилурийских вулканитов венлока—лудлова и состоит из нескольких (2—3) вытянутых тел пироксенитов, окруженных габбро. Детально не изучался.

Представления о структуре комплекса Денежкина Камня претерпели серию стандартных для всего пояса изменений. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [262] считал его расслоенным лополитом, А. Н. Заварицкий [135] — куполовидной, но также расслоенной интрузией с дунитовым ядром, пироксенитовыми, габбровыми и гранитными оболочками, Е. П. Молдаванцев [297] и Н. В. Самойлова [367] — многофазной интрузией, А. А. Ефимов [116] — серией ультрамафических блоков, спаянных тылаитами. Наши исследования в целом подтверждают выводы Е. П. Молдаванцева.

Особенностью Денежкинского комплекса является его изометрическая форма, близкая к интрузиям центрального типа, крутое залегание комплекса среди вмещающих пород, подтверждающееся слабым контактовым метаморфизмом, гравиметрическими аномалиями и интенсивным проявлением постмагматической деятельности в габброидах.

Кумбинский комплекс

Кумбинский комплекс располагается в 35 км южнее Денежкинского и в 20 км западнее г. Североуральска, слагая горы Кумбу и Золотой Камень. Комплекс сложен ультрамафитами, габброидами и гранитоидами. Размеры комплекса 34 × 13 км, форма неправильная, вытянутая в северо-восточном направлении (рис. 9).

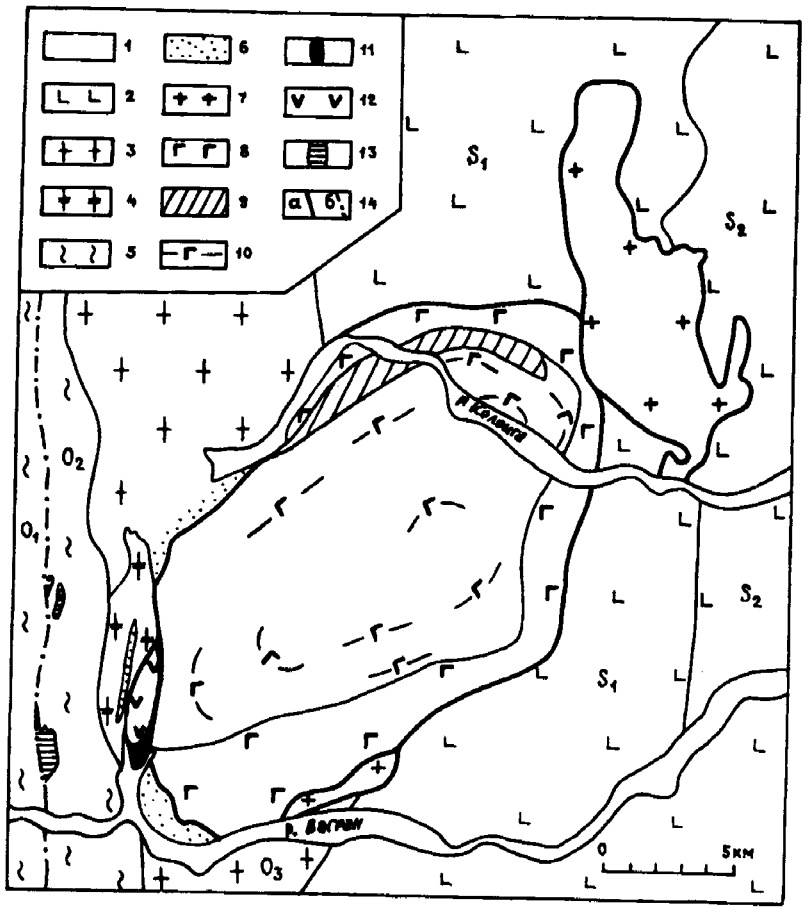


Рис. 9. Кумбинский дунит-габбро-гранитоидный комплекс (материалы Е.В.Свешниковой [369], И.Д.Соболева [382] и В.В.Шалагинова [440] с упрощением):

1 — аллювий; *2* — основные вулканиты, S_{1-2}; *3* — амфиболиты и микроамфиболиты, O_3; *4* — гнейсы; *5* — терригенные слабометаморфизованные сланцы Центрально-Уральского поднятия; *6* — роговики; *7* — диориты и плагиограниты; *8* — габбро и габбро-диориты краевой зоны; *9* — клинопироксениты и меланократовое габбро; *10* — мезократовое габбро; *11* — верлиты и клинопироксениты; *12* — дуниты серпентинизированные; *13* — альпинотипные серпентиниты Салатимского пояса; *14* — контакты: а — интрузивные, б — тектонические

Восточная часть комплекса описана в 1901 г. Е. С. Федоровым и В. В. Никитиным [403], дунитовый массив Гладкой сопки — Л. Дюпарком в 1913 г. [102], западная часть комплекса и дунитовый массив — Г. Л. Падалкой в 1927 г. [324, 325]. Полностью массив закартирован Г. К. Волосюком в 1932 г., впервые установившим расслоенную концентрическую структуру габбрового массива. Е. В. Свешникова в 1952—1954 гг.

провела детальное изучение петрологии массива [369]. В 1971—1974 гг. В. В. Шалагиновым с сотр. составлена карта масштаба 1 : 50 000 западной части массива и вмещающих пород.

Комплекс залегает среди пород состава от амфиболитов и плагиогранитов верхнего ордовика на западе, базальтовых порфиритов и туфов нижнего силура в средней части до базальтовых и андезибазальтовых порфиритов с туфами, туффитами и прослоями карбонатов в восточной части комплекса. Вокруг комплекса развит ореол роговиков, ксенолиты которых встречены в габбро. Вдоль западной части комплекса протягивается полоса микроамфиболитов, а к западу от Гладкой сопки В. В. Шалагиновым [440] установлено поле развития плагиогнейсов, интерпретируемых как доплатиноносные интрузии, но, по нашему мнению, являющихся результатом метаморфизма альбитофиров.

Кумбинский комплекс сложен всеми тремя ассоциациями пород. Ультрамафиты имеют ограниченное распространение и слагают небольшой массив в западном контакте комплекса (Гладкая сопка), а также серию мелких согласных пироксенитовых тел в северной части габбрового массива. Габброиды слагают компактный эллипсовидный собственно Кумбинский массив размерами 25 × 12,5 км с общим северо-восточным простиранием и концентрической структурой. Гранитоиды слагают Покровский массив размерами 16 × 6 км в северо-восточной части комплекса (сиенитодиориты и гранодиориты), имеющий меридиональное простирание, а также небольшие тела в южном контакте комплекса и среди габброидов.

Клинопироксенит-дунитовый массив Гладкой сопки впервые закартирован Л. Дюпарком [102], а позже Г. Л. Падалкой [324], В. В. Шалагиновым с сотр. в 1975 г. и автором в 1974 г. Массив располагается между метаморфическими сланцами на западе и габброидами Кумбинского массива на востоке. В. В. Шалагиновым вдоль контакта прослежены роговики, к западу и северу переходящие в амфиболиты и плагиограниты.

Массив овальной формы размерами 4,5 × 1,0 км имеет меридиональное простирание (рис. 10). В пределах массива устанавливаются три минеральные ассоциации — ультрамафическая, габбровая и серпентинитовая. Ультрамафическая ассоциация представлена дунитами, верлитами, пироксенитами и перекристаллизованными дунитами. Дуниты слагают ядро размерами 3 × 0,7 км, окруженное на юге и востоке верлит-пироксенитовой оторочкой, имеющее зональное строение. В осевой части ядра располагаются 4 участка среднезернистых дунитов размерами до 120 × 300 м, окруженных мелкозернистыми дунитами, образующими поля размерами до 250 × 600 м и 0,5 × 2 км. По периферии ядра располагается кайма протодунитов шириной 100—400 м, переходящая в верлиты. В дунитах известно более 10 хромитовых жил мощностью до 2,5—5 см и длиной до метра, приуроченных к зонам развития среднезернистых дунитов. Простирание жилок широтное, падение крутое восточное. В одном случае встречена дунит-пегматитовая жилка с пеннином до 1,5 см в поперечнике.

Верлит-клинопироксенитовая оболочка шириной от 250 м на востоке до 1150 м на юге сохранилась вдоль восточного и южного окончания массива. Во внутренней зоне оболочки располагаются верлиты шириной от 50—150 м на востоке до 125 м на юге. Мономинеральные пироксениты, слагающие внешнюю часть оболочки шириной от 100 м на востоке до 800 м на юге, нацело милонитизированы, катаклазированы и фельдшпатизированы.

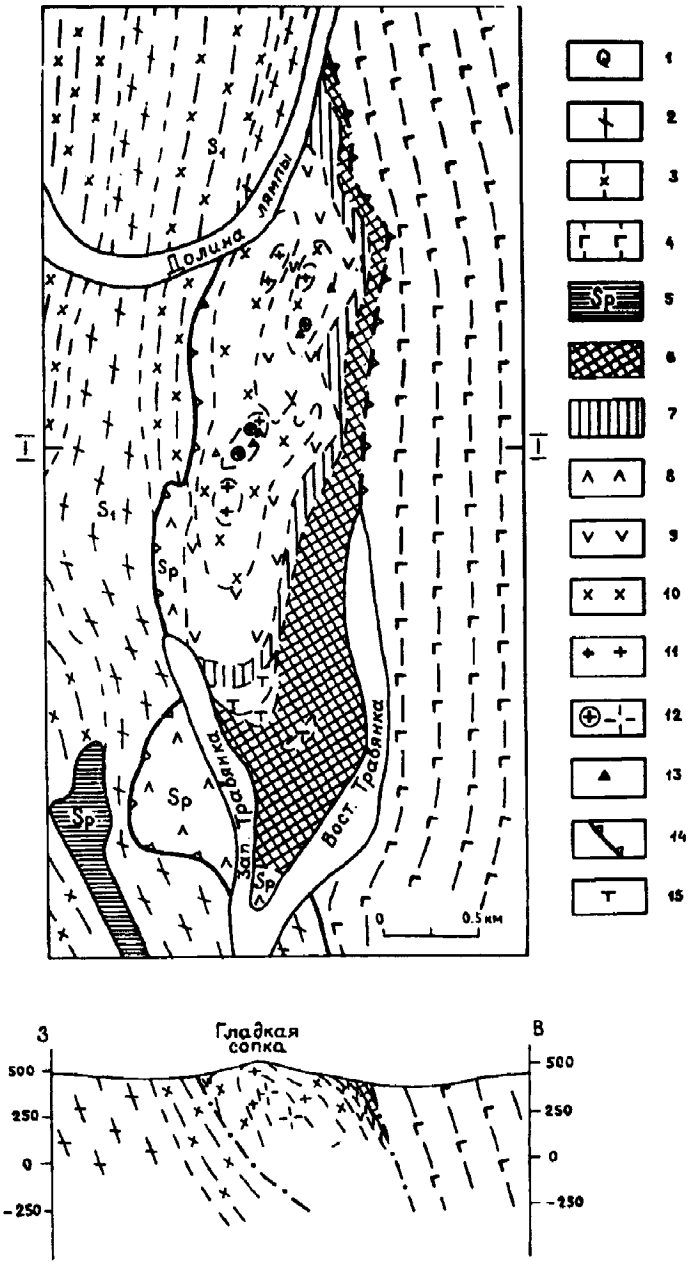


Рис. 10. Пироксенит-дунитовый массив Гладкой сопки (вмещающие породы — материалы В.В.Шалагинова с упрощением):

1 — аллювий; *2* — кытлымиты и амфиболиты; *3* — гнейсы; *4* — рассланцованные и милонитизированные габброиды; *5* — альпинотипные серпентиниты; *6* — клинопироксениты милонитизированные; *7* — верлиты; *8* — серпентиниты недиагностированные; *9* — дуниты тонкозернистые; *10* — мелкозернистые; *11* — среднезернистые; *12* — крупнозернистые; *13* — хромитовые жилки; *14* — надвиги; *15* — тылаиты

Габброиды представлены конжакитами, дайками габбро и габбро-пегматитов. Конжакиты и тылаиты в южном окончании массива образуют поля шириной до 250 м. Дайки габбро и гладкаитов секут дуниты без признаков активного взаимодействия. Возможно, к этой ассоциации относятся также многочисленные субвертикальные широтные жилки зеленого пеннина мощностью до 1—2 см.

Лизардитовая серпентинизация от сильной до средней. Вдоль западного тектонического контакта полосой до 150 м развиты антигоритовые серпентиниты.

Положение оболочки и типы дунитов свидетельствуют, что это слабоэродированный куполовидный дунитовый массив с верлит-пироксенитовой оболочкой мощностью около 100 м. Массив интенсивно милонитизирован вдоль восточного контакта, что связывается с механическим воздействием при внедрении габбро. Зона нарушения имеет почти линейный характер и крутое падение. Западный контакт массива также тектонический, о чем свидетельствует отсутствие пироксенитов, аномально близкое к контакту положение перекристаллизованных дунитов и интенсивная серпентинизация вдоль контакта.

Князьпинский комплекс

Комплекс размерами 19 × 12 км располагается в 6 км южнее Кумбинского, имея в центре Князьпинское озеро, и сложен ультрамафитами, габброидами и гранитоидами. Комплекс изучался К. И. Асташенко в 1934 г., Р. А. Сюткиной и М. Ф. Заболотской в 1952 г., Ю. С. Каретиным и Л. Т. Каретиной в 1960—1961 гг., составившими карты масштаба 1 : 50 000 [382, 383] (рис. 11).

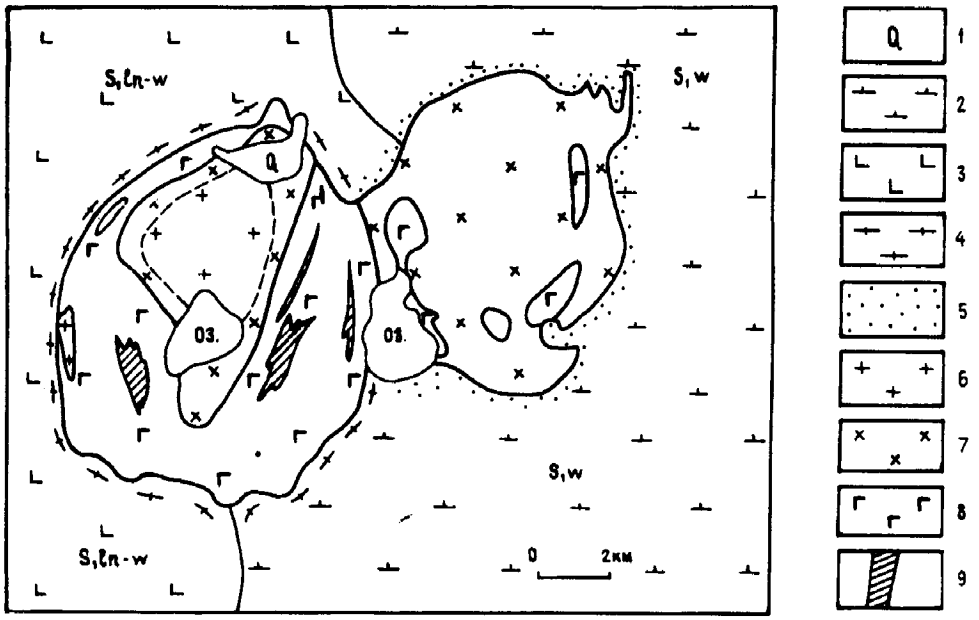


Рис. 11. Князьпинский пироксенит-габбро-гранитоидный комплекс (материалы Ю.С.Каретина с упрощением):

1 — аллювиальные и озерные отложения; *2* — вулканиты павдинской свиты, S_1w; *3* — диабазовая свита, S_{1n-w}; *4* — микроамфиболиты; *5* — роговики; *6* — плагиограниты; *7* — диориты, кварцевые диориты; *8* — габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты; *9* — клинопироксениты

Комплекс располагается на границе между базальтовыми порфиритами и туфами лландовери и андезитовыми и андезибазальтовыми порфиритами венлока, активно их метаморфизует, превращая в роговики, кытлымиты, а в западной части — амфиболиты. Ю. С. Каретин выделяет четыре группы ассоциаций пород: габбро и пироксениты, диориты и кварцевые диориты, плагиограниты и аляскиты.

Ультрамафиты, представленные клинопироксенитами и перидотитами, слагают линзовидные тела до 2 км^2 и полосы мощностью 20 м и длиной до 550 м среди габброидов южной половины массива и считаются сингенетичными габброидами. Отмечаются постепенные переходы между габбро и пироксенитами, дайкообразные тела габбро-пироксенитов, прорывающие габбро-нориты и ксенолиты вмещающих оливиновых габбро в пироксенитах(?).

Габброиды слагают овальный массив размерами 11 × 12 км с четким концентрическим строением и резкими контактами, сложенный трахитоидными биотитовыми габбро-норитами, в центре и восточной половине с линзовидными телами оливиновых габбро, полосами и линзами пироксенитов и рудных перидотитов. Трахитоидность согласна с формой массива и круто падает к его центру. На контакте с габбро эффузивы ороговикованы в полосе шириной до 1 км. На северном и южном контактах развиты амфиболиты.

Диориты и кварцевые диориты слагают два массива. Западный Князьпинский массив располагается почти в центре габбро-ультрамафического массива, имеет концентрическое строение с ядром размерами 3,6 × 5,0 км, сложенным плагиогранитами и оторочкой кварцевых диоритов шириной до 1 км.

По Ю. С. Каретину, комплекс представляет вертикальный трубообразный шток габбро-норитов, прорывающий вулканогенные отложения нижнего силура. Верхний возрастной предел — верхний лудлов. Комплекс является типичной интрузией центрального типа, осложненной боковой интрузией кварцевых диоритов. Крутопадающее положение основной части комплекса подтверждается положением контактов, согласной полосчатостью и трахитоидностью и гравиметрическими наблюдениями. Комплекс не нарушает структуру вмещающих пород, активно метаморфизует их и содержит ксенолиты ороговикованных вулканитов.

Кытлымский комплекс

Комплекс размерами 48 × 40 км располагается в 40 км к югу от Князьпинского вокруг пос. Кытлым и состоит из нескольких ультрамафических, габброидных и гранитоидных массивов, располагающихся среди основных вулканитов верхнего ордовика на западе до венлока на востоке (рис. 12).

Кытлымский комплекс изучался на протяжении последних 150 лет. М. Карпинский в 1835 г. [235] составил первую геологическую карту комплекса, Э. Гофман в 1865 г. [92], А. М. Зайцев в 1898 г. [140] и Г. П. Михайловский в 1898 г. [296] дали краткое описание пород. Л. Дюпарк с сотр. в 1902 и 1905 гг. [480, 481] составили геологическую карту комплекса с детальным петрографическим описанием пород, взаимоотношений между ними и выводами о генезисе комплекса. Н. А. Успенский в 1952 г. [307] предложил метасоматическую гипотезу формирования пород комплекса. О. А. Воробьева и др. в 1962 г. [82] дали детальное

Комплекс располагается на границе между базальтовыми порфиритами и туфами лландовери и андезитовыми и андезибазальтовыми порфиритами венлока, активно их метаморфизует, превращая в роговики, кытлымиты, а в западной части — амфиболиты. Ю. С. Каретин выделяет четыре группы ассоциаций пород: габбро и пироксениты, диориты и кварцевые диориты, плагиограниты и аляскиты.

Ультрамафиты, представленные клинопироксенитами и перидотитами, слагают линзовидные тела до 2 км^2 и полосы мощностью 20 м и длиной до 550 м среди габброидов южной половины массива и считаются сингенетичными габброидами. Отмечаются постепенные переходы между габбро и пироксенитами, дайкообразные тела габбро-пироксенитов, прорывающие габбро-нориты и ксенолиты вмещающих оливиновых габбро в пироксенитах(?).

Габброиды слагают овальный массив размерами 11 × 12 км с четким концентрическим строением и резкими контактами, сложенный трахитоидными биотитовыми габбро-норитами, в центре и восточной половине с линзовидными телами оливиновых габбро, полосами и линзами пироксенитов и рудных перидотитов. Трахитоидность согласна с формой массива и круто падает к его центру. На контакте с габбро эффузивы ороговикованы в полосе шириной до 1 км. На северном и южном контактах развиты амфиболиты.

Диориты и кварцевые диориты слагают два массива. Западный Князьпинский массив располагается почти в центре габбро-ультрамафического массива, имеет концентрическое строение с ядром размерами 3,6 × 5,0 км, сложенным плагиогранитами и оторочкой кварцевых диоритов шириной до 1 км.

По Ю. С. Каретину, комплекс представляет вертикальный трубообразный шток габбро-норитов, прорывающий вулканогенные отложения нижнего силура. Верхний возрастной предел — верхний лудлов. Комплекс является типичной интрузией центрального типа, осложненной боковой интрузией кварцевых диоритов. Крутопадающее положение основной части комплекса подтверждается положением контактов, согласной полосчатостью и трахитоидностью и гравиметрическими наблюдениями. Комплекс не нарушает структуру вмещающих пород, активно метаморфизует их и содержит ксенолиты ороговикованных вулканитов.

Кытлымский комплекс

Комплекс размерами 48 × 40 км располагается в 40 км к югу от Князьпинского вокруг пос. Кытлым и состоит из нескольких ультрамафических, габброидных и гранитоидных массивов, располагающихся среди основных вулканитов верхнего ордовика на западе до венлока на востоке (рис. 12).

Кытлымский комплекс изучался на протяжении последних 150 лет. М. Карпинский в 1835 г. [235] составил первую геологическую карту комплекса, Э. Гофман в 1865 г. [92], А. М. Зайцев в 1898 г. [140] и Г. П. Михайловский в 1898 г. [296] дали краткое описание пород. Л. Дюпарк с сотр. в 1902 и 1905 гг. [480, 481] составили геологическую карту комплекса с детальным петрографическим описанием пород, взаимоотношений между ними и выводами о генезисе комплекса. Н. А. Успенский в 1952 г. [307] предложил метасоматическую гипотезу формирования пород комплекса. О. А. Воробьева и др. в 1962 г. [82] дали детальное

описание петрографии комплекса, В. А. Решитько в 1960 г. [353] закартировал Косьвинский массив. А. А. Ефимовым, Л. П. Ефимовой и Т. И. Кууспалу в 1967 г. составлена карта масштаба 1 : 50 000 всего комплекса и дано его детальное описание [120]. Автор в 1974, 1976, 1980 и 1984 гг. изучал дунитовые массивы комплекса [183, 184, 195, 518].

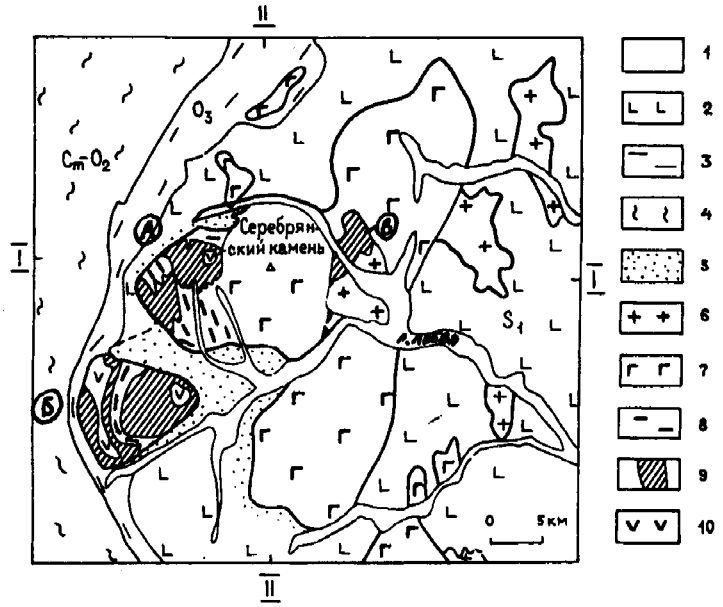


Рис. 12. Кытлымский ультрамафит-габбро-гранитоидный комплекс (материалы И.Д.Соболева [382], А.А.Ефимова и Л.П.Ефимовой [120] с упрощением):

1 — аллювий; *2* — базальты и порфириты, S; *3* — диабазы, их туфы и кремнистые сланцы, O_3; 4 — терригенные сланцы Центрально-Уральского поднятия; *5* — роговики и кытлымиты; *6* — гранитоиды; *7* — габбро-нориты, габбро, анортит-роговообманковое и оливиновое габбро; *8* — конжакиты и тылаиты; *9* — верлиты и клинопироксениты; *10* — дуниты; ультрамафические массивы: *А* — Конжаковский, *Б* — Косьвинский, *В* — Валенторский

Ультрамафиты слагают Косьвинский, Конжаковский и Валенторский массивы и несколько мелких тел в габброидах. Габброиды слагают три крупных лепестковидных соединяющихся массива общими размерами 47 × 18 км, сложенных габбро-норитами, оливиновыми и роговообманковыми габбро. Габбро-нориты слагают почти полностью Валенторский массив, северную часть Серебрянского массива и восточную периферию Сухогорского массива. Оливиновые габбро образуют линзовидные тела размерами до 1,5 × 7 км в северной части Валенторского массива, южную часть Серебрянского массива и почти весь Сухогорский массив. Наконец, анортит-роговообманковые ("серебрянские") габбро слагают три тела в Валенторском массиве, центральную часть Сухогорского массива и изометричное тело размерами 9 × 6 км в осевой зоне Серебрянского массива. В габбро-норитах хорошо выражена согласная трахитоидность, а в оливиновых анортит-роговообманковых габбро — полосчатость. Габброиды метаморфизуют вмещающие вулканиты до пироксен-плагиоклазовых роговиков и кытламитов. По А. А. Ефимову [120], оливиновые габбро развиваются по габбро-норитам, анортит-роговообманковые габбро — по тем и другим. Габброиды интрузивно рассекают ультрамафиты, содержат ксенолиты пироксенитов и вызывают их фельдшпатизацию с образованием конжакитов и тылаитов.

Многочисленные мелкие тела роговообманковых соссюритизированных габброидов в западной части комплекса располагаются на контакте между ультрамафитами и вмещающими породами или во вмещающих породах, образуя полукольцевую дайку вокруг Конжаковского массива, и сопровождаются ореолами кытлымитов.

Гранитоиды представлены диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, образующими несколько массивов в восточной части. Валенторский плагиогранитный массив располагается в геометрическом центре комплекса, имеет размеры 6 × 12 км и сложную форму. Массив прорывает пироксениты, габбро-нориты и оливиновые габбро и содержит их многочисленные ксенолиты, подвергшиеся слабой амфиболизации. Остальные гранитоидные массивы располагаются либо на восточном контакте габброидов, либо во вмещающих вулканитах. Размеры наиболее крупных из них до 5 × 12 км.

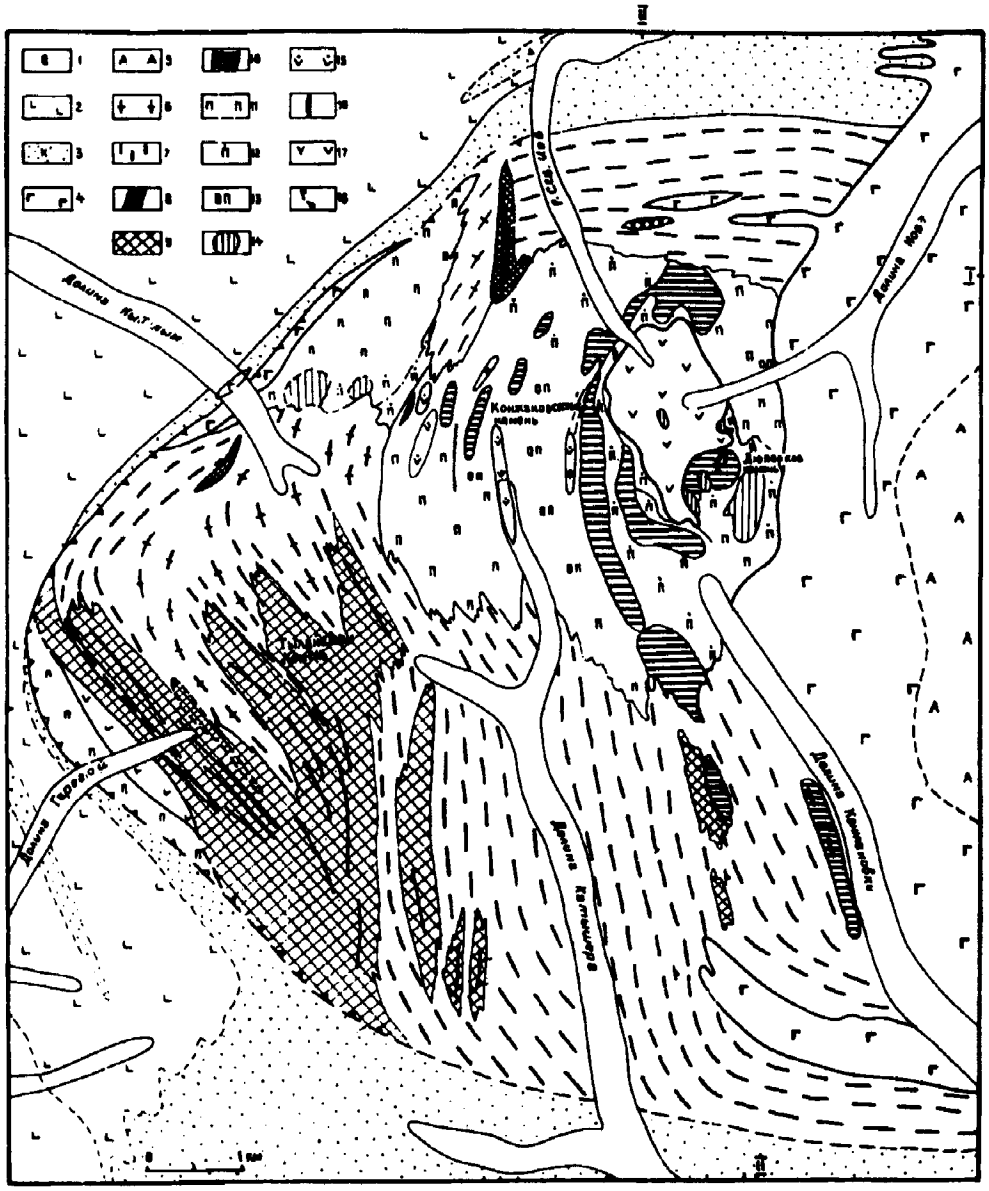
Конжаковский дунит-клинопироксенитовый массив является сложным гетерогенным образованием округло-треугольной формы размерами 8 × 11 км, располагающимся в западной части Кытлымского комплекса, где он слагает горы Конжаковский и Тылайский Камень. Массив изучали Л. Дюпарк и Ф. Пирс [480, 481], А. А. Ефимов с сотр. [120] и автор. Массив состоит из пород трех ассоциаций — ранней ультрамафической, представленной серией пород от клинопироксенитов до дунитов и продуктов их перекристаллизации; габброидной, представленной конжакитами и тылаитами, развитыми по пироксенитам, в северной и восточной частях массива, и серпентинитовой ассоциацией. На востоке массив срезается габброидами, на севере и юге окружен полукольцевой габбровой интрузией, на юге — кытлымитами с мелкими телами роговообманковых габбро (рис. 13, *а*, *б*). К западу от массива располагаются диабазовые порфириты верхнего ордовика, их туфы и туффиты с редкими прослоями кремнистых сланцев. Близ контакта эти породы зеленокаменно изменены, местами ороговикованы или превращены в кытлымиты. Западный контакт массива тектонический.

Ультрамафиты в пределах Конжаковского массива сохранились в виде трех более или менее крупных полей и нескольких мелких участков среди тылаитов и конжакитов. Западное поле размерами 4 × 6,3 км имеет сложные очертания с выклиниванием типа конского хвоста к северу. Простирание полосчатости субмеридиональное с веерообразным разворотом к северо-западу. Преобладающие пироксениты представлены мономинеральными и оливинсодержащими разностями, близ силлов переходящими в оливиновые пироксениты, верлиты и диопсидовые дуниты. Пироксениты массивные среднезернистые, но чаще порфировидные милонитизированные, местами до ультрамилонитов, ранее описывавшихся как дайки "гареваитов" или как "роговики". Тылаиты и конжакиты образуют согласные прослоевидные тела, ориентированные согласно с залеганием вмещающих пород и развивающиеся по пироксенитам. Среди пироксенитов располагается серия параллельных узких верлит-дунитовых силловидных тел, окруженных пироксенитами и содержащих пропластки тылаитов. Ультрамафические силлы мощностью от первых метров до 300 м при длине до 2,5 км имеют зональное строение с уменьшением содержания пироксена к центру силлов, особенно большой мощности. Силлы залегают согласно с полосчатостью тылаитов, падая к центру массива под углом 15—40° на восток и северо-восток.

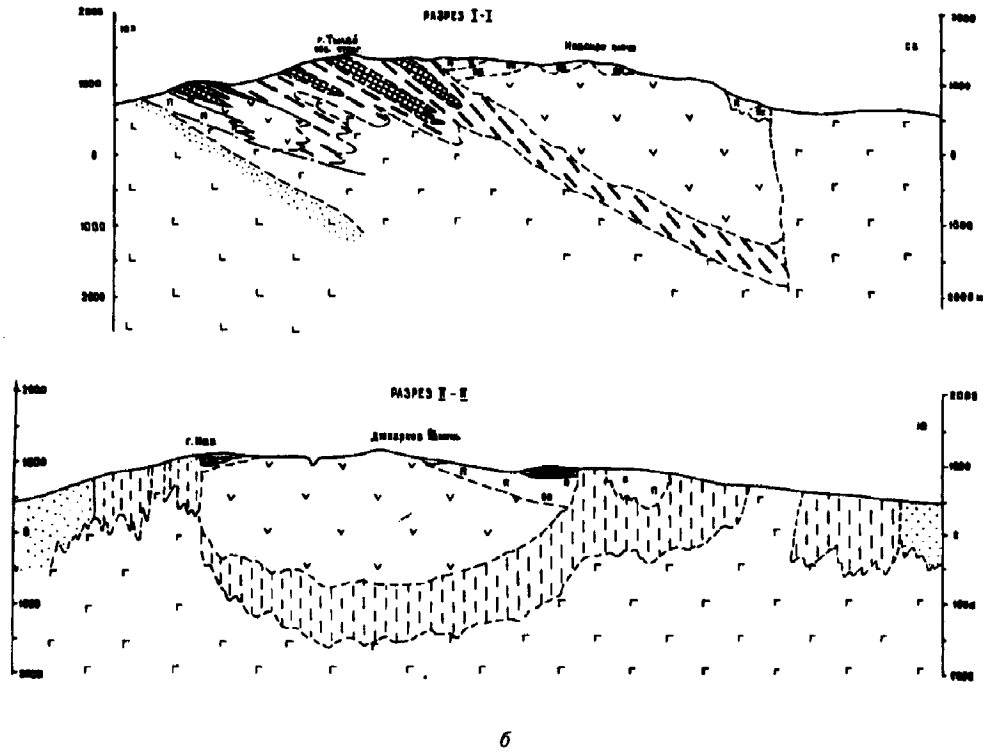
Северо-западное клинопироксенитовое тело располагается параллельно северо-западному контакту, имеет размеры 1,1 × 3,1 км, северо-восточное

простирание и линзовидную форму. Тело сложено мономинеральными пироксенитами, на юге — верлитами и оливинсодержащими пироксенитами, на юге и востоке замещается тылаитами и конжакитами, на северо-западе срезается кольцевой габброидной дайкой. В отличие от западного, тело почти не милонитизировано.

Восточное клинопироксенитовое поле размерами 4,5 × 5,0 км изометрической формы слагает вершину Конжаковского Камня и его восточный склон до контакта с габброидами. С востока тело срезается габбровой



а



б

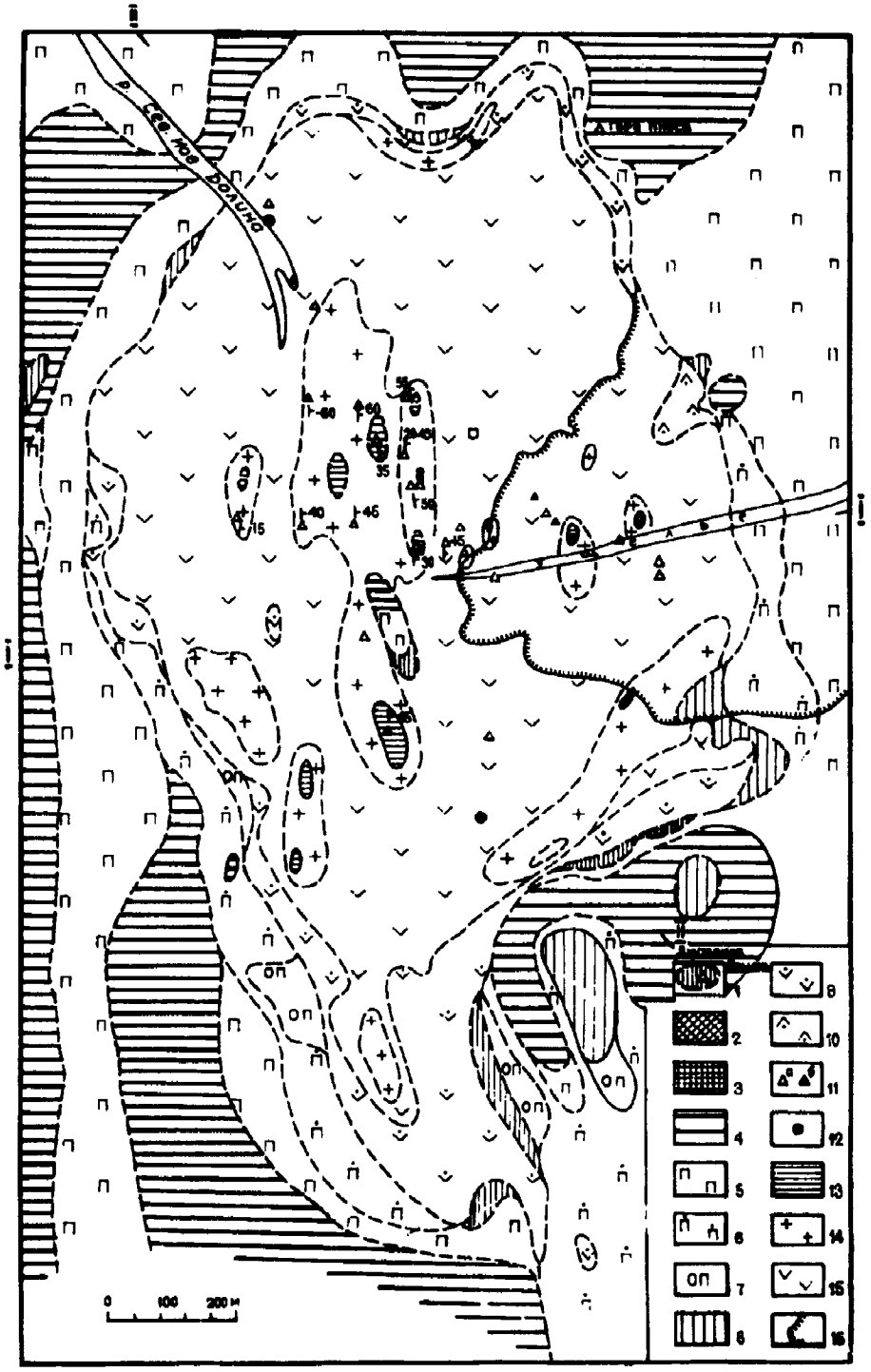
Рис. 13. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Конжаковского пироксенит-дунитового массива (материалы А.А.Ефимова и Л.П.Ефимовой [120] с дополнениями автора):

1 — аллювий; *2* — основные вулканиты, O_3—S_1; *3* — кытлымиты и роговики; *4* — габбро пироксеновое, амфиболовое и оливиновое; *5* — амфибол-анортитовое габбро; *6* — тылаиты; *7* — конжакиты и габбро-конжакиты; *8* — милонитизированные клинопироксениты и конжакиты; *9* — порфировидные милонитизированные клинопироксениты; *10* — клинопироксениты магнетитовые; *11* — мономинеральные среднезернистые; *12* — оливинсодержащие; *13* — оливиновые; *14* — верлиты; *15* — дуниты диопсидовые; *16* — силлы и дайки дунитов, оливинитов и верлитов; *17* — дуниты; *18* — зона надвига

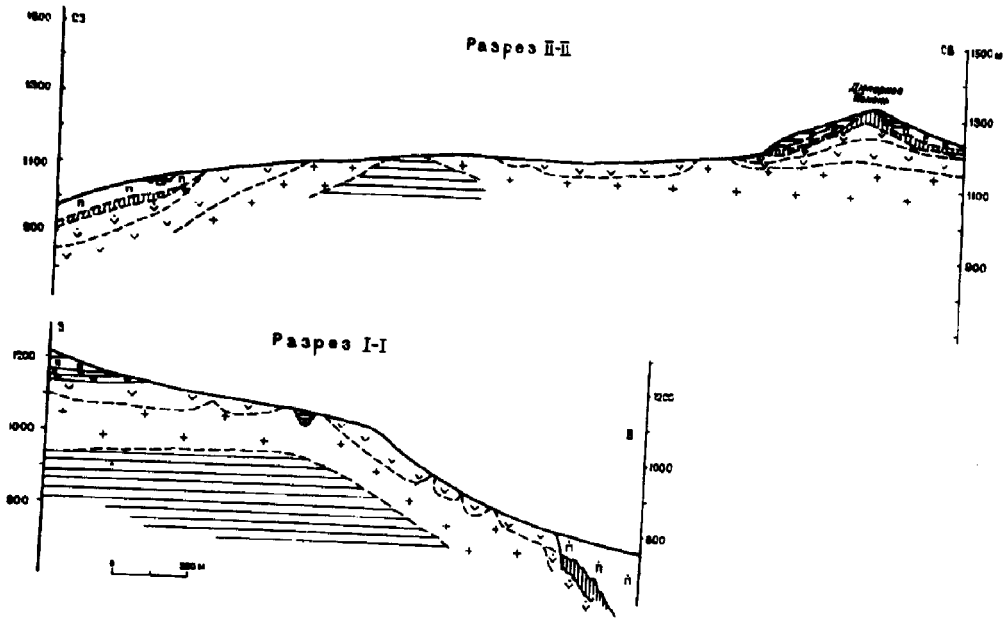
интрузией, с остальных сторон замещается тылаитами и конжакитами. Поле сложено клинопироксенитами, ближе к вершине и вокруг выходов дунитов — оливиновыми и оливинсодержащими пироксенитами. Магнетитовые и магнетитсодержащие пироксениты и косьвиты располагаются преимущественно в восточной части поля и образуют несколько мелких участков вокруг вершины Конжаковского Камня. Верлиты, кроме небольших самостоятельных тел в поле пироксенитов, где они фиксируют периферические и апикальные зоны дунитовых даек и силлов, узким прерывистым кольцом окружают Иовское дунитовое тело и образуют выходы в восточной части тела.

Дунитовые тела представлены Иовским и несколькими мелкими выходами в восточной части массива.

Иовское дунитовое тело имеет форму перевернутой груши размерами 1300 × 2400 м и полностью залегает среди верлитов и пироксенитов (рис. 14, *а*, *б*). Дунитовое тело открыто, закартировано, изучено Л. Дюпарком и его сотр., А. А. Ефимовым и Л. П. Ефимовой [120] изучен состав дунитов, установлено увеличение железистости дунитов (метадуни-



а



б

Рис. 14. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Иовского дунитового тела:
1 — аллювий; *2* — клинопироксениты милонитизированные; *3* — бронзититы; *4* — клинопироксениты магнетитовые; *5* — мономинеральные; *6* — оливинсодержащие; *7* — оливиновые; *8* — верлиты; *9* — дуниты диопсидовые и диопсидсодержащие; *10* — энстатитовые и энстатитсодержащие; *11* — хромитовые жилки: а — густовкрапленные, б — сливные с ксенолитами дунита; *12* — дунит-пегматиты; *13* — дуниты рекристаллизованные среднезернистые; *14* — мелкозернистые; *15* — протодуниты и милонитизированные дуниты; *16* — край Иовской пропасти

тов, по их терминологии) к контактам с пироксенитами. В. Г. Фоминых и др. [418] продемонстрировал концентрическую зональность на основании большого количества анализов и определения содержания магнетита. В. С. Шаршов и С. М. Гордеев в 1978 г. провели картирование тела в масштабе 1 : 2000 и буровые работы. Автор с В. А. Пономаревым выделил и закартировал типы дунитов и пород обрамления в масштабе 1 : 5000, а также хромитовые тела, пегматиты, зоны с включениями хризотил-асбеста в оливине с уточнением формы дунитового тела и составлением разрезов.

В периферической части дунитового тела развита оторочка диопсидовых и диопсидсодержащих дунитов, постепенно переходящих в верлиты, шириной до 150 м на юге. В северо-восточном контакте развиты энстатитсодержащие и энстатитовые дуниты до такситовых "гарцбургитов" и выход ортопироксенитов. Большая часть тела сложена тонкозернистыми дунитами, образующими кольцо шириной до 450 м. В центральной части, реже у периферии, расположены небольшие (до 250 × 650 м) поля мелкозернистых дунитов, в осевой части с небольшими выходами среднезернистых дунитов. Ультрамафические пегматиты с миаролами и хромдиопсидом встречены в верховьях р. Сев. Иов и у подножия Дюпаркова Камня. Отмечались мелкие тела дунит-пегматитов. Хромитовые тела двух типов — вкрапленные жилки и сплошные массивы, цементирующие обломки дунита, приурочены к центральной части массива. Густовкрапленные жилки образуют полоски, иногда смятые в складки с углами падения на

восток от 15 до 50°. Спорадически развиты секущие маломощные хромдиопсидовые, реже энстатитовые жилки. Характерны рассеянные включения хризотил-асбеста в оливине. Дуниты близ контакта с габброидами интенсивно милонитизированы и содержат реликты крупнозернистого оливина. Серпентинизация дунитов незначительная (2—30%), за исключением крутых контактов с пироксенитами, где развиты серпентиниты с жилками хризотил-асбеста. На поверхности и по скважинам на горизонте 1200 м сохранились реликты охристой коры выветривания дунитов мощностью до 10 м. Взаимоотношения пироксенитов с дунитами двойственные. Преобладают постепенные переходы от дунитов через верлиты в оливиновые клинопироксениты, или от дунитов через энстатитовые дуниты и гарцбургиты к бронзититам, но столь же обильна серия жил, жилок и штокверковых зон оливинитов и диопсидовых дунитов в пироксенитах и оливиновых пироксенитах. В северо-восточной части и по бортам Иовской пропасти наблюдаются пироксенитовые "клинья", сопровождающиеся брекчией клинопироксенитов в дунитах. В центре дунитового тела бурением установлен "блок" магнетитсодержащего пироксенита размерами около 50 × 250 м, в южной части переходящего в верлит. Жил и даек каких-либо пород в дунитах не обнаружено.

Отстройка разрезов показывает, что Иовское тело представляет слабо эродированный выход дунитов с кровлей, полого поднимающейся к вершине Конжаковского Камня, осложненный в зоне контакта жилами оливинитов, ксенолитами и клиньями пироксенитов (см. рис. 14, *б*). На прикровлевую зону наложилась интенсивная милонитизация, фиксируемая милонитизированными дунитами и пироксенитами. Эрозионный срез дунитов оценивается по разрезам на плато в 100 м, в ущелье Иовской пропасти — в 300—350 м.

Габбровая ассоциация пользуется широким распространением в массиве и представлена интрузивными телами габбро, габбро-норитов, амфиболовых и оливиновых габбро, зонами и полями тылаитов и конжакитов. Самостоятельно габбровые тела развиты в северной и южной частях массива в ореоле кытлымитов, полукольцом окружающих массив. Преобладают амфиболовые среднезернистые соссюритизированные габбро. По р. Крутобереговой вдоль контакта между кытлымитами и пироксенитами установлено узкое габбровое тело, а частично амфиболизированные пироксениты зоны контакта брекчированы и сцементированы габбро.

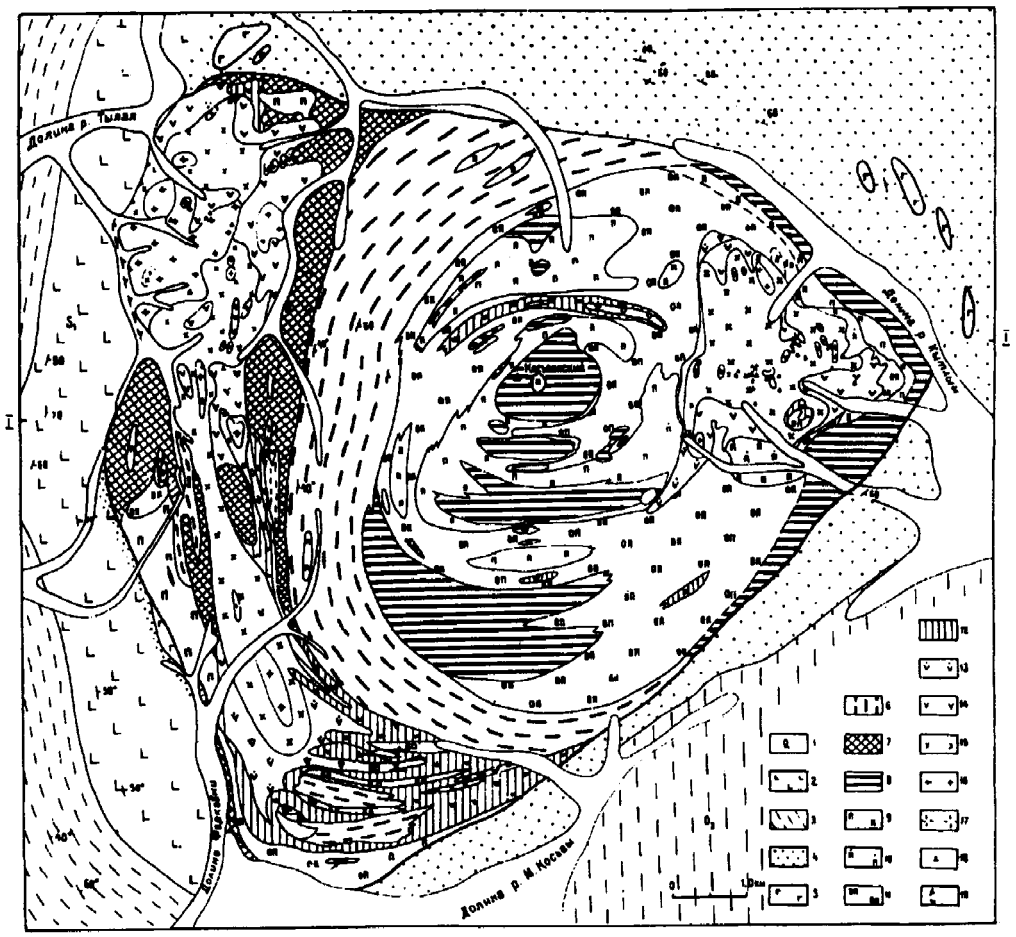
Конжакиты и тылаиты слагают около половины площади Конжаковского массива и широко развиты в его южной, северной и северо-западной части, где образуют широкие поля, зоны и полосы среди пироксенитов. Породы по составу варьируют от пироксенитов с редкими короткими жилками плагиоклаза до полосчатых и массивных габброподобных пород и порфировидных оливиновых тылаитов западной части Тылайского Камня, содержат реликты пироксенита, реже оливинита, в виде прослоев, останцев и реликтовых полосок.

А. Н. Заварицкий [135] считал Конжаковский массив частью расслоенной интрузии, А. А. Ефимов [120] — реликтовыми останцами дунитов, замещаемых снизу пироксенитами и габброидами. По нашим данным, это дунитовый гарполит с хвостообразным выклиниванием к западу в виде дунитовых силлов, окруженный клинопироксенитовой оболочкой и тылаитами кольцевой габбровой интрузии, подвергшийся вдоль внутренних контактов с габбро интенсивной милонитизации и фельдшпатизации. Более молодые тектонические движения выразились в срыве по западным контактам и малоамплитудном надвиге на вмещающие породы.

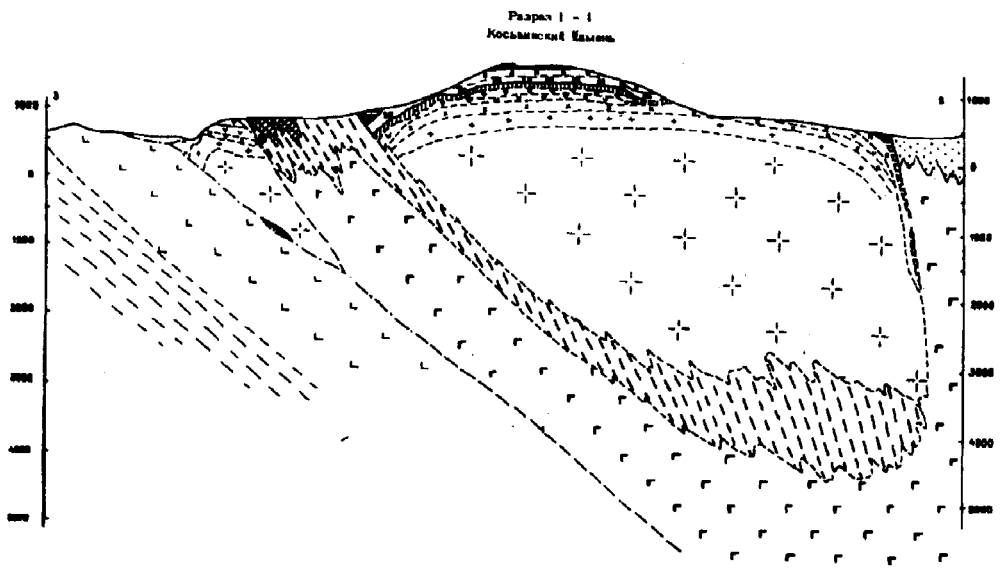
В целом массив представляется в виде конусообразного тела диаметром около 10—12 км, расколотого и раздвинутого габброидами, подрезанного ими снизу и интенсивно замещаемого конжакитами и тылаитами.

От других массивов пояса Конжаковский отличается широким развитием силловых фаций дунитов и интенсивной фельдшпатизацией, максимальной из известных в крупных массивах пояса.

Валенторский клинопироксенитовый массив располагается почти в геометрическом центре комплекса на стыке трех габбровых лепестковидных массивов, имеет размеры 3 × 7 км и неправильно-удлиненную форму. Западный контакт линейный. Массив с запада срезается габброидами Серебрянского массива, с севера и северо-востока — габброидами, с юго-запада — плагиогранитами. Ксенолиты клинопироксенитов содержатся в габброидах и плагиогранитах, сам массив представляет крупный ксенолит ультрамафитов в габброидах, интрудированный плагиогранитами. Клинопироксениты средне- и крупнозернистые — мономинеральные и оливинсодержащие. По нашему мнению, Валенторский массив представляет восточную отколотую часть Конжаковского массива, прорванного габброидами Серебрянского массива.



а



б

Рис. 15. Геологическая карта *(а)* и разрез *(б)* Косьвинского пироксенит-дунитового массива:
1 — аллювий; *2* — диабазы хлоритизированные, O_3—S_1; *3* — зеленые сланцы, O_3—S_1; *4* — кытлымиты; *5* — габбро амфиболовые; *6* — тылаиты и конжакиты; *7* — клинопироксениты милонитизированные; *8* — магнетитовые и косьвиты; *9* — мономинеральные; *10* — оливинсодержащие; *11* — оливиновые; *12* — верлиты; *13* — дуниты диопсидсодержащие и диопсидовые; *14* — протодуниты; *15* — дуниты мелкозернистые; *16* — среднезернистые; *17* — крупнозернистые; *18* — хромитовые жилки; *19* — надвиги

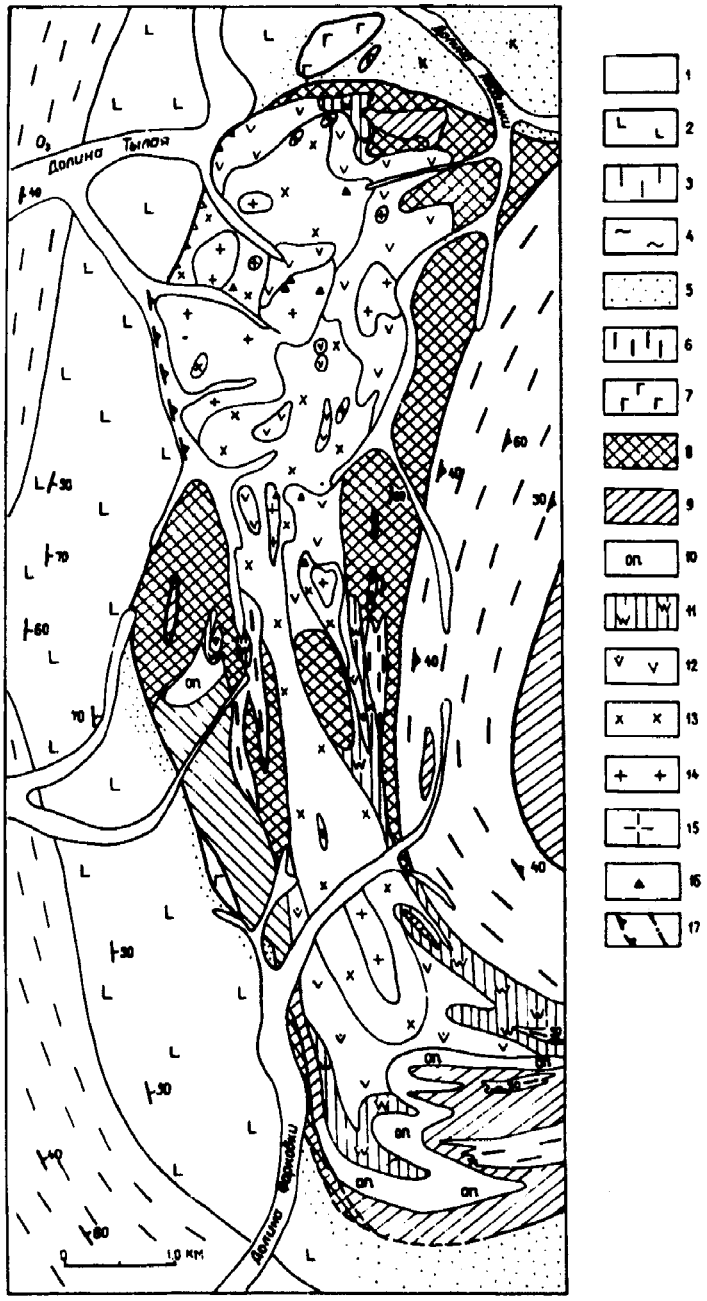
Косьвинский клинопироксенит-дунитовый массив располагается изолированно в юго-западной части Кытлымского комплекса, на современном срезе имеет треугольную форму и размеры 11 × 11,5 км, слагая полностью массив Косьвинского Камня (рис. 15). Массив детально изучался Л. Дюпарком и Ф. Пирсом [480, 481], В. А. Решитько [353], А. А. Ефимовым и Л. П. Ефимовой [120] и автором, которым проведена серия маршрутов через Косьвинский Камень, а его западная и восточная части закартированы в масштабе 1 : 25 000 и 1 : 10 000.

Массив сложен дунитами, пироксенитами, конжакитами и тылаитами с ограниченным развитием габброидов и располагается среди хлоритизированных диабазов верхнего ордовика на западе и кытлымитов с остальных сторон. В пределах Косьвинского массива выделяются пять групп минеральных ассоциаций: ультрамафическая, габброидная, плагиогранитная, иситовая и серпентинитовая, с ограниченным распространением трех последних.

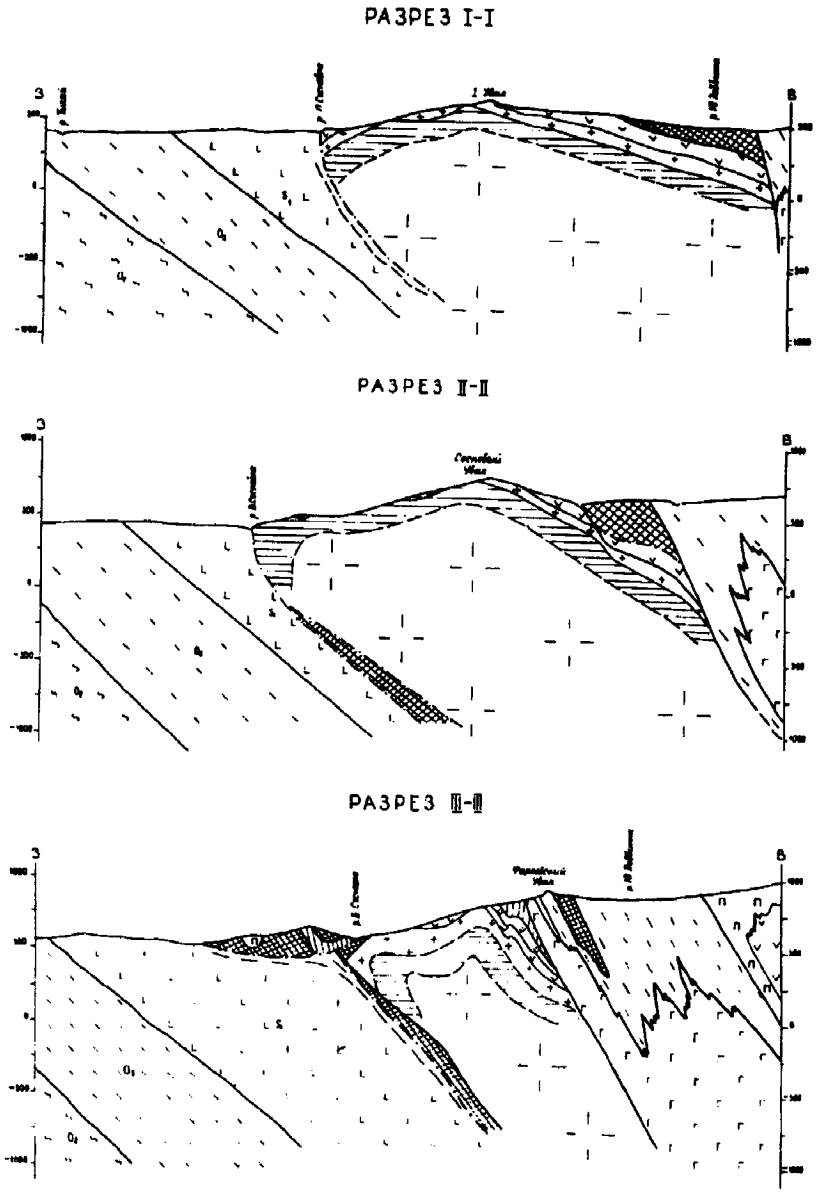
Ультрамафическая ассоциация слагает 90% площади массива и представлена ультрамафитами и продуктами их перекристаллизации. Ультрамафитовый массив рассечен дугообразной, выгнутой на запад конжакит-тылаитовой зоной, на две неравные части — западную Сосновскую и восточную — собственно Косьвинскую. В пределах западной части массива располагается Сосновское дунитовое тело, в пределах восточной — Юдинское дунитовое тело.

Сосновское дунитовое тело впервые закартировано Л. Дюпарком и Ф. Пирсом [480, 481], затем А. А. Ефимовым и др. [120] в масштабе 1 : 50 000 и

автором с В. А. Пономаревым в 1984 г. в масштабе 1 : 25 000. Сосновское тело размерами 11,0 × 2,5—3,0 км имеет меридиональное простирание, на западе граничит по тектоническому контакту с хлоритизированными диабазами, на севере и юге с кытлымитами, на востоке с тылаитами и состоит



а



б

Рис. 16. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Сосновского пироксенит-дунитового тела (породы обрамления по А.А.Ефимову и Л.П.Ефимовой [120]):

1 — аллювий; *2* — хлоритизированные диабазы, O_3; *3* — зеленые сланцы, O_{1-2}; *4* — терригенные сланцы Центрально-Уральского поднятия; *5* — кытлымиты; *6* — конжакиты и тылаиты; *7* — габбро; *8* — клинопироксениты милонитизированные; *9* — среднезернистые; *10* — оливиновые; *11* — верлиты; *12* — дуниты тонкозернистые и диопсидсодержащие; *13* — мелкозернистые; *14* — среднезернистые; *15* — крупнозернистые; *16* — хромитовые жилы; *17* — надвиги и разломы

из дунитового ядра гантелевидной формы и прерывистой пироксенитовой оболочки с ограниченным развитием тылаитов и конжакитов (рис. 16, *а*, *б*).

Клинопироксенитовая оболочка отсутствует на северо-западном контакте тела. На западном контакте ширина ее достигает 1,2 км, на северном — до 1 км, восточном — 0,8 км, южном — 2,3 км. В осевой части тела среди дунитов наблюдается останец пироксенитов размерами 1,2 × 0,4 км. В южной и на большей части восточного и северного окончаний массива наблюдается фациальный переход от дунитов к пироксенитам через зоны диопсидовых дунитов и верлитов. Контакт с пироксенитовой оторочкой на западе и по р. Лобвинке резкий тектонический. Пироксениты представлены мономинеральными клинопироксеновыми, оливинсодержащими и оливиновыми разностями, в меньшей степени магнетитсодержащими. Оливиновые пироксениты преобладают на южном окончании массива и образуют небольшие тела среди мономинеральных. Преобладают милонитизированные и порфирокластические пироксениты, на западном и северном окончаниях с небольшими (до 3,0 × 0,5 км) участками массивных среднезернистых разностей.

Дунитовое ядро в северной части Сосновского тела имеет размеры 5 × 2,3 км, в южной — 4,5 × 1,3 км. Южная Фарковская часть дунитового ядра симметрично-зональна со среднезернистыми дунитами в осевой части (поле 1,2 × 0,35 км), с ореолом мелкозернистых дунитов шириной до 0,4 км и диопсидсодержащих протодунитов шириной до 0,7—1,0 км, постепенно переходящих в верлиты. Сосновская часть дунитового ядра асимметрично-зональна. В западной и восточной половине ее располагаются два поля среднезернистых дунитов размерами 2,0 × 1,6 и 0,4 × 1,6 км. Большая часть ядра сложена мелкозернистыми дунитами. Протодуниты образуют краевую зону шириной до 0,3 км на северной, до 1,2 км на восточной и 0,7 км на южной периферии ядра, отсутствующую на западном контакте. В осевой части ядра вдоль водораздельного хребта наблюдаются небольшие выходы мелкозернистых дунитов и протодунитов.

Хромитовые концентрации имеют ограниченное развитие и встречены только в северном раздуве ядра. Гальки и обломки хромита широко развиты в аллювии и в отвалах правых притоков р. Сосновки. Хромиты средне- и крупнозернистые, густовкрапленные и сплошные, в меньшей степени тонко- и мелкозернистые, средневкрапленные. В коренных обнажениях встречено 5 жилок, тяготеющих к осевой части ядра, к полям развития мелко- и среднезернистых дунитов.

Дуниты Сосновского тела в северной части массива вдоль контакта с хлоритизированными диабазами неравномерно серпентинизированы, вплоть до серпентинитов и серпентинитовых сланцев. К зонам пересечения меридионального и широтных разломов приурочены зоны развития хризотил-асбеста. В отвалах перемытого аллювия встречаются обломки габбро-пегматитов и иситов.

Восточная часть Косьвинского массива размерами 8 × 6 км имеет овальную форму, на западе, севере и юге ограничена тылаитами и конжакитами, а с востока окружена кытлымитами. В западной и по периферии восточной части массива располагаются пироксениты. Магнетитовые и магнетитсодержащие пироксениты и косьвиты слагают восточную периферическую часть тела шириной до 0,9 км, серию линзовидных тел к югу от вершины Косьвинского Камня размерами до 6 × 1 км и поле на вершине размерами 1,5 × 1,0 км. Мономинеральные и субмономинеральные пироксениты слагают на востоке зону шириной до 300 м и кольцевую полосу в привершинной части шириной до 500 м. Оливинсодержащие и оливиновые пироксениты тяготеют к восточной части тела,

располагаясь вокруг и по простиранию Юдинского дунитового тела, мелких дунит-верлитовых выходов, а также образуя кольцо между выходами косьвитов шириной до 2 км. Мелкие существенно оливинитовые тела размерами до 3,0 × 0,2 км располагаются согласно с концентрическим строением массива и сложены такситовыми верлитами, диопсидовыми и диопсидсодержащими дунитами и оливинитами.

Юдинское дунитовое тело располагается в восточной части массива, имеет треугольную форму размерами 3,0 × 3,5 км (рис. 17). Дуниты изучались Л. Дюпарком и Ф. Пирсом [480, 481], Е. Н. Монаховой в 1930 г., В. М. Сергиевским в 1931 г., Н. В. Бутыриным в 1945 г., К. Н. Тихомировым в 1951 г. [237], А. А. Ефимовым и Л. П. Ефимовой [120]. Автором в 1974—1976 гг. и в 1983 г. совместно с В. А. Пономаревым проведено картирование дунитового тела в масштабе 1 : 25 000, показавшее, что размеры дунитового тела в два раза превышают указанные ранее.

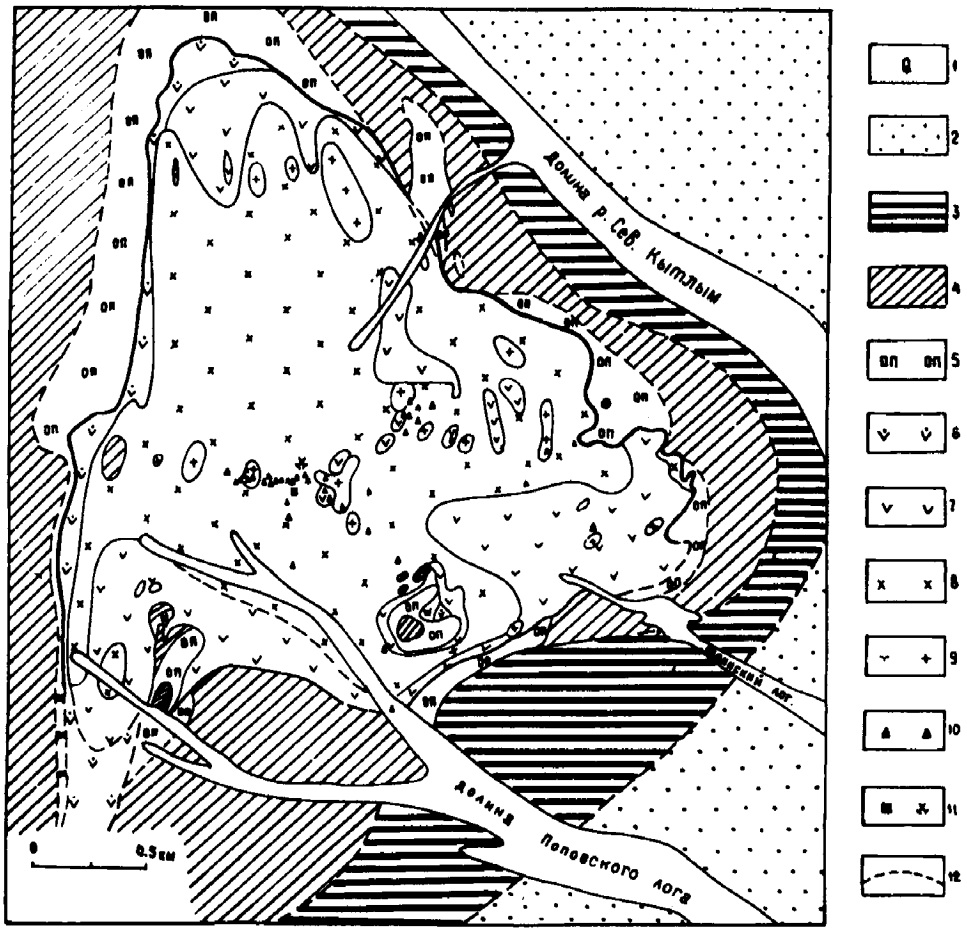


Рис. 17. Геологическая карта Юдинского дунитового тела:

1 — аллювий; *2* — кытлымиты; *3* — клинопироксениты магнетитовые и магнетитсодержащие; *4* — мономинеральные и оливинсодержащие; *5* — оливиновые; *6* — дуниты диопсидсодержащие; *7* — тонкозернистые; *8* — мелкозернистые; *9* — среднезернистые; *10* — хромитовые жилы; *11* — бывшая Косьвинская шахта и Бутыринская копь; *12* — контакты предполагаемые

В пределах дунитового ядра выделяются несколько участков среднезернистых дунитов размерами до 480 × 150 м, приуроченных к центральной части тела. Большая часть тела (2,3 × 2,4 км) сложена мелкозернистыми дунитами. По периферии, особенно в местах выклинивания дунитов, располагается кайма тонкозернистых дунитов размерами до 1 × 0,5 км, а на контакте с пироксенитами — диопсидсодержащих дунитов шириной до 200 м. Близ контактов в поле протодунитов и мелкозернистых дунитов установлено 6 останцев "нашлепок" пироксенитов или верлитов размерами до 0,3 × 0,25 км. Останцы имеют стандартное зональное строение с внешней зоной верлитов или оливиновых пироксенитов и внутренней, сложенной мономинеральными клинопироксенитами.

Клинопироксенитовая оболочка Юдинского тела имеет зональное строение от оливиновых клинопироксенитов внутренней зоны, через мономинеральные до магнетитовых в периферической части массива, соответственно шириной 0,4, 0,5 и 0,25 км. Истинная мощность оболочек значительно меньше. Переходы между дунитами и клинопироксенитами постепенные, через верлиты, на пологих контактах (в плане) с останцами пироксенитов на дунитах и "окнами" дунитов среди клинопироксенитов. По Ободранному логу и северному отрогу контакт с дунитами тектонический. Тектонизированные контакты за счет малоамплитудных перемещений пироксенитовых блоков наблюдаются в юго-восточной части массива. На западном, южном и северном контактах переходы клинопироксенитов в дуниты постепенные через дуниты и пойкилитовые верлиты, осложненные ксенолитами пироксенитов.

Известны 32 группы хромитовых жил, приуроченных к водораздельному отрогу, образующих поля близ бывшей шахты и на северо-восточном отроге, пространственно тяготеющих к зонам среднезернистых дунитов. Редкие жилки хромита обнаружены в южной и восточной частях тела в поле мелкозернистых дунитов, но близ выходов среднезернистых. Жилы мощностью до 30 см и до первых метров в длину имеют крутое восточное падение. Хромит среднезернистый, реже мелкозернистый сплошной, густо-, средне- и редковкрапленный, массивный с облачными и брекчиевидными текстурами.

На юго-восточном отроге встречены миаролитовые дуниты с мелкодрузовыми выделениями оливина, хромдиопсида и пеннина и вкрапленностью пентландита с полостями, заполненными хризотиловым офитом. Многочисленные жилки клинопироксенита и магнетитового пироксенита секут дуниты и реже хромитовые жилы. Н. В. Бутыриным, а затем Н. М. Успенским [397], В. Г. Фоминых и др. [414] и П. Я. Ярош [467, 468] описана жила пироксенита с вкрапленностью и скоплениями среднезернистого хромтитаномагнетита, цементирующими крупнообломочную дунитовую брекчию (Бутыринская копь).

Отстройка разрезов показывает, что Юдинское дунитовое тело эродировано до глубины 50 м, что подтверждается ограниченным развитием среднезернистых дунитов, присутствием хромитовых концентраций в виде небольших компактных полей и широкими полями тонкозернистых и диопсидовых дунитов в зоне контакта. Клинопироксенитовая кровля полого падает вниз на восточных контактах и поднимается к вершине Косьвинского Камня. Тектонизации пироксенитов оболочки не установлено.

Габброидная ассоциация представлена конжакитами, тылаитами и роговообманковыми габбро. Тела среднезернистых соссюритизированных роговообманковых габбро до 0,9 × 0,4 км располагаются в поле развития

кытлымитов или на контакте с пироксенитами в северной и северо-восточной части массива. Конжакиты и тылаиты тяготеют к дугообразной зоне, рассекающей массив в западной части, образуют мелкие согласные тела на северо-западном отроге Косьвинского Камня и серию небольших меридиональных полос в пироксенитах Фарковского увала и Пироксенитовой горки. Главная тылаит-конжакитовая дуга шириной около 1,8 км и длиной 14 км имеет сложнополосчатое зональное строение с порфировидными тылаитами в осевой зоне и полосчатыми и штрихополосчатыми конжакитами по периферии и в зонах выклинивания. В поле тылаитов обычны реликты милонитизированных и массивных пироксенитов. К габбровой ассоциации относятся редкие дайки габбро-пегматитов, секущие дуниты Сосновского и Юдинского тел, амфибол-каринтин-плагиоклазовые крупнозернистые жилки и плитообразные тела плагиоклазитов.

Серпентинитовая ассоциация представлена лизардитовыми серпентинитами и серпентинизированными дунитами, тяготеющими к периферическим частям дунитовых тел и разломам с максимумом в северо-восточной части Сосновского тела. В зонах пересечения разломов развиты жилки хризотил-асбеста до 5 мм.

Иситовая ассоциация представлена редкими дайками до 10 см мощностью, встреченными в дунитах Юдинского тела и в отвалах логов северной части Сосновского тела.

Непосредственные контакты массива располагаются в зонах аллювиальных отложений, перекрыты делювием и обнажены лишь в западной части массива. Там, где удается наблюдать, контакт пироксенитов с вмещающими диабазами резкий, тектонический, такой же контакт наблюдается у дунитов с хлоритизированными диабазами, причем и те и другие сильно рассланцованы с вертикальным падением сланцеватости. Вдоль западного контакта располагаются дайки габброидов. Тектонизация в пределах массива довольно интенсивная и выражается в милонитизации пироксенитов, широком развитии конжакитов и тылаитов по милонитизированным пироксенитам, милонитизации конжакитов и отсутствии пироксенитовой оболочки на северо-восточном окончании массива. Положение тектонитов указывает, что массив по меньшей мере один раз подвергался интенсивному рассланцеванию с падением зон рассланцевания под углом около 60° к восточному контакту массива. Присутствие не только милонитизированных, но и грубо катаклазированных пироксенитов указывает на существование разновременных подвижек.

Структура массива в пределах Косьвинского пироксенит-дунитового тела представляется куполовидной с более эродированной восточной частью. Апикальная часть кровли дунитового ядра совпадает с вершиной Косьвинского Камня. Мощность пироксенит-верлитовой оболочки в центральной части оценивается в 250 м.

Общая структура массива, исходя из его формы, распространения ультрамафитов, гравитационного поля и положения зоны милонитизации и фельдшпатизации, представляется в виде перевернутого конуса с крутым падением на северо-восток и глубиной выклинивания не менее 6—7 км. Массив, судя по широкому развитию кытлымитов и выходам габброидов, окружен на глубине кольцевой габбровой интрузией, расширяющейся к востоку, и подрезан ею снизу. В западной половине массив рассекается зоной фельдшпатизации, под которой также предполагается присутствие габброидов. Массив испытал три этапа тектонизации — перед внедрением габброидов, непосредственно после фельдшпатизации и перед серпентинизацией.

Характерной особенностью массива является ограниченное распространение интрузивных габброидов на современном эрозионном уровне, интенсивная милонитизация ультрамафитов западного контакта и слабая эродированность дунитовых тел.

Павдинский комплекс

Комплекс размерами 63 × 30 км неправильно вытянутой в меридиональном направлении формы располагается в 10—15 км к юго-востоку от южного окончания Кытлымского комплекса (рис. 18). Северная часть его изучалась Л. Дюпарком и Ф. Пирсом [480, 481], южная — Н. К. Высоцким в 1913 г. [84]. В 1959—1963 гг. он закартирован в масштабе 1 : 50 000 Г. Б. Зайцевым с сотр. Карта комплекса масштаба 1 : 200 000 опубликована И. Д. Соболевым [382].

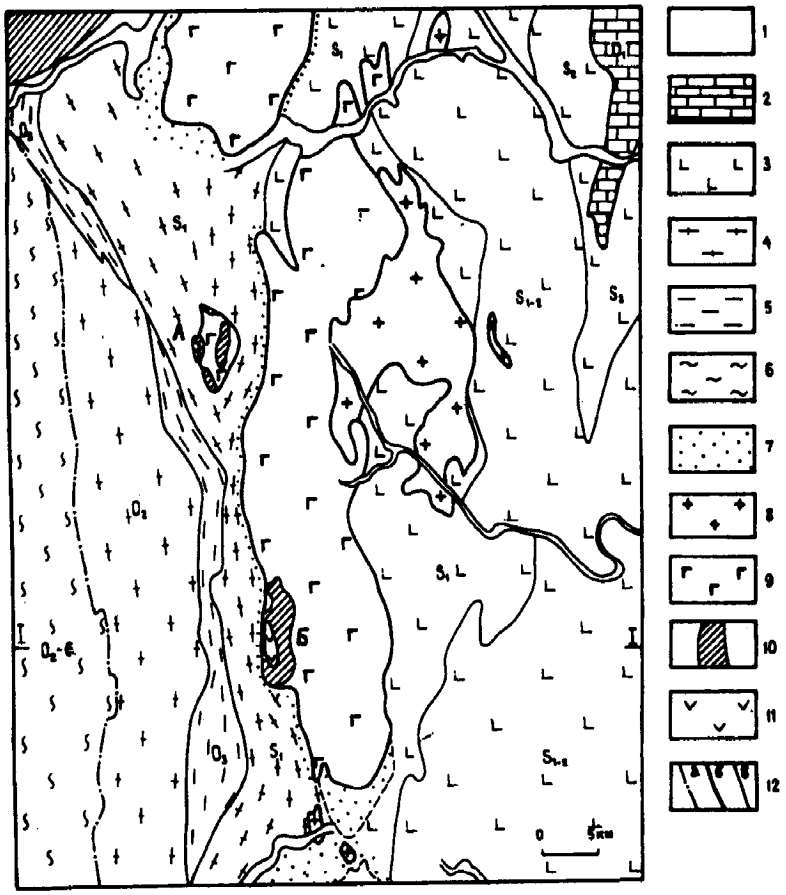


Рис. 18. Геологическая карта Павдинского ультрамафит-габбро-гранитоидного комплекса (материалы И.Д.Соболева [382] с упрощением):

1 — аллювий; *2* — андезиты, альбитофиры, их туфы и известняки, S_1—S_2; *3* — базальтовые порфириты и их туфы, S_{1-2}; *4* — амфиболиты и зеленые сланцы, O_2—S_1; *5* — аповулканогенные зеленые сланцы, O_3; *6* — терригенные сланцы, O_2—$\in_1$; *7* — роговики и кытлымиты; *8* — гранитоиды; *9* — габбро-нориты, габбро и оливиновые габбро; *10* — верлиты и клинопироксениты; *11* — дуниты; *12* — тектонические (а), интрузивные (б), фациальные и стратиграфические (в) контакты; *А* — Шорский массив; *Б* — Каменушинский массив

Павдинский комплекс располагается среди зеленых аповулканогенных сланцев лландоверн с прослоями кремнистых и углистых сланцев на западе и основных вулканитов венлока на востоке. Комплекс сложен массивами ультрамафитов, габброидов и гранитоидов. Габброиды слагают среднюю дайкообразную часть комплекса размерами 63 × 14 км и представлены габбро-норитами, слагающими крупные тела в южной и центральной частях массива, двумя крупными выходами оливиновых габбро размерами до 7 × 15 км, роговообманковыми габбро, слагающими северную часть массива и его западную приконтактовую часть, а также конжакитами и тылаитами. Гранитоиды, представленные диоритами и кварцевыми диоритами, слагают массив неправильной формы размерами 32 × 13 км в северо-восточной части комплекса и мелкие изолированные тела на южном окончании. Породы комплекса окружены ореолом пироксен-плагиоклазовых роговиков и кытлымитов, особенно широким на южном окончании массива.

Комплекс представляется в виде гигантского дайковидного тела с тремя подводящими каналами, фиксируемыми гравитационными максимумами. Ультрамафиты, расположенные в западной части комплекса, слагают Шорский, Каменушинский и Кормовской массивы.

Шорский дунит-клинопироксенит-габбровый массив располагается в северо-западной части комплекса в 1,5 км к западу от основного комплекса и в 10 км к западу от пос. Павда (рис. 19). Массив размерами 7,5 × 4,0 км и площадью 28 км^2 имеет овальную форму, обнаружен и закартирован Г. Б. Зайцевым и Л. П. Першенковой в 1961 г. По их данным, он залегает среди раннелландоверийских образований спилит-диабазовой формации и плагиоклазовых апопорфиритовых амфиболитов кугульской свиты, ороговикованных вдоль восточного контакта. Массив состоит из габбро-норитов, оливиновых и оливинсодержащих габбро, слагающих большую часть массива и содержащих ксенолиты клинопироксенитов. Клинопироксениты оливиновые, реже магнетитсодержащие образуют четыре тела на западном и северном контактах массива и в его восточной половине, а также несколько мелких тел среди габброидов. Серпентинизи-

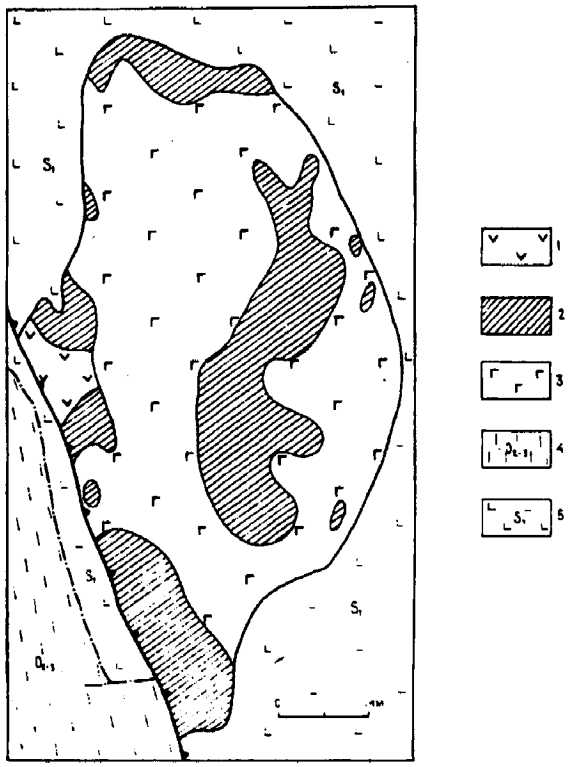
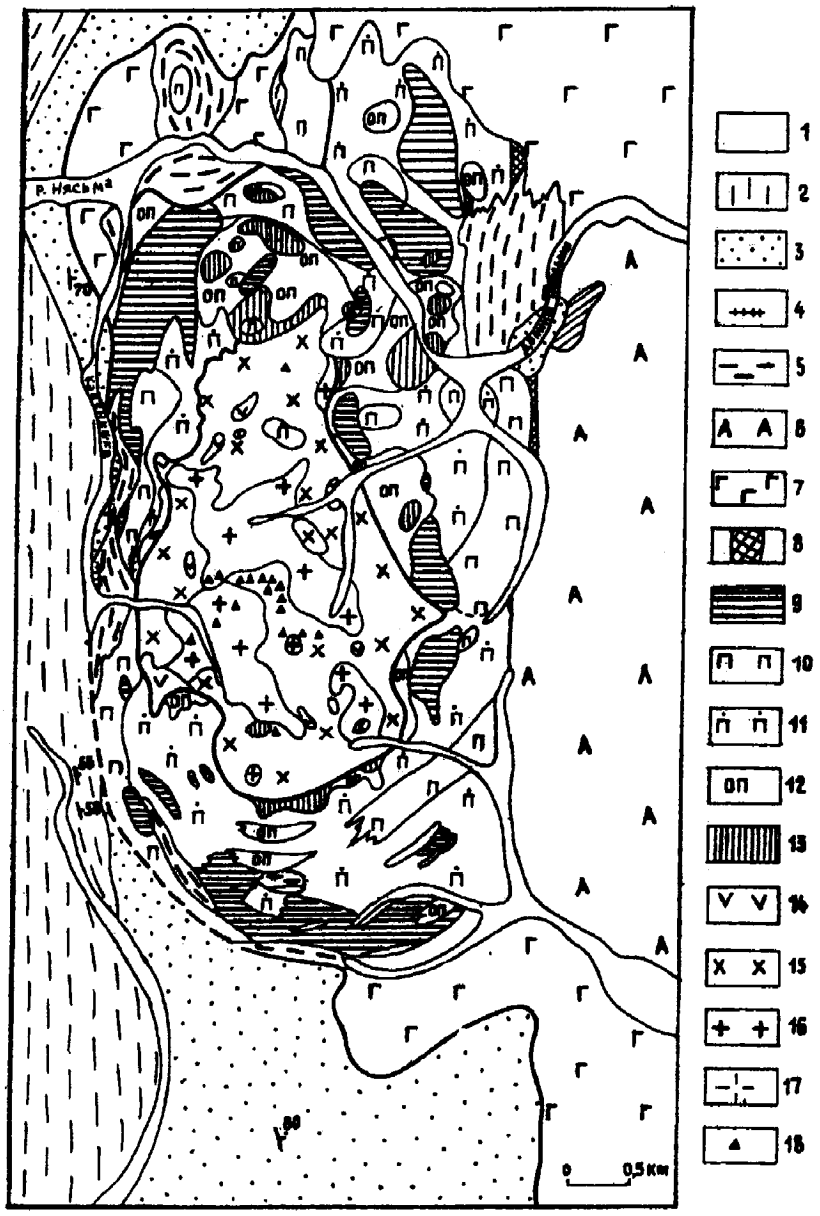


Рис. 19. Геологическая карта Шорского дунит-пироксенит-габбрового массива (материалы Г.Б.Зайцева и Л.П.Першенковой):

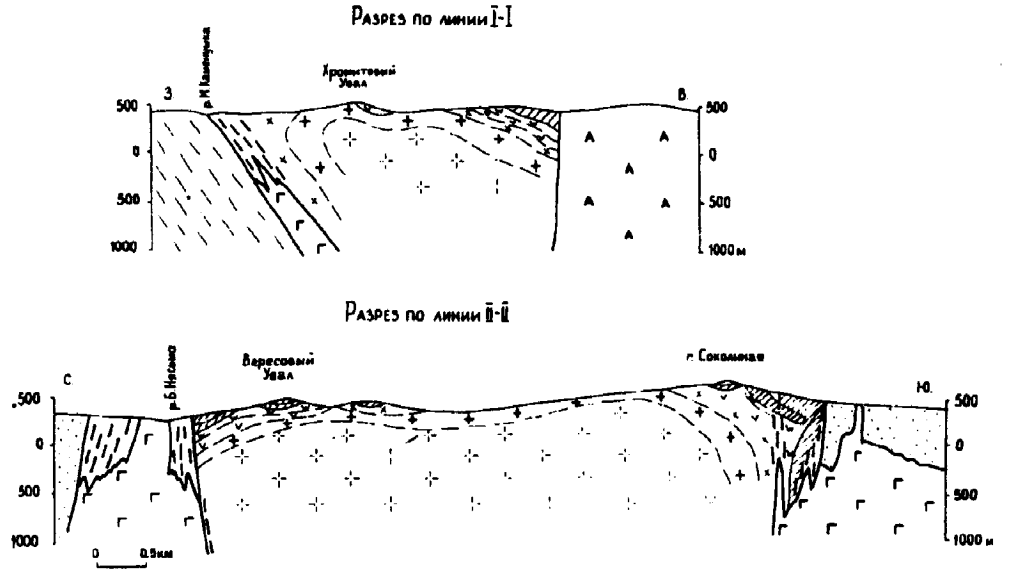
1 — дуниты серпентинизированные; *2* — клинопироксенит; *3* — габбро; *4* — зеленые сланцы, O_{2-3}; *5* — вулканиты спилит-диабазовой формации, S

рованные протодуниты и мелкозернистые дуниты образуют небольшое (0,6 × 1 км) тело на западном контакте массива, окруженное пироксенитами. Западный контакт массива тектонизирован.

Каменушинский клинопироксенит-дунитовый массив располагается в юго-западной части Павдинского комплекса, слагает горы Соколиную и Вересовую, расположенные непосредственно восточнее бывшего пос. Каменушка (рис. 20, *а*, *б*). Массив впервые изучен Н. К. Высоцким в 1904 г. [84, 87].



а



б

Рис. 20. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Каменушинского пироксенит-дунитового массива (по данным автора и В.А.Пономарева с использованием материалов Н.К.Высоцкого [85], Г.Б.Зайцева и Л.П.Першенковой):

1 — аллювий; *2* — зеленые сланцы, S_1; *3* — кытлымиты; *4* — плагиограниты; *5* — конжакиты; *6* — габбро анортитовые и оливиновые; *7* — амфиболовые; *8* — клинопироксениты милонитизированные; *9* — магнетитовые; *10* — мономинеральные; *11* — оливинсодержащие; *12* — оливиновые; *13* — верлиты; *14* — протодуниты; *15* — дуниты мелкозернистые; *16* — среднезернистые; *17* — крупнозернистые; *18* — хромитовые жилы

В 1960 г. Г. Б. Зайцев с сотр. закартировали массив в масштабе 1 : 25 000, в 1983 г. массив перекартирован О. К. Ивановым и В. А. Пономаревым. Массив размерами 3,5 × 7,5 км расположен между вулканитами нижнего силура на западе и габброидами с остальных сторон. По Г. Б. Зайцеву, вмещающие породы представлены плагиоклазовыми апопорфиритовыми амфиболитами, близ массива переходящими в зеленые сланцы и кытлымиты, ширина которых достигает 380 м на северном и 1400 м на южном окончании массива. Среди кытлымитов располагаются небольшие тела мелкозернистых габбро или габбро-кытлымитов.

Массив сложен ультрамафитами с подчиненным развитием габбровой, гранитоидной, серпентинитовой и иситовой ассоциаций. Ультрамафическая ассоциация представлена дунитами и пироксенитами и продуктами их постмагматической перекристаллизации. Первичные ультрамафиты слагают дунитовое ядро, верлит-пироксенитовую оболочку, дунитовые жилы и силлы.

Дунитовое ядро размерами 2,5 × 3,8 км имеет овальную меридиональную форму с неправильными границами и грубо зональное строение. Протодуниты сохранились лишь в редких участках по юго-западной периферии и в виде небольших (до 200 × 250 м) участков в южной и северной части массива, приуроченных к вершинам и отрогам хребта. Мелкозернистые дуниты слагают большую северную часть ядра и периферическую зону южной части шириной до 500—800 м. Среднезернистые дуниты образуют поле размерами 1,5 × 2,2 км, неправильной подковой огибающее Хромитовый увал и вершину г. Соколиной. Небольшие их участки установлены в северо-восточной и южной частях массива.

Хромитовые жилы образуют поле размером 1 × 1 км в центральной части южной половины ядра, на водоразделе между Филипповым и Первоначальным логами. Плитообразные пироксенитовые жилки мощностью до 5—10 см, секущие дуниты, редко наблюдались по западному склону водораздела.

В пределах дунитового ядра откартированы несколько изолированных выходов верлитов и оливиновых пироксенитов размерами до 200 × 100 м, приуроченных к отдельным вершинам или отрогам в северной и южной частях дунитового ядра. Клинопироксенитовая оболочка окружает дунитовое ядро со всех сторон. Ширина ее составляет на западе от 250 до 700 м, на севере — 1,5—2,0 км, на востоке — 0,6 × 1,8 км, на юге — до 1,5 км. Близ контакта с дунитами в северной, южной и восточной части массива оболочка сложена верлитами, образующими прерывистую оторочку шириной до 75 м. В случае их отсутствия вдоль контакта располагаются оливиновые или оливинсодержащие пироксениты шириной до 300 м на востоке и 600 м на севере, затем полоса оливинсодержащих пироксенитов и по периферии массива — мономинеральные и магнетитовые пироксениты шириной на северном окончании до 1,2 км. Переходы между клинопироксенитами совершенно постепенные. Внутри пироксенитовой оболочки в северной и северо-восточной частях массива наблюдаются округлые или линзовидные участки дунитов или верлитов размерами 0,5 × 0,5 и 0,3 × 0,7 км. На южном склоне г. Соколиной располагаются несколько широтно вытянутых дунитовых силлов мощностью до первых десятков метров, по периферии переходящих в диопсидовые дуниты и верлиты. Дайки пироксенит-пегматитов с индивидами до 70 см встречены на г. Соколиной [84].

На северном и южном контактах наблюдаются постепенные переходы дунитов через диопсидовые дуниты и верлиты. В других случаях контакт более резкий. В плане форма дунитового ядра очень неправильная с заливами дунитов в пироксениты и наоборот. Однако на топографических картах видно, что заливы дунита в пироксениты приурочены к логам и руслам речек, а выступы пироксенита — к вершинам гор и отрогам, так же как и "останцы" верлитов и пироксенитов в поле дунитов, следовательно, поверхность контакта пологая куполовидная.

Габброидная ассоциация представлена роговообманковыми, оливиновыми и анортитовыми габбро, конжакитами, анортозит- и габбро-пегматитами. Роговообманковые среднезернистые соссюритизированные габбро развиты в северной части массива, где они образуют дугообразное тело, огибающее ультрамафиты с северо-востока. Небольшие линзовидные тела (до 500 × 50 м) габбро располагаются в поле кытлымитов параллельно контакту ультрамафитов, реже на контакте между ними. К востоку от массива располагаются преимущественно оливиновые габбро. Конжакиты развиты по периферии ультрамафического массива в виде линзовидных зон и полос до 2,0 × 0,35 км на западном, 0,6 × 0,3 км на южном и 2,5 × 0,7 км на северо-восточном контактах. Полосчатость конжакитов согласна очертаниям контактов ультрамафитов и огибающих их габброидов. Плагиоклаз-роговообманковые габбро-пегматиты образуют дайки до 0,5—1,0 м в дунитах, реже пироксенитах. Реже встречаются лейкократовые анортитовые пегматиты. На восточном склоне Хромитового увала нередки линейные каринтин-плагиоклазовые крупнозернистые жилки до 3 см, секущие дуниты и сопровождающиеся оторочками железистых дунитов. Возможно, с этим типом жил связаны редкие пятна и полосы оливинитов, наблюдавшиеся на вершине Хромитового увала.

Гранитоидная ассоциация представлена плагиогранитами и плагиогранит-пегматитами, образующими редкие линзовидные дайки размерами до 300 × 50 м на западном контакте массива близ устья Филиппова лога и на границе между конжакитами и пироксенитами в 200 м восточнее.

Дайки иситов до 20 см в серпентинизированных дунитах сопровождаются хлорит-тальковыми жилками, развивающимися по трещинам в дайках габбро-пегматитов и иситов. В отвалах найдены обломки цеолититов до 10 см в поперечнике.

Структура массива представляется в виде пологого купола со слабо эродированным дунитовым ядром, что подтверждается широкими пироксенитовыми оболочками, широкими зонами развития верлитов, оливиновых пироксенитов и частыми выходами дунитов среди пироксенитов и наоборот, и подчеркивается изометрическим полем хромитовых жил и отсутствием крупнозернистых дунитов. Форма всего массива в сечении каплевидная гарполитовая, круто падающая на восток (см. рис. 20, *б*). Габбро образует кольцевую или полукольцевую интрузию вокруг массива, сопровождаясь зонами фельдшпатизации по периферии массива. Тектонизация массива незначительна и проявилась в догаббровый период в рассланцевании по периферии массива с последующей фельдшпатизацией, редкими зонами милонитизации пироксенитов на северо-восточном контакте массива и образовании малоамплитудного надвига вдоль западного контакта без изменения структурного плана массива.

Кормовской клинопироксенитовый массив располагается к востоку от Павдинского комплекса, установлен Ю. Г. Крежевских с сотр. в 1962—1963 гг. в 5 км восточнее д. Яборовка в верховьях речки Кормовой. Массив залегает среди силурийских зеленокаменно-измененных основных вулканитов в 20—30 км к востоку от Павдинского магматического комплекса. Ультрамафиты располагаются среди диоритов Поздняковского массива общими размерами около 8 × 4 км в виде меридионально вытянутых блоков на площади около 1,2 × 3 км. Ультрамафиты интрудированы диоритами и наблюдаются в них в виде ксенолитов. Кроме того, установлены оливиновые и амфиболовые габбро. Ультрамафиты представлены верлитами, оливиновыми и мономинеральными среднезернистыми клинопироксенитами. Породы полностью серпентинизированы и частично амфиболизированы. Состав их не изучен. По облику и геологическому положению идентичны мелким массивам пояса типа Вересовского.

Кроме того, магнетитовые клинопироксениты Качканарского типа указываются восточнее по р. Крутая Лата в виде тектонических блоков в западном контакте Актайско-Туринского серпентинитового массива Серовского пояса. Возможность отнесения этих массивов к Платиноносному поясу проблематична.

Качканарский комплекс

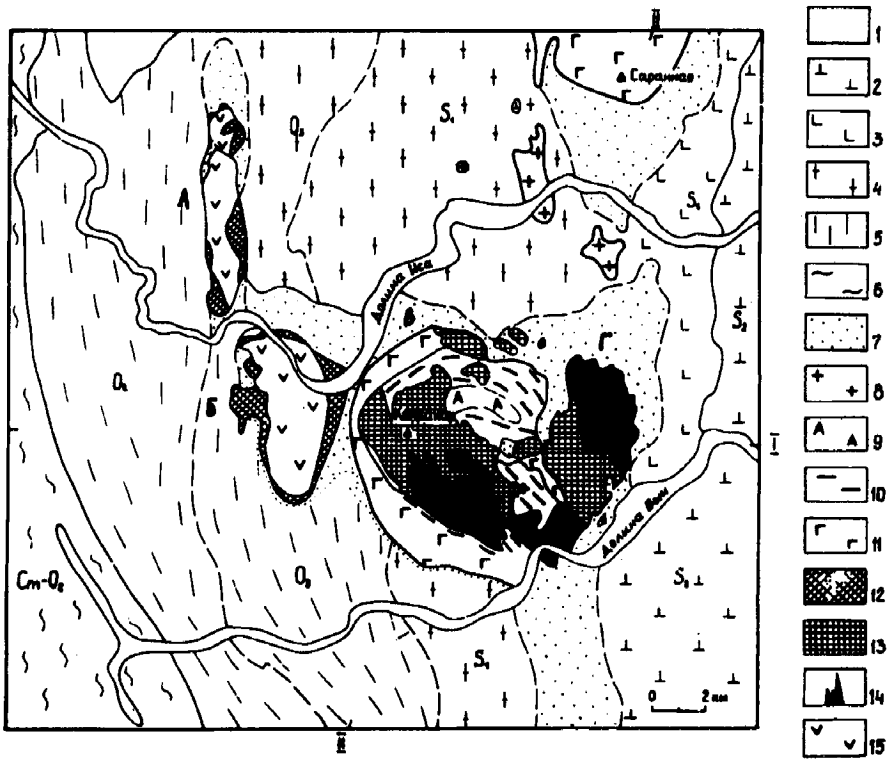
Располагается в 11 км южнее Павдинского комплекса, непосредственно к северо-западу от города Качканар, где слагает вершины гор Качканара и Гусевых с отрогами. Состоит из Качканарского плутона и тяготеющих к нему ультрамафических массивов Светлого и Вересового Бора и Исовских плагиогранитных массивов. Общее поле развития пород комплекса 30 × 20 км, несколько вытянутое в широтном направлении (рис. 21, *а*, *б*).

Качканарский комплекс стал известен со времени путешествия П. С. Палласа в 1770 г. [327], остальные массивы — с конца прошлого — начала нынешнего столетия. П. В. Еремеев в 1859 г. [109] обратил внимание на

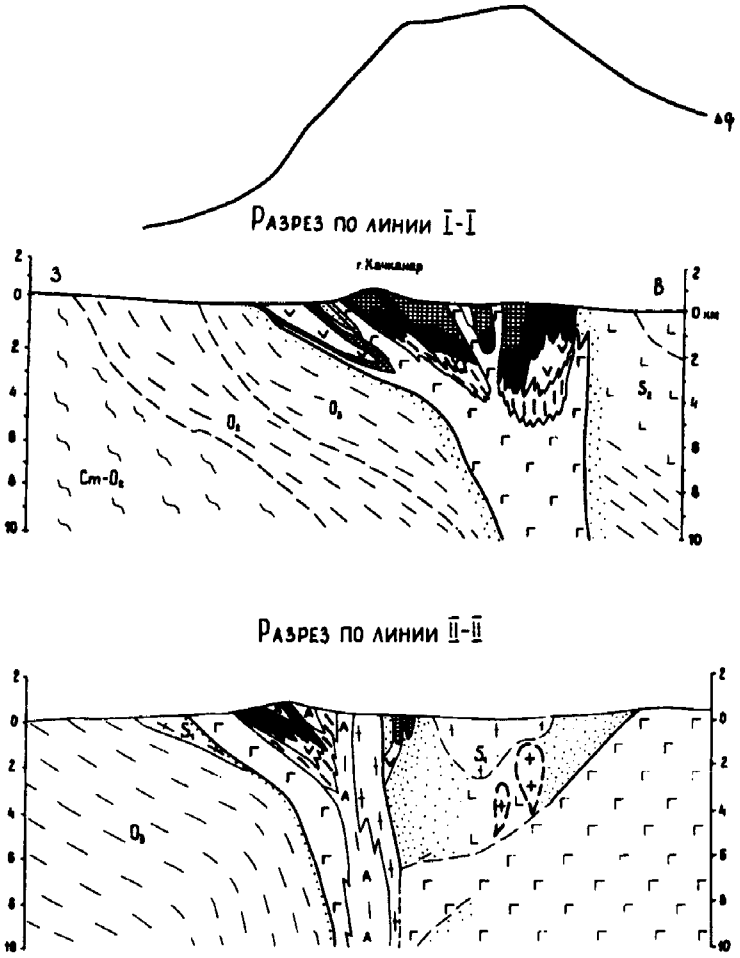
приуроченность габбро к подножию, а пироксенитов — к вершинам гор. Пироксеновые породы были описаны А. П. Карпинским [234]. Первая геологическая карта составлена А. Краснопольским в 1890 г. [247], затем Н. К. Высоцким в 1913 г. [84]. Эпохой в изучении массива было составление серии детальных геологических карт В. А. Решитько в 1959—1960 гг. [348, 349, 351, 353] в масштабе 1 : 10 000, 1 : 25 000 и 1 : 50 000. Разведочные работы, проводившиеся ПГО "Уралгеология", уточнили положение магнетитовых пироксенитов в пространстве и на глубину [4, 310, 364, 394]. Детальная характеристика пород массива дана Н. К. Высоцким [84], В. А. Решитько [348], Л. Ф. Борисенко [31, 38], В. Г. Фоминых с сотр. [418, 423] и автором [188, 194, 197, 200].

В пределах Качканарского комплекса выделяется три ассоциации пород: ультрамафическая, габброидная и гранитоидная. Локально развиты иситы и серпентиниты. Ультрамафиты слагают Вересовоборский и Светлоборский пироксенит-дунитовые массивы, Качканарский и Гусевогорский пироксенитовые массивы, габброиды — серию мелких массивов вокруг Светлоборского и Вересовоборского и кольцевой Качканарский массив, диориты — мелкие массивы к востоку от Качканара, плагиограниты — мелкие массивы к северу от Качканара.

Комплекс располагается среди пород верхнего ордовика, нижнего и верхнего силура. Верхнеордовикские отложения представлены зелеными сланцами с прослоями или реликтами плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, прослоями кремнистых, углисто-кремнистых и зеленых слан-



а



б

Рис. 21. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Качканарского дунит-пироксенит-габбро-плагиогранитного комплекса (по материалам В.А.Решитько [348, 353] и данным автора с упрощением):

1 — аллювий; *2* — вулканиты андезитового состава, S_2; *3* — порфириты базальтовые и андезибазальтовые, S_1; *4* — амфиболиты по основным вулканитам; *5* — зеленые сланцы с прослоями терригенного материала, O_3; *6* — терригенные сланцы Центрально-Уральского поднятия; *7* — роговики и кытлымиты; *8* — плагиограниты; *9* — анортитовые габбро и анортозиты; *10* — конжакиты и метасоматические апопироксенитовые габброиды; *11* — габбро-нориты, пироксеновые и роговообманковые габбро; *12* — клинопироксениты милонитизированные; *13* — магнетитовые; *14* — оливиновые; *15* — дуниты; массивы: *А* — Вересовоборский; *Б* — Светлоборский; *В* — Качканарский; *Г* — Гусевогорский

цев и кварцитов, туффитов, реже известковистых туффитов. Отложения нижнего силура к западу от массива представлены зелеными сланцами по основным вулканитам, амфиболитами и микроамфиболитами, к востоку базальтовыми порфиритами кайнотипного облика, их туфами, филлитами и туффитами. Верхнесилурийские отложения представлены порфиритами андезитового и андезибазальтового состава, их туфами и туффитами с прослоями карбонатных пород. На контакте с породами комплекса вмещающие породы ороговикованы или превращены в кытлымиты.

Вересововоборский дунитовый массив находится в северо-восточной части комплекса в 8 км на северо-запад от Качканарского плутона и в 8 км к западу от пос. Косья, где слагает хребет Вересовый Бор. Массив впервые отмечен А. М. Зайцевым в 1898 г. [140] и закартирован в 1904 г. Н. К. Высоцким [84]. Последующие работы не изменили основных представлений о петрологии массива. Г. М. Виноградская [68] описала дунит-пегматиты. Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000, проведенная Г. Б. Зайцевым с сотр., привела к некоторому упрощению структуры массива и показала отсутствие габброидов. Автором совместно с В. А. Пономаревым в 1982 г. проведено картирование массива в масштабе 1 : 25 000.

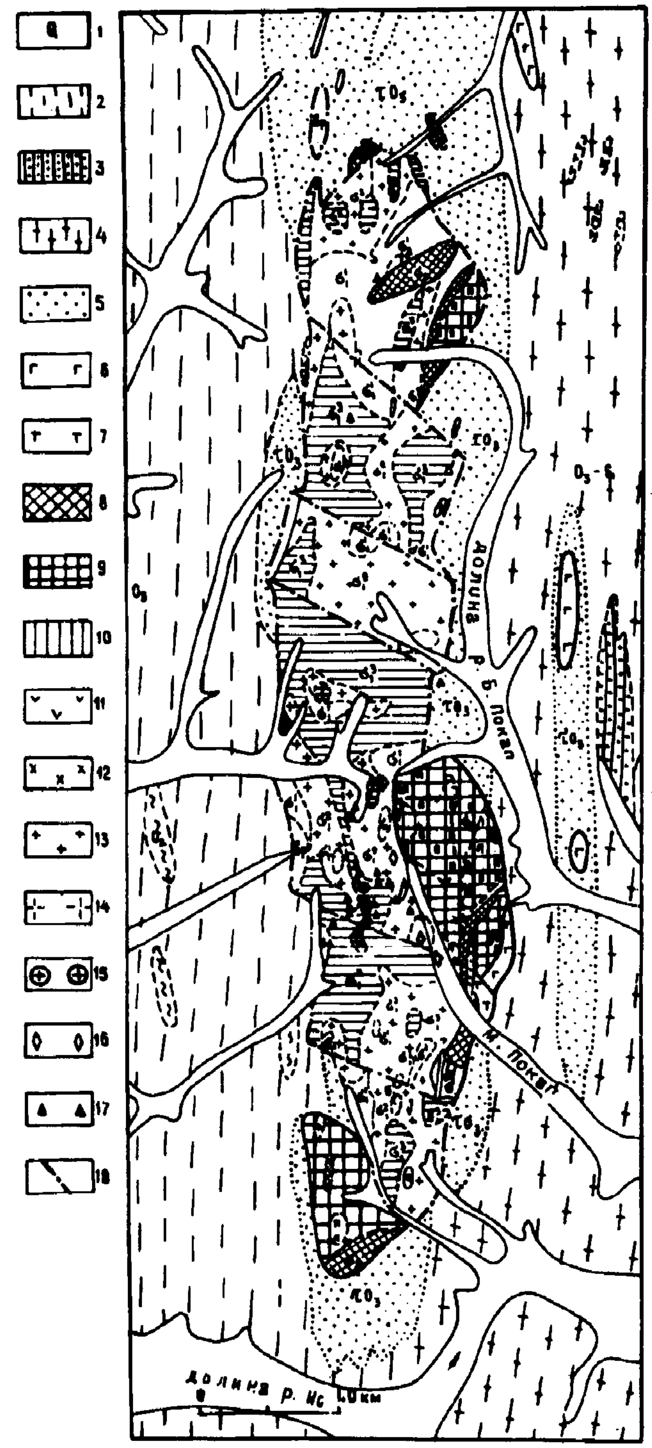
Массив дайковидной формы размерами 8,5 × 1,5 км меридионального простирания сложен серпентинизированными дунитами с небольшим количеством пироксенитов, окруженных ореолом кытлымитов с редкими линзами габброидов шириной 300—750 м, переходящих к востоку в широкое поле микроамфиболитов, а на западе — в зеленые сланцы, круто (70—90°) падающие на восток (рис. 22, *а*, *б*).

В пределах массива выделяются ультрамафическая ассоциация с продуктами постмагматической перекристаллизации, габброидная, плагиогранитная, дайковая серия (диабазы и иситы), лизардитовая и шурпихитовая ассоциации и гипергенные образования.

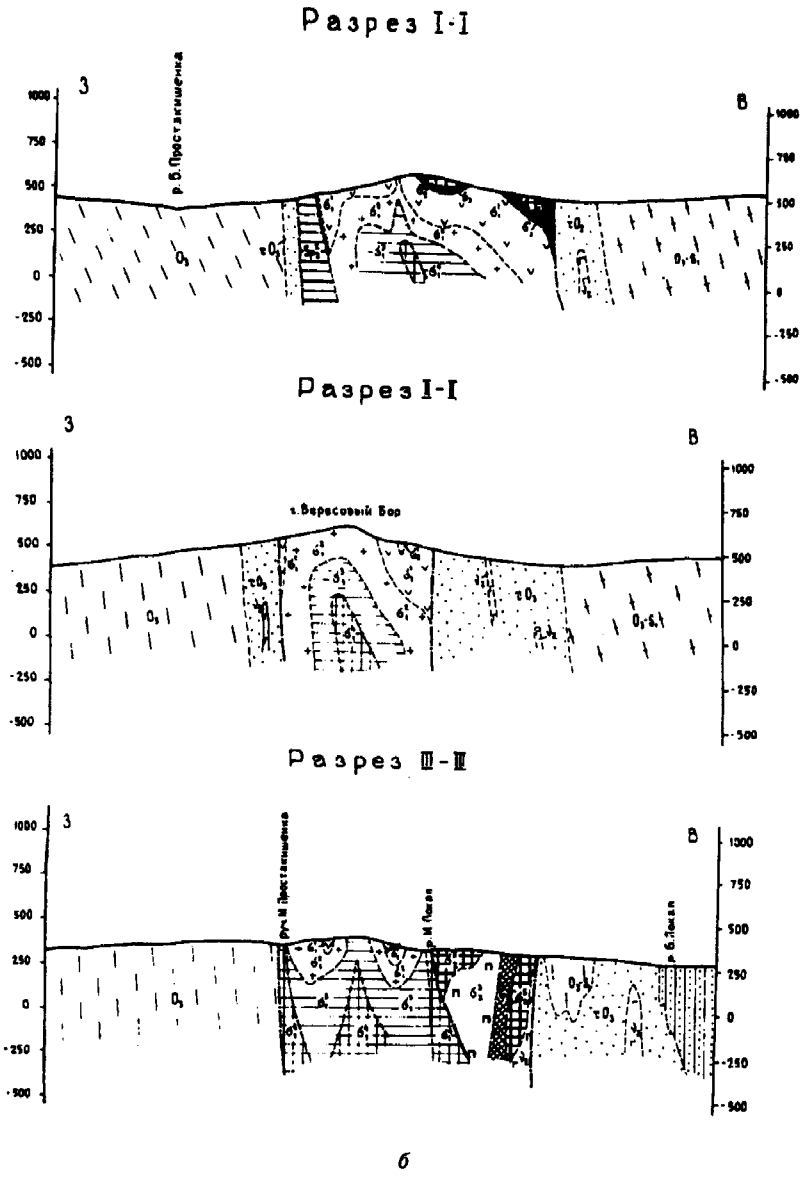
Ультрамафическая ассоциация представлена первичными ультрамафитами, слагающими дунитовое ядро массива и остатки пироксенитовой каймы, постмагматически-перекристаллизованными дунитами, хромитовыми жилами и ультрамафическими пегматитами. Дуниты слагают большую часть массива размерами 8 × 1,3 км. Протодуниты преобладают в северном окончании массива (поле около 1,5 × 1,0 км) и на восточных контактах отдельных блоков. Мелкозернистые дуниты распространены более широко, преобладая в южных и средних блоках, где отдельные их поля достигают 1,0 × 0,7 км. В блоках с преобладанием среднезернистых дунитов они занимают периферическое положение, реже срединную часть и приурочены к водораздельному хребту и вершинам. Среднезернистые дуниты встречены во всех блоках с максимумом в северном и центральных. Размеры их полей до 1,4 × 0,6 и 1,5 × 1,0 км. Крупнозернистые дуниты редки и встречены в поле развития среднезернистых дунитов в осевой части хребта на водоразделе рек М. Покап—Простокишенка. Характерной особенностью дунитов являются частые включения магнетита в оливине, в том числе и дендритные продукты распада, отмеченные Н. К. Высоцким [84].

Дунит-пегматиты, впервые описанные Г. М. Виноградской [68], располагаются вместе с крупнозернистыми дунитами, образуя зону шириной до 80 м и длиной до 160 м. Пегматиты сложены оливином в индивидах до 8 см, всегда штубахитизированным, и вкрапленностью пеннина до 5 мм в интерстициях. Вдоль восточного контакта дунитов с пироксенитами залегает согласная жила дунит-пегматитов мощностью 0,3 м, переходящих в верлит-пегматиты. Хромитовые жилы редки, тяготеют к осевой зоне массива, концентрируясь в его центральной части, где образуют поле размерами 1,2 × 0,7 км, приуроченное к среднезернистым дунитам.

Клинопироксениты сохранились в виде отдельных блоков, полос, линзовидных тел по периферии массива и "нашлепок" на дунитах. Наиболее крупное тело пироксенитов размерами 2,5 × 0,6 км располагается на восточном контакте массива, сложено средне- и крупнозернистыми мономинеральными клинопироксенитами. На южном конце массива пи-



a



б

Рис. 22. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Вересовоборского пироксенит-дунитового массива (по данным автора и материалам Н.К.Высоцкого [83] и Г.Б.Зайцева с сотр.):

1 — аллювий; *2* — зеленые сланцы; *3* — кварциты; *4* — амфиболиты; *5* — кытлымиты и роговики; *6* — габбро роговообманковые; *7* — тылаиты; *8* — клинопироксениты милонитизированные; *9* — мономинеральные; *10* — верлиты; *11* — протодуниты; *12* — дуниты мелкозернистые; *13* — среднезернистые; *14* — крупнозернистые; *15* — дунит-пегматиты; *16* — клинопироксенит- и верлит-пегматиты; *17* — хромитовые жилы; *18* — тектонические контакты

роксенитовое тело размерами 1,2 × 0,5 км сложено мономинеральными средне- и крупнозернистыми клинопироксенитами, интенсивно милонитизированными на контакте с вмещающими породами. Узкие до 0,7 × 0,1 км полоски милонитизированных пироксенитов зафиксированы в двух местах на западном контакте массива. В северо-восточной части массива тело

крупнозернистых пироксенитов до 1,1 × 0,3 км на контакте с дунитами интенсивно милонитизировано. Наиболее крупное изолированное тело пироксенитов располагается в северной части массива, имеет линзовидную форму, размеры 0,8 × 0,25 км и полностью милонитизировано. Более мелкие изолированные тела сложены крупнозернистыми пироксенитами или верлитами. В пироксенитах верховьев р. М. Покап распространены грубозернистые пегматитовые жилки до 0,5 м мощностью меридионального простирания с индивидами пироксена до 7 см. В дунитах широко развиты секущие линейные пироксенитовые жилы мощностью до 10 см. Пироксенит мономинеральный и оливинсодержащий средне- и крупнозернистый. В верховьях р. М. Покап в задирках гидравлики встречены жилки гусевита мощностью 3—5 см, секущие оливиновые пироксениты.

Габбровая ассоциация на современном срезе имеет ограниченное развитие и представлена габброидами, штубахитами и офит-антофиллит-хлоритовыми жилами. Роговообманковые мелко- и среднезернистые соссюритизированные габбро слагают несколько мелких (до 900 × 50 м) тел в северной и восточной части массива. Габброиды окружены ореолами кытлымитов шириной до 100 м и более. Широкое развитие кытлымитов вокруг массива позволяет предполагать присутствие габброидов на глубине в виде кольцевой интрузии. Штубахиты, ранее в массиве не отмечавшиеся, развиты по дунитам. Для массива характерно обилие секущих офит-хлоритовых и офит-антофиллит-хлоритовых жил до 3—4 см мощностью субширотного простирания или образующих штокверки в катаклазированных серпентинизированных дунитах (табл. XXXII, рис. 1).

Дайковая ассоциация представлена редкими хлоритизированными диабазами, иситами и родингитами, располагающимися в средней пережатой и интенсивно катаклазированной части массива. Гранитоиды представлены единичной меридиональной дайкой плагиоклазита в северо-западном контакте массива.

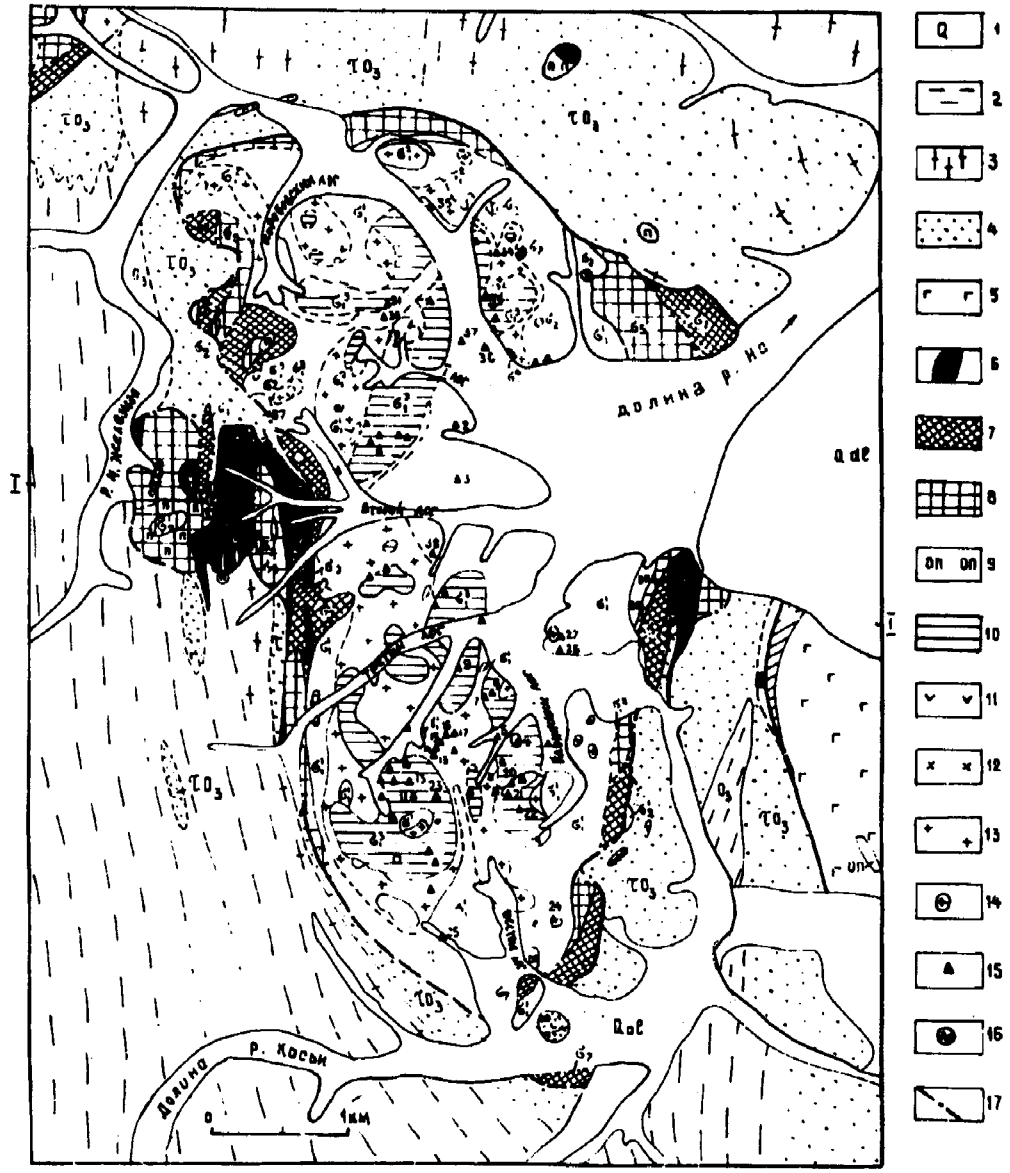
Лизардитовые серпентиниты частично замещают всю массу дунитов с максимумом вдоль разломов. Степень серпентинизации варьирует от 20—40 до 100%. Пространственно и генетически с ними связаны шурпихиты, развитые в западной и северной частях массива и в привершинном хребте. Вдоль западного контакта массива располагаются серпентиниты, местами сильно катаклазированные, сложенные антигоритами или хризотиловыми разностями.

Контакты массива с вмещающими кытлымитами и миароамфиболитами там, где это удается наблюдать, резкие тектонические. Вдоль контактов располагаются сильно милонитизированные пироксениты, серпентинитовые сланцы, серпентиниты и антигорититы. Контакты крутые, что вместе с крутым восточным падением вмещающих пород позволяет предполагать и крутое восточное залегание массива. Массив разбит на серию блоков размерами от 0,6 × 1,3 до 1,5 × 1,5 км, сдвинутых относительно друг друга с амплитудой перемещения до 500 м. Разломы имеют северо-западное простирание в северной до западно-северо-западного простирания в южной половине массива.

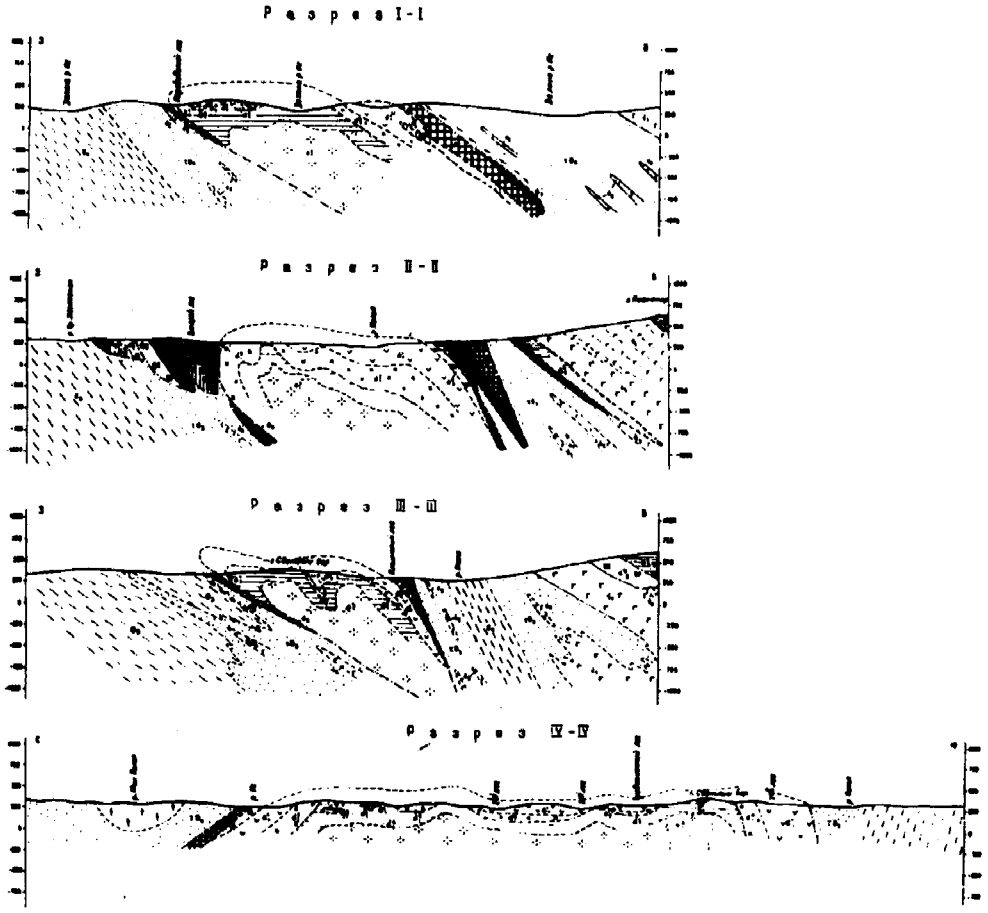
В целом массив рисуется как дайковидное крутопадающее тело, разбитое на серию блоков с незначительными в первые сотни метров горизонтальными и вертикальными перемещениями, окруженное на глубине кольцевой габбровой интрузией. Степень эродированности блоков неравномерная из-за блоковой тектоники — незначительная на окончаниях массива и более сильная в центральной части, условно оцениваемая в 100 м.

Характерными особенностями массива являются его значительная удаленность к западу от подводящего канала, изолированное от габброидов положение на современном срезе, интенсивная штубахитизация, ограниченное развитие габброидов на современном срезе, сильная милонитизация и нарушенность пироксенитовой оболочки и четкая блоковая тектоника.

Светлоборский пироксенит-дунитовый массив находится в 3 км к югу от пос. Косья и непосредственно к западу от горы Качканар, слагая пологие холмы Светлого Бора (рис. 23). Массив располагается среди зеленых сланцев верхнего ордовика, вблизи массива превращенных в микроамфи-



а



б

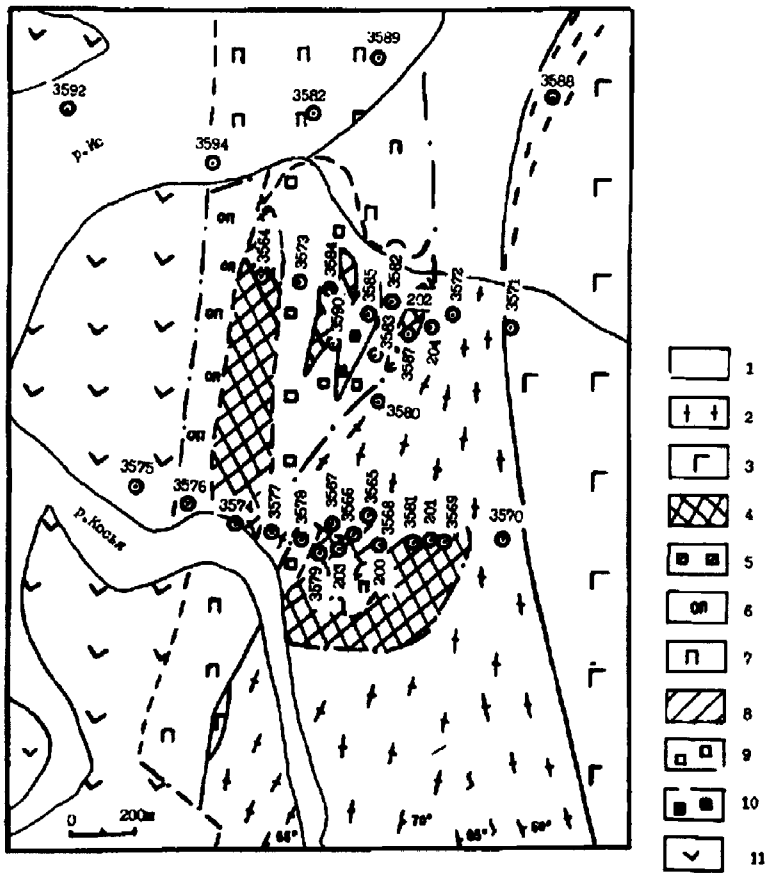
Рис. 23. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Светлоборского пироксенит-дунитового массива (по данным автора с использованием материалов Н.К.Высоцкого [82]):

1 — аллювий; *2* — зеленые сланцы, O_3; *3* — микроамфиболиты; *4* — кытлымиты; *5* — габбро амфиболовые и габбро-нориты; *6* — горнблендиты; *7* — клинопироксениты милонитизированные; *8* — мономинеральные; *9* — оливиновые; *10* — верлиты; *11* — протодуниты; *12* — дуниты мелкозернистые; *13* — среднезернистые; *14* — крупнозернистые; *15* — хромитовые жилы; *16* — проявления апатита; *17* — тектонические нарушения

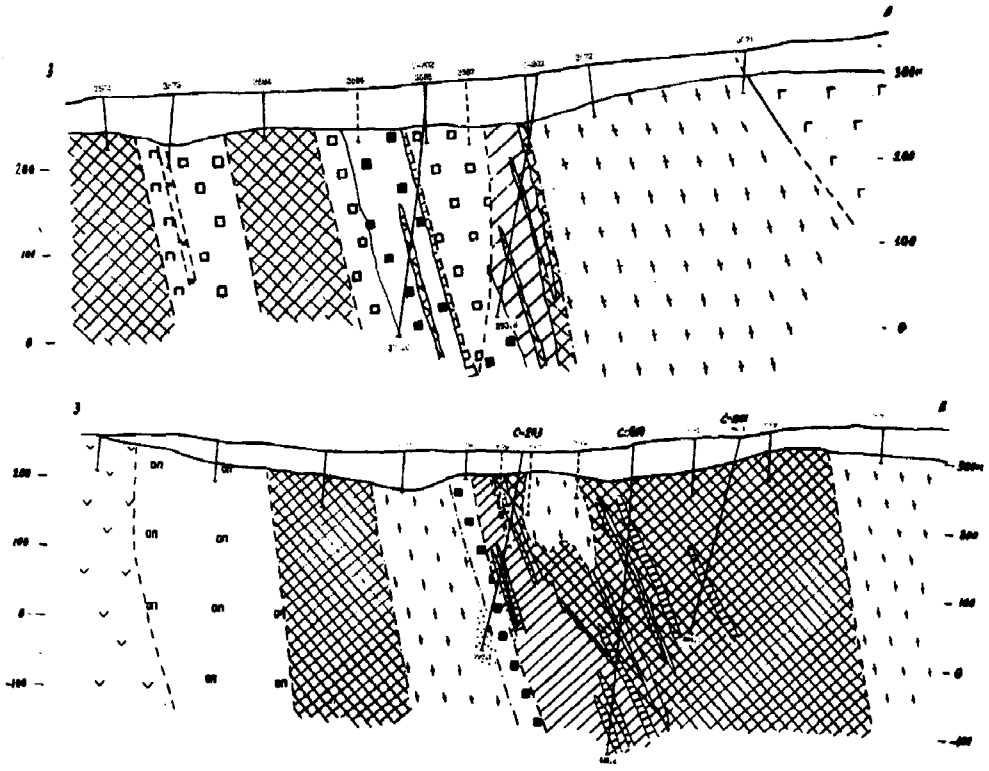
болиты и кытлымиты. Форма массива линзовидная, согласная с северо-северо-западным простиранием вмещающих пород, размеры 7,5 × 4,5 км. Массив состоит из дунитового ядра размерами 6,7 × 2,4 км, клинопироксенитовой оболочки шириной до 1,4 км, внешнего кытлымитового ореола с отдельными телами габброидов шириной до 600 м и микроамфиболитового ореола до 500 м. Падение зеленых сланцев и кытлымитов восточное: на западном контакте — 40—60°, на восточном — 60—90°. Западный и восточный контакты массива существенно тектонизированы. Предполагается, что массив круто на восточном контакте и полого на западном падает под Качканарский массив и является пластообразной апофизой Качканарского комплекса.

Первоначально [140, 247] массив рисовался как составная часть Качканарского, а на картах обозначался как однородное тело с оливиновыми породами и перидотитами. Н. К. Высоцкий [84] в 1902 г. составил первую геологическую карту массива, выделив дуниты, пироксениты, габбро и горнблендиты, установил зональное строение массива и показал его изолированное положение от Качканарского массива. Последующее изучение было направлено на детализацию отдельных участков, выявление зон хромитового оруденения и платиноносности. А. А. Корепов в 1929 г. обнаружил родингиты и предположил слабую эродированность массива. В. М. Сергиевский в 1930 г. закартировал массив в масштабе 1 : 10 000 по типам дунитов, степени серпентинизации, содержанию вкрапленности хромшпинелида и размеру "кажущихся" зерен оливина. В. А. Решитько [348] выделил оливиновые клинопироксениты и уточнил конфигурацию северо-восточной части массива. В 1982 г. массив был закартирован автором и В. А. Пономаревым в масштабе 1 : 25 000, а автором описаны флогопитовые ультрамафиты и определен К—Ar возраст ультрамафитов [205, 212, 216] (рис. 24).

В пределах массива выделяются ультрамафическая, габброидная, серпентинитовая и иситовая ассоциации.



а



б

Рис. 24. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* восточного контакта Светлоборского массива (Кучумский участок) с положением флогопитовых ультрамафитов [212]:

1 — аллювиальные и делювиальные отложения; *2* — кытлымиты; *3* — габбро; *4* — горнблендиты мономинеральные, магнетит- и апатитсодержащие; *5* — флогопитовые; *6* — клинопироксениты оливиновые; *7* — мономинеральные; *8* — магнетитовые; *9* — флогопитовые; *10* — магнетит-флогопитовые; *11* — дуниты серпентинизированные

В ультрамафической ассоциации выделяются оротомагматические дуниты, породы клинопироксенитовой оболочки и постмагматические образования. Породы ранней ультрамафической ассоциации слагают дунитовое ядро и пироксенитовую оболочку. По периферии дунитового ядра развиты протодуниты, образующие кольцо шириной 100—500 м, увеличивающееся на восточном контакте до 2 км. Центральная часть ядра сложена перекристаллизованными дунитами. Мелкозернистые разности образуют несколько крупных полей до 2 × 2 км в северной и южной половинах массива. Среднезернистые дуниты слагают небольшие (до 0,9 × 0,9 км) поля, тяготеющие к средней и западной части массива. Крупнозернистые дуниты обнажены в верховьях Восточного Ильинского лога на протяжении 300 м и в единичных случаях наблюдаются по левому скалистому берегу р. Ис.

Хромитовые жилки располагаются по периферии полей среднезернистых дунитов и внутри них, и лишь единичные жилки наблюдались среди протодунитов. В северном поле известно 20 шлиров хромита мощностью до 0,5 м, в южном — 43. Выделяются жилки и шлиры мелко-, средне- и

густовкрапленные до сливных, от тонко- до среднезернистых, в последнем случае с угловатыми ксенолитами дунита до первых сантиметров. Все хромитовые жилки отчетливо эпигенетичны к дуниту, секут его или метасоматически замещают.

Ультрамафические пегматиты не встречены, однако А. Г. Бетехтиным в 1924 г. на восточном склоне г. Светлый Бор в нескольких местах в дуните были найдены выделения белого хлорита, напоминающие такой же хлорит, парагенетически связанный с уваровитом из пегматитов Нижнетагильского массива, что позволяет предполагать возможность присутствия дунит-пегматитов и в Светлоборском массиве.

Пироксенитовая оболочка сохраняется почти по всей периферии массива. Оболочка сложена пироксенитами и продуктами их рекристаллизации и амфиболизации. Первичные породы представлены верлитами, оливиновыми, оливинсодержащими, мономинеральными и магнетитсодержащими пироксенитами, среднезернистыми с полиэдрическими, гипидиоморфнозернистыми и "сидеронитовыми" структурами. Строение оболочки четко зональное. В тех случаях, где отсутствует поздняя тектонизация, близ контакта с дунитами располагаются верлиты, оливиновые или оливинсодержащие пироксениты. По периферии или ближе к периферии развиты мономинеральные и магнетитсодержащие разности, а в восточной части — флогопитовые клинопироксениты [205]. Ширина пироксенитовой оболочки неравномерна. На севере она достигает 250 м, на востоке — 800 м, на западе — до 500 м, в районе пироксенитового "выступа" в западной части массива — до 1,5 × 1,2 км. На контакте с вмещающими кытлымитами, сланцами или на контакте клинопироксенитов с дунитами развиты тонкозернистые или порфировидные милонитизированные пироксениты всех петрографических типов, образующие широкие полосы, линзовидные и неправильные тела. Максимальная ширина милонитизированных пироксенитов — 200—300 м.

С ультрамафической ассоциацией генетически связаны многочисленные дайки пироксенитов, магнетитовых пироксенитов, хромдиопсидитов и флогопит-хромдиопсидовых пород мощностью до 1 м. Дайки выполняют линейные трещины и зоны дробления северо-западного, реже широтного простирания. Часто наблюдаются пересечения даек и ксенолиты дунита в дайках.

Габбровая ассоциация представлена мелкими линзовидными телами габброидов и генетически связанными с ними горнблендитами, горнблендит-пегматитами, габброидными дайками, штубахитами и офит-антофиллит-хлоритовыми жилами. Габбровые тела до 250 × 50 м, сложенные амфиболовыми мелко- и среднезернистыми соссюритизированными габбро, располагаются по периферии пироксенит-дунитового массива, тяготея к его контактам. В центральной и южной частях дунитового ядра установлены дайки габброидов мощностью до 1 м, иногда секущие жилы пироксенита.

Горнблендиты развиты в западной и восточной частях оболочки, на контакте пироксенитов с кытлымитами, реже — внутри пироксенитовой оболочки, в виде линз и полос до 250 м шириной. Горнблендиты от мелко- до среднезернистых, местами порфировидные, с реликтами пироксенита или явными признаками развития по пироксениту и сидеронитовым магнетитом в количестве до 20%. Апатитовые и апатитсодержащие горнблендиты развиты среди горнблендитов и пироксенитов западного и восточного контактов струями, полосами и зонами мощностью от милли-

метров до десятков метров. Вкрапленность апатита — от акцессорного до 20%, местами наблюдаются тонкие мономинеральные жилки. Горнблендит-пегматиты и апатитовые горнблендит-пегматиты образуют жилы до первых метров мощностью в горнблендитах. Редкие дайки горнблендитов в дунитах по простиранию переходят в пироксениты с узкими приконтактовыми оторочками горнблендита. Офит-хлоритовые и офит-антофиллитовые зональные жилы мощностью до 2—3 см развиты в периферической и средней частях массива и приурочены к дайкам иситов, габбро и горнблендитов.

Иситы, впервые выделенные здесь Л. Дюпарком в 1913 г. [102], пользуются широким распространением в периферических частях массива и его средней части. Мощность жил до 10 см, в верховьях Седьмого лога — до 1—1,5 м. Простирание, в зависимости от положения, меридиональное или северо-восточное, падение крутое до вертикального.

Гипергенные образования представлены широко развитыми нонтронитовыми корами с реликтами гидрогетитовых охр и отдельными керолитовыми, сепиолитовыми и халцедоновыми жилами и конкрециями халцедона до 3 см в поперечнике.

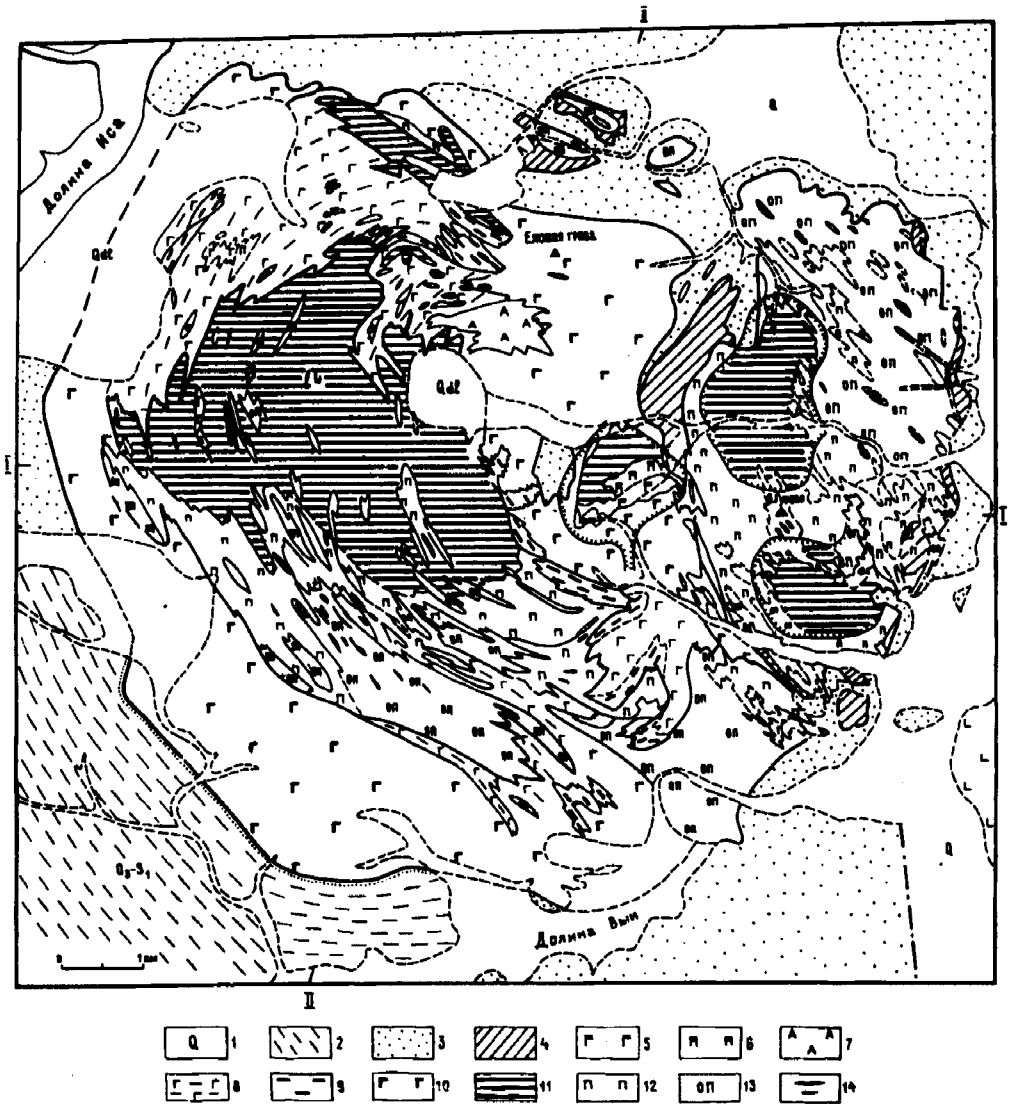
Н. К. Высоцкий, установивший зональное строение массива, считал, что он представляет эродированный купол, окруженный оболочками пироксенитов и габбро. Эти представления нашли частичное отражение на разрезах, построенных А. Н. Заварицким [135] через г. Качканар. В. А. Решитько [348] считал массив частью сильно эродированной расслоенной интрузии, по его терминологии — "брахисинклинали". А. А. Ефимов [116] высказал предположение, что массив является тектоническим отторженцем от Качканарского массива. Структура верхней части массива, судя по ширине пироксенитовых оболочек и зон дунитов, представляет эродированный купол с прогибом в средней и восточной частях с более крутыми западными и пологими восточными склонами. Уровень эрозии дунитовой кровли, оценивавшийся в 200 м А. Г. Бетехтиным, по нашим отстройкам составляет 100—150 м в центральной части массива. Согласное залегание массива среди зеленых сланцев и амфиболитов, отсутствие гравитационных аномалий и общее положение по отношению к Качканарскому плутону позволяют предполагать, что Светлоборский массив является маломощной апофизой от Качканарского плутона. Тектонизация контактов свидетельствует о малоамплитудном перемещении вверх и к западу.

Качканарский габбро-пироксенитовый массив размерами 9,8 × 11 км слагает г. Качканар и Гусевы горы к северо-западу от города Качканара. В пределах Качканарского плутона выделяются ультрамафическая, габброидная, гранитоидная и иситовая ассоциации. Породы ультрамафической ассоциации слагают Качканарский и Гусевогорский клинопироксенитовые массивы и несколько мелких пироксенитовых тел к северу и востоку от массива (см. рис. 34, 35).

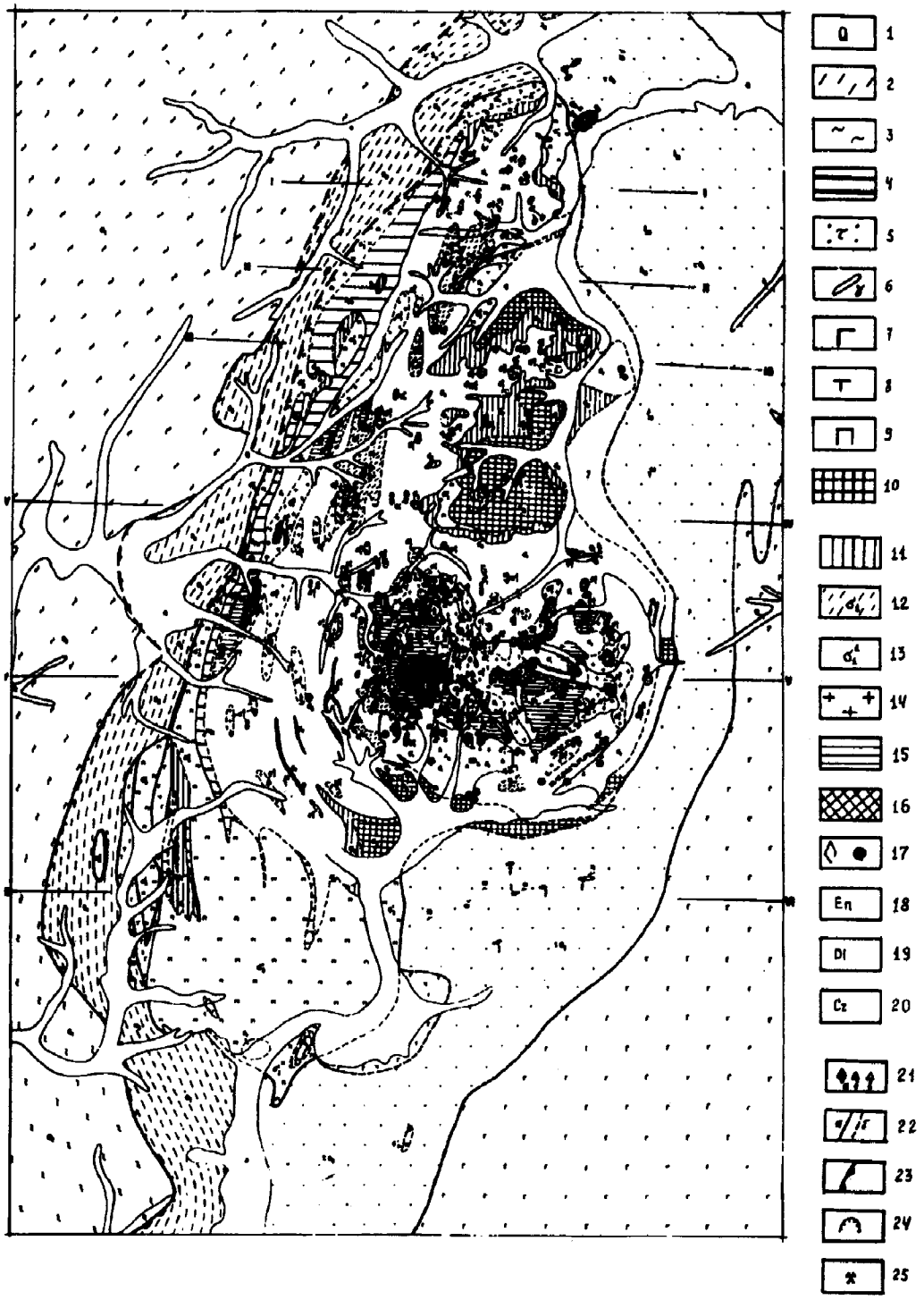
Качканарский клинопироксенитовый массив имеет форму выгнутой на запад дуги и слагает вершину г. Качканар и ее отроги. Размеры массива 4,5 × 9 км (рис. 25). Со всех сторон массив окружен метасоматическими и интрузивными габброидами, прорывающими и замещающими клинопироксениты. Массив состоит из оливинитов, перидотитов, пироксенитов и конжакитов. Оливиниты и перидотиты образуют согласные линзовидные тела размерами до 50 × 500 м, реже — секущие и метасоматические жилки, представленные оливинитами, магнетитовыми оливинитами, верлитами и

пироксеновыми оливинитами, приуроченными к западной и южной частям массива.

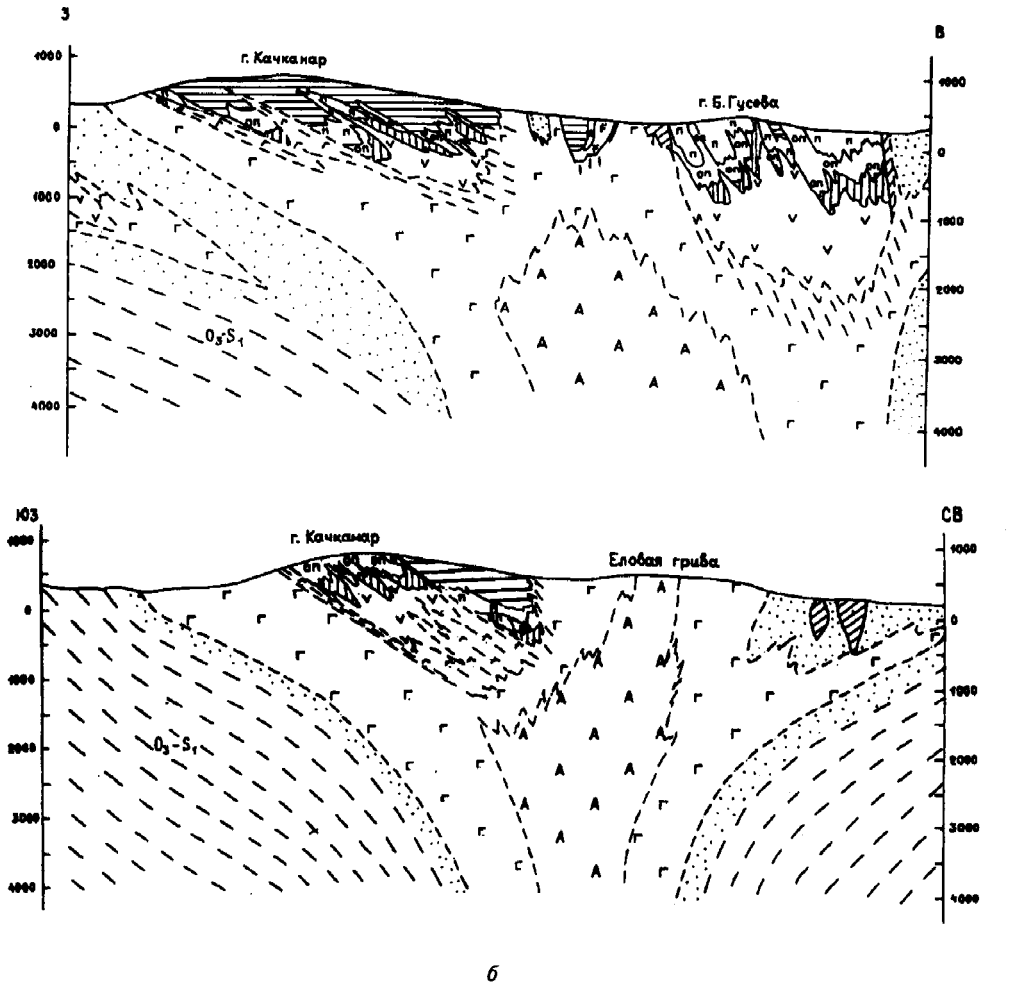
Оливиновые и оливинсодержащие клинопироксениты слагают широкое поле размерами 1,5 × 4,5 км в юго-восточной части массива и серию мелких согласных тел в средней, западной и северной частях массива, мощность и количество которых уменьшается к северу и востоку. Мономинеральные клинопироксениты располагаются между оливиновыми и магнетитовыми. Магнетитовые и магнетитсодержащие клинопироксениты слагают большую восточную, северную и центральную части массива общими размерами 5 × 5 км и мощностью около 500—600 м. Конжакиты



а



a



б

Рис. 25. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Гусевогорско-Качканарского габбро-клинопироксенитового массива (материалы В.А.Решитько [308—354] с дополнениями и упрощениями автора):

1 — аллювий и делювиальные отложения; *2* — зеленые аповулканогенные сланцы, O_3—S_2; *3* — роговики и кытлымиты; *4* — горнблендиты и амфиболизированные клинопироксениты; *5* — габбро- и горнблендит-пегматиты; *6* — клинопироксенит-пегматиты; *7* — анортитовые габбро и анортозиты; *8* — габбро тонкозернистое полосчатое апопироксенитовое; *9* — конжакиты; *10* — габбро пироксеновое и роговообманковое; *11* — клинопироксениты магнетитовые; *12* — мономинеральные; *13* — оливиновые; *14* — верлиты и оливиниты

приурочены к восточному и северному контактам массива с габброидами. В западной части массива широко развиты пироксенит-пегматитовые жилки до 20—30 см мощностью, сопровождаемые крупнозернистыми магнетитовыми жилами. В клинопироксенитах наблюдается четкая полосчатость, обусловленная оливинитовыми и верлитовыми полосками и жилками, полого (20—30°) падающая на восток и к центру плутона с постепенным выкручиванием к востоку.

Согласно геологическим отстройкам и расчетам гравиметрического и магнитного поля, Качканарский массив является верхней прикровлевой частью расположенного глубже гарполитообразного дунитового массива, окруженного кольцевой габбровой интрузией и подвергшегося снизу

интенсивной фельдшпатизации и габброизации общей мощностью до 1,5—2 км. С глубиной ожидается увеличение мощности оливиновых клинопироксенитов и верлитов. Явных признаков тектонизации пироксенитов не обнаружено. Поздняя жильная серия совершенно отсутствует. Особенности массива — отсутствие дунитов на поверхности при широком развитии магнетитовых, мономинеральных и оливиновых клинопироксенитов с ограниченным развитием оливинитовых силлов и пегматитов, свидетельствующее о слабом уровне эрозионного среза.

Гусевогорский клинопироксенитовый массив слагает Гусевы горы и находится в восточной части плутона, к северо-западу от города Качканара (см. рис. 25).

Массив размерами 4,5 × 8,5 км овальной, меридионально вытянутой формы, на юге имеет тектонический контакт с Качканарским массивом. Он полностью сложен клинопироксенитами и располагается среди кытлымитов на северо-западе, севере и востоке и габброидов в юго-западной части. Южная, центральная и северо-восточная части массива сложены средне- и крупнозернистыми оливиновыми, оливинсодержащими и мономинеральными клинопироксенитами, содержащими согласные тела верлитов, оливинитов и магнетитовых оливинитов до сотни метров мощностью и первых сотен метров длиной. Центральная и западная части массива сложены магнетитовыми и магнетитсодержащими клинопироксенитами, образующими тела размерами до 1,3 × 2,3 км и мощностью до 800 м, на глубину и по периферии постепенно переходящими в оливинсодержащие. Общее простирание оливинитовых силлов и даек — северо-северо-западное, в западном блоке — субширотное.

Пегматиты, представленные верлит-, оливинит- и пироксенит-пегматитами, тяготеют к центральной части массива и восточному склону г. Б. Гусевой. Размеры пегматитовых тел до 1—2 м в поперечнике. На западном склоне и в Главном карьере наблюдаются жилки гусевитов до 3 см мощностью. На контакте с габброидами и кытлымитами наблюдается амфиболизация, местами до горнблендитов, шириной до 150 м на восточном и 450 м на западном контактах. Широко развиты "плагиоклазитовые" дайки, обильные в восточной и центральной частях массива, имеющие северо-западное простирание.

Особый интерес представляет неправильный выступ, или полуизолированный блок клинопироксенитов в габбро, находящийся в западной части Гусевогорского массива. Блок размерами 1500 × 1000 м имеет треугольную вытянутую на юго-запад форму. С северо-западной, юго-восточной и южной стороны он окружен габбро, в северо-восточной замещается амфиболизированными пироксенитами и горнблендитами. На западном контакте ширина габброидов снижается до 100 м, и западнее располагается ксенолит кытлымитов. Блок сложен магнетитовыми и магнетитсодержащими клинопироксенитами с небольшими (до 200 × 30 м) телами верлитов и оливинитов. В восточной и южной части тела клинопироксениты амфиболизированы до горнблендитов, образующих полосу шириной до 150 м. Вдоль южного контакта клинопироксениты перекристаллизованы до пегматитов. Близ контакта с габброидами располагаются габбро- и горнблендит-пегматиты (поле размером 1100 × 150 м), в удалении от контакта — поле пироксенит-пегматитов размером 600 × 300 м, к северу переходящее в отдельные жилки пироксенит-пегматитов среди магнетитовых клинопироксенитов. Между всеми типами пегматитов наблюдаются постепенные переходы.

Контакты массива с кытлымитами резкие, крутые до вертикальных, с зонами милонитизации и закатанными обломками и блоками клинопироксенитов в кытлымитах и глубоко вдающимися в массив участками кытлымитов. Западный контакт резкий линейный, также тектонизирован.

Характерными особенностями массива являются его существенно клинопироксенитовый состав, редкость оливинитов, тектонические контакты с вмещающими породами, активное воздействие габброидов на клинопироксениты с образованием пегматитов и обилие "плагиоклазитовых" даек.

Гусевогорский массив является одним из выходов Качканарского ультрамафического плутона, тектонически вдвинутым в кытлымиты и окруженным на глубине габброидами, выходящими на поверхность в юго-восточной его части. Массив слабо эродирован с невскрытым дунитовым ядром с мощной (свыше 1000 м) оболочкой клинопироксенитов.

Среди кытлымитов севернее и восточнее Гусевогорского массива известны несколько мелких изолированных тел и блоков клинопироксенитов размерами до 0,6 × 1,2 км, овальной, треугольной или неправильной формы, сложенных оливиновыми, магнетитовыми и мономинеральными амфиболизированными пироксенитами. Эти изолированные тела представляют несомненные блоки среди кытлымитов. Часть их, судя по зональности, могла являться небольшими апофизами, впоследствии тектонизированными, часть — тектоническими отторженцами от Гусевогорского массива.

Качканарский габбровый массив образует неправильно-кольцевое тело вокруг Качканарского массива и слагает склоны и подножие г. Качканар. Размеры массива — 7 × 10,5 км. Кольцевая интрузия имеет ширину 0,5—1 км на западе, до 2 км на юге, 2,5—3 км на северо-западе, 4,5 км — на северо-востоке и 1 км — на востоке, сложена габбро-норитами, пироксеновым, роговообманковым и оливиновым габбро, троктолитами, анортозитами, конжакитами и тонкозернистыми метасоматическими габброидами. Габбровый массив с юга, запада и севера контактирует с основными вулканитами, превращенными в роговики и кытлымиты, в юго-восточной части — с пироксенитами Гусевогорского массива. Ширина роговиково-кытлымитового ореола на южном контакте с габбро-норитами 100 м, на западе — 500 м, на севере и северо-востоке увеличивается до 4 км.

К востоку от Гусевогорского массива, где габбро не обнаружено, ширина зоны кытлымитов составляет до 600 м, в юго-восточной части она увеличивается до 3 км и включает мелкие тела габброидов и диоритов. По периферии массива располагаются габбро-нориты, в южной части ширина их достигает 150 м. К центру массива они переходят в пироксеновые и роговообманковые среднезернистые габбро, образующие кольцевую или полукольцевую зону шириной до 1000 м вокруг пироксенитового массива. На контакте с клинопироксенитами широко развиты метасоматические тонко- и мелкозернистые оливиновые габбро, полосчатые, с реликтами клинопироксенитов, представляющие продукт их замещения. Зона очень узкая в западной и южной частях массива и резко увеличивается в размерах в северной и юго-восточной частях. На восточном контакте с пироксенитами развиты среднезернистые конжакиты с неправильно-полосчатыми и такситовыми текстурами. Центральная часть массива близ контакта с пироксенитами сложена оливиновыми и анортит-оливиновыми габбро, до троктолитов и анортозитов с реликтами клинопироксенитов и магнетитовых оливинитов, образующими поле размером 3 × 1 км. Судя по полосчатости, габброиды падают к геометрическому центру плутона, на юге под углом 30—40°, на западе 30—40°, на

севере 60—80°. Крутые падения на юге подтверждаются существованием узкой роговиковой оторочки. Ее значительное расширение на севере и северо-востоке позволяет предполагать на глубине присутствие габброидов и существование неэродированной кольцевой габбровой интрузии вокруг всего Гусевогорского пироксенитового массива.

Пространственно и генетически с габброидами связаны горнблендиты и горнблендит-, пироксенит- и габбро-пегматиты, наиболее развитые в клинопироксенитовом блоке между Качканарским и Гусевогорским массивами.

К гранитоидной ассоциации относятся многочисленные дайки состава плагиогранитов, образующие линейные субмеридиональные плитообразные тела до 5 м мощностью с крутым падением, широко распространенные в пределах Гусевогорского массива, особенно в Северном карьере. За пределами Качканарского плутона к северу от него по р. Ис выходят многочисленные небольшие тела плагиогранитов. Небольшие тела мелкозернистых диоритов и плагиогранитов встречены в юго-восточной части массива в выемках железной дороги близ обогатительной фабрики.

В целом Качканарский комплекс представляет трубообразную расширяющуюся вверх габбровую интрузию, вверху захватывающую гарполитоподобные тела КЗУМ с крупными пологими апофизами и приуроченными к верхней части комплекса гранитоидными телами.

Баранчинский комплекс

Баранчинская группа ультрамафических массивов располагается в пределах Баранчинского магматического дунит-габбро-диорит-сиенитового комплекса общими размерами 50 × 20 км (рис. 26, 27, *а*, *б*). Баранчинский комплекс, по В. А. Шилову, пространственно объединяет Волковский габбровый массив и ассоциирующиеся с ним диориты и Нижнетагильский диорит-сиенитдиорит-сиенитовый массив, сформировавшиеся в позднесилурийско-раннедевонское время. По Ю. С. Каретину, все породы комплекса представляют самостоятельные интрузивные формации, комагматичные соответствующим эффузивам.

Осевая часть комплекса размерами 36 × 4 км сложена прерывистой полосой габброидов, к юго-западу от которой находится Листвянский массив апогипербазитовых габброидов с реликтами ультрамафитов, в северо-западной — группа Баранчинских массивов. Непосредственно к востоку от габбро располагаются более поздние кварцевые диориты и диориты, образующие прерывистую полосу из трех более или менее изолированных массивов длиной свыше 50 км и шириной до 8 км. Непосредственно к востоку от габбро располагаются Кушвинский и Тагильский сиенитовые массивы.

Баранчинская группа клинопироксенитовых массивов образует поле среди аповулканогенных роговиков, кытлымитов и габбро размерами 32 × 16 км. Известно свыше 10 изолированных массивов, ксенолитов и останцев, наиболее крупными из которых являются Синегорский, Гологорский, Толстогорский, Боровский, Баронский и Гороблагодатский (Кушвинский). К западу от массивов находится полоса амфиболитов и плагиоклазовых амфиболитов верхнего ордовика, контактирующих с терригенными отложениями Центрально-Уральского поднятия по долине р. Актай.

Массивы Баранчинской группы впервые были кратко описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1900 г. [263] и закартированы Н. К. Высоц-

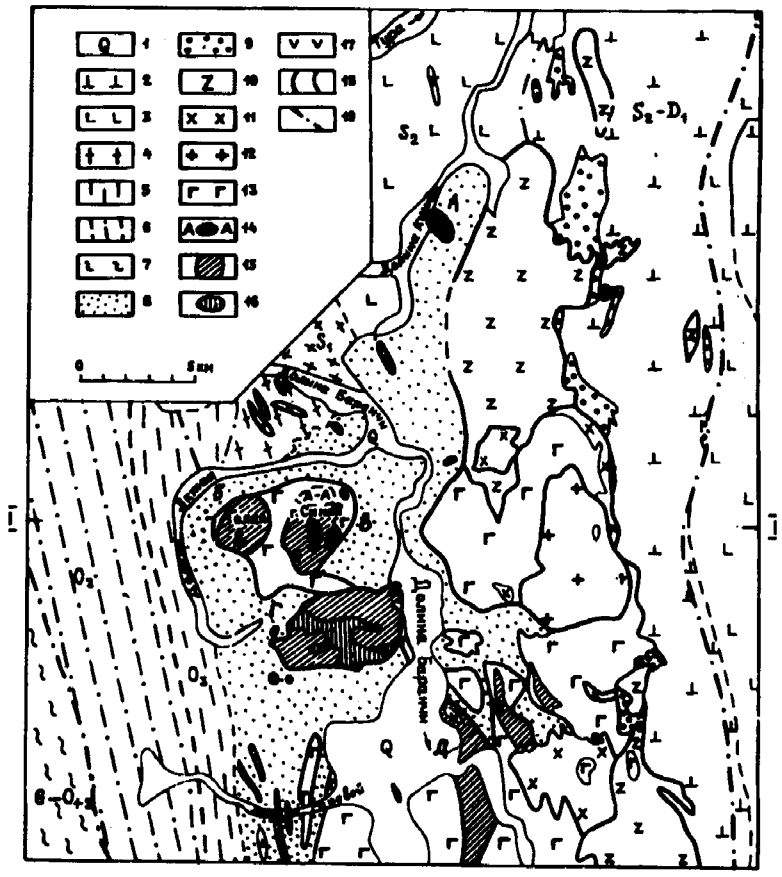


Рис. 26. Геологическая карта Тагило-Баранчинского интрузивного комплекса (материалы И.Д.Соболева [382] с упрощением и дополнениями):

1 — аллювий; *2* — трахитовые порфириты, их туфы и туффиты, S_2—D_1; *3* — андезитовые и андезидацитовые порфириты, их туфы и туффиты, S_1; *4* — амфиболиты и амфиболизированные основные вулканиты, Sln_1; *5* — зеленые аповулканогенные сланцы, O_3; *6* — хлоритовые, углисто-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы, O_2; *7* — терригенные отложения Центрально-Уральского поднятия, Cm—O_{1-2}; *8* — роговики и кытлымиты; *9* — скарны; *10* — сиениты; *11* — диориты; *12* — кварцевые диориты; *13* — габбро оливиновые, пироксеновые и роговообманковые; *14* — габбро анортитовые; *15* — клинопироксениты; *16* — верлиты и оливиновые клинопироксениты; *17* — дуниты; *18* — контакты интрузивных пород; *19* — разломы и надвиги; массивы: *А* — Гороблагодатский (Кушвинский); *Б* — Гологорский; *В* — Синегорский; *Г* — Толстогорский; *Д* — Баронские

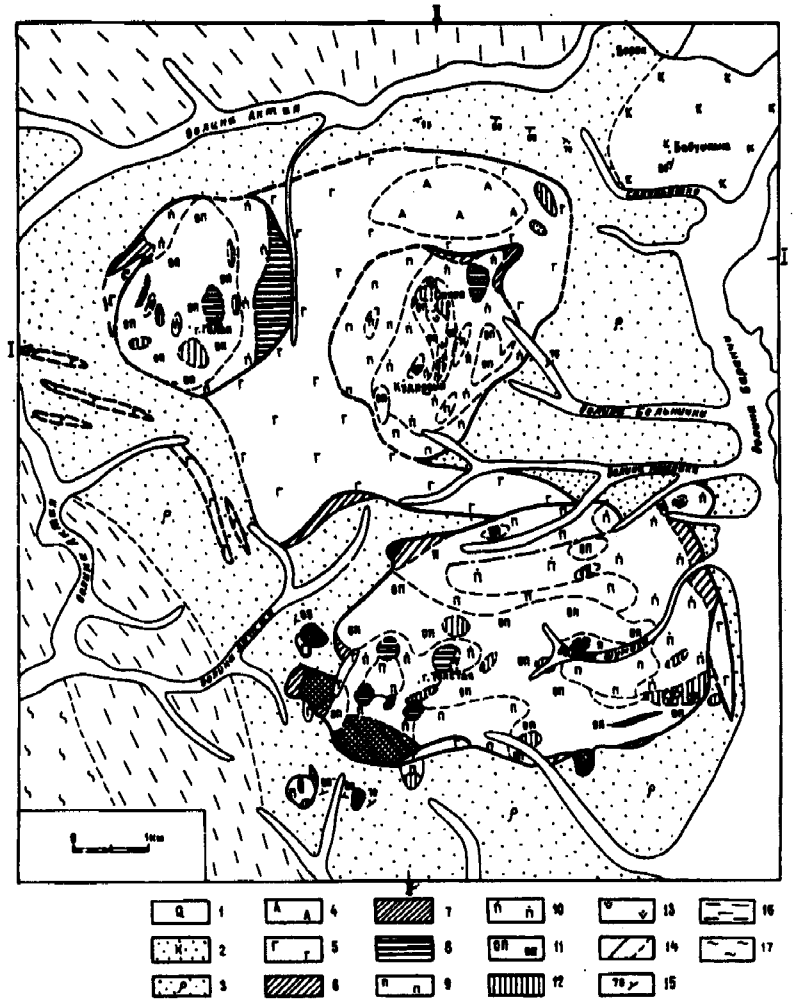
ким в 1917 г. [85] и в 1956 г. В. А. Артамоновой и Е. И. Клевцовым в масштабе 1 : 50 000 [416]. Петрология отдельных массивов изучалась М. П. Исаенко, О. А. Воробьевой [80, 82], Н. М. Успенским, Е. А. Кузнецовым [251], С. В. Москалевой в 1954—1964 гг. [303—307, 309], Л. В. Малаховой [281], В. Г. Фоминых [416]. Автором в 1984 г. были закартированы массивы гор Голой, Синей и Толстой в масштабе 1 : 25 000—1 : 50 000, а также Боровской и Кушвинский массивы.

Диагностика вмещающих пород испытала длительную историю. Н. К. Высоцким [85] они описывались как габбро, М. П. Исаенко — как аплитовидное габбро и диориты, О. А. Воробьевой [80] — как инъекционный полосчатый комплекс, В. А. Артамоновой и Е. И. Клевцовым — как мелкозернистое габбро и габбро-нориты, С. В. Москалевой [303] — как габбро-кытлымиты, апопорфиритовое и апопироксенитовое габбро.

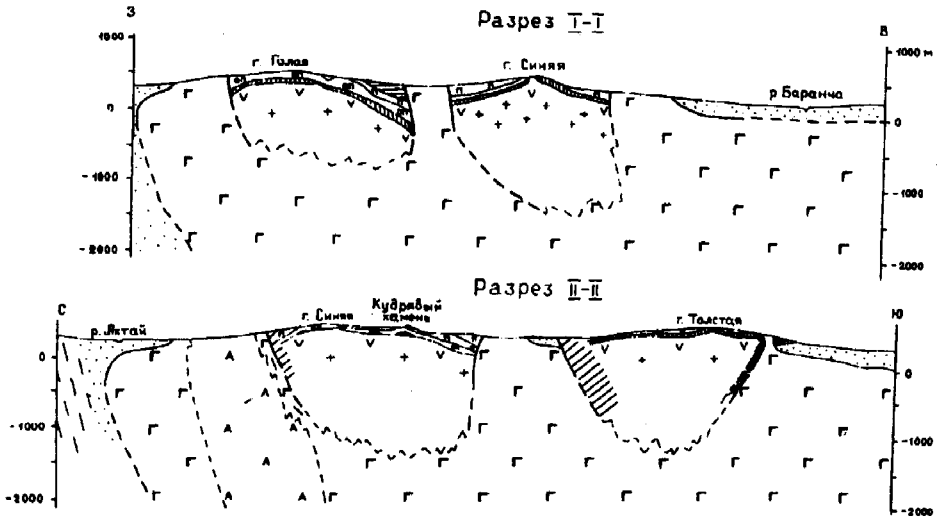
В. А. Артамонова [7], В. А. Артамонова и Л. В. Малахова [8] показали, что это пироксен-плагиоклазовые роговики. Наши работы подтвердили, что все тонкозернистые разности являются типичными пироксен-плагиоклазовыми, двупироксеновыми и амфибол-плагиоклазовыми роговиками, наряду с которыми развиты кытлымиты и среднезернистые габбро.

Синегорский клинопироксенитовый массив располагается в 5,5 км к юго-западу от пос. Баранча и представляет округлое тело северо-восточного простирания размерами 3,2 × 2,4 км, контактирующее на юго-востоке с роговиками и со всех других сторон окруженное габбро (см. рис. 22, *а*, *б*).

Массив сложен клинопироксенитами, мономинеральными в юго-западном контакте. Магнетитовые клинопироксениты слагают два небольших тела на северо-восточном склоне г. Синей. Оливинсодержащие и оливиновые пироксениты образуют несколько изолированных тел в восточной части массива и окружают привершинную часть горы. Центральная часть



а



б

Рис. 27. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Баранчинской группы клинопироксенитовых массивов (по данным автора с использованием материалов Н.К.Высоцкого [87], В.А.Артамоновой и Е.И.Клевцова):

1 — аллювий; *2* — кытлымиты; *3* — амфибол-плагиоклазовые роговики; *4* — амфибол-анортитовые габбро; *5* — габбро роговообманковое; *6* — горнблендиты и амфиболизированные клинопироксениты; *7* — клинопироксениты милонитизированные; *8* — магнетитовые; *9* — мономинеральные; *10* — оливинсодержащие; *11* — оливиновые; *12* — верлиты; *13* — дуниты диопсидовые и диопсидсодержащие; *14* — контакты; *15* — элементы залегания; *16* — амфиболиты; *17* — терригенные отложения, Є.

массива сложена меридионально вытянутым телом диопсидовых и диопсидсодержащих дунитов размерами 700 × 200 м, переходящих на южном и северном выклиниваниях в верлиты и оливиновые пироксениты. В северной части тела по скалистому отрогу вершины г. Синей расположены поле, насыщенное дайками и силлами оливинитов с ксенолитами оливиновых пироксенитов, и так называемая "эруптивная брекчия". В северном и северо-восточном окончаниях массива на контакте с габбро — интенсивная амфиболизация, вплоть до горнблендитов. Верлит- и пироксенит-пегматиты с магнетитом нередки на вершине и восточном склоне, приурочиваясь к полю развития оливинитов.

С габбровой ассоциацией связаны многочисленные дайки габбро-пегматитов, секущие пироксениты, горнблендиты и магнетитовые горнблендиты. Ксенолиты горнблендитов и магнетитовых горнблендитов (руда "синегорка") разрабатывались в северной и восточной частях массива.

По О. А. Воробьевой [80], массив представляет выклинивающееся на глубине изометрическое тело, что, по ее мнению, подтверждается падением полосчатости вмещающих пород под массив. По нашим данным, строение обнаженной части массива свидетельствует, что мы имеем очень слабо эродированный дунитовый массив с куполовидной приповерхностной частью. Слабая эродированность подтверждается ограниченным развитием дунитов и широкими полями оливиновых и оливинсодержащих пироксенитов. В то же время верхние зоны клинопироксенитовой оболочки также в значительной степени эродированы. Массив рисуется как крупный ксенолит, окруженный со всех сторон габброидами, подрезанный

ими снизу и, возможно, перемещенный ими вверх. Гравитационное поле показывает, что ультрамафиты могут уходить на значительную глубину.

В 2 км к северо-востоку от вершины г. Синей в габбро располагается изолированный **пироксенит-верлитовый массив г. Вересовки**, имеющий овальную форму, северо-западное простирание и размеры 700 × 300 м. По Л. Ф. Борисенко [31, 33], массив сложен верлитами в центральной части с выходами диопсидовых и диопсидсодержащих дунитов или оливинитов, по периферии амфиболизированных. На контакте между серпентинитами и габбро по серпентинитам наблюдаются обособления антофиллитовых пород до 1 × 0,5 м, актинолититов и амфиболизированных перидотитов с вкрапленностью граната, интерпретированных как продукты контактового метаморфизма ультрамафитов под воздействием габбро [33].

Гологорский клинопироксенитовый массив располагается в 8 км на запад-юго-запад от пос. Баранча и слагает одноименную гору. Размеры массива 2,5 × 3,5 км, форма груботреугольная. Массив впервые закартирован Н. К. Высоцким в 1917 г. [85]. В. А. Артамонова и Е. И. Клевцов в 1952 г. составили карту массива в масштабе 1 : 50 000. Нами совершен широтный маршрут через массив. С юга и севера массив окружен пироксен-плагиоклазовыми роговиками, с востока — роговообманковыми габбро, с юго-запада — габброидами с зонами конжакитов (см. рис. 27, *а*, *б*). В пределах массива установлены магнетитовые клинопироксениты, расположенные на восточной периферии массива полосой до 500 м, оливинсодержащие клинопироксениты полосой до 300 м и оливиновые клинопироксениты, слагающие большую часть массива и образующие поле 2,5 × 1,6 км с небольшими (до 300 × 300 м) участками верлитов, магнетитовых и оливинсодержащих клинопироксенитов. Структура массива представляет слабо эродированный концентрически-зональный массив с невскрытым дунитовым ядром, возможно, соединявшийся ранее с Синегорским массивом и, вероятно, испытавший перемещение в вертикальном направлении под воздействием интрузии габброидов.

Толстогорский клинопироксенитовый массив располагается в 8 км к югу от пос. Баранча и слагает одноименную гору и ее отроги. Форма массива неправильно-округлая, вытянутая в субширотном направлении, размерами 6 × 3,5 км. Массив располагается среди пироксен-плагиоклазовых роговиков с небольшими телами габбро вдоль контактов (см. рис. 27, *а*, *б*).

Массив впервые закартирован Н. К. Высоцким в 1917 г. [85, 87] и в 1952 г. в масштабе 1 : 50 000 — В. А. Артамоновой и Е. И. Клевцовым. Автор в 1984 г. составил карту масштаба 1 : 25 000.

Массив состоит из основного тела, выступов от него в стороны и мелких изолированных тел и имеет неоднородное строение. Северная треть его сложена оливинсодержащими клинопироксенитами (3,2 × 0,6 км), окруженными мономинеральными клинопироксенитами. Средняя и южная части сложены оливиновыми клинопироксенитами (поле 5 × 2 км) с несколькими небольшими (до 0,3 × 0,2 км) выходами верлитов. Юго-западная часть массива (2,5 × 1,6 км) сложена оливинсодержащими и мономинеральными клинопироксенитами с несколькими небольшими выходами верлитов и пятью участками магнетитовых клинопироксенитов размерами до 0,50 × 0,25 км. В юго-восточной части массива между оливинсодержащими и оливиновыми клинопироксенитами наблюдается поле верлитов размерами 0,9 × 0,3 км с мелкими выходами оливинитов, диопсидовых и диопсидсодержащих дунитов (до 250 × 100 м). По периферии клинопироксениты

амфиболизированы шириной до 100—150 м, а на северо-западном и юго-западном контактах милонитизированы.

Выступы от основного массива располагаются в западной, северо-восточной и южной частях массива. Размеры наиболее крупного из них — 700 × 400 м, три из пяти выступов сложены полностью милонитизированными клинопироксенитами, а юго-западный по периферии шириной до 200 м замещен горнблендитами. Форма выступов овальная, а их гипсометрическое положение позволяет предполагать, что они подстилаются роговиками.

Изолированные выходы расположены у западного (1), юго-западного (2) и юго-восточного (1) контактов массива на расстоянии 50—500 м от массива. Размеры их — от 200 × 150 до 400 × 500 м, форма округлая и треугольная. Два тела сложены нацело милонитизированными пироксенитами, юго-западное — мономинеральными пироксенитами с участками верлитов и полосой милонитизированных пироксенитов, юго-восточное тело — верлитами. Все изолированные тела приурочены к вершинам отрогов и представляют собой остатки покровов, полого падающих в стороны от массива. Контакты массива с вмещающими роговиками резкие тектонические.

В целом массив — один из наименее эродированных клинопироксенитовых массивов. Отсутствие концентрической зональности, зоны тектонизации на контактах, "отростки" (выступы) и изолированные тела клинопироксенитов указывают на заметную тектонизацию массива. Предполагается, что массив тектонически выдавлен вверх интрузией габброидной магмы и несколько надвинут на запад. При этом краевые части его "расползлись" в стороны от основного тела.

Габброидная ассоциация представлена среднезернистыми роговообманковыми габбро, жилами габбро-пегматитов и горнблендитами. Габбро слагают широтную апофизу шириной до 100 м, отходящую от Баранчинского габбрового массива, и семь мелких тел, расположенных вдоль контактов массива или близ изолированных тел клинопироксенитов. Габбро-пегматиты довольно редки и наблюдались в клинопироксенитах восточной части массива. Горнблендиты развиты в периферических частях массива и его выступов, реже — вокруг изолированных тел. Конжакиты встречены на южном контакте близ габброидов и имеют ограниченное распространение. Широкое развитие пироксен-плагиоклазовых роговиков позволяет предполагать существование на небольшой глубине габбрового массива.

Гранитоидная ассоциация представлена редкими дайками плагиоклазитов и плагиогранитов до 5 м мощностью, встреченных в северо-восточной части массива.

Кушвинский (Гороблагодатский) клинопироксенитовый массив располагается в 3 км к югу от ст. Гороблагодатская. Закартирован как пироксенитовый Е. И. Клевцовым и В. А. Артамоновой в 1952 г., описан В. А. Артамоновой [7], В. А. Артамоновой и Л. В. Малаховой [8] и Л. В. Малаховой. Массив размерами 1,3 × 0,7 км имеет северо-западное простирание и располагается среди роговиков с реликтами порфиритов (рис. 28). Непосредственно к северу от массива располагаются ороговикованные лавобрекчии именновской свиты. Массив имеет зональное строение с тылаитами шириной 100—200 м по периферии, затем массивными среднезернистыми клинопироксенитами и оливиновыми клинопироксенитами, в центральных частях переходящими в оливиновые клинопироксениты и верлиты. Характерной особенностью является зональность клинопироксена в пироксенитах и верлитах, отсутствующая в более крупных массивах пояса.

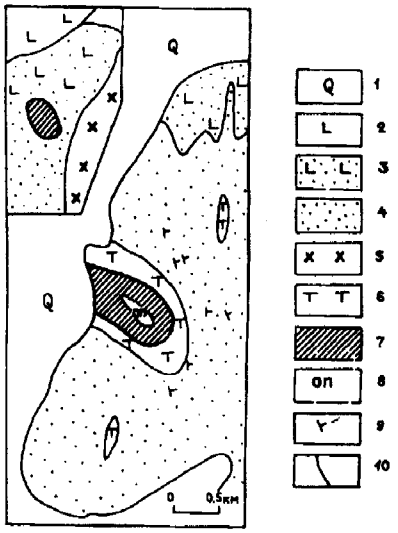


Рис. 28. Геологическая карта Гороблагодатского клинопироксенитового массива (на карте-врезке — положение массива по данным В.А.Артамоновой и Л.В.Малаховой [8]):

1 — аллювий; *2* — лавобрекчии именновской свиты; *3* — ороговикованные порфириты; *4* — роговики и кытлымиты; *5* — сиениты; *6* — тылаиты; *7* — клинопироксениты; *8* — оливиновые клинопироксениты; *9* — элементы залегания; *10* — контакты

По нашему мнению, массив представляет апикальную часть более крупного, очень слабо эродированного ультрамафического массива дунит-пироксенитового состава, окруженного на глубине габброидами.

Боровский клинопироксенитовый массив размерами 0,3 × 0,7 км овальной формы и северо-восточного простирания располагается среди кытлымитов в 1 км к востоку от пос. Баранча, где слагает Кастрюкову гору. Впервые выделен Н. К. Высоцким в 1917 г. [85]. Нами сделана серия широтных и меридиональных пересечений, показавшая, что массив сложен заметно амфиболизированными пироксенитами, в осевой части оливиновыми, до верлитов. Вмещающие породы — кытлымиты, на северном окончании встречены кремнистые сланцы.

Демидовский клинопироксенитовый массив находится в 2,5—3,0 км к востоку от пос. Гаревая, на вершине г. Демидовой. Представляет сложнозональное дайковидное крутопадающее меридиональное тело мощностью около 250 м среди кытлымитов. Вдоль восточного контакта располагаются габбро. Массив состоит из центральной дунитовой части мощностью около 150 м, по периферии рассланцованной и серпентинизированной, симметрично окруженной оторочками клинопироксенитов.

Баронские клинопироксенитовые массивы расположены в юго-западной части Волковского габбрового массива полосой северо-северо-западного простирания длиной около 5 км. Размер наиболее крупного тела 8 × 0,6 км с крутым падением на северо-восток. Массив изучался Е. И. Клевцовым в 1963 г. [242] и Л. Ф. Борисенко [31]. Сложен мелко- и среднезернистыми апатитсодержащими магнетитовыми клинопироксенитами со шлирами массивных магнетитовых руд до 10 м мощностью в кулисообразных сближенных трещинах. Пироксениты частично замещаются габброидами.

На современном эрозионном срезе габбро образуют два крупных массива между Синегорским и Гологорским массивами, на юго-западном контакте Гологорского и несколько мелких тел в роговиках или вокруг Толстогорского массива. Преобладают среднезернистые роговообманковые габбро, но на северном склоне г. Синей установлено поле анортитовых оливиновых габбро — продуктов постмагматической переработки габброидов, возможно, фиксирующих зону подводящего канала. Широкое развитие пироксен-плагиоклазовых роговиков позволяет предполагать, что на небольшой (может быть, менее 500 м) глубине под роговиками должны располагаться габбро. Общие размеры предполагаемого Баранчинского габбрового массива около 12 × 25 км. На севере он протягивается до ст. Гороблагодатской, на востоке должен сливаться с Волковским массивом. Габбро вызывают слабую фельдшпатизацию клинопироксенитов в Голо-

горском и Толстогорском массивах и более широко распространенную горнблендитизацию.

В целом Баранчинский комплекс рассматривается нами как группа слабо эродированных дунит-клинопироксенитовых массивов, являющихся куполообразными выходами ранее, возможно, единого ультрамафического массива размерами 10 × 8 км, и серии мелких тел, даек или апофиз, частично разбитых на блоки, окруженные габбро Баранчинского массива и испытавших вертикальное перемещение сравнительно небольшой (не более 1000 м) амплитуды.

Тагильский комплекс

Комплекс представляет согласное меридионально вытянутое образование размерами 54 × 20 км и состоит из отдельных изолированных тел и многофазных комплексов, сложенных ультрамафитами, габброидами, гранитоидами и сиенитами (рис. 29). Ультрамафиты тяготеют к западной части комплекса, образуя изолированный Нижнетагильский клинопироксенит-дунитовый массив, включенные в габброиды Висимский и Егорово-Каменский ультрамафические массивы и несколько более мелких тел. Габброиды образуют Тагильский и Черноисточинский массивы, сложенные габбро-норитами, их амфиболовыми или амфиболизированными фациями, оливиновыми и кварцевыми габбро. Габброиды являются более поздними, чем ультрамафиты, образованиями и активно воздействуют на них. Диориты образуют четко выраженный лентовидный массив размерами 100 × 7 км, расположенный к востоку от габброидов. Плагиограниты слагают серию дайковидных и линзовидных тел по восточной периферии комплекса. Габброиды и гранитоиды окружены широкой полосой роговиков, кытлымитов и скарнов.

По В. А. Шилову, полиформационный и полихронный Тагило-Баранчинский массив объединяет в единый комплекс дунит-клинопироксенит-габбровую и габбровую формации, контрастную формацию диабазов, диоритов, плагиосиенитов и сиенитодиоритов натрового ряда и малокалиевую габбро-диорит-гранодиоритовую формацию, формировавшиеся в широком временном интервале от ордовика до позднего силура.

Присутствие широких полей роговиков, брекчий ранних магматитов, зоны закалки в габброидах и гранитоидах и зональность в плагиоклазах габбро и диоритов указывают на гипабиссальные условия формирования магматического комплекса, а широкое развитие полей роговиков и кытлымитов вокруг и внутри комплекса — на его гипабиссальность и слабую эродированность.

Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив располагается в 40 км к юго-западу от г. Нижнего Тагила, непосредственно к северу от пос. Уралец.

Массив известен с 1823 г. — времени открытия платиновых россыпей по р. Сухой Висим (А. Кеммерер, [239]). В 1830 г. Ф. И. Швецов [442] дал описание нескольких приисков с указанием наиболее распространенных пород. Лепле [492] установил, что массив состоит из змеевика. В 1898 г. А. М. Зайцев [140] опубликовал карту массива с общим изображением ультрамафитов. В 1904 г. Н. К. Высоцкий [83] составил первую современную геологическую карту массива масштаба 1 : 42 000, несколько откорректированную в 1908 и 1928 гг. А. Н. Заварицким [131, 135]. Проведенные позже работы не могли превзойти ее по точности и касались реинтерпретации состава и типа вмещающих пород и кытлымитовой оболочки [280]. В 1976 г. автором и В. А. Шиловым [219] была составлена

карта типов дунитов масштаба 1 : 50 000, в 1981 г. О. К. Ивановым — карта масштаба 1 : 25 000 [196, 219]. Детальному описанию состава и строения массива посвящены работы Н. К. Высоцкого, А. Н. Заварицкого, А. К. Бетехтина, И. А. Малахова, Л. В. Малаховой и автора.

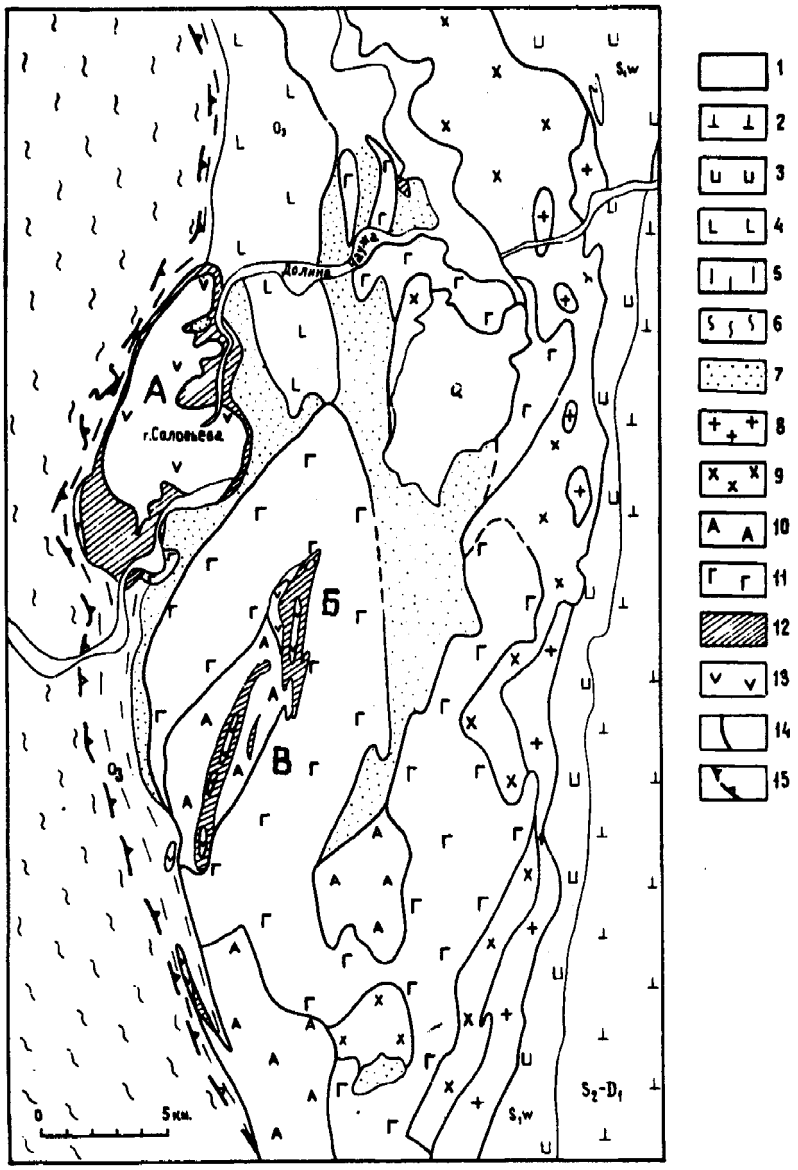


Рис. 29. Геологическая карта Тагильского ультрамафит-габбро-гранитоидного комплекса (материалы В.А.Шилова с упрощением):

1 — аллювий; *2* — трахитовые порфириты и их туфы, S_2—D_1; *3* — андезибазальтовые порфириты и их туфы, S_1w; *4* — базальтовые порфириты, их туфы и туффиты, O_3; *5* — зеленые аповулканогенные сланцы, O_3; *6* — терригенно-осадочные отложения Центрально-Уральского поднятия, $\in$—O_2; *7* — роговики и кытлымиты; *8* — плагиограниты; *9* — диориты кварцевые; *10* — оливиновые и анортит-оливиновые габбро; *11* — габбро роговообманковые, пироксеновые и габбро-нориты; *12* — клинопироксениты; *13* — оливиниты и дуниты; *14* — контакты интрузивные; *15* — надвиги; ультрамафические массивы: *А* — Нижнетагильский; *Б* — Егорово-Каменский; *В* — Висимский

Нижнетагильский массив располагается в западной части Тагильского комплекса, но отделен от него полосой кытлымитов и ороговикованных туффитов шириной 1—2 км. К западу от массива располагаются порфиритоиды и зеленые сланцы, близ массива превращенные в микроамфиболиты и кытлымиты. На южном и восточном контактах развиты массивные и полосчатые кытлымиты по эффузивно-осадочному субстрату с уменьшением степени метаморфизма к северу. Падение пород восточное крутое до вертикального.

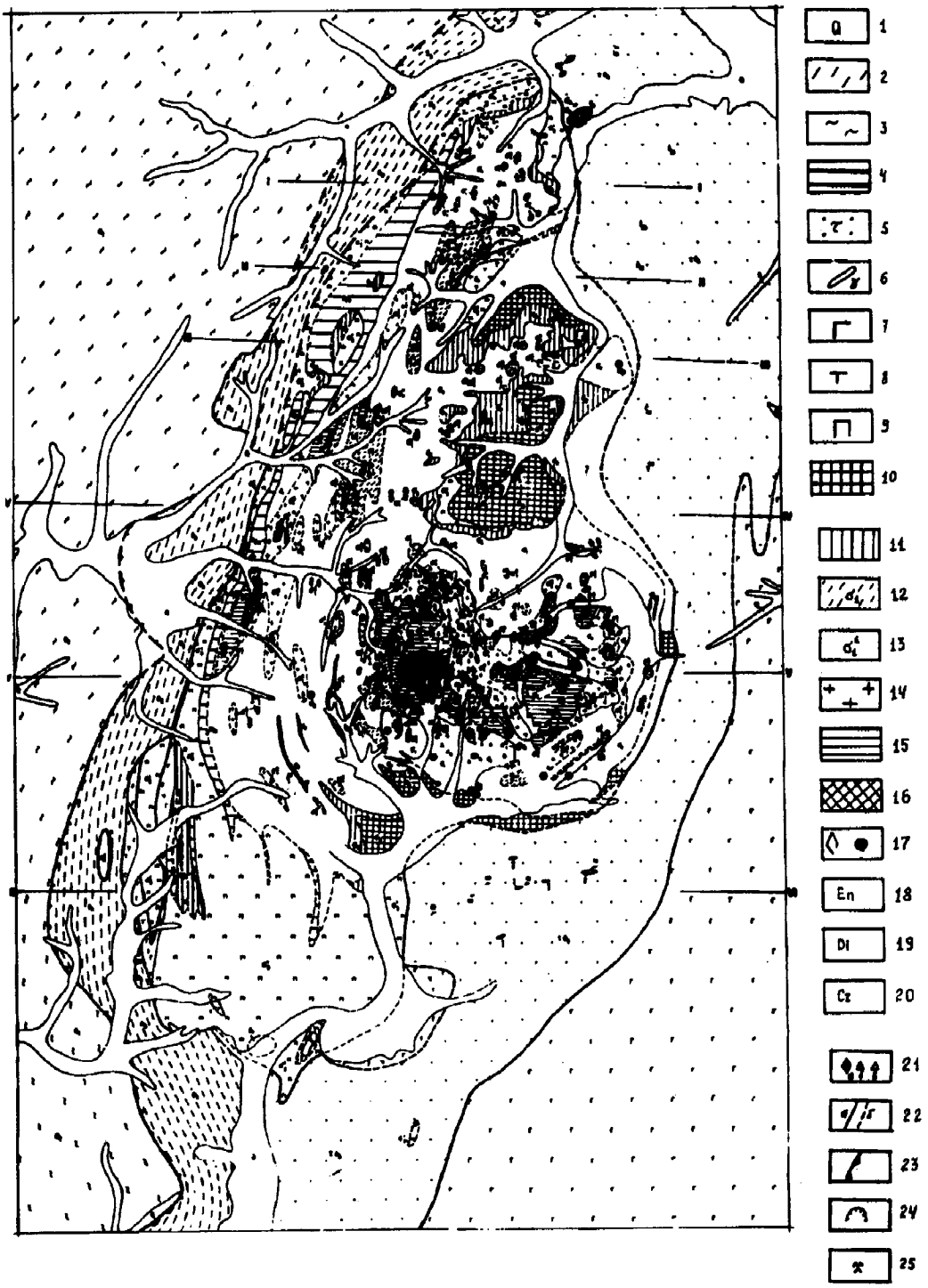
Массив имеет овальную форму, вытянутую в северо-северо-восточном направлении согласно простиранию вмещающих пород. Размеры массива 6 × 13,9 км при площади 50,1 км^2, размеры дунитового ядра — 10,5 × 5,5 км при площади 27 км^2. Ядро окружено неровной каймой верлитов и клинопироксенитов шириной 60—2000 м и площадью 18,3 км^2, в северной части которых располагается поле тылаитов размером 0,5 × 3 км и площадью 0,41 км^2. На южном и юго-западном контактах массива располагаются редкие мелкие тела роговообманковых габбро. Массив представляет собой штокообразное тело с куполовидной поверхностью, круто падающее на восток. Гравитационный максимум находится под г. Ипатовой к северо-востоку от массива. Западный контакт массива интенсивно тектонизирован с образованием милонитизированных пироксенитов и шурпихитов (рис. 30, *а*, *б*).

В пределах массива выделяются три группы породных и минеральных ассоциаций — ультрамафическая, слагающая почти весь массив, габбровая и серпентинитовая, развивающаяся по дунитам. Среди ультрамафитов выделяются первичные ассоциации (дуниты, верлиты и клинопироксениты) и постмагматические образования, представленные перекристаллизованными дунитами, хромитовыми жилами и ультрамафическими пегматитами. Первичные ультрамафиты слагают дунитовое ядро и пироксенитовую оболочку.

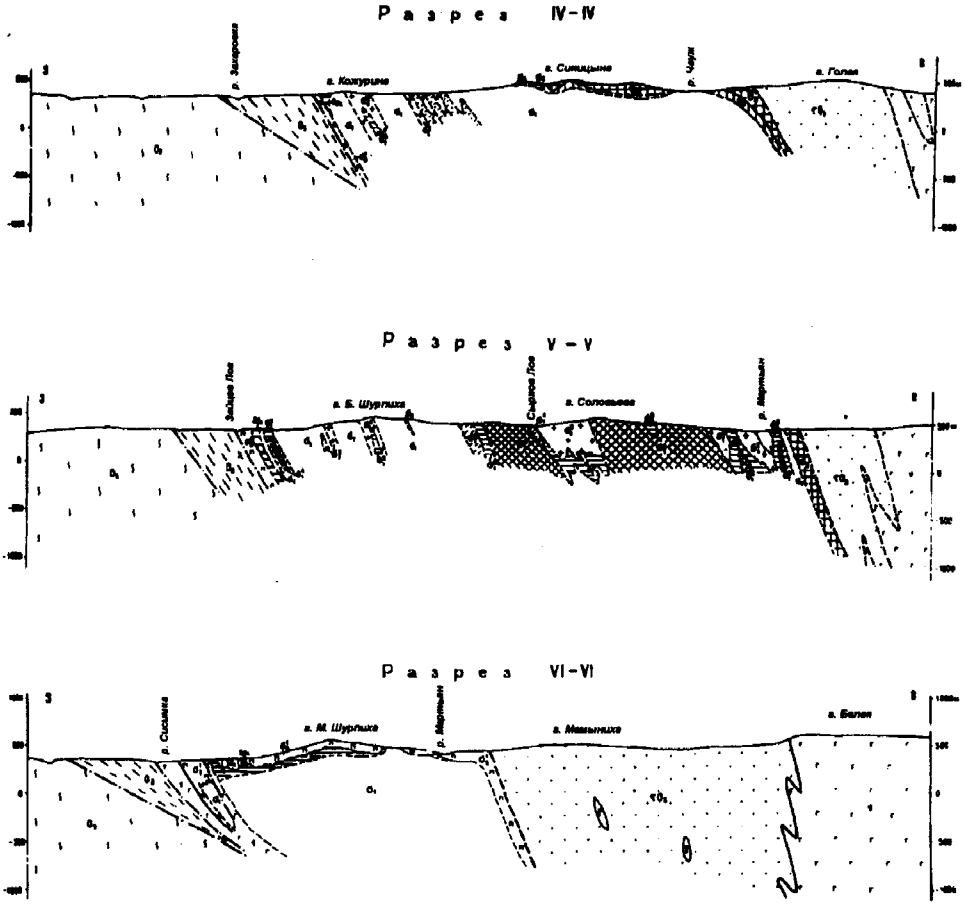
Клинопироксенитовая оболочка массива имеет ровные внешние ограничения и чрезвычайно извилистый внутренний контакт с дунитами, что обусловлено разной степенью эродированности массива при пологой поверхности кровли и врезами логов. Установлено зональное строение оболочки, причем на контакте с дунитами располагаются верлиты, сменяющиеся вверх оливинсодержащими и мономинеральными клинопироксенитами мощностью 30—50 м, затем магнетитсодержащими (первые метры) и плагиоклазсодержащими клинопироксенитами. Переходы между всеми типами пород пироксенитовой оболочки постепенные. Относительно редко наблюдаются крупнозернистые и пегматоидные разности клинопироксенитов. В западной и южной частях оболочки на контакте с вмещающими породами и дунитами клинопироксениты милонитизированы.

В пределах дунитового ядра среди дунитов располагаются изометрические и неправильные участки и полосы верлитов и клинопироксенитов, обычно тяготеющие к пироксенитовой кайме или расположенные на продолжении выступов пироксенитов. Строение их аналогично строению периферической части пироксенитовой каймы с периферической верлитовой зоной и внутренней зоной мономинеральных клинопироксенитов. Эти полосы, интерпретированные В. М. Сергиевским как "втеки", объясняются нами как неэродированные останцы или пироксенит-верлитовые клинья в дунитах.

Постмагматические ассоциации представлены перекристаллизованными дунитами, ультрамафическими пегматитами, хромитовыми жилами, реже — хромдиопсидовыми и флогопитовыми жилками.



а

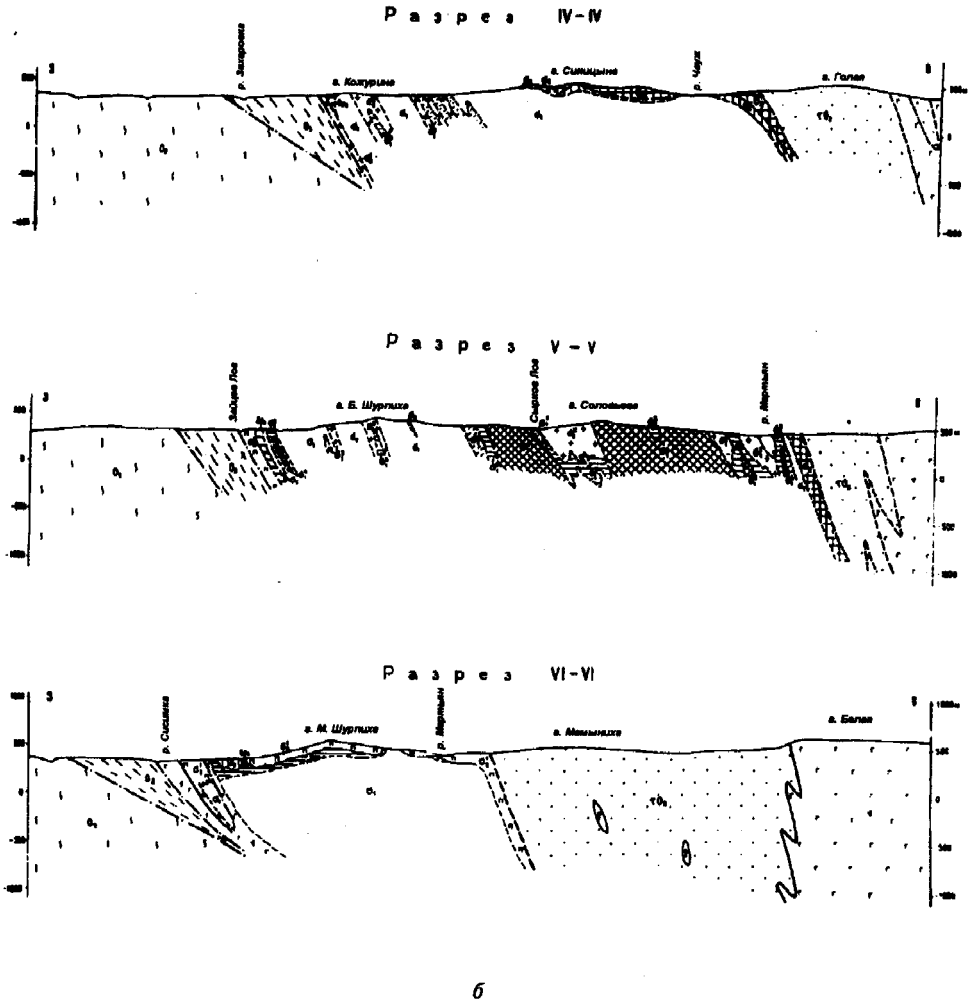


б

Рис. 30. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива (составлены автором с использованием данных Н.К.Высоцкого [82], О.К.Иванова и В.А.Шилова [200]):

1 — аллювий; *2* — зеленые сланцы и порфиритоиды, O_3; *3* — кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые и углистые сланцы, песчаники и кварциты, O_2; *4* — шурпихиты (брусит-магнетит-антигоритовые серпентиниты); *5* — роговики и кытлымиты; *6* — плагиограниты и плагиоклазиты; *7* — габбро роговообманковые; *8* — тылаиты и плагиоклазовые клинопироксениты; *9* — клинопироксениты милонитизированные; *10* — мономинеральные и магнетитовые; *11* — верлиты и оливиновые клинопироксениты; *12* — протодуниты; *13* — дуниты мелкозернистые, обедненные хромшпинелидом; *14* — дуниты мелкозернистые; *15* — среднезернистые; *16* — крупнозернистые; *17* — ультрамафические пегматиты; *18* — ортопироксениты; *19* — диопсидовые жилы; *20* — хромдиопсидовые; *21* — хромитовые: а — крупные гнезда и шлиры, б — гнезда, жилы и шлиры, в — мелкие жилки; *22* — контакты: а — реальные, б — предполагаемые; *23* — надвиги; *24* — карьеры; *25* — шахты и штольни

В строении дунитового ядра выявлена асимметричная концентрическая зональность. В периферической зоне располагаются диопсидсодержащие и диопсидовые протодуниты, ширина которых максимальна в зоне развития пироксенитовых полей (до 300 м) и уменьшается в западной и восточной частях массива до 50 м. В южной половине массива располагаются три зоны крупнозернистых перекристаллизованных дунитов размерами до 0,5 × 0,6 км. Картирование такой зоны в верховьях Александровского лога



б

Рис. 30. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива (составлены автором с использованием данных Н.К.Высоцкого [82], О.К.Иванова и В.А.Шилова [200]):

1 — аллювий; *2* — зеленые сланцы и порфиритоиды, O_3; *3* — кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые и углистые сланцы, песчаники и кварциты, O_2; *4* — шурпихиты (брусит-магнетит-антигоритовые серпентиниты); *5* — роговики и кытлымиты; *6* — плагиограниты и плагиоклазиты; *7* — габбро роговообманковые; *8* — тылаиты и плагиоклазовые клинопироксениты; *9* — клинопироксениты милонитизированные; *10* — мономинеральные и магнетитовые; *11* — верлиты и оливиновые клинопироксениты; *12* — протодуниты; *13* — дуниты мелкозернистые, обедненные хромшпинелидом; *14* — дуниты мелкозернистые; *15* — среднезернистые; *16* — крупнозернистые; *17* — ультрамафические пегматиты; *18* — ортопироксениты; *19* — диопсидовые жилы; *20* — хромдиопсидовые; *21* — хромитовые: а — крупные гнезда и шлиры, б — гнезда, жилы и шлиры, в — мелкие жилки; *22* — контакты: а — реальные, б — предполагаемые; *23* — надвиги; *24* — карьеры; *25* — шахты и штольни

В строении дунитового ядра выявлена асимметричная концентрическая зональность. В периферической зоне располагаются диопсидсодержащие и диопсидовые протодуниты, ширина которых максимальна в зоне развития пироксенитовых полей (до 300 м) и уменьшается в западной и восточной частях массива до 50 м. В южной половине массива располагаются три зоны крупнозернистых перекристаллизованных дунитов размерами до 0,5 × 0,6 км. Картирование такой зоны в верховьях Александровского лога

показало, что она имеет неоднородное строение, а крупнозернистые дуниты образуют густорасположенные мелкие тела среди других типов дунитов. Поля развития крупнозернистых дунитов окружены зонами среднезернистых дунитов шириной до 700 м. Несколько тел среднезернистых дунитов размерами до 0,2 × 1,5 км располагаются вдоль западного контакта массива. Мелкозернистые дуниты окружают поля развития средне- и крупнозернистых дунитов, образуя зоны шириной до 600 м. Вне полей они образуют полосы, вытянутые в меридиональном направлении и тяготеющие к осевой или западной части дунитового ядра.

В пределах массива установлено несколько типов ультрамафических пегматитов. Дунит-пегматиты, иногда с пеннином, уваровитом и хромдиопсидом приурочены к полю крупнозернистых дунитов, дунит-пегматиты с мелкими офитовыми миаролами и щетками оливина располагаются в мелкозернистых дунитах центральной части ядра. Камерные или дифференцированные пегматиты с друзами оливина, хромпеннина и офитом, выполняющим полость, окружены зоной клинохризотилизированных дунитов и располагаются в периферической части дунитового ядра среди протодунитов.

Хромитовые шлиры и жилки развиты только в пределах дунитового ядра и тяготеют к периферическим зонам средне- и крупнозернистых дунитов, образуя кольца, дуги, полосы и поля, обогащенные хромитовыми жилами. Хромиты секут мелкозернистые дуниты и часто содержат хромитизированные или угловатые ксенолиты дунитов. А. Г. Бетехтиным [26, 27] описаны постепенные переходы между дунит-пегматитами и хромитовыми жилками. Флогопитовые, флогопит-хромдиопсидовые и хромдиопсидовые жилки редки, секут дуниты и хромитовые жилы.

Габбровая ассоциация представлена несколькими телами среднезернистого роговообманкового соссюритизированного габбро размерами 0,2 × 3,5 и 0,5 × 2,0 км, расположенными на юго-западном контакте массива, частично секущими клинопироксениты и вызывающими их слабую амфиболизацию. В южной части массива встречены тонкие сунгулитовые жилки, образовавшиеся по иситам или габбро.

Серпентинитовая ассоциация представлена лизардитовыми и брусит-магнетит-антигоритовыми серпентинитами (шурпихитами) и сопровождающей их жильной серией. Лизардитовые серпентиниты имеют массовое развитие по всему дунитовому ядру с максимумом в кровле, на контакте с пироксенитами и вдоль разломов внутри ядра. Степень серпентинизации уменьшается внутрь тектонических блоков и с глубиной, где встречены слабосерпентинизированные и несерпентинизированные разности. Шурпихиты тяготеют к западной части массива и к сохранившимся участкам кровли дунитового ядра в районе гор Бобровки и М. Шурпихи. Ширина шурпихитовой каймы — от 100—700 м на западном контакте массива и сходит до нуля на северо-восточном контакте, где шурпихиты постепенно переходят в лизардитовые серпентиниты. Между двумя типами серпентинитов предполагается фациальный переход.

С серпентинитами связана разнообразная гидротермальная жильная серия, представленная демантоид-пикролитовыми, брусит-магнетит-антигоритовыми, повлен-хризотил-ферробруситовыми, брусит-артинит-гидромагнезитовыми, повлен-хризотиловыми и кальцит-доломитовыми жилками, секущими серпентиниты. Наблюдается обогащение карбонатами жил, приуроченных к кровле массива.

В целом массив представляется гарполитообразным телом, круто падающим на восток. По широкому развитию постмагматических образо-

ваний предполагалось, что осевая часть массива располагается в районе верховьев Александровского лога. Однако анализ гравиметрических данных, проведенный С. А. Зворской, показал присутствие гравитационного максимума к северо-востоку от массива в районе г. Ипатовой. Роль наложенной тектоники ограничивается малоамплитудным перемещением блока, в котором залегает массив, перемещением самого массива и тектоническими срывами вдоль западного контакта массива и вдоль кровли дунитов, фиксированными милонитизированными пироксенитами.

Характерными особенностями массива являются его крупные размеры, широкое развитие всех типов перекристаллизованных дунитов, ультрамафических пегматитов, огромное количество хромитовых тел, полное отсутствие наложенной дайковой серии, почти полная изолированность от габброидов и отсутствие заметных признаков воздействия габброидов на ультрамафиты. Эти особенности, наряду с хорошей обнаженностью и детальной изученностью, делают массив классическим объектом.

Егорово-Каменский пироксенитовый массив располагается в пределах Тагильского габбрового массива в 5 км к юго-востоку от пос. Уралец на южном окончании Нижнетагильского массива. Массив впервые был выделен Н. К. Высоцким в 1913 г. [84], затем исследован П. Г. Пантелеевым [282], а в 1949—1952 гг. — Т. Г. Тресвятской и Н. В. Трифоновым [259]. В первой половине прошлого столетия месторождение разрабатывалось Егорово-Каменским рудником. Массив размерами 7 × 2 км имеет субмеридиональное простирание, располагается среди роговообманковых соссюритизированных габбро Тагильского массива и имеет крутое (75°) падение на восток. По Т. Г. Тресвятской, массив сложен преобладающими магнетитовыми клинопироксенитами и косьвитами, в осевой части которых располагается тело горнблендитов размерами 2,5 × 0,2 км, на западном контакте — линзовидное тело оливинитов и верлитов мощностью до 0,3 км, на восточном — линзовидное тело оливиновых габбро мощностью до 0,2 км. Специально массив и месторождение не изучались.

Висимский клинопироксенитовый массив располагается в пределах Тагильского габбрового массива в 8 км к югу от пос. Уралец (рис. 31).

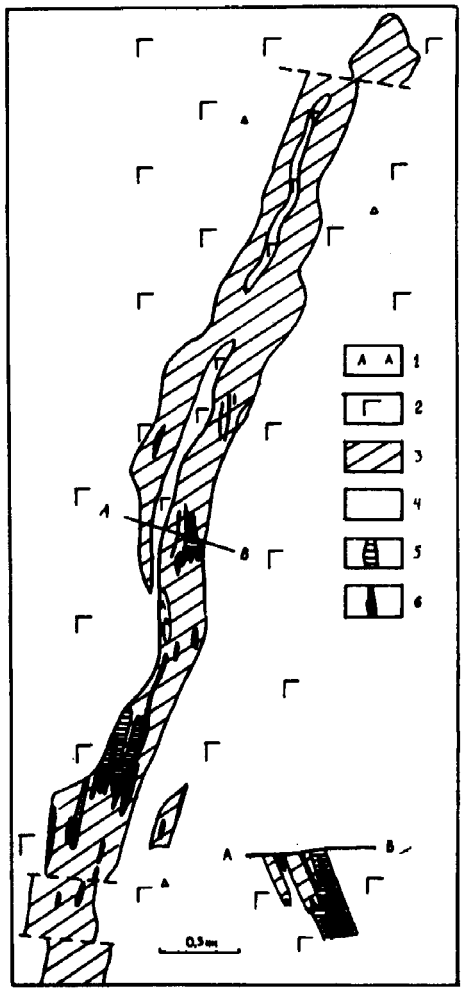


Рис. 31. Геологическая карта Висимского пироксенитового массива (материалы Т.Г.Тресвятской и Н.В.Трифонова с дополнениями И.К.Латыша [259]):

1 — анортозиты; *2* — амфиболовые габбро; *3* — клинопироксениты магнетитовые; *4* — фельдшпатизированные; *5* — верлиты; *6* — оливиниты и дуниты

Массив известен с первой половины прошлого века, когда упоминался Шайтанский железный рудник, потом названный Билимбаевским. Кратко описан в 1890 г. А. А. Краснопольским [246] и в 1913 г. Н. К. Высоцким [84]. В 1931 г. месторождение изучалось П. Г. Пантелеевым [282], а в 1949—1950 гг. — Т. Г. Тресвятской и Н. В. Трифоновым [259]. Петрография и минералогия Висимского месторождения детально изучены И. К. Латышем [259].

По Т. Г. Тресвятской и Н. В. Трифонову [259], массив имеет северо-северо-западное простирание, линзовидную форму и размеры 9 × 0,8 км. Разведанная часть массива представляет серию узких дайкообразных тел мощностью до 400—500 м, залегающих среди амфибол-оливинового габбро и круто под углом около 80° падающих на восток. На выклиниваниях линзовидные тела сложены магнетитовыми клинопироксенитами, тогда как в раздувах содержат линзовидные тела верлитов и магнетитовых оливинитов мощностью до 50—100 м и длиной до 600 м. По периферии массива развиты небольшие оторочки горнблендитов и линзы лейкократовых габброидов. Сравнительно редки жилы пироксенит- и габбро-пегматитов. Магнетитовые клинопироксениты и косьвиты по составу и структурам аналогичны таковым Гусевогорского массива. Характерно повышенное, до 2—5%, присутствие сульфидов, представленных пиритом и халькопиритом.

Генезис месторождения специально не изучался. По И. К. Латышу, ультрамафиты магматические, а руды имеют фузивное происхождение из газообразного рудоносного раствора, пропитывавшего силикатную часть почти застывшей породы. По нашему мнению, Висимский массив — типичный реликт КЗУМ, захваченный более поздней габбровой интрузией и подвергшийся интенсивной фельдшпатизации. Судя по высоким гравиметрическим аномалиям, массив располагается почти над подводящим каналом габбровой интрузии.

Ревдинский комплекс

Располагается в 25 км южнее Тагильского комплекса и является самым южным в Платиноносном поясе. Породы комплекса обратили на себя внимание Шайтанским (Первоуральским) месторождением титаномагнетита и платиноносным Омутнинским дунитовым массивом. Южная половина комплекса была закартирована Л. Дюпарком в 1913 г. [102], северная — П. Г. Пантелеевым [282]. Полностью комплекс закартирован в 1968—1973 гг. в масштабе 1 : 50 000 В. А. Шиловым с сотр. [402].

По В. А. Шилову, комплекс имеет размеры 82 × 14 км, субмеридиональное простирание и вытянутую форму (рис. 32). На западе комплекс и вмещающие его породы имеют тектонический контакт с зелеными сланцами шайтанской свиты и кремнистыми и серицит-кремнистыми сланцами Центрально-Уральского поднятия. Комплекс располагается среди кытлымитов и амфиболизированных базальтовых порфиритов нижнего силура. Степень метаморфизма вмещающих пород уменьшается в стороны от массива.

Комплекс сложен тремя главными ассоциациями пород: ультрамафической, габброидной и гранитоидной. Ограниченное развитие имеет серпентинитовая ассоциация, жильная серия и наложенные гранитоидные ассоциации, связанные с Верхисетским гранитогнейсовым комплексом.

Ультрамафическая ассоциация на современном эрозионном срезе пользуется сравнительно ограниченным распространением и представлена несколькими вытянутыми пироксенитовыми массивами в северной части комплекса в районе г. Первоуральска, изометрическими зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами в западной и южной (Омутнинский массив) части комплекса и небольшими телами, включенными в габбро.

Габброиды составляют 90% площади массива и представлены серией сближенных изолированных массивов размерами до 23 × 8 км, расположенных среди кытлымитов, ширина которых составляет 1—2 км. Кытлымиты в виде провесов кровли наблюдаются и среди габброидов. Массивы сложены норитами, габбро-норитами, роговообманковыми и оливиновыми габбро. Габбро-нориты сохранились в центральных частях комплекса в виде мелких тел, обычно окруженных амфиболизированными цоизитовыми габбро, слагающими большую часть массива. Оливиновые габбро образуют три тела в средней части массива, близ западного контакта. Роговообманковые соссюритизированные габбро слагают небольшие тела и апофизы. Гранитоиды, представленные кварцевыми диоритами и гранодиоритами, обнаружены В. А. Шиловым в верховьях р. Козырихи и к востоку от Каменушки. Они прорывают габброиды и содержат их угловатые ксенолиты. По В. А. Шилову, гранитоиды являются аналогом плагиогранитов, ассимилирующих габброиды и роговики.

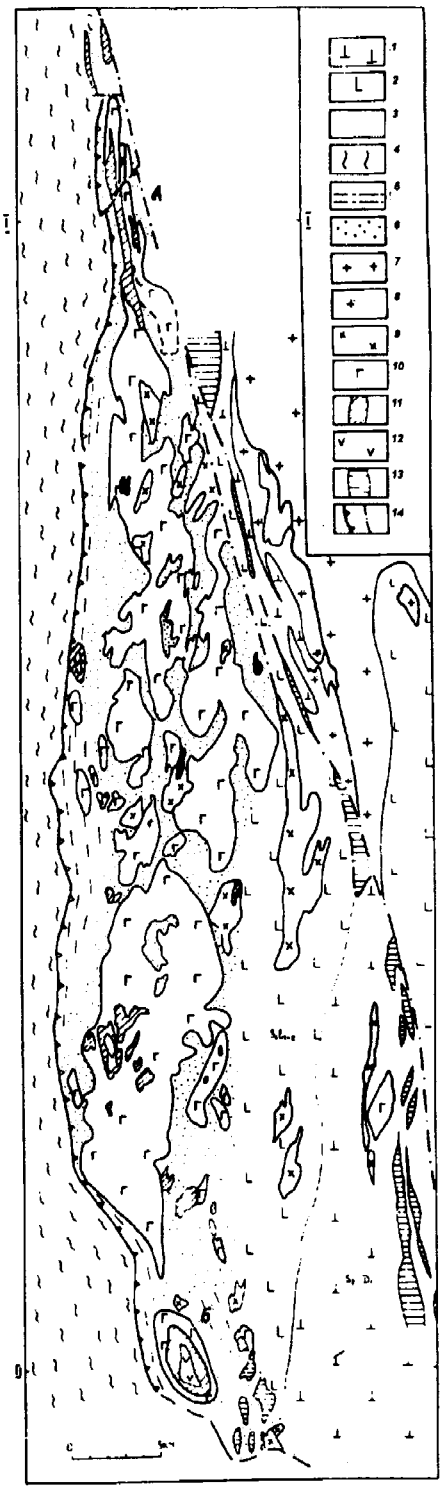


Рис 32. Геологическая карта Ревдинского комплекса (материалы В.А.Шилова с упрощением):

1 — трахитовые порфиры, их туфы и туффиты, S_2—D_1; *2* — диабазовые порфириты, O_2—S_1; *3* — диабазы, их туфы и зеленые сланцы, O_2; *4* — кремнистые и серицит-кремнистые сланцы Центрально-Уральского поднятия; *5* — амфиболиты; *6* — кытлымиты и роговики; *7* — граниты Верхисетского массива; *8* — метаплагиограниты; *9* — диориты, гранодиориты и габбро-диориты; *10* — габбро-нориты, габбро, оливиновые габбро; *11* — клинопироксениты и горнблендиты; *12* — дуниты серпентинизированные; *13* — альпинотипные серпентиниты; *14* — тектонические контакты и зона надвига; *А* — Первоуральский массив; *Б* — Омутнинский массив

По В. А. Шилову [402], комплекс образовался в такой последовательности: габбро-нориты, ультрамафиты и плагиограниты, причем допускается возможность присутствия обеих формаций ультрамафитов — платиноносных и альпинотипных. Широкое развитие кытлымитов, отсутствие сплошного габбрового массива и поля кытлымитов среди габброидов свидетельствуют о небольшом эрозионном срезе габброидных интрузий.

Первоуральский клинопироксенит-горнблендитовый массив в виде узкой (0,1—0,6 × 9 км) меридиональной полосы располагается в северной части Ревдинского комплекса в пределах пос. Магнитка и г. Первоуральска (рис. 33, 34).

Описанию массива и связанного с ним месторождения посвящены работы Н. Сосунова 1875 г. [387], А. А. Зайцева 1887 г. [139], В. В. Никитина 1908 г. [316], Н. Н. Смирнова 1907 и 1910 гг. [376, 377], П. Г. Пантелеева 1934 г. [282], И. К. Латыша и В. Г. Фоминых [411, 422], Н. Ф. Челищева [437]. Автором изучалась петрология Первоуральского карьера [193, 194]. К западу от массива находятся кытлымиты и габбро-кытлымиты, местами амфиболовое, соссюритизированное габбро, с востока массив окружен габбро. В пределах массива выделяются первичные ультрамафиты, горнблендиты, габбро, габбро- и горнблендит-пегматиты, а также наложенные верхнепалеозойские гранитоидные ассоциации.

Первичные ультрамафиты сохранились в северной и западной части массива за пределами карьера. Сравнительно ограниченное развитие имеют верлиты. Клинопироксениты среднезернистые, в той или иной степени фельдшпатизированные и амфиболизированные.

Горнблендиты широко развиты в восточной и южной частях массива. Среди горнблендитов выделяются среднезернистые и крупнозернистые разности, в пределах карьера образующие поле размерами 1,6 × 0,3 км. Крупнозернистые горнблендиты приурочены к восточному контакту массива и постепенно переходят в пегматоидные горнблендиты и горнблендит-пегматиты. Горнблендит-пегматиты образуют небольшие тела мощностью до 10 м среди среднезернистых и крупнозернистых горнблендитов, но основная их часть образует поле близ контакта с габброидами. Отдельные тела залегают согласно среди горнблендитов с резкими или постепенными контактами, с зоной геометрического отбора и индивидами роговой обманки до 30 см. Характерно нередкое присутствие акцессорного пирита и халькопирита и интерстициального соссюритизированного плагиоклаза.

Габбро-пегматиты в пределах массива разделяются на три типа. Первый — меланократовые габбро — горнблендит-пегматиты, согласно залегающие среди горнблендитов и являющиеся их фацией, приуроченной к осевой зоне развития горнблендит-пегматитов. Второй тип представлен секущими горнблендиты дайковидными телами до 1 м. Строение их зональное, с зоной геометрического отбора. Максимум жил тяготеет к зоне контакта с габбро. Третий тип — собственно габбро-пегматиты, распространены на контакте с горнблендитами узкой полосой до 1—2 м, а также в виде небольших, до 10 см, согласных тел внутри габброидов.

Взаимоотношения ультрамафитов и габбро однозначны. На контакте с габбро клинопироксениты превращены в горнблендиты, а вдоль контакта в горнблендитах располагаются небольшие габбровые тела, по разломам проникающие в горнблендиты. Секущих жил горнблендитов и вебстеритов в габбро, указываемых В. Г. Фоминых и др. [422], не обнаружено.

В массиве нередки линейные дайки плагиоклазитов широтного простирания, секущие все ранние ассоциации, а также кварц-карбонатные жилы

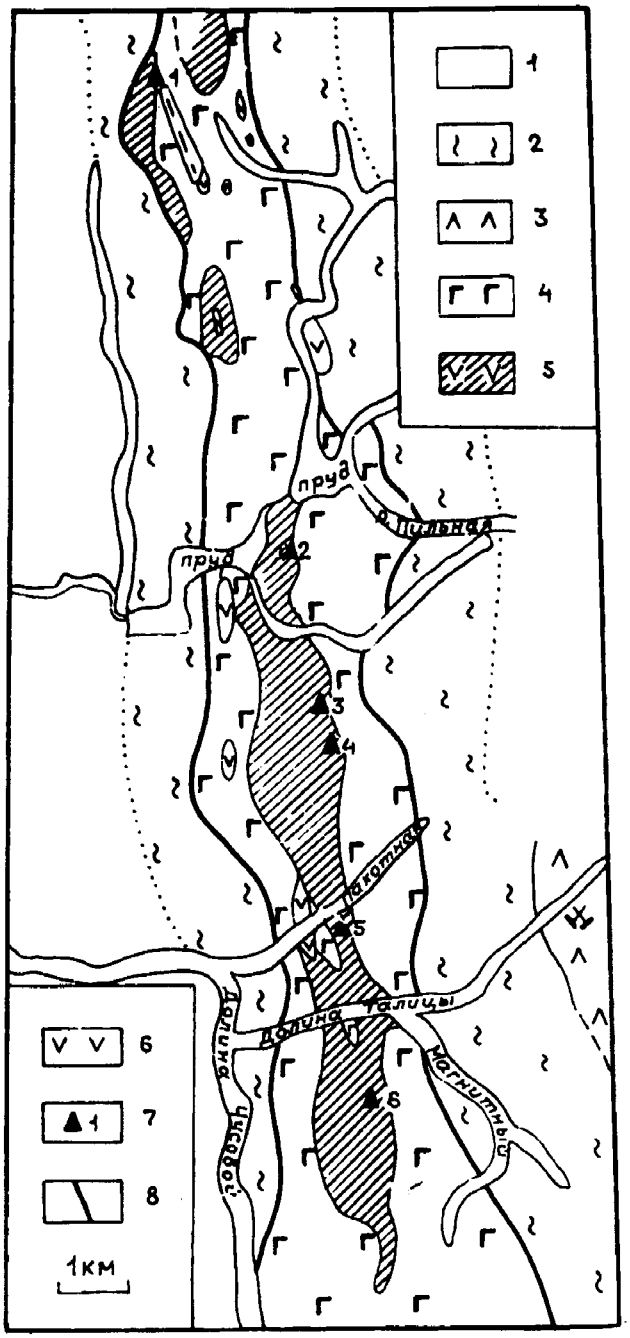


Рис. 33. Геологическая карта Первоуральского пироксенитового массива (материалы П.Г.Пантелеева и др. [282]):

1 — аллювий; *2* — кристаллические сланцы; *3* — альпинотипные серпентиниты; *4* — габбро роговообманковое; *5* — клинопироксениты и горнблендиты; *6* — верлиты; *7* — проявления магнетитовых клинопироксенитов и горнблендитов; *8* — контакты массива; рудники: 1 — Стулинский дальний, 2 — Верхнезаводской, 3 — Осеневский, 4 — Мавринский, 5 — Пахотный, 6 — Магнитный

с ореолами анкеритизации, генетически связываемые с Верхисетским гранитным массивом.

Массив р. Широкой-Узкой. Обнаружен Л. Дюпарком в 1913 г. [100, 101] и закартирован в масштабе 1 : 50 000 В. А. Шиловым с сотр. [422]. Массив площадью 4 км^2 имеет изометрическую форму с центральной

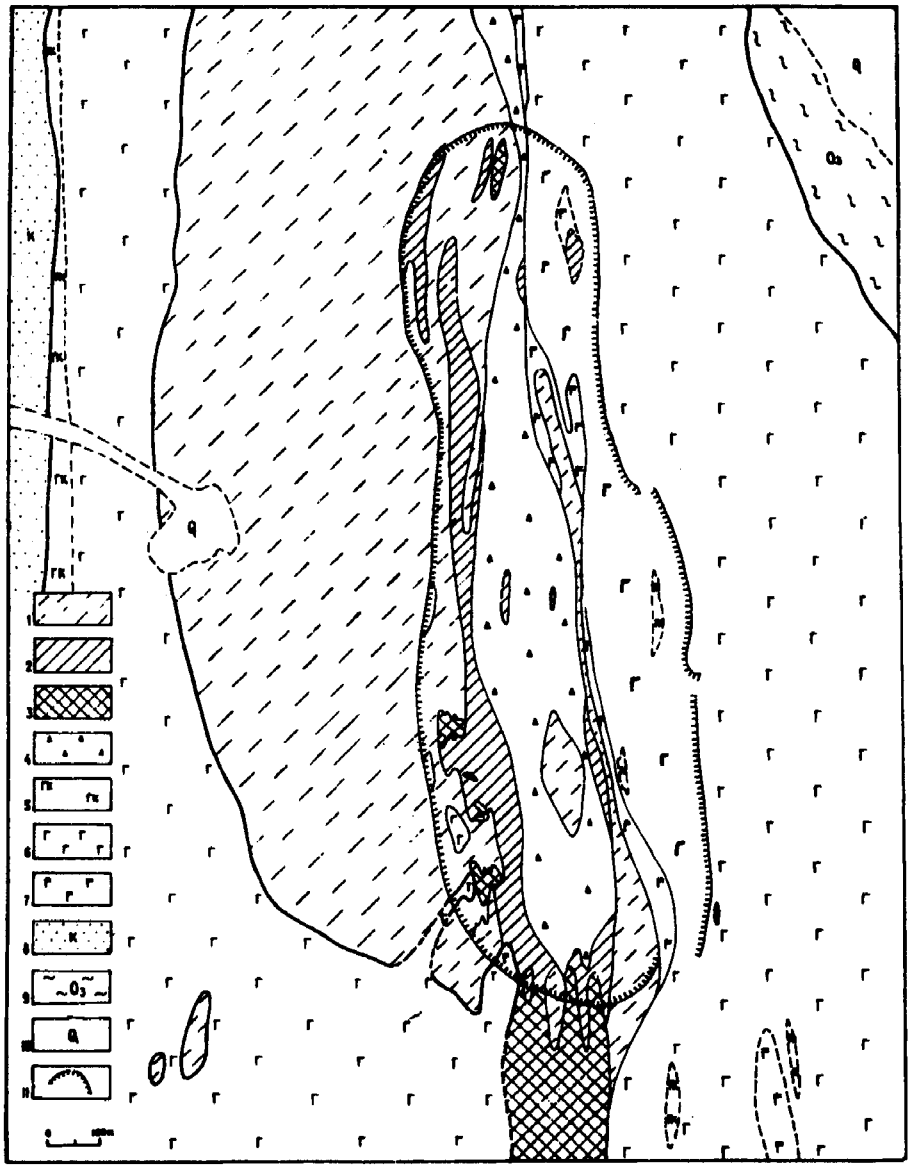
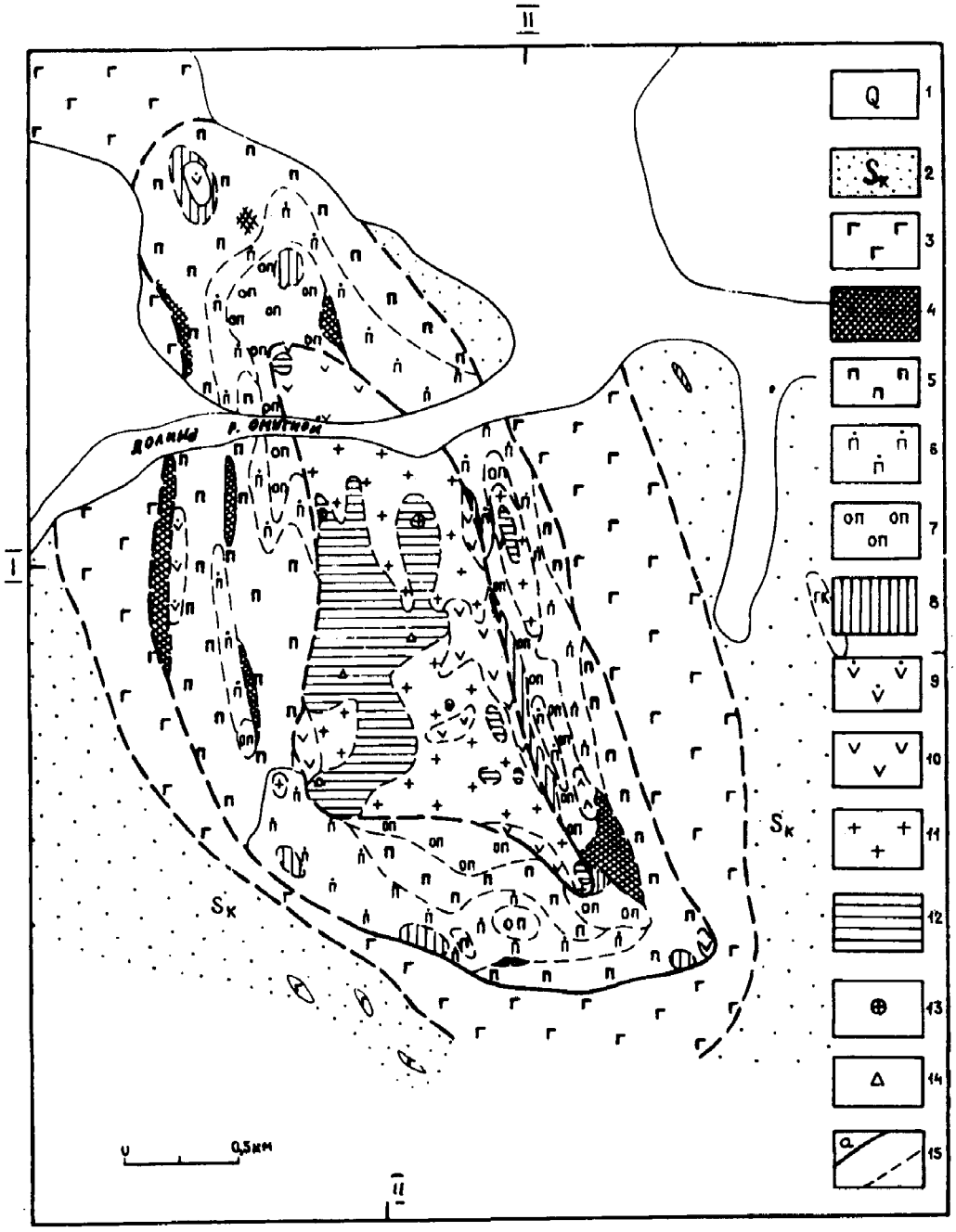


Рис. 34. Геологическая карта Первоуральского месторождения (составил О.К.Иванов с использованием данных П.Г.Пантелеева [282]):

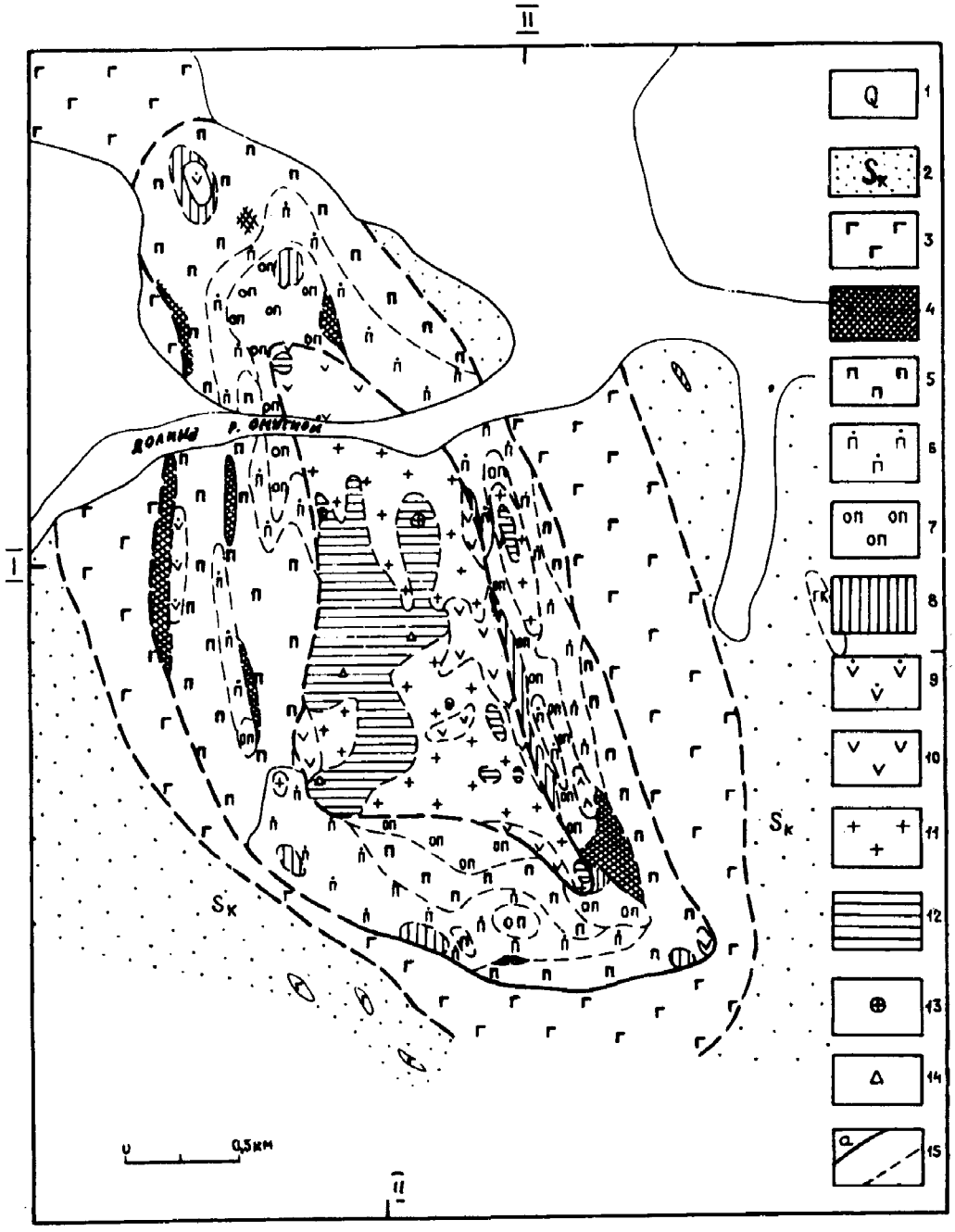
1 — клинопироксениты неклассифицированные; *2* — горнблендиты крупнозернистые; *3* — пегматоидные; *4* — горнблендит-пегматиты; *5* — габбро-кытлымиты; *6* — габбро мелко- и среднезернистые; *7* — габбро-пегматиты; *8* — кытлымиты; *9* — зеленые аповулканогенные сланцы, O_3; *10* — аллювий; *11* — граница карьера

зернистым роговообманковым соссюритизированным габбро, образующим кольцевую интрузию шириной от 100—400 м на западе до 1—1,5 км на севере. Габбро массивное среднезернистое, местами, близ контакта с ультрамафитами, катаклазированное, полосчатое. Мелкие тела средне- и

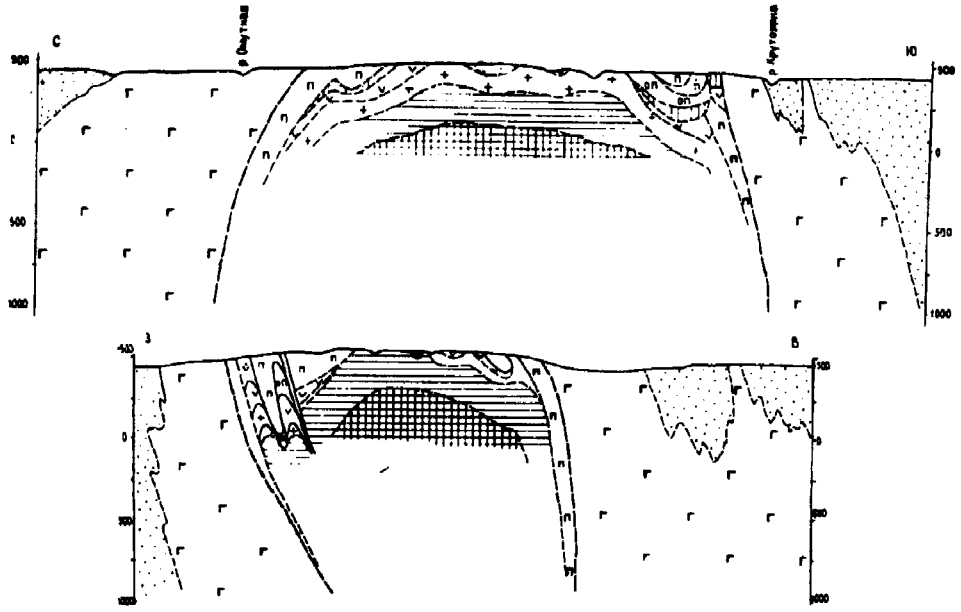


а

зернистым роговообманковым соссюритизированным габбро, образующим кольцевую интрузию шириной от 100—400 м на западе до 1—1,5 км на севере. Габбро массивное среднезернистое, местами, близ контакта с ультрамафитами, катаклазированное, полосчатое. Мелкие тела средне- и



а



б

Рис. 35. Геологическая карта *(а)* и разрезы *(б)* Омутнинского габбро-пироксенит-дунитового массива (по данным автора):

1 — аллювиальные и покровные отложения; *2* — кытлымиты; *3* — габбро роговообманковое соссюритизированное; *4* — клинопироксениты милонитизированные; *5* — мономинеральные; *6* — оливинсодержащие; *7* — оливиновые; *8* — верлиты; *9* — дуниты диопсидсодержащие серпентизированные; *10* — тонкозернистые; *11* — мелкозернистые; *12* — среднезернистые; *13* — крупнозернистые; *14* — хромитовые жилы и шлиры; *15* — контакты установленные и предполагаемые

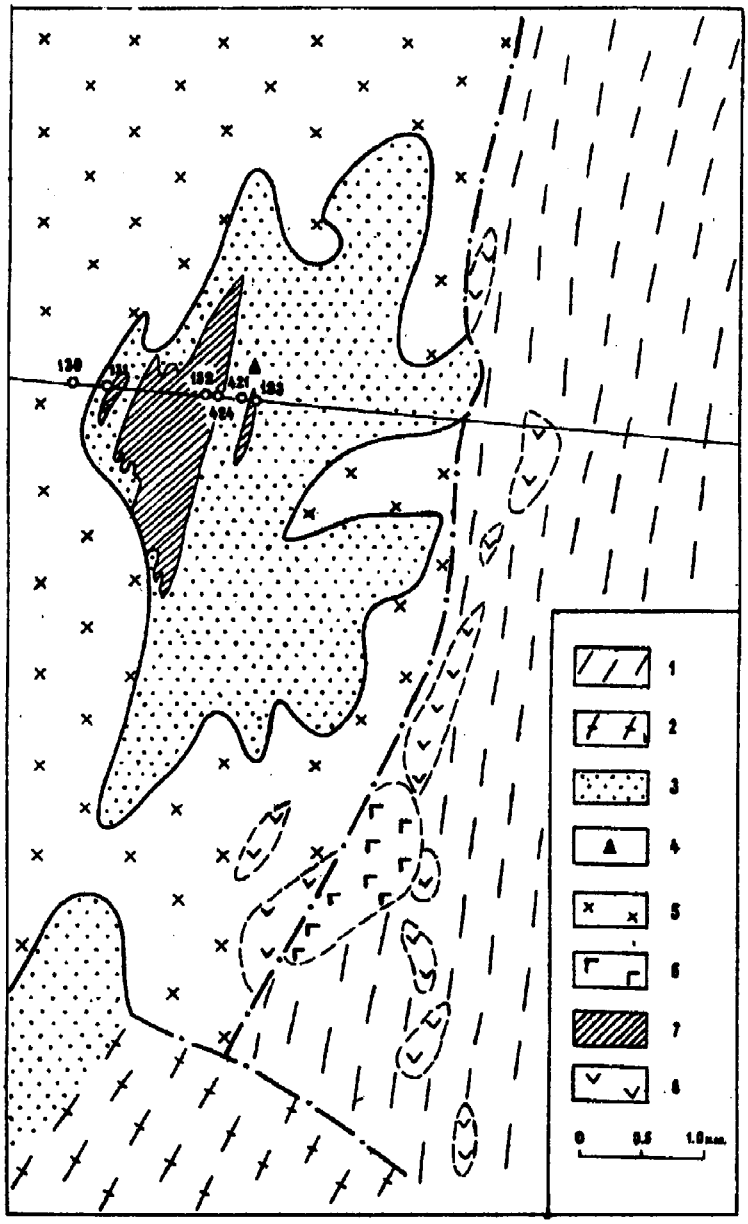
мелкозернистых габбро и габбро-кытлымитов картируются в поле кытлымитов. В пределах дунитового ядра, реже в клинопироксенитах, широко развиты дайки среднезернистых габбро, роговообманковых габбро-пегматитов и анортозит-пегматитов, внедрение которых связывается с поздней интрузией габбро. Контакты габбро с ультрамафитами не обнаружены. На западном контакте клинопироксениты интенсивно милонитизированы.

В дунитах встречено несколько иситовых даек до 5 см мощностью с жилками тонкозернистого хлорита по трещинам. Дуниты частично или полностью серпентинизированы (лизардитовая серпентинизация). Местами вдоль контактов наблюдаются магнетит-хризотиловые и антигоритовые серпентиниты.

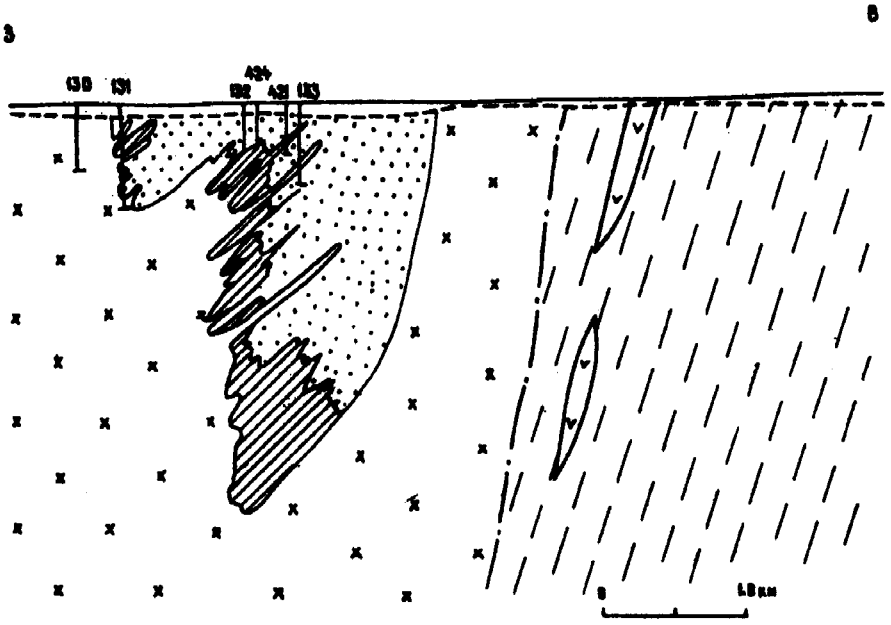
Гипергенные образования представлены бирбиритами (халцедонизированными дунитами), сохранившимися на водоразделе у восточного контакта и широко развитыми в аллювии. Догаббровые зоны тектонизации в пироксенитах фиксируются вдоль западного контакта с габбро, параллельно ему и близ восточного контакта дунитов с пироксенитами. Постгаббровые разломы фиксируются дайками габбро-пегматитов и иситов.

Отсутствие заметного гравитационного максимума под массивом свидетельствует, вероятнее всего, о подрезанности массива надвигом на сравнительно небольшой глубине.

состоящая из амфиболизированного клинопироксена. Иногда наблюдается магнетит в виде вкрапленности в пироксене и в интерстициях, где он имеет типичный сидеронитовый облик. Клинопироксениты образуют постепенные переходы в плагиоклазсодержащие разности. Их железистость 45% и содержание TiO_2 до 1,04%. По показателям преломления пироксен $Hd_{7,5-15}$, а амфибол содержит 46—75% ферроактинолита. По



а



б

Рис. 36. Геологическая карта *(а)* и разрез *(б)* Карповского пироксенитового массива:
1 — вулканиты основного состава зеленокаменно-измененные, Медведевский комплекс, S—D_1; *2* — амфиболиты и гнейсы; *3* — роговики; *4* — скарновые магнетиты; *5* — диориты роговообманковые; *6* — габбро цоизитизированное и амфиболизированное; *7* — тылаиты и клинопироксениты; *8* — серпентиниты лизардитовые и антигоритовые

периферии клинопироксенитовых тел развиты порфировидные породы, состоящие из тонко- или мелкозернистой амфибол-альбит-цоизитовой основной ткани и порфировидных вкрапленников амфиболизированного клинопироксена до 60%. Порода имеет высокую (33—42%) железистость и низкое (0,7—0,8%) содержание TiO_2. В пользу отнесения Карповского массива к формациям КЗУМ, кроме парагенезиса с габбро, свидетельствует присутствие сидеронитового магнетита и содержание TiO_2 в клинопироксенитах.

Петрокаменский габбро-гранитоидный комплекс располагается в 70—80 км южнее Салдинского. Комплекс размерами 60 × 22 км сложен примерно равными количествами габбро и гранитоидов. По периферии комплекса присутствуют несколько небольших тел серпентинитов и горнблендитов, из которых два можно уверенно отнести к описываемой формации.

Журавлевский горнблендитовый массив находится в 21 км к югу от г. В. Салда и в 6 км на юг от д. Никитино. Массив изучался И. И. Малышевым и др. в 1934 г. [282] и в 1948 г. Е. И. Клевцовым и В. А. Артамоновой. По их данным, массив размерами 9 × 0,8 км окружен габбро-амфиболитами шириной 0,5—0,7 км, имеет северо-северо-западное простирание, крутое восточное падение 75—85° и залегает среди роговообманковых гнейсов и амфиболитов (рис. 37). Горнблендиты переслаиваются с габбро-амфиболитами с резким контактом между ними и сопровождаются габбро- и горнблендит-пегматитами. Горнблендиты от мелко- до крупнозернистых с реликтами клинопироксена, плагиоклазом и магне-

титом в зернах до 2,5 мм с типичной сидеронитовой структурой. В магнетитовых клинопироксенитах содержание Fe до 40,8% и TiO_2 до 2,68%, местами с акцессорным ильменитом и жилками сливного магнетита. Е. И. Клевцов и В. А. Артамонова считают массив и руды аналогичными Первоуральскому, а образование горнблендитов связывают с воздействием габбро-пегматитов на пироксениты.

К этой же формации относятся плитообразное тело горнблендитов размерами 3 × 0,1 км в 3 км к северу от д. Никитино, расположенное среди слюдистых гнейсов, несколько серпентинитовых тел и линзовидное тело метаморфизованных габбро и горнблендитов размерами 5 × 9 км в 1 км к западу от д. Никитино. Габбро включает несколько пластообразных тел горнблендитов, к которым приурочены небольшие магнитные аномалии.

В восточной части Петрокаменского комплекса расположено несколько клинопироксенитовых и габбро-пироксенитовых тел, закартированных в 1949 г. Е. И. Клевцовым и В. А. Артамоновой. В 2 км к востоку от пос. Ива находится габбровый массив размерами 10 × 4 км, в средней части которого располагаются пластообразные тела клинопироксенитов и горнблендитов размерами 3,0 × 0,4 и 0,7 × 0,1 км. В 2 км к северу от пос. Ива среди габбро ими же выявлены небольшие тела клинопироксенитов и серпентинитов, к которым приурочена магнитная аномалия.

К юго-востоку от Петрокаменского комплекса Е. И. Клевцовым и В. А. Артамоновой в 1948 г. обнаружено около десятка мелких клинопироксенитовых тел среди пироксен-плагиоклазовых порфиритов пышминской свиты лудлова, которые они считают сателлитами Петрокаменского комплекса. Из них наиболее изучен **Мокроусовский массив**, расположенный в 9 км к востоку от Петрокаменска на северной окраине д. Мокроуска. Массив размерами 0,5 × 0,2 км сложен полосчатыми габбро и клинопироксенитами, падающими на запад под углом 45—60°. Мелкозернистые клинопироксениты образуют пластообразные тела в средней части массива и содержат сидеронитовую вкрапленность магнетита. В габбро также находится вкрапленность магнетита, халькопирита и борнита.

К западу от Верхисетского гранитного массива находится ряд габбровых массивов, расположенных в крупном прогибе кровли юго-западной части Верхисетского гранитного массива, выделенных Г. Н. Кузовковым

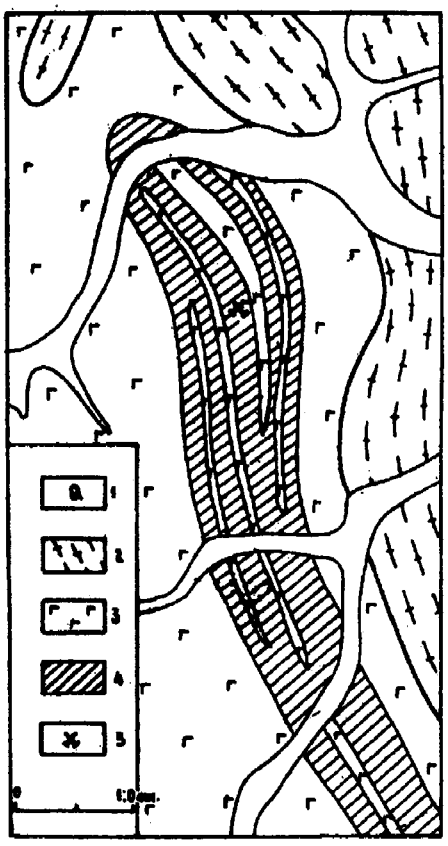


Рис. 37. Геологическая карта Журавлевского габбро-горнблендитового массива (материалы В.А.Артамоновой и Е.И.Клевцова):

1 — аллювиальные отложения; *2* — роговообманковые гнейсы и амфиболиты; *3* — габбро и габбро-амфиболиты; *4* — горнблендиты и магнетитовые горнблендиты; *5* — магнетитовый рудник

с сотр. как Балтымский габбровый комплекс. В южном блоке **Решетовского массива** южнее ст. Решеты отмечены многочисленные тела клинопироксенитов до 0,1—0,3 × 0,8 км, образующие по восточной периферии массива выдержанную кайму размерами 3,0 × 0,5 км с постепенными переходами к габбро. В мелких телах клинопироксенита по Московскому тракту у ст. Хрустальная отмечается вкрапленность магнетита.

К востоку от Верхисетского массива откартировано 4 крупных габбровых массива, в которых отмечаются небольшие тела клинопироксенитов и горнблендитов. В Балтымском габбровом массиве к северу от г. В. Пышма размером 16 × 4,2 км, расположенном среди базальтовых порфиритов силура, в габбро южной части наблюдаются тела клинопироксенитов до 0,5 км^2, представленные мелко- и среднезернистыми разностями. В Шувакишском массиве размерами 17 × 4 км на восточном контакте подсечены единичные тела горнблендитов до 10 м мощностью, постепенно переходящие в габбро. Мелкие тела клинопироксенитов указываются в Верхнемакаровском и Полевском габбровых массивах. Их генетический тип пока неясен.

Маюровский пояс

В пределах Мурзинско-Адуйского гранитогнейсового купола выявлены несколько массивов клинопироксенитов, отнесенных нами к описываемой формации. В настоящее время только Маюровский массив идентифицирован достаточно определенно. Однако установление к югу от него совершенно аналогичных пород позволяет говорить о существовании самостоятельного пояса [164].

Маюровский ультрамафический массив располагается в 4 км к югу от д. Южаково или в 2 км на запад от д. Корниловой среди кристаллических сланцев, кварцитов и амфиболитов. Массив известен с 1876 г. — времени разработки приуроченных к нему титаномагнетитовых руд, впервые откартирован в 1932 г. Н. А. Успенским, кратко описан И. И. Малышевым и др. в 1934 г. [282] и в 1950 г. изучен Е. И. Клевцовым [417]. Геологическое положение массива уточнено в 1979 г. Д. А. Двоеглазовым и др., по данным которых массив рисуется в виде серповидного тела размерами 4 × 0,5 км, расположенного в замке синклинали и разбитого на несколько линз, из которых наиболее крупная, по Е. И. Клевцову, состоит из трех меланократовых ядер размерами 2,8 × 0,25, 1,5 × 0,2 и 0,36 × 0,1 км, сложенных горнблендитами и клинопироксенитами, и серпентинитовых оболочек до 60 м мощностью, а также габброидов, окружающих ультрамафиты (рис. 38). Массив интенсивно катаклазирован и рассекается дайками гранитов и пегматитов, на контакте с которыми в горнблендитах появляются вермикулитовые оторочки.

В наиболее изученной части массива чередуются габбро, горнблендиты с реликтами клинопироксенитов и ксенолитами антигоритовых пород и гнейсы. Горнблендиты мелкозернистые (0,2—0,5 мм) до пегматоидных с вкрапленным ильменит-магнетитовым оруденением, наиболее интенсивным в крупнозернистых и пегматоидных разностях, содержащих также жилы и шлиры густовкрапленного магнетита до 5,4 × 0,3 м, сложенные магнетитом (до 80%), ильменитом (до 10%), плеонастом и сульфидами. Клинопироксениты среднезернистые (3 мм) с реликтами серпентинизированного оливина и титаномагнетитом.

И. И. Малышев с сотр. [282], исходя из высокого (до 5%) содержания TiO_2 в рудах Маюровского месторождения, считали его аналогом Кусин-

ского месторождения. В. Г. Фоминых и Е. И. Клевцов [417], установившие обособленные зерна ильменита, пришли к выводу, что это "метаморфизованный аналог высокотитанистых сегрегационных руд кусинского типа". Однако широкое развитие клинопироксенитов и горнблендитов, присутствие плеонаста и горнблендит-пегматитов не характерно для метаморфизованных расслоенных интрузий кусинского типа, а также приуроченность высокотитанистых руд к горнблендит-пегматитам позволяет предполагать, так же как в Первоуральском месторождении, обогащение руд титаном при перекристаллизации. Очевидно, что при выяснении генетического типа руд, а следовательно, и пород массива необходимо исходить из состава и структур мелкозернистых, наименее перекристаллизованных разностей клинопироксенитов и горнблендитов. Последние по отношению TiO_2/FeO' весьма близки пироксенитам Гусевогорского массива, имеют сидеронитовую структуру и часто содержат реликты клинопироксенита. Все это, по нашему мнению, позволяет отнести Маюровский массив к формации КЗУМ.

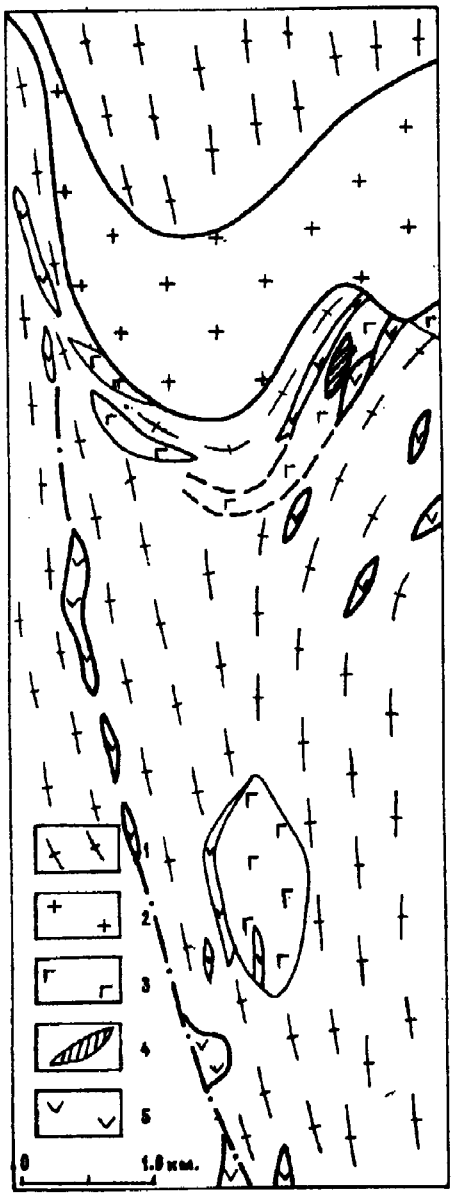


Рис. 38. Геологическая карта Маюровского пояса (материалы А.В.Коровко, Д.А.Двоеглазова и Д.С.Вагшаля с упрощением):

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; *2* — граниты; *3* — апогаббровые породы; *4* — горнблендиты и магнетитовые горнблендиты; *5* — серпентиниты и тальк-актинолитовые породы

Уктусский массив

Массив впервые обследован Чайковским в 1830—1833 гг. [435]. Э. Гофман в 1867 г. [93] описал все основные разности пород — змеевики, змеевики с уралитовыми кристаллами (перидотиты), гиперстениты (клинопироксениты), диориты и диоритовые порфиры (габбро и тылаиты), указав на постепенные переходы между гиперстенитом и диоритом. А. А. Леш в 1884 г. [267] впервые правильно указал на широкое развитие диаллагоновых пород. Однако лишь И. Ф. Токарев в 1922 г. [395] изучил массив достаточно детально, выделив все основные типы пород и составив карту, суть которой сохранилась почти без изменений. Он же идентифицировал массив с массивами Платиноносного пояса. В дальнейшем массив картировался и изучался П. И. Аладинским в 1941 г., Р. Н. Кирьяновым в 1954 г. [17], Б. И. Кузне-

цовым и др. в 1964 г., Р. Д. Калугиной и С. А. Зворской в 1971 г. В течение 1990—1996 гг. массив был закартирован автором, доказавшим его платиноносность [178, 204, 207]. Специальное исследование дунитов массива было проведено Е. В. Пушкаревым с сотр. [525].

Массив располагается в синклинальной зоне, выполненной ордовикско-нижнесилурийскими осадочно-вулканогенными отложениями, расположенной между Верхисетским гранитным массивом, Адуйским и Сысертским гранитогнейсовыми куполами. Зона фиксирована телами альпинотипных серпентинитов. Кроме ультрамафитов Уктусского массива, в районе развиты среднедевонские габброиды Балтымского массива и позднепалеозойские Екатеринбургский гранитный, Шарташский адамеллитовый и Арамильско-Большеседельниковский гранодиоритовый массивы (рис. 39).

Уктусский массив имеет груботреугольную форму, размеры 10×12 км и площадь около 50 км^2. Массив располагается в южной части Тагильского блока (зоны) в полосе зеленокаменно-измененых вулканитов и их туфов. С востока и юга ультрамафиты интрудированы адамеллитами и гранодиоритами Арамильско-Большеседельниковского массива. Западный и северный контакты массива тектонические.

На поверхности массив состоит из трех крупных ультрамафитовых тел, разделенных конжакит-тылаит-габбровыми зонами. Строение массива классическое концентрически-зональное, но асимметричное, с тяготением ультрамафитов к западной части массива, что связывается как с частичной тектонической абразией западного контакта массива, так и с его задиранием при шарьировании на вулканиты. В южной части массива располагается полоса кытлымитов, в северо-восточном контакте известны роговики. Формирование массива произошло в две стадии или фазы: вначале ультрамафиты, затем габброиды.

Ультрамафитовая ассоциация представлена дунитами, верлитами и клинопироксенитами. Дуниты образуют три крупных изолированных тела (ядра) размерами с севера на юг $0{,}9 \times 1{,}4$, $3{,}7 \times 5{,}0$ и $7{,}0 \times 2{,}7$ км, овальной, треугольной и линзовидной формы меридионального и широтного простирания. Более мелкие тела дунитов располагаются и в поле клинопироксенитовой оболочки. Все дунитовые тела имеют зональное строение с развитием по периферии протодунитов и мелкозернистых дунитов и в осевой среднезернистых дунитов с небольшими зонами крупнозернистых дунитов, наиболее развитых в Южном дунитовом теле. В северном ядре широко развиты дунит-пегматиты, камерные офитовые пегматиты и пегматиты с диопсидом и флогопитом, описанные нами ранее [178]. Редкие хромитовые жилы мощностью до 0,3 м наиболее развиты в Северном и Южном ядре, локализуясь в поле среднезернистых и крупнозернистых дунитов. Дуниты частично или полностью рекристаллизованы при тектонизации, в юго-восточной части с продуктами распада магнетита в оливине в виде игольчатых субиндивидов. Близ тел камерных пегматитов установлена слабая постмагматическая хризотилизация, а близ контактов с габбро — штубахитизация. Дуниты существенно (от 5 до 80%) серпентинизированы (лизардитизация), а в западном контакте развита интенсивная (до шурпихитов) антигоритизация. Дуниты Уктусского массива обладают повышенной железистостью: от 11,8% в протодунитах до 15,4% в мелкозернистых перекристаллизованных дунитах, 15,4% в среднезернистых, 13,6% в крупнозернистых дунитах и 13,5% в дунит-пегматитах. В среднем для 34 анализов железистость дунитов 12,5%.

Клинопироксенитовая оболочка шириной от 0,5 до 3,5 км имеет зональное строение. Близ контакта с дунитами располагаются верлиты, затем оливиновые и мономинеральные клинопироксениты. Спорадически развиты магнетитовые клинопироксениты. Верлиты пойкилитовые и гипидиоморфнозернистые имеют железистость 18,4%, клинопироксениты — 9,7—23%, в среднем 15%. Нормальные клинопироксениты среднезернис-

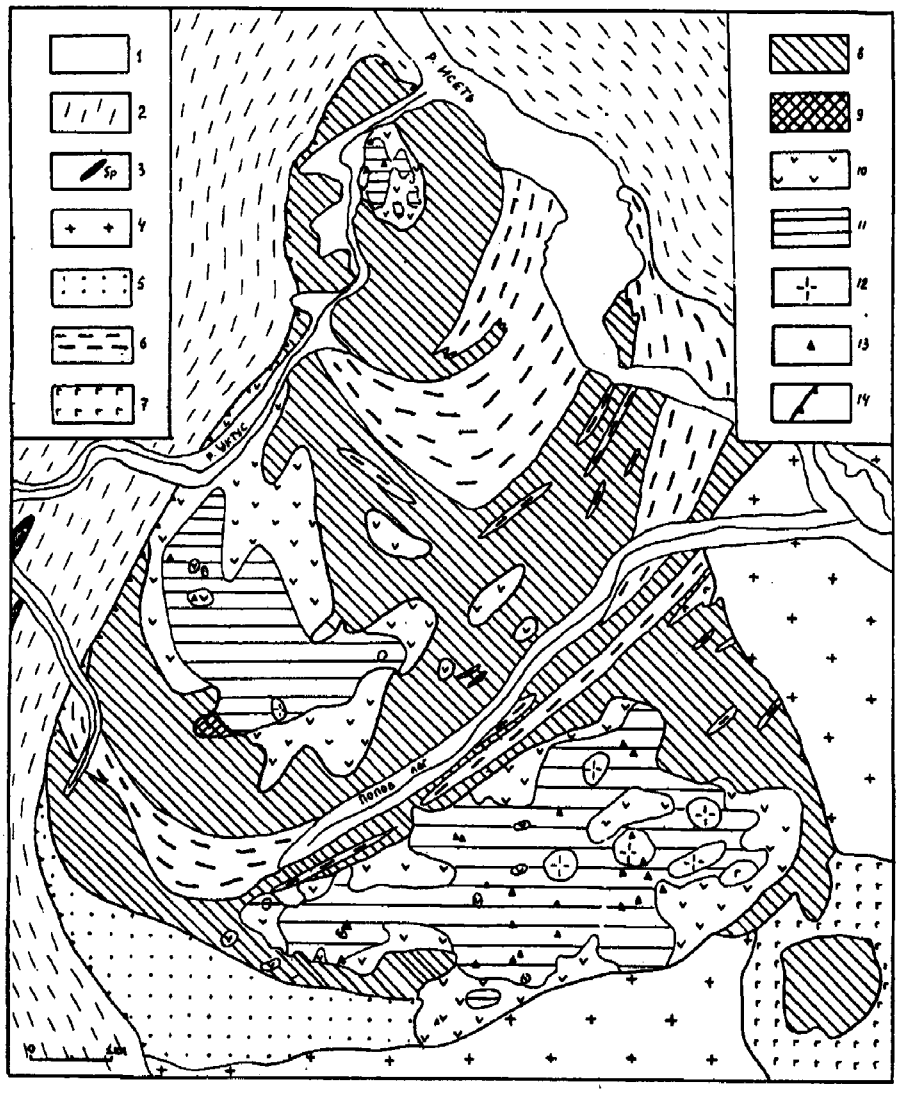


Рис. 39. Геологическая карта Уктусского пироксенит-дунитового массива (материалы Р.Д.Калугиной и др. с дополнениями автора):

1 — аллювиальные отложения; *2* — зеленые сланцы, S_{1-2}; *3* — альпинотипные серпентиниты; *4* — граниты; *5* — кытлымиты; *6* — габброидная ассоциация (габбро, конжакиты, тылаиты); *7* — габбро; *8* — верлиты и клинопироксениты; *9* — тальк-брейнеритовые породы по дунитам; *10* — протодуниты и мелкозернистые дуниты; *11* — дуниты среднезернистые; *12* — крупнозернистые; *13* — хромитовые жилы; *14* — тектонический контакт Уктусского массива

тые с индивидами 3—10 мм. С клинопироксенитами связаны редкие пегматоидные и магнетитовые жилки.

Габброидная ассоциация представлена габбро, тылаитами и конжакитами, образующими полосчатые тела шириной от первых метров до 3 км, разделяющие дунит-клинопироксенитовые тела и подчеркивающие внутреннюю концентрическую структуру массива. Строение тел габброидной ассоциации зональное. В осевой части крупных полос развиты амфиболовые соссюритизированные габбро, окруженные зонами конжакитов — фельдшпатизированных клинопироксенитов и местами тылаитов. С габброидными телами вне массива связаны кытлымиты и роговики.

Структура массива интерпретируется как пологая куполовидная, осложненная тремя куполами второго порядка, разделенными зонами фельдшпатизации. Кровля ультрамафитового массива полого падает на восток. Мощность массива оценивалась С. А. Зворской в 2,5 км по гравиметрическим данным. Предполагается общая гарполитовая форма массива, в западной части частично срезанная надвигом. С тектонизацией верхнепалеозойского возраста связывается антигоритизация дунитов и оливиновых клинопироксенитов западного контакта, развитие шурпихитов и офит-пикролитовых жил, с которыми может быть связана и демантоидная минерализация.

Массив интрудирован гранитоидами Арамильско-Большеседельниковского массива с проявлением контактового метаморфизма дунитов, захватом ксенолитов клинопироксенитов, развитием в ультрамафитах даек аплитов, жил кварца и образованием зон хлоритизации, тремолитизации, пиритизации, отальковання и карбонатизации.

В мезо-кайнозойское время массив подвергся интенсивному выветриванию с образованием площадных гетит-нонтронитовых кор и бирбиритов. Остатки гетитовых кор выветривания разрабатывались Елизаветинским рудником.

После исследования структуры дунитовых ядер Уктусского массива и установления идентичности их строения строению дунитовых ядер КЗУМ Платиноносного пояса, а также установления достаточно широкого развития хромитовых жил стала очевидной обязательная платиноносность массива. В 1994 г. в аллювии шести логов было установлено присутствие изоферроплатины, туламинита, иридосмина и золота [204, 207].

Судя по форме зерен, большая часть "платины" является "хромитовой" и образовалась при разрушении хромитовых жил, что подтверждается широким развитием в аллювии окатанных обломков хромитовой породы. Кристаллы, их сростки и некоторые полиэдры могли находиться в дунитах. Состав изоферроплатины близок к таковой из россыпей Платиноносного пояса.

В виде микровключений в хромшпинелиде хромитовых жил из ковша Нового трамплина установлены: иридосмин, изоферроплатина, осмий, платинистый осмирид, ирарсенит, лаурит-эрлихманит, фаза состава OsIrSbS, никельсодержащая медь, брейтгауптит, железистый иридий, стибиолюцонит и минерал состава FeS [207].

Все исследователи Уктусского массива, начиная с И. Ф. Токарева, отмечали его идентичность классическим КЗУМ Платиноносного пояса. Резким диссонансом являются выводы Е. В. Пушкарева и др. [525], пришедших к предположению о древнем, возможно, докембрийском возрасте массива, петрохимических отличиях его от дунитов КЗУМ и предположивших его сходство с оливинит-верлит-клинопироксенит-габ-

бровыми массивами платформы. Однако K—Ar определения возраста проб, отобранных из приповерхностных зон метаморфизованных пород, всегда следует воспринимать критически, тем более что геологические данные по вмещающим породам не дают никаких оснований для столь экстравагантного вывода. Массив находится не в северном замыкании Сысертского блока, а среди зеленокаменно-измененных вулканитов ордовикско-раннедевонского возраста, как и почти все КЗУМ Урала. Петрология Уктусского массива достаточно стандартна — дунитовые ядра, клинопироксенитовая оболочка, зоны тылаитов. Нигде в расслоенных интрузиях такие структуры не отмечались. Повышенная железистость дунитов массива находится в пределах вариаций железистости дунитов КЗУМ и Платиноносного пояса. Оливины из дунитов массива по содержанию Ca и Ni находятся в поле оливинов из дунитов КЗУМ, так же как и хромшпинелиды по содержанию наиболее важных элементов (см. гл. 8). Наконец, открытие приуроченных к массиву платиновых россыпей делает сходство между ними практически полным, хотя небольшие отличия существуют и будут обсуждены ниже.

Давыдовский комплекс

Располагается в Шилово-Коневской структурно-фациальной зоне в 5 км на юго-восток от с. Маминское. Габбро-тоналит-плагиогранитный комплекс позднего силура — раннего девона слагает одноименный массив размерами 0,9 × 5,5 км. Преобладают гипабиссальные габбро второй интрузивной фазы и плагиогранит-порфиры третьей фазы. Ультрамафиты представлены клинопироксенитами в виде ксенолитов в габбро. В. Н. Смирновым [517] установлены серпентиниты аподунитового и аповерлитового состава и крупное тело клинопироксенитов. Анализ акцессорных хромшпинелидов из серпентинитов позволил авторам идентифицировать ультрамафиты как аналог Сарановского расслоенного массива. Однако, учитывая высокожелезистый состав краевых дунитов, верлитов и диопсидовых дунитов КЗУМ и соответственно высокожелезистый состав хромшпинелидов, а также геологическое положение массива внутри складчатого пояса, где могут присутствовать только КЗУМ и альпинотипные ультрамафиты, но никак не расслоенные ультрамассивы, следует признать Давыдовский массив новым объектом формации КЗУМ.

Челябинская группа

Челябинская группа массивов представлена Синеглазовским габбро-клинопироксенитовым массивом и рядом мелких пироксенитовых тел в обрамлении Челябинского гранитного комплекса, впервые отнесенных к КЗУМ автором [165].

Синеглазовский (Вознесенский) массив расположен в 18 км южнее г. Челябинска и в 1,5 км на юго-запад от ст. Синеглазово. Габбровый массив закартирован А. И. Коровяковым и А. Д. Зиновкиным, клинопироксениты установлены в 1964 г. А. С. Молчановым и В. А. Розиным. Массив имеет размеры 2,5 × 4,5 км, четкое зональное строение и состоит из клинопироксенитового ядра размерами 3 × 1,5 км, окруженного полосой габбро-амфиболитов шириной 100—200 м, по мнению авторов представляющих эндоконтактовую фацию массива. Вмещающие основные вулканиты нижнего силура на контакте с массивом в зоне шириной

массивов, ультрамафические члены которых сложены в основном магнетитовыми клинопироксенитами и горнблендитами [340]. Характерной особенностью пояса является щелочной характер поздних дифференциатов, представленных монцонитами и сиенитами. Пояс представлен многофазным Сахаринским комплексом и пятью мелкими слабо изученными массивами: Субутакским, Южно-Субутакским, Амамбайским, Кондуровским и Стоячий Камень.

Сахаринский дунит-габбро-монцонитовый комплекс находится в 40 км к юго-востоку от г. Магнитогорска и в 4 км южнее ст. Субутак, восточнее бывшего прииска Сахара. Массив впервые закартирован Ю. Н. Замигой и др. в 1962—1963 гг. По Ю. Н. Замиге [141], комплекс размерами 18,5 × 6,3 км и площадью 86 км^2 имеет меридиональное простирание, залегает среди вулканогенно-осадочных отложений верхнего силура — верхнего девона и приурочен к ядру Ахуново-Кацбахского антиклинория (рис. 41). На востоке массив контактирует с альпинотипными ультрамафитами, разделяющими Магнитогорский и Урало-Тобольский мегантиклинории. Комплекс имеет форму гарполита, погружающегося в северо-западном направлении.

В строении комплекса принимает участие широкий спектр пород, объединяемых Ю. Н. Замигой [141] в последовательные ассоциации: дунит-верлит-клинопироксенитовую, габбровую и монцонит-сиенитовую. Альпинотипные ультрамафиты тектонически рассекают восточную половину комплекса.

Ультрамафиты образуют несколько разобщенных массивов и тел среди габбро общей площадью 28 км^2. В западной части комплекса на протяжении 9 км располагаются три тела размерами 2 × 4, 1 × 0,74 и 2,6 × 0,8 км, в северной — мелкие тела общими размерами 4 × 0,1—0,7 км, в южной (в 2,6 км западнее хутора Куйсак) — два тела размерами до 1,5 км в поперечнике. Наиболее крупный пироксенит-дунитовый массив размерами 10 × 4 км слагает центральную и восточную части комплекса. Вмещающие вулканиты на контакте с породами комплекса ороговикованы, а на контакте с габбро развит полосчатый инъекционно-метасоматический габбро-клинопироксенитовый комплекс. Габбро-пегматиты секут клинопироксениты, цементируют их брекчию и вызывают амфиболизацию.

По Ю. Н. Замиге [141], ультрамафическая ассоциация слагает концентрически-зональные стратифицированные воронкообразные структуры. Стратификация выражается в выдержанных по простиранию прослоях клинопироксенитов, верлитов и дунитов с параллельной сменой снизу вверх плагиоклазовых пироксенитов с 15% плагиоклаза мономинеральными, оливинсодержащими, оливиновыми клинопироксенитами и верлитами в ядрах воронкообразных структур, а также в увеличении железистости дунитов с глубиной. Мощность клинопироксенитовой зоны оценена в 100—250 м, верлитовой — 2—180 м, дунитов — не более 800 м. Кроме того, клинопироксениты слагают ряд самостоятельных, не связанных с дунитами тел среди габбро.

Дуниты обычно серпентинизированы с уменьшением степени серпентинизации с глубиной. Железистость дунитов — 10,3—11,9%, оливин состава Fa_{5-30}. Верлиты полосчатые и массивные с f 15,4% и изменчивым содержанием клинопироксена. Клинопироксениты — мономинеральные, магнетитовые, плагиоклазовые и оливиновые, часто с сидеронитовыми структурами и железистостью 9,7% и выше. Ю. Н. Замига [141] полагал, что положение дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации между

габбро и апогарцбургитовыми серпентинитами свидетельствует об образовании ее в результате воздействия габбро на апогарцбургитовые серпентиниты. По нашему мнению, альпинотипные серпентиниты протрузивно прорывают по разлому Сахаринский комплекс и не могут активно

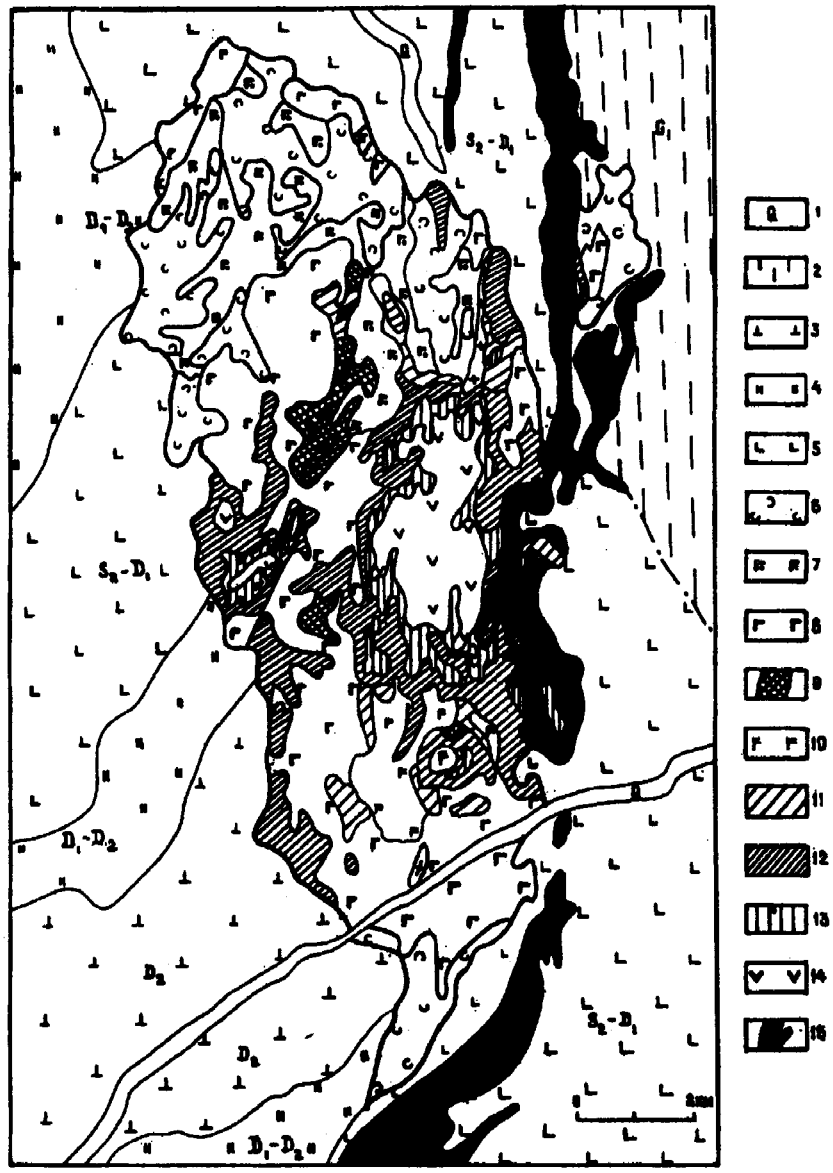


Рис. 41. Геологическая карта Сахаринского дунит-габбро-монцонитового комплекса (материалы Ю.Н.Замиги):

1 — аллювий; *2* — порфиритоиды кремнистые и зеленые сланцы, C_1v_1—v_3; *3* — порфириты андезибазальтового состава, лавобрекчии и туфы, D_2; *4* — жилы, кремнистые сланцы, туффиты и порфириты андезибазальтового состава, D_1—D_2; *5* — базальтовые и андезибазальтовые порфириты, лавобрекчии и туфы, S_2—D_1; *6* — монцониты; *7* — габбро биотитизированное и калишпатизированное; *8* — пироксеновое и роговообманковое; *9* — горнблендиты; *10* — габбро; *11* — пироксениты плагиоклазовые (конжакиты?); *12* — клинопироксениты; *13* — верлиты; *14* — дуниты серпентинизированные; *15* — серпентиниты по альпинотипным гарцбургитам и продукты их изменения

взаимодействовать с его породами, а дунит-клинопироксенитовые массивы представляют собой типичные КЗУМ [165].

Субутакский комплекс располагается в 4 км к западу от ст. Субутак среди нижнедевонских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Впервые установлен Ю. Н. Замигой и др. [141] и изучался А. И. Захарьевичем и др. в 1960 г., Н. В. Хохряковым и П. У. Машкиным в 1956 г. и П. В. Прямоносовым с сотр. в 1972 г. [340]. Комплекс размерами 5,5 × 1,3 км сложен габбро, габбро-пироксенитами, клинопироксенитами, горнблендитами и серпентинитами, в разной степени хлоритизированными и биотитизированными. Общая мощность массива около 1 км, падение северо-западное. Клинопироксениты образуют шлиры и отдельные тела в габброидах и местами содержат сидеронитовую вкрапленность магнетита до 10%, реже гнезда, шлиры и жилы до 0,5 м мощностью. Содержание в них Fe_2O_3 — 16,96%, FeO — 5,01%, TiO_2 — 1,24%, близкое к таковому в клинопироксенитах Качканара. Первичная природа серпентинитов неясна. Положение в многофазном габбро-сиенитовом комплексе, присутствие сидеронитового магнетита и низкие содержания TiO_2 позволяют нам отнести его к описываемой формации.

Южносубутакский массив располагается в 0,5 км к юго-юго-западу от ст. Субутак среди вулканитов нижнего—среднего девона, имеет северо-восточное простирание, размеры 6 × 2,5 км и сложен клинопироксенитами, габбро и габбро-диоритами. Детально не изучен.

Амамбайский массив располагается близ одноименного поселка к югу от ст. Субутак. Массив размерами 7 × 2 км располагается среди порфиритов верхнего силура — нижнего девона, на юге прорывается сиенит-диоритами и диоритами (рис. 42). Там же располагаются серпентиниты неясного генетического типа. Массив сложен габбро и клинопироксенитами с секущими дайками сиенит-порфиров, сиенитов, гранитов и гранодиорит-порфиров. Центральная часть комплекса сложена гранит-сиенит-диоритовым массивом размерами 3 × 3 км верхнепермского возраста.

Клинопироксениты и магнетитовые клинопироксениты образуют несколько тел, наиболее крупное из которых в 5 км от пос. Амамбайка размерами 3 × 0,5—1,2 км сложено пироксенитами, магнетитовыми клинопироксенитами, часто амфиболизированными и хлоритизированными. Клинопироксениты — от мелко- до крупнозернистых с индивидами до 2 см, сидеронитовым магнетитом в выделениях до 2 см (~ 17%) и акцессорными эпидотом, кальцитом, пиритом, халькопиритом и борнитом. В рудных клинопироксенитах обычен апатит в зернах 0,13 мм, в количестве до 10%. Клинопироксениты содержат до 10,9% Fe_2O_3, 10,3% FeO и 1,35% TiO_2. Присутствие клинопироксенитов с сидеронитовым магнетитом, соотношение TiO_2/FeO' и парагенезис пород позволяют отнести массив к описываемой формации.

Массив Стоячий Камень расположен в 7,5 км к юго-западу от пос. Амамбайка. С 1948 г. изучался А. А. Степановым, П. У. Машкиным, Н. В. Хохряковым, Н. А. Скопиной и П. И. Прямоносовым с сотр. в 1974 г. [340]. Наиболее крупные пироксенитовые тела располагаются в 3 км северо-западнее вершины Стоячего Камня. Массив размерами 5 × 1—2 км имеет меридиональное простирание и вертикальное падение (рис. 43). В пределах массива выделяются два тела габбро, включающие клинопироксениты, на глубине около 0,5 км подрезанные гранитами. В клинопироксенитах и габбро вкрапленность и шлиры титаномагнетита в зернах до 2,2 мм.

В рудных клинопироксенитах указывается содержание Fe_2O_3 — 16,3 и 22,2%, FeO — 3,8 и 7,8%, TiO_2 — 1,02 и 1,44%. Все исследователи, изучавшие массив, полагают, что оруденение относится к волковскому типу, чему противоречит низкое содержание TiO_2 и положение в пределах Сахаринского пояса.

Кондуровский массив находится в 6 км к северу от пос. Кондуровка и в 8 км к югу от г. Стоячий Камень. Изучался Н. А. Скопиной в 1966 г. Массив размерами 6 × 0,7—0,8 км имеет меридиональное простирание и располагается среди вулканитов верхнего девона. Сложен габбро, в юго-западной части которых располагается небольшое тело клинопироксенитов с вкрапленностью магнетита.

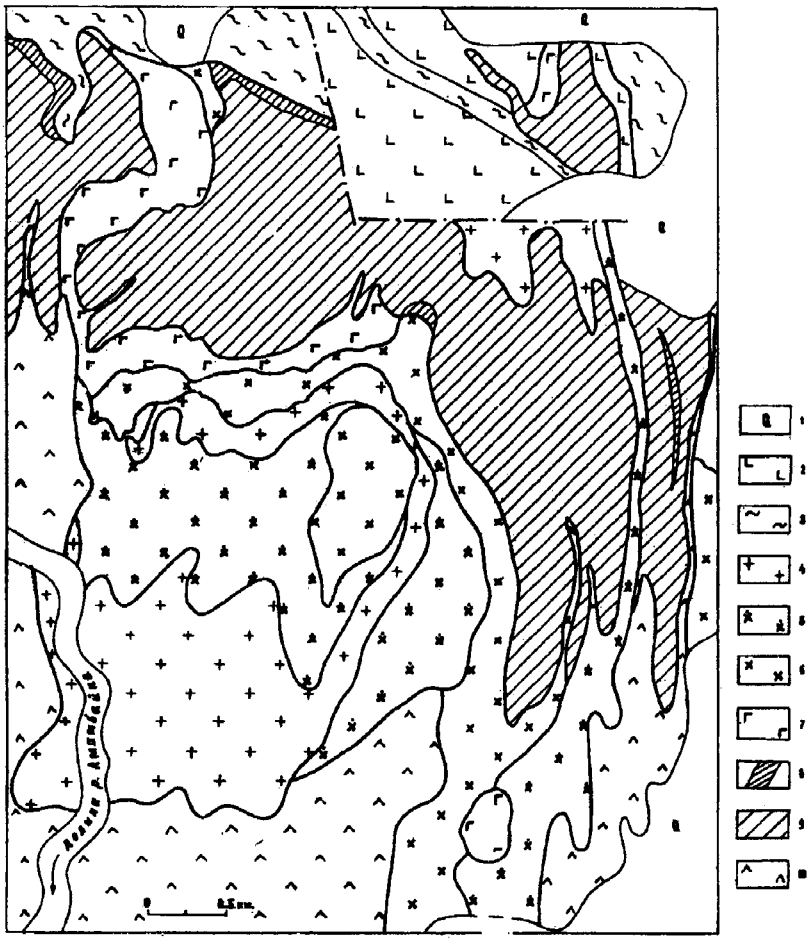


Рис. 42. Северо-восточная часть Амамбайского пироксенитового массива (материалы П.С.Прямоносова, В.К.Долганова и Е.П.Смирнова с упрощением):

1 — аллювий и рыхлые отложения; *2* — порфириты, лавобрекчии и туфы, S_2—D_1; *3* — зеленые сланцы; *4* — сиалические граниты; *5* — сиениты и сиенитодиориты; *6* — диориты; *7* — габброиды; *8* — эпидотизированные и амфиболизированные клинопироксениты; *9* — клинопироксениты и магнетитовые пироксениты; *10* — антигоритовые серпентиниты по альпинотипным ультрамафитам

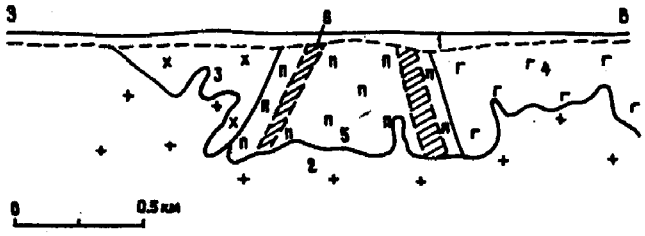


Рис. 43. Разрез через габбро-пироксенитовый массив Стоячий Камень, масштаб 1 : 25 000 (материалы Л.А.Холодкова и др.):

1 — элювий; *2* — граниты сиалические; *3* — диориты; *4* — габбро; *5* — клинопироксениты; *6* — магнетитовые клинопироксениты

Велиховский комплекс

Комплекс располагается к северо-западу от пос. Батамшинский Актюбинской области среди основных вулканитов ордовика и среднего эйфеля в пределах Сакмарской зоны. Впервые выделен В. Р. Родионовым и отнесен Б. И. Комиссаровым и др. в 1968 г. [244] к дунит-пироксенитовой формации. В. Г. Кориневский в 1976 г. [245] установил, что габбро являются эссекситами, а гранитоиды — сиенитами. Комплекс площадью около 100 км^2 сложен эссекситами, переходящими по периферии в габбро. Сиениты слагают небольшие тела по периферии и в центральной части массива. Среди них в южной половине комплекса бурением установлены меридиональные тела магнетитовых клинопироксенитов размерами до 4 × 0,25 км. Взаимоотношения их с сиенитами неясны, но прожилки горнблендитов секут эссекситы [245]. По Л. С. Борисенко и др. [35], среднезернистые клинопироксениты сложены диопсидом до 72%, магнетитом в зернах до 2 мм — 15—35%, хлоритом, биотитом, соссюритом и апатитом — до 1,2%. В магнетите наблюдаются продукты распада, представленные ильменитом и шпинелью. Последняя образует и самостоятельные индивиды до 0,2 мм. Л. Ф. Борисенко идентифицирует пироксениты с гусевогорскими, с чем нельзя не согласиться.

Курганская группа

Среди ультрамафитов Зауралья, ранее полностью относившихся к альпинотипным дунит-гарцбургитовым комплексам [283], при геологическом картировании доюрского фундамента установлены магнетитовые клинопироксениты, идентичные таковым в массивах Платиноносного пояса [179, 317]. По А. М. Пумпянскому, габбро-пироксенитовые массивы располагаются в Сафакулевском районе Курганской области и приурочены к Увельской антиклинали Троицко-Каратаусского антиклинория. В настоящее время известны 5 клинопироксенит-габбровых массивов: Берсеневский, Замериновский, Бурматовский, Сафакулевский и массив в 1,5 км к северо-востоку от Сафакулевского. Массивы размером до 1—2 × 5—15 км, с крутыми падениями сложены мезо- и меланократовыми габбро и габбро-норитами и мелкозернистыми магнетитсодержащими клинопироксенитами. Взаимоотношения между ними не установлены. В клинопироксенитах, часто амфиболизированных, отмечаются участки с сидеронитовым магнетитом (до 20%). Часты гнезда и прожилки магнетита до 4 см

мощностью. Пироксениты отличаются низким (0,67%) содержанием TiO_2 при высоком (до 23,5%) содержании FeO'. Сидеронитовый магнетит и низкое отношение TiO_2/FeO' позволяют отнести описываемые массивы к формации концентрически-зональных [179].

Суроямский массив

Массив располагается на западном склоне Урала в 25 км к юго-востоку от г. Нязепетровска. Открыт при геологической съемке в 1963 г. и изучался Г. Ф. Селиверстовым и др. в 1969 г. [371], Н. В. Свяжиным и др. в 1971 г. [370], Л. П. Ефимовой, А. И. Белковским и др. в 1976 г. [20],

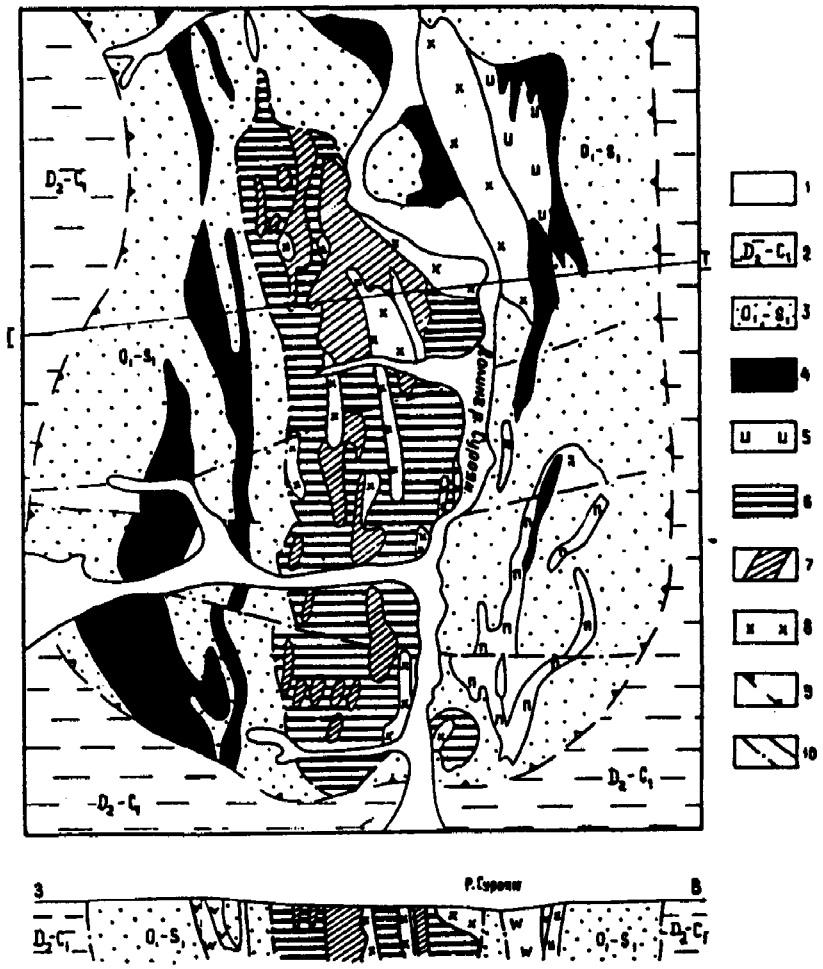


Рис. 44. Геологическая карта и разрез Суроямского клинопироксенитового массива (материалы Г.Ф.Селиверстова и др. [20] с упрощением):

1 — аллювий; *2* — терригенно-карбонатные отложения миогеосинклинали, D_2—C_1; *3* — кремнисто-вулканогенные эвгеосинклинальные отложения Нязепетровского аллохтона, O_1—S_1; *4* — альпинотипные апогарцбургитовые серпентиниты и верлиты; *5* — клинопироксениты; *6* — апатит-магнетитовые клинопироксениты; *7* — клинопироксениты, обогащенные магнетитом; *8* — зоны нефелинизированных, микроклинизированных и цеолитизированных клинопироксенитов; *9* — границы Нязепетровского аллохтона; *10* — тектонические нарушения и разломы

И. В. Жилиным и др. Массив располагается в южном ядре Нязепетровского аллохтона, сложенном породами ордовика, окруженного со всех сторон альпинотипными ультрамафитами. Массив размерами 7,8 × 2,2 км и площадью 20 км^2 имеет овальную форму. Мощность его оценивается в 2 км. В пределах массива выделяются ультрамафиты, щелочные породы и альпинотипные серпентиниты (рис. 44).

Ультрамафиты представлены клинопироксенитами, апатитовыми и магнетитовыми клинопироксенитами, в меньшей степени верлитами и безрудными клинопироксенитами. Клинопироксениты содержат в среднем 15% Fe, 1,46% TiO_2, 2,6% P_2O_5 и 0,11% V_2O_5. Неизмененные клинопироксениты сложены на 74% из клинопироксена, 17% магнетита, 6,5% фторапатита и акцессорных флогопита, ильменита, плеоната, сульфидов меди и т. д. Вдоль меридиональных зон мощностью до 100 м клинопироксениты катаклазированы, милонитизированы, калишпатизированы и цеолитизированы. Г. Ф. Селиверстов и др. [20] считали массив интрузивным и идентифицировали с Гусевогорским, Н. В. Свяжин и др. [370] также относили его к дунит-верлит-клинопироксенитовой формации, А. И. Белковский и Г. Ф. Селиверстов [20] — к платформенным щелочно-ультраосновным интрузиям центрального типа, представляющим, по мнению авторов, сочетание двух формаций — платиноносной дунит-пироксенитовой и железорудной якупирангитовой. По Л. П. Ефимовой, массив является блоком гипербазитов, переработанным щелочными процессами. Значительные различия в возрасте главных групп пород (594 ± 7 млн. лет для альпинотипных ультрамафитов, 469—525 млн. лет для клинопироксенитов и 333—385 млн. лет для микроклин-нефелин-цеолитовой ассоциации) как будто свидетельствуют в пользу самостоятельности ассоциаций, однако все петрографические и петрохимические признаки указывают на сходство клинопироксенитов с таковыми гусевогорского типа. Присутствие апатита и щелочной характер поздних дифференциатов свидетельствуют о близости их к Сахаринскому комплексу.

Глава 3

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРУКТУРА КЗУМ

Суммирование геологических данных показывает, что КЗУМ приурочены только к островодужным комплексам складчатых областей и отсутствуют на платформах и океанической коре (см. рис. 1) [254, 389]. Они встречаются среди отложений рифея, палеозоя, мезозоя и палеогена и отсутствуют в современных островных дугах (табл. 1)*. Редкая встречаемость КЗУМ в отложениях древнее палеозоя может быть связана с эволюцией земной коры или трудностями диагностики, обусловленными метаморфизмом и тектонизацией этих отложений, тогда как отсутствие их в современных островных дугах может быть следствием слабой эрозии этих сооружений. На платформах аналогами КЗУМ считаются дунитовые и оливинитовые массивы щелочно-ультраосновной ассоциации [254, 514]. Трудности диагностики КЗУМ приводят к тому, что они обычно не отличаются от ультрамафитов альпинотипных комплексов и расслоенных интрузий, особенно в слабо изученных регионах.

Характерна приуроченность КЗУМ к палеозойским и мезозойским складчатым областям, причем в мезозойских они находятся только в том случае, если пояс располагается на границе платформы и океана, и отсутствуют в складчатых системах на стыке континентальных плит. Постоянная приуроченность КЗУМ к кремнисто-вулканогенным породам островодужных ассоциаций позволила Е. Мурзу [495] и другим [381] связать их с древними островными дугами, формировавшимися в результате обдукции, чему не противоречит их современное геологическое положение (см. рис. 1). Классическим примером этого является юго-восточная Аляска, где установлено три пояса КЗУМ и с востока на запад происходит омоложение их возраста от T_3 (Туламин), через J_2 (Поларис) до K_2 (пояс юго-восточной Аляски), синхронных возрасту вмещающих вулканитов, что связывается с последовательным наращиванием континентальной коры [41].

3.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КЗУМ УРАЛА

В пределах Урала все КЗУМ располагаются только в эвгеосинклинальной части, за исключением Суроямского массива, тектонически перемещенного в палеоконтинентальную зону Урала (см. рис. 2). В пределах эвгеосинклинальной зоны или палеоокеанического сектора большая часть КЗУМ, в том числе наиболее крупные, приурочены к двум крупным структурам, выделяемым как Тагильский и Магнитогорский синклинории или блоки. Меньшая часть приурочена к более мелким структурам и лишь единичные попадают в зону гранитогнейсовых комплексов (Маюровский), где их положение может быть связано с захватом при формировании

* Таблицы химических анализов пород и минералов КЗУМ здесь и далее см. в Приложениях.

последних. Тагильский "прогиб", блок или мегазона представляет сооружение длиной более 950 м и шириной 10—70 км, ограниченное с запада зоной Главного Уральского надвига, частично фиксированного альпинотипными серпентинитами, с востока — Серовско-Маукским поясом альпинотипных ультрамафитов. Прогиб выполнен вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя мощностью 5—8 км и интрузиями дунит-габбро-плагиогранитной (Платиноносный пояс), габбро-сиенитовой (Тагило-Кушвинская группа) и габбро-диорит-гранитной ассоциаций (Ауэрбаховская и Верхнетагильская группы).

Вулканогенно-осадочные образования Тагильского прогиба моноклинально (< 15—30°) падают к востоку с постепенным выполаживанием. По [232, 233], раннегеосинклинальная стадия развития Тагильского прогиба фиксируется диабазовой субформацией (O_3), сменившейся диабаз-альбитофировой формацией ($O_3—S_1ln_{1-2}$) мощностью 3—5 км с контрастной (спилит-кератофир-альбитофировой) субформацией в основании до кислой субформации $S ln_2$ с телами вулканоплутонических плагиогранитов, затем андезитовой формацией ($S_1ln_3w_1$) мощностью 0,3—2 км и завершается в S_1w_2 интрузиями Платиноносного пояса, метаморфизмом и заложением вторичных грабенов ($S_1w_3—D$). В нижнем лудлове S_2ld_1 произошло формирование андезит-базальтовой формации мощностью 0,5—1,5 км, завершившейся внедрением кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранодиоритов. Позднегеосинклинальный период ($S_1w_3—D_2^1e$) начался с формирования андезит-базальтовой формации (Sw_3) мощностью 0,5—1,5 км, сопровождавшейся интрузиями кварцевых диоритов, гранитов и гранодиоритов, затем базальт-трахитовой формации ($S_2ld_2—D_1$) с интрузиями сиенитов и трахибазальт-андезитовой формации ($D_1^2c—D_2^1c$) с интрузиями диоритов и гранодиоритов. Породы, слагающие прогиб, слабо метаморфизованы. Метаморфизм усиливается к массивам Платиноносного пояса и в зоне Главного Уральского надвига (до глаукофановых сланцев и амфиболитов).

На ранних стадиях изучения Урала существовали представления о приуроченности массивов к глубинному Уральскому разлому [135, 136, 254, 314, 329, 357, 460] и их залегании между метаморфическими толщами Центрально-Уральского поднятия и синклинальным вулканогенным прогибом [329]. Геолого-съемочные работы, нашедшие отражение на сводных геологических картах Урала [382, 383], показали, что массивы Платиноносного пояса и разлом, к которому они приурочены, полностью располагаются среди вулканитов Тагильского прогиба (см. рис. 3). Это не помешало А. С. Варлакову [56, 57] вновь утверждать о приуроченности Платиноносного пояса к Главному Уральскому надвигу, который он рассматривал как шовную структурно-фациальную зону в области перехода от континентальной к океанической коре. Однако сейчас очевидно, что зона Главного Уральского надвига, фиксированного альпинотипными ультрамафитами Салатимского пояса и глаукофановыми сланцами, отделяется от Платиноносного пояса, фиксированного КЗУМ, габбро и гранитоидами, зоной моноклинально падающих на восток и тектонически не деформированных отложений Тагильского прогиба. Таким образом, "Платиноносный разлом" находится на расстоянии 5—23 км восточнее Главного Уральского надвига, располагается полностью в пределах Тагильского вулканогенного прогиба и, следовательно, не имеет отношения к Главному Уральскому надвигу. В пределах Платиноносного разлома отсутствуют альпинотипные ультрамафиты и высокобарические метаморфиты, а интрудаты пояса прорывают и метаморфизуют офиолитовые вулканиты.

Вопрос о связи КЗУМ Платиноносного пояса с вулканитами Тагильского прогиба более сложен. По А. Н. Заварицкому [132], внедрением массивов пояса закончился длительный период вулканической деятельности. Эти представления, поддержанные [232, 386, 460], подтверждаются признаками генетического единства всех членов дунит-габбро-плагиогранитной ассоциации и малым временным разрывом между ними [82, 161, 326]. Согласно второй точке зрения, массивы пояса рассматриваются как комагматы близких по возрасту и составу вулканитов [254, 446]. Так, Ю. С. Каретин [232] связывает образование ультрамафитов пояса со спилитовой формацией, а габбро-норитов — с андезитовой. Современные представления склоняются к тому, что каждая интрузивная фаза пояса представляет собой самостоятельную формацию [357, 406].

По нашему мнению, постоянная тесная пространственная близость всех членов платиноносной ассоциации, приуроченность их к одним подводящим каналам, малые временные интервалы между образованием ультрамафитов, габброидов и гранитоидов [161], а также намечающаяся связь с вулканическими постройками [232] подтверждают вывод А. Н. Заварицкого и О. А. Воробьевой [82, 132, 325] о генетическом единстве пород Платиноносного пояса, по крайней мере ультрамафитов и габброидов, и их формировании в стадию завершения вулканического процесса. Противоречие между двумя точками зрения можно было бы решить определением времени образования отдельных членов формации. Приведенное автором K—Ar определение абсолютного возраста ультрамафитов и габброидов на Светлоборском массиве дало 427 ± 10 млн лет и $420—429 \pm 12$ млн лет соответственно с изохроной 423 ± 3 млн лет, т. е. показало их практическую одновозрастность, что подтверждает вывод о генетическом единстве ультрамафитов и габброидов [216].

Образование ультрамафитов КЗУМ связывалось со стадией формирования меланократового основания океанической коры [328—330], с окончанием раннегеосинклинальной или с островодужной стадией развития уральской эвгеосинклинали [216, 232, 495]. Против первого предположения свидетельствует значительное удаление КЗУМ от основания пластин, т. е. от западного края Тагильского прогиба и от Главного Уральского надвига и положение внутри Тагильского прогиба, отсутствие крупномасштабных перемещений по Платиноносному разлому, интрузивный характер габбро-норитов и данные о такой же природе ультрамафитов. Выводы Е. Мурза [495] о приуроченности КЗУМ к островодужной стадии развития представляются нам наиболее приемлемыми, что подтверждается, в частности, пространственной близостью КЗУМ и вулканических аппаратов андезитовых вулканов и кальдер, их временной близостью, а также геофизическими характеристиками коры зоны развития КЗУМ Платиноносного пояса, идентичными, по данным Н. Г. Берлянд [21], с корой современных островных дуг.

Для Магнитогорского прогиба (блока) ситуация более сложная и не столь очевидная в силу слабой обнаженности и изученности КЗУМ, тем не менее и здесь наблюдается четкое линейное положение Сахаринского пояса среди вулканитов.

В пределах более мелких структурных единиц эвгеосинклинали КЗУМ располагаются по периферии блоков, ограниченных разломами, фиксированными альпинотипными серпентинитами или серпентинитовым меланжем (Петрокаменский комплекс), или в их центральных частях (Уктусский, Синеглазовский массивы). Возможно, это обусловлено сохранением при тектонизации прежде всего блоков, армированных крупными габбровыми массивами, тогда как изолированные или мелкие КЗУМ легко

рование и метаморфизм офиолитовых кремнисто-вулканогенных отложений O_3—S_1, сингенетичных с альпинотипными ультрамафитами океанической коры, ультрамафитами и габброидами Платиноносного пояса [162, 223]. Таким образом, на Урале КЗУМ и массивы альпинотипных ультрамафитов располагаются в разных структурно-тектонических зонах, имеют разный возраст и совмещаются только при тектоническом скучивании.

3.3. МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ ГАББРО-УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Долгое время Платиноносный пояс картировался как единое лентовидное в плане тело длиной свыше 600 км, с небольшими раздувами [83, 87, 135, 356]. Детальное картирование показало, что пояс на современном эрозионном срезе состоит из изолированных дунит-габбро-гранитоидных многофазных комплексов, которые на глубине 2—4 км предположительно соединяются в виде непрерывной дайки или валообразного подъема древнего мафического слоя [289]. По [312], слой, отождествляемый с габбро-гипербазитовыми комплексами меланократового основания, развит на глубине больше 7—9 км.

Для северного и южного окончаний пояса характерны линзовидная форма магматических комплексов и их значительные (до 60 км) размеры по простиранию, тогда как для комплексов из средней части пояса — овальные и изометрические формы (см. рис. 3). Морфометрический анализ по [290, 291] показывает, что форма или степень изометричности комплексов прямо зависят от их расстояния от Главного Уральского надвига, и чем дальше расположен комплекс от надвига, тем более он изометричен. Этой зависимости подчиняются не только комплексы, но и их составные члены — ультрамафические и габбро-норитовые массивы (рис. 45, 46).

Линейно-вытянутые в плане комплексы состоят из сближенных линейных или линзовидных массивов ультрамафитов (КЗУМ), габброидов и

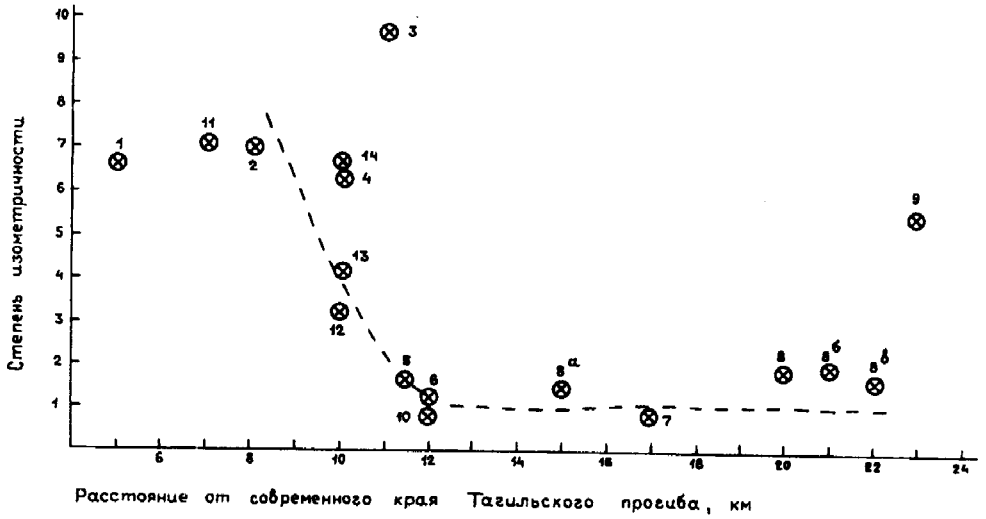


Рис. 45. Зависимость степени изометричности КЗУМ Платиноносного пояса от их расстояния до западного края Тагильского прогиба:

1 — Желтая сопка; *2* — Супреинский; *3* — Кривинский; *4* — Гладкая сопка; *5* — Конжаковский; *6* — Косьвинский; *7* — Каменушинский; *8* — Вересовоборский; *9* — Светлоборский; *10* — Качканарский; *11* — Гусевогорский; *12* — Синегорский; *13* — Толстогорский; *14* — Нижнетагильский

гранитоидов. Анализ их структурных элементов, гравиметрических полей и сейсмических разрезов показывает общее падение комплексов на восток до глубины 10 км, более крутое, чем залегание слоистых осадков (15—35°), составляющее 35—40° для Помурского массива [99, 312]. Формально их можно рассматривать как крупные линзообразные тела.

Изометрические в сечении комплексы образуют "трубообразные", овальные или изометрические в сечении тела с вертикальным или крутым восточным падением [5], уходящие на глубину 10—12 км, где интерпретация их формы и размеров становится неоднозначной. При этом западные контакты комплексов часто пологие согласные, с падением на восток. Увеличение гравитационных максимумов к центру комплексов свидетельствует об уменьшении диаметра массивов с глубиной. Приуроченность массивов к гравитационным максимумам линейно вытянутой зоны позволяет предполагать, что они фиксируют подводящие каналы комплексов, тяготеющие к единому разлому или ослабленной зоне, подобно вулканическим аппаратам островных дуг.

Можно предполагать, что зависимость формы массивов и комплексов от их удаления от края прогиба обусловлена степенью механической прочности

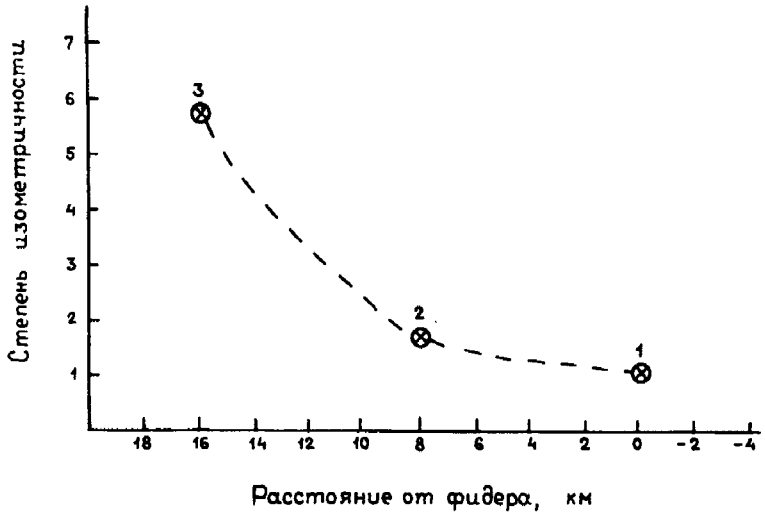


Рис. 46. Зависимость степени изометричности КЗУМ Качканарского комплекса от расстояния до центра гравитационного максимума:
1 — Качканарский массив; *2* — Светлоборский массив; *3* — Вересовоборский массив

вмещающего субстрата в момент формирования комплекса. Близ края прогиба в анизотропной среде формировались линейные разломы и соответственно комплексы удлиненной формы, параллельные краю Тагильского прогиба (Тагильский, Чистопский), тогда как в массивных, удаленных от края прогиба, физически изотропных породах формировались структуры протыкания, способствовавшие формированию изометрических комплексов центрального типа (Качканарский, Кытлымский). И лишь иногда при слиянии сближенных изометрических комплексов формировались комплексы удлиненной формы типа Павдинского, сидящие на 2—3 близлежащих подводящих каналах.

Комплексы интерпретировались ранее как расслоенные лополиты, многофазные интрузивные комплексы неправильной, конусовидной или

гарполитовой формы, тектонические пластины, блоки, горсты и штокообразные диапиры [116, 328, 329] (рис. 47).

Как расслоенные лополиты комплексы рассматривались Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [262] на примере Баранчинских массивов, Кумбинского и Качканарского массивов [348, 350] (см. рис. 47). Эта модель должна была быть оставленной после установления интрузивных взаимоотношений между габбро с ультрамафитами и гранитоидами с теми и другими.

Н. К. Высоцкий [83, 84] и А. Н. Заварицкий [131, 135] интерпретировали комплексы как куполовидные структуры, состоящие из дунитового ядра и последовательных оболочек клинопироксенитов, габбро и гранитоидов (см. рис. 47). Она ближе к реальности, особенно для ультрамафитов, но ошибки в диагностике кытлымитов и амфиболитов, принимавшихся за габбро, и многофазная структура комплексов сделали ее в целом неприемлемой.

Модель зонального асимметричного конуса (этмолита) предложена Н. М. Успенским [393] для Кытлымского, Е. В. Свешниковой [369] для Кумбинского комплексов и как система многофазных конусов А. А. Ефимовым для Конжаковского комплекса. Несмотря на разную генетическую интерпретацию, модель наиболее полно объясняла имеющийся геологический и геофизический материал для изометрических комплексов. Дальнейшее изучение показало, что среди них преобладают асимметричные комплексы центрального типа этмолитовой, гарполитовой или более сложной формы [165].

А. В. Пейве и др. [328, 329] рассматривали комплексы, в частности Кытлымский, как простые грубослоистые пластины с дунитами в основании, перекрывающим их полосчатым комплексом, слоем троктолитов с линзами дунитов и клинопироксенитов и слоем габбро вверху, в целом являющихся меланократовым основанием океанической коры. Позже А. А. Ефимов [116] интерпретировал их как бескорневые блоки с вторичной метаморфической полосчатой структурой, затем как мантийные диапиры с хаотической и стратифицированной структурой [126]. Хотя каких-либо реальных схем внутреннего строения комплексов уже не предлагалось.

Среди субизометрических комплексов можно выделить симметричные и асимметричные комплексы центрального типа с ультрамафическим, реже гранитоидным ядром и кольцевой габбровой интрузией (Качканарский, Князьпинский), комплексы с лепестковидным расположением габбровых массивов и ультрамафитами или гранитоидами в центре (Кытлымский, Денежкинский) и комплексы с последовательным, с запада на восток, расположением ультрамафитовых, габбровых и гранитоидных массивов, причем массивы на современном срезе соприкасаются (Кумбинский) или частично или полностью изолированы (Качканарский комплекс).

Исходя из указанного соотношения пород на разных уровнях эрозионного среза, можно предполагать, что сложные изометрические комплексы с самостоятельными, но пространственно сближенными массивами ультрамафитов, габброидов и гранитоидов тяготеют к гравитационному максимуму, отвечающему положению подводящего канала.

Особый интерес вызывает внутренняя структура комплексов. Результаты структурно-петрологического анализа показывают повсеместное выклинивание ультрамафитов на глубине 4—6 км, как, например, в Конжаковском, Косьвинском и Качканарском массивах. Расчеты гравитационных аномалий ряда массивов также подтверждают незначительное протяжение ультрамафитов на глубину [213]. В. Б. Соколовым [312] для северных массивов пояса установлено, что массивам Платиноносного пояса соответствуют габброиды, прослеженные до глубины 9 км. Гранитоиды, судя

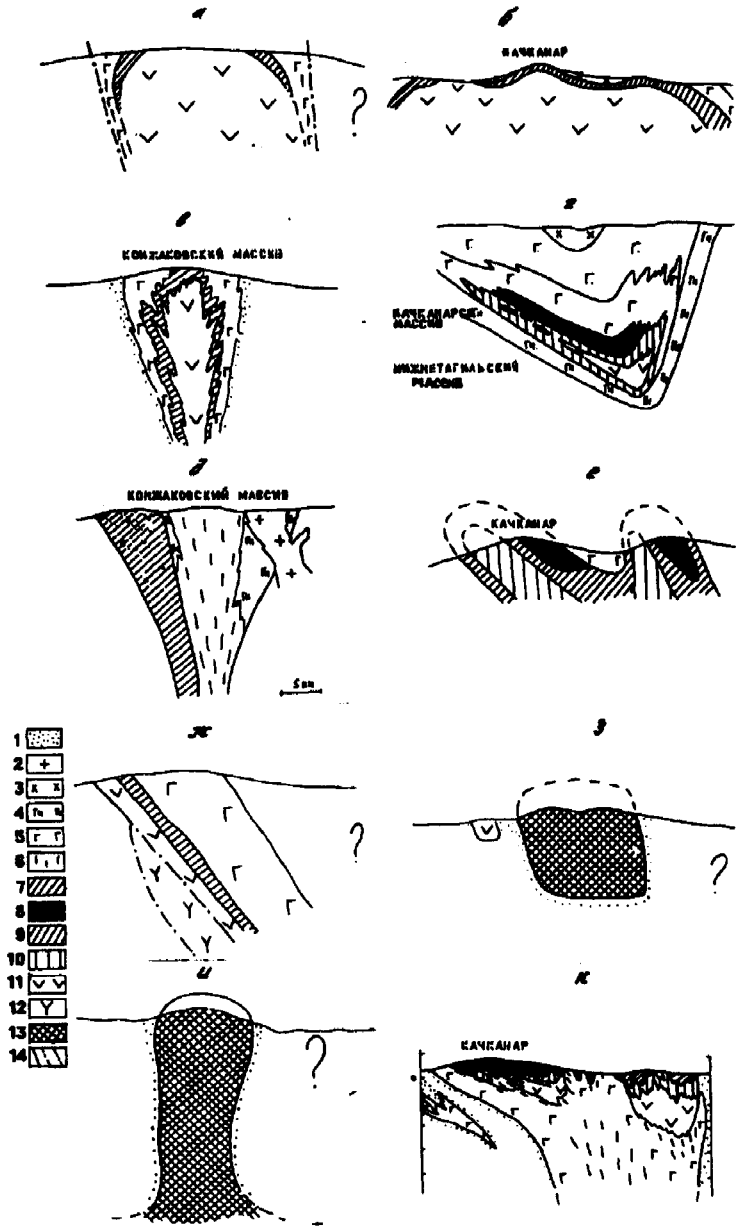


Рис. 47. Схема представлений о структуре габбро-ультрамафических комплексов и КЗУМ Урала:

а — горстокупольная Н.К.Высоцкого, 1913 [84, 87]; *б* — зонально-купольная А.Н.Заварицкого, 1928 [135]; *в* — конфокально-метасоматическая Н.М.Успенского, 1952 [397]; *г* — расслоенная В.А.Решитько, 1959 [348]; *д* — конфокальная интрузивно-метасоматическая А.А.Ефимова, 1963 [111]; *е* — структура Качканарско-Гусевогорского плутона по К.Д.Тимохову, 1963 [394]; *ж* — тектоническая плитная А.В.Пейве, 1974 [328]; *з* — тектоническая блоковая А.А.Ефимова, 1977 [116]; *и* — мантийно-диапировая А.А.Ефимова и В.Н.Пучкова, 1980 [126]; *к* — многофазная интрузивно-метасоматическая автора [518]; *1* — роговики, кытлымиты; *2* — гранитоиды; *3* — диориты; *4* — габбро-нориты; *5* — габброиды; *6* — анортитизированные габбро; *7* — тылаиты и клинопироксениты; *8* — клинопироксениты магнетитовые; *9* — мономинеральные; *10* — оливиновые; *11* — дуниты; *12* — гарцбургиты; *13* — ультрамафиты в целом; *14* — тектонические нарушения

по структурным отстройкам, имеют в целом ограниченное распространение и образуют гипабиссальные тела мощностью до 2 км в Качканарском комплексе и до 4 км в Чистопском.

Таким образом, комплексы асимметричны не только по горизонтали, но и по вертикали. В целом их можно рассматривать как зональные изометричные или вытянутые гарполиты, сложенные по преимуществу габброидами с ограниченным развитием ультрамафитов и гранитоидов, приуроченных к верхней части комплексов (см. рис. 4—44, 47). Зависимость морфологии комплексов от их удаленности от края прогиба, закономерное внутреннее строение комплексов, их многофазность и приуроченность к гравитационным максимумам свидетельствуют о их сходстве с типичными интрузивными образованиями и позволяют интерпретировать вслед за [82] и др. как многофазные гомодромные интрузивные комплексы.

3.4. СТРУКТУРА КЗУМ

Выяснение структуры собственно КЗУМ возможно лишь с учетом общих взаимоотношений клинопироксенитов с дунитами, на объектах, не измененных или в минимальной степени измененных воздействием более поздних габброидов или наложенной тектонизации.

Нами выделяются [165, 171]: 1) КЗУМ, изолированные от крупных массивов габброидов (Кривинский, Вересовоборский, Косьвинский, Светлоборский); 2) массивы с небольшими линзовидными телами габбро на контакте с ультрамафитами (Нижнетагильский, Косьвинский); 3) КЗУМ, контактирующие с крупными габбро-норитовыми массивами (Желтая сопка, Гладкая сопка), с полукольцевыми (Каменушинский, Супреинский, Конжаковский, Синегорский) или кольцевыми габбровыми интрузиями (Качканарский, Омутнинский); 4) массивы, полностью включенные в крупные габбровые массивы (Висимский, Баронский, Первоуральский) (рис. 48).

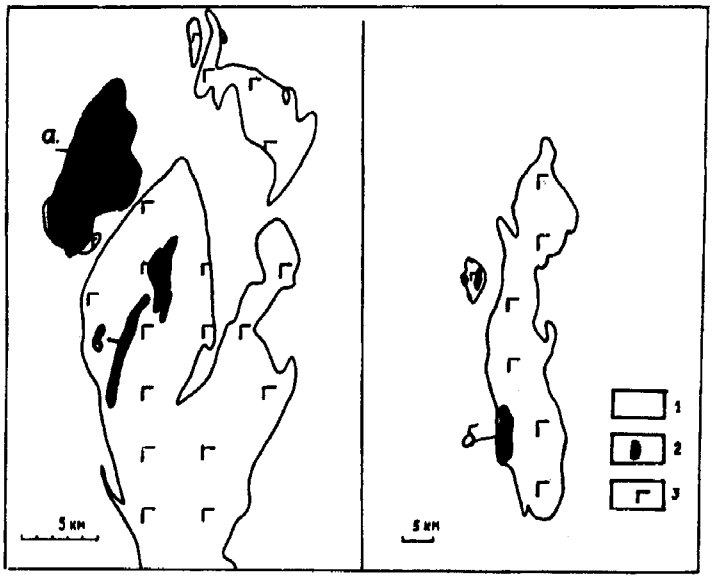


Рис. 48. Типы взаимоотношений ультрамафитов КЗУМ с габброидами:
а — изолированный Нижнетагильский массив; *б* — частично включенный в габброиды Каменушинский массив; *в* — полностью включенный в габброиды Висимский массив; *1* — вмещающие вулканиты; *2* — ультрамафиты КЗУМ; *3* — габброиды

Поскольку габброиды оказывают активное физическое и химическое воздействие на ультрамафиты, очевидно, что первичная структура КЗУМ и первичные соотношения пород сохранились только в массивах, не подвергшихся воздействию габброидов, т. е. в массивах типа Нижнетагильского, Светлоборского и Кривинского. Именно на них удобно выяснять общие взаимоотношения дунитов и клинопироксенитов, являющихся главными структурными элементами КЗУМ.

По соотношению главных породных групп КЗУМ — клинопироксенитов и дунитов на современном эрозионном срезе выделяются: 1) существенно клинопироксенитовые (Качканарский, Гусевогорский, Синегорский); 2) клинопироксенитовые с небольшими выходами дунитов (Супреинский, Конжаковский, Косьвинский); 3) клинопироксенит-дунитовые (Каменушинский, Омутнинский) и 4) преимущественно дунитовые с небольшими каймами клинопироксенитов (Вересовоборский, Светлоборский, Желтая сопка, Нижнетагильский) [84, 131, 135] (рис. 49).

Н. К. Высоцкий и А. Н. Заварицкий [83, 84, 87, 131] пришли к выводу, что клинопироксениты слагают оболочку вокруг дунитов, и поэтому в зависимости от уровня эрозионного среза мы наблюдаем тот

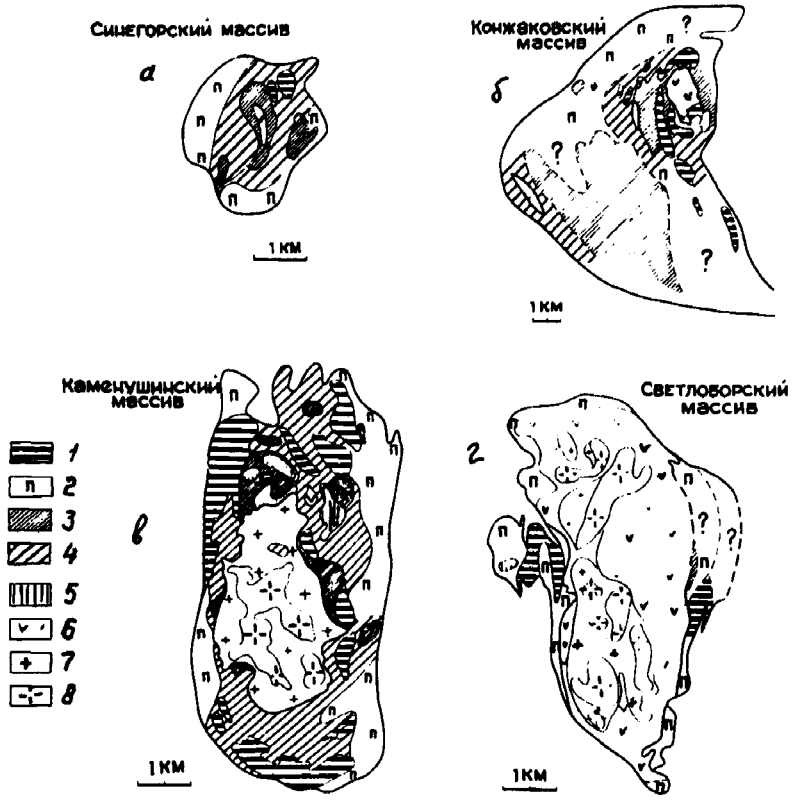


Рис. 49. Типы КЗУМ на современном эрозионном срезе:

а — существенно клинопироксенитовый Синегорский массив; *б* — клинопироксенитовый с небольшим дунитовым ядром Конжаковский массив; *в* — дунит-клинопироксенитовый Каменушинский массив; *г* — существенно дунитовый Светлоборский массив; *1* — клинопироксениты магнетитовые; *2* — мономинеральные; *3* — оливиновые; *4* — оливинсодержащие; *5* — верлиты; *6* — протодуниты; *7* — дуниты мелкозернистые; *8* — средне- и крупнозернистые

или иной тип массива [84, 135] (см. рис. 47). Этот вывод никогда не подвергался прямой критике, однако такие взаимоотношения интерпретировались и с других позиций. В то же время геологическая съемка, изучение конкретных соотношений и глубокое бурение подтверждают эти выводы. Так, в прикровлевой части многих массивов под нашлепками клинопироксенитов постоянно устанавливаются выходы дунитов, в том числе в логах и обнажениях, а в поле клинопироксенитов — окна дунитов. Общие отстройки разрезов с учетом типа дунитов и клинопироксенитов подтверждают эти соотношения. Глубокое (до 600 м) бурение в дунитовых ядрах Нижнетагильского массива и менее глубокое (до 100 м) на Иовском дунитовом теле не обнаружило перехода дунитов в клинопироксениты. Менее очевидна оболочечная природа клинопироксенитов на таких, считающихся нами слабо эродированными, массивах, как Качканарский и Гусевогорский, но и здесь глубокое бурение (до 800 м) позволило в последнее время установить тенденции к переходу клинопироксенитов в фации, более богатые оливином [197].

Характерной особенностью ряда КЗУМ является частое присутствие на их западных выклиниваниях силлообразных зон переслаивания дунитов, верлитов и клинопироксенитов, залегающих согласно с вмещающими породами и с положением западного контакта массива, как, например, в Конжаковском, Косьвинском и Нижнетагильском. Эти зоны интерпретируются нами как силлообразные внедрения дунитов, окруженных пироксенитовыми оболочками, во вмещающие породы. Более детально доводы в пользу этого приведены ниже.

Исходя из изометрической и овальной формы КЗУМ на современном эрозионном срезе, оболочечной формы клинопироксенитов, положения постмагматически-измененных пород (см. ниже), приуроченных к гравитационным максимумам и геометрическим центрам КЗУМ, согласного залегания западных частей КЗУМ и силловидных зон с вмещающими породами, при общем крутом падении массивов к востоку, а также характера гравитационных полей, можно рассматривать КЗУМ как гарполиты — выклинивающиеся вверх к западу и вниз на восток дунитовые массивы, окруженные клинопироксенитовой оболочкой. Исходя из отстроек разрезов, контролировавшихся расчетом гравиметрических полей, максимальные размеры КЗУМ Платиноносного пояса по вертикали оцениваются до 6 км (Нижнетагильский массив) при мощности клинопироксенитовой оболочки от 100 (Нижнетагильский массив) до 1500 м (Гусевогорский массив) с максимумом в крупных массивах, расположенных на подводящих каналах (рис. 50).

Кроме крупных КЗУМ с большими гравитационными аномалиями, в западных частях комплексов наблюдаются изолированные КЗУМ со слабыми или невыраженными гравитационными полями, которые интерпретируются как линзовидные, пластообразные, реже трубообразные (Кривинский массив) тела, более или менее согласно залегающие среди вмещающих пород. Их можно рассматривать как апофизы крупных КЗУМ (см. рис. 4). При этом, с удалением от крупного КЗУМ, т. е. от подводящего канала, резко увеличивается удлинение апофиз, что хорошо видно на примере Качканарского комплекса (см. рис. 46). Причина уменьшения изометричности заключается в большей удаленности от протыкающего канала и большей конформности КЗУМ к структуре вмещающего слоистого субстрата вследствие меньшего давления вышележащих толщ.

Против диапировой природы КЗУМ свидетельствует их выклинивание на сравнительно небольших глубинах.

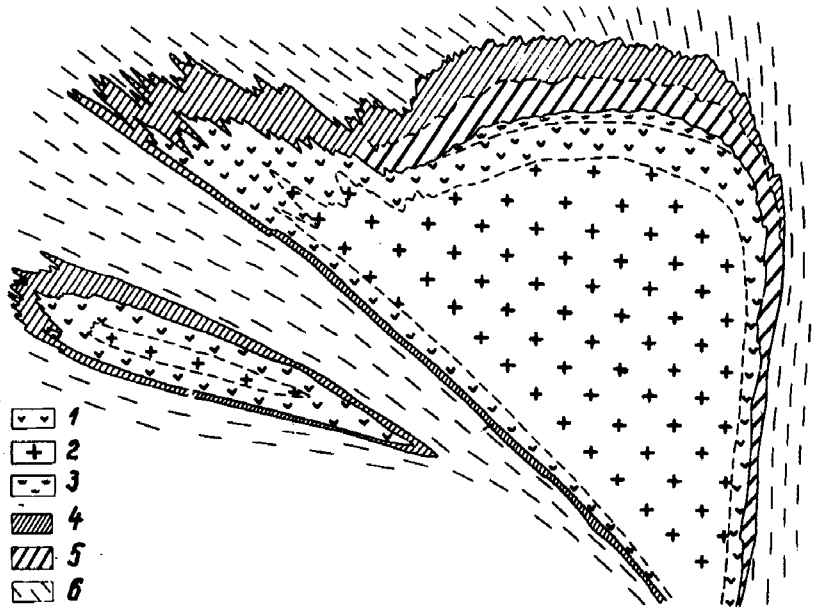


Рис. 50. Идеализированная схема строения концентрически-зонального клинопироксенит-дунитового гарполита:

1 — протодуниты; *2* — дуниты перекристаллизованные; *3* — верлиты; *4* — клинопироксениты магнетитовые; *5* — мономинеральные и оливиновые; *6* — вмещающие породы

3.5. ТЕКТОНИЗАЦИЯ КЗУМ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

Тектонизация — второй по интенсивности, после фельдшпатизации, процесс, изменяющий структуру КЗУМ. Тектонические воздействия на породы, слагающие КЗУМ, и на сами массивы были замечены еще Е. С. Федоровым в 1888 г. [402], выделявшим в Ялпинг-Нерском массиве так называемые "сиенито-гнейсы", затем Г. М. Михайловским [296], описавшим в 1898 г. "прессованные габбро" (сейчас конжакиты и тылаиты. — *О. И.*) Тылайского и Косьвинского камней. Аналогичные явления хрупких и пластичных деформаций описывали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [262], Н. К. Высоцкий [84] и О. А. Воробьева [82] для габбро, клинопироксенитов и тылаитов.

Н. К. Высоцкий [84, 87], первый пришедший к выводу о значительной роли тектоники в перемещении массивов, считал их горстами. Но лишь появление модели плитной тектоники привело А. В. Пейве [328, 329] к выводу, что КЗУМ также являются механически перемещенными плитами и блоками океанической коры. Это направление активно разрабатывалось А. А. Ефимовым [116], доказывавшим решающую роль "горячей тектоники" в перемещении габбро-ультрамафитовых массивов и формировании их концентрической структуры. Им умозрительно выделялись две тектонические эпохи в формировании ультрамафитов КЗУМ: первая — с образованием блоков хаотичного строения, подвергшихся пироксенизации и фельдшпатизации в низах океанической коры и верхней мантии; вторая — выведение массивов в современную структуру, сопровождавшееся высокотемпературным пластическим течением всей массы пород с образованием

концентрической структуры. По его мнению, этот вывод подкрепляется присутствием бластомилонитов, концентрическим строением массивов и признаками пластических деформаций в троктолитовых дайках, тылаитах и кытлымитах.

Однако, во-первых, при твердом, пластичном или твердопластичном подъеме массивов не должна была сохраниться сравнительно маломощная клинопироксенитовая оболочка, существование которой может быть объяснено только образованием ее одновременно с дунитами в современном положении. Во-вторых, пластическое течение всей массы дунита привело бы к деформациям структуры дунита, миарол, хромитовых жил, дунитовых брекчий с хромитовым цементом и тел ультрамафических пегматитов, чего обычно не наблюдается. Признаки милонитизации дунита и хромитовых жил имеют сугубо локальное развитие в Иовском теле, контактирующем с габброидами. В других массивах подобные явления имеют ограниченное развитие или не установлены. Таким образом, складывается ситуация, когда пластические деформации отсутствуют в ранних парагенезисах и широко развиты в более поздних. Это удовлетворительно можно объяснить только более поздним наложенным характером тектонизации. Признаки пластического течения в других породах — тылаитах, габброидах и кытлымитах объясняются тепловым и механическим воздействием габбро-норитовых интрузий, вызывающих сильное прогревание вмещающих пород и ксенолитов в габбро.

По [125], процесс деформаций и перемещения дунитов происходил после образования троктолитовых и троктолит-пегматитовых даек, секущих дуниты Желтой сопки. Однако эти дайки не только секут дуниты, перекристаллизованные дуниты и дунит-пегматиты, но и сами вызывают образование оливинит-пегматитов, генетически связанных с троктолитами. В то же время во вмещающих перекристаллизованных дунитах и даже оливинит-пегматитах деформаций не наблюдается. Все это ставит под сомнение предположение о массовом перемещении дунитов в твердопластичном состоянии и позволяет сделать вывод, что деформации в массиве Желтой сопки произошли лишь после внедрения габброидов и даек, захватывали только дайки и были повторением деформаций, приведших к образованию трещин, заполненных дайками троктолитов. Такие повторные деформации по трещинам широко распространены в дайках разных типов и близких к ним по механизму образования гидротермальных жилах.

Не может считаться признаком пластического течения дунитов и концентрический рисунок самих КЗУМ, ибо он обусловлен несколькими различающимися генетически и по времени образования факторам. Концентрический рисунок первого рода, выражающийся в развитии концентрически-зональной клинопироксенитовой оболочки, обусловлен контактовым взаимодействием дунитов с вмещающими породами. Зональность центральных частей дунитовых ядер обусловлена постмагматической перекристаллизацией дунитов и положением первичных и перекристаллизованных дунитов, ультрамафических пегматитов и хромитовых жил. Концентрический рисунок третьего рода выражается в образовании периферических кольцевых и полукольцевых габбровых интрузий, формировавшихся в момент внедрения габбро, и сопровождающих их зон фельдшпатизации, пегматизации и горнблендитизации ультрамафитов. Таким образом, концентрическая зональность — полигенетическое явление, которое никак не связано с пластическим течением КЗУМ, что будет детально показано ниже.

Чрезвычайно важен вопрос о времени и стадиях тектонизации КЗУМ. Ранее выделялись, вернее, предполагались, два этапа тектонизации [116,

118]. Однако картирование КЗУМ и изучение взаимоотношений между деформациями и разными породными и минеральными ассоциациями позволило выделить как минимум семь этапов тектонизации в стадии: 1) формирования КЗУМ; 2) догаббровой; 3) послегаббровой; 4) догранитоидной; 5) синсерпентинитовой; 6) постсерпентинитовой и 7) неотектонической.

1. Тектонизация, происходящая во время формирования КЗУМ, выражается, кроме формирования подводящего канала и камеры, в локальном брекчировании клинопироксенитов оболочки, сцементированных дунитами или оливинитами, и еще более локальном брекчировании дунитов, сцементированных хромитовыми или поздними клинопироксенитовыми жилами.

2. Догаббровая тектонизация в КЗУМ развита наиболее широко и выражается в образовании зон милонитов, бластомилонитов и трещиноватости в дунитах и клинопироксенитах. Массовая милонитизация установлена только в восточном контакте Иовского дунитового тела и в силлах Конжаковского массива, где она захватывает в том числе хромитовые жилы, смятые в птигматитовые складки. Приуроченность милонитизированных и рекристаллизованных дунитов к контакту с габброидами, не несущими признаков милонитизации, однозначно позволяет связать их образование с механическим воздействием интрузии габбро-норитов в момент внедрения и при формировании магматической камеры. Догаббровая тектонизация клинопироксенитов развита более широко и выражается в образовании милонитов, бластомилонитов и зон рассланцевания, фиксированных полукольцевыми и кольцевыми зонами фельдшпатизации и тылаитизации (рис. 51). Такие зоны развиты по периферии КЗУМ с максимумом в восточных контактах, реже внутри КЗУМ, полосами шириной до 1,5 км по коническим дугам, падающим к фокусу на глубине 4—6 км (Косьвинский, Качканарский массивы). Фельдшпатизация зон милонитизации и апомилонитовые горнблендиты свидетельствуют о догаббровом возрасте тектонизации, а милонитизация конжакитов — о двукратном ходе процесса. Тесная связь с габброидами позволяет предполагать, что процесс тектонизации КЗУМ происходил перед внедрением габбро-норитовых интрузий. Отстройки разрезов свидетельствуют, что в случае кольцевых интрузий могло происходить перемещение КЗУМ вверх и к западу с амплитудой

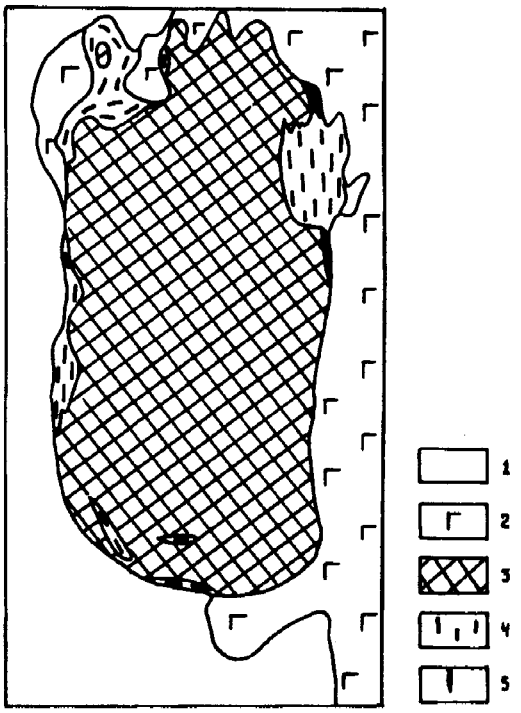


Рис. 51. Реликты кольцевых догаббровых деформаций вокруг Каменушинского массива, фиксированных полукольцевой габбровой интрузией и кольцевой зоной развития фельдшпатизированных клинопироксенитов (конжакитов):
1 — вмещающие породы; *2* — габброиды; *3* — ультрамафиты; *4* — конжакиты; *5* — горнблендиты

до 1 км (Качканарский массив). При этом поверхностью отрыва служили плоскости контактов пород разной компетентности — обычно ослабленные контакты КЗУМ с вмещающими породами. Причиной милонитизации и тектонизации могло быть только давление поднимающейся габбро-норитовой магмы на КЗУМ, игравших роль пробки в подводящем канале. Догаббровая тектонизация обычно не приводит к значительному нарушению сплошности КЗУМ и их пироксенитовой оболочки. Наиболее эффективным примером этого было раскалывание Конжаковского протомассива на два блока (см. рис. 12).

3. Послегаббровый, но догранитный этап тектонизации выражается в милонитизации или рассланцевании клинопироксенитов, конжакитов, габброидов, габбро- и троктолит-пегматитов, местами с образованием пологих надвигов габброидов на ультрамафиты, в том числе и на ранее милонитизированные клинопироксениты. Примером этого является так называемый "горячий шов" в северо-восточном контакте массива Желтой сопки с амплитудой надвига ~ 0,4 км (см. рис. 5) или зона рассланцевания и милонитизации на контакте КЗУМ Гладкой сопки и габброидов

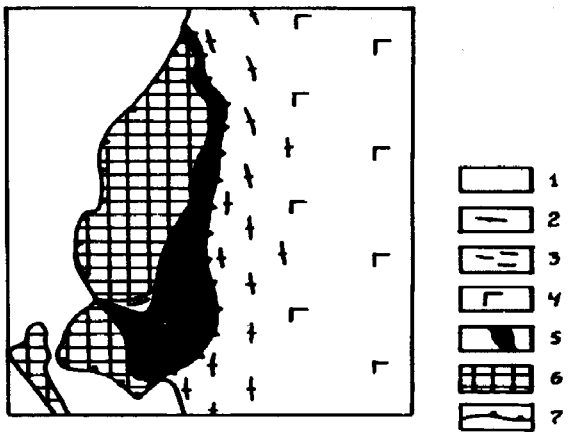


Рис. 52. Пример постгаббровой тектонизации на контакте ультрамафитов Гладкой сопки с габброидами Кумбинского массива:

1 — вмещающие породы; *2* — рассланцованные габбро; *3* — конжакиты; *4* — габбро массивные; *5* — клинопироксениты милонитизированные; *6* — клинопироксениты и дуниты массивные немилонитизированные; *7* — зона тектонического надвига

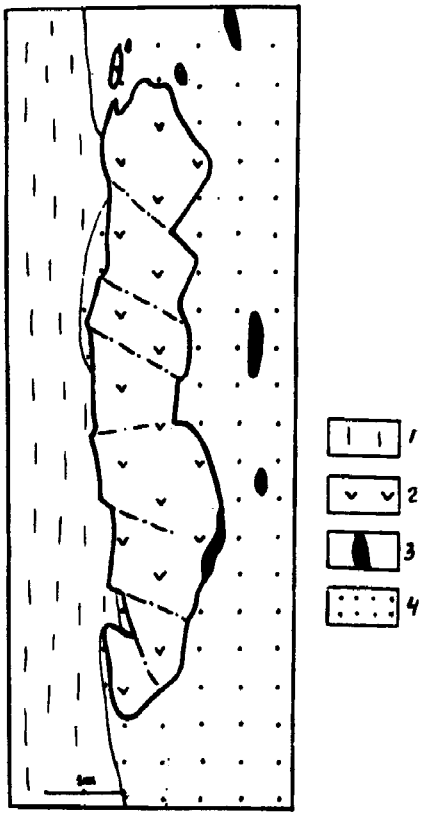


Рис. 53. Пример наиболее поздних постсерпентинитовых деформаций в Вересовоборском массиве:

1 — вмещающие породы; *2* — ультрамафиты; *3* — габброиды; *4* — кытлымиты

Кумбинского массива (рис. 52). Процесс милонитизации и катаклаза затронул в том числе дайки троктолит-пегматитов Желтой сопки [125], где он ранее связывался [118] с подъемом мантийного диапира в верхние горизонты коры. Послегаббровый возраст этих деформаций очевиден и наиболее логично может быть связан с интрузией кварцевых диоритов и плагиогранитов и формированием их магматических камер. С этим же процессом связано образование зон брекчирования ультрамафитов и пироксенитов, цементированных гранитоидами и плагиоклазитами (Серебрянский, Уктусский, Кривинский, Гусевогорский массивы).

4. Синсерпентинитовая тектонизация выражается в образовании милонитов и бластомилонитов по клинопироксенитам, верлитам, дунитам, конжакитам и тылаитам, приуроченных к пологопадающим и субгоризонтальным надвигам вдоль западного контакта некоторых массивов с вмещающими породами или вдоль контактов дунитов с клинопироксенитами. Наиболее эффектно процесс проявлен в Нижнетагильском массиве, где с фронтальной частью надвигов связаны шурпихиты (брусит-магнетит-антигоритовые серпентиниты) (см. рис. 30). В случае слабой тектонизации процесс ограничивается развитием антигоритовых, хризотиловых или лизардитовых серпентинитов (Сосновское дунитовое тело, см. рис. 15). Характерная особенность синсерпентинитовой тектонизации — значительная нарушенность клинопироксенитовой оболочки, сохраняющейся после более ранних этапов тектонизации (см. рис. 22, 53). Максимум тектонизации приурочен к западным контактам КЗУМ, где клинопироксенитовая оболочка обычно заметно эродирована, как на западном контакте Нижнетагильского массива, или полностью отсутствует, как на северо-западном и западном контактах Сосновского дунитового тела. При этом в Вересовоборском массиве пироксенитовая оболочка разбита на блоки, находящиеся в пределах оболочки и в поле развития дунитов. Субгоризонтальные зоны милонитизации и шарьирования на контакте между дунитами и пироксенитовой кровлей зафиксированы в восточной части Нижнетагильского и в западной части Светлоборского массивов, причем амплитуда перемещения по ним достигает 1,5 км. Одновременное развитие с серпентинизацией, милонитизация всех досерпентиновых минеральных ассоциаций и субгоризонтальное положение тектонических срывов позволяют связать время этого этапа деформаций с герцинским диастрофизмом и метаморфизмом (C_3—P), сопровождающимся, как известно, широко развитыми субгоризонтальными надвигами [171, 227, 228, 312, 330]. Этот наиболее интенсивный процесс тектонизации КЗУМ привел к значительной, иногда полной, абразии клинопироксенитовой оболочки западных контактов КЗУМ. Наибольшей тектонизации подверглись массивы, залегающие среди вмещающих пород или контактирующие с ними.

К постсерпентинитовым дислокациям относятся малоамплитудные трещины, небольшие диагональные в плане разломы с амплитудой перемещения до 500 м (Вересовоборский массив), сопровождающиеся грубым катаклазом серпентинитов (рис. 53), и малоамплитудные нетектонические подвижки, сопровождавшиеся рассланцеванием серпентинитов, например, на западном контакте Сосновского и Конжаковского массивов.

В целом в КЗУМ выделяется две группы тектонических процессов: тектонизация, связанная с самим магматическим процессом, т. е. более поздними интрузиями габбро и гранитоидов, и региональная тектонизация, обусловленная горизонтальными верхнекарбоновыми надвигами [227]. Признаков связи милонитизации с процессом внедрения ультра-

мафитов в современную камеру не установлено. Четкая связь тектонизации с внедрением габбро-норитовых и гранитоидных интрузий не оставляет возможности для идентификации милонитизации с предполагавшимся ранее подъемом КЗУМ из "верхней мантии" [171]. В целом тектонизация сравнительно слабо повлияла на форму, структуру и местоположение КЗУМ Платиноносного пояса, приводя иногда к общему смещению их к западу и вверх до 1 км (Качканарский массив).

Глава 4

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СТРОЕНИЕ ДУНИТОВЫХ ЯДЕР

Большая часть успехов в исследовании КЗУМ Урала связана с детальностью изучения естественных минеральных ассоциаций горных пород и минералов, их состава, взаимоотношений, временных соотношений и выяснением условий их образования. Первоначально считалось очевидным одноактное образование всех пород КЗУМ. Позже были выделены собственно ультрамафические и габбровые ассоциации, секущие их дайки и продукты серпентинизации, причем все они считались генетически едиными [82, 102]. Установление многофазной природы ультрамафит-габбро-гранитных комплексов позволило выделить связанные с каждой фазой магматизма постмагматиты [80, 82, 120, 158, 299, 307].

Мы выделяем две группы минеральных и породных ассоциаций: связанные с формированием интрузивных комплексов и наложенные на них. Среди первых выделяются: 1) ассоциации, генетически связанные с собственно КЗУМ, представленные пироксенитами, дунитами и продуктами их постмагматической перекристаллизации; 2) габброидные ассоциации, включающие первичные габбро, продукты фельдшпатизации и горнблендитизации ультрамафитов, замещения и перекристаллизации габброидов и метаморфизма вмещающих вулканитов и 3) ассоциации, связанные с гранитоидами, в пределах КЗУМ представленные дайками и продуктами изменения ультрамафитов. Среди наложенных минеральных ассоциаций выделяются серпентиниты, ассоциации, связанные с диабазами и иситами, и гипергенные образования. Для нас наибольший интерес представляют ассоциации, генетически связанные с собственно КЗУМ, среди которых выделяются ассоциации дунитового ядра и пироксенитовой оболочки.

Минеральные ассоциации дунитовых ядер слагают большую часть КЗУМ. В течение долгого времени после открытия КЗУМ выделялись только дуниты и хромитовые жилы, считавшиеся сингенетичными [82, 102, 481]. Позже были выделены пироксенит-пегматиты [84], миаролитовые дуниты [22, 135], хромитовые жилы [22], дунит-пегматиты [68], перекристаллизованные дуниты [120], продукты досерпентиновой стадии преобразования ультрамафитов и ранней "автометаморфической" петельчатой серпентинизации [458], первичные дуниты, продукты их перекристаллизации и новые типы ультрамафических пегматитов [157, 158, 163, 165].

Нами среди минеральных ассоциаций дунитового ядра, генетически связанных с ультрамафитами, выделяются: первичные (ранние) дуниты (протодуниты), постмагматически-перекристаллизованные дуниты, хромитовые жилы, ультрамафические пегматиты и жильные образования: оливиновые, флогопитовые, фукситовые и хлоритовые жилки. Существуют также ультрамафиты, связанные с другими ассоциациями, которые рассматриваются в соответствующих разделах.

4.1. ПЕРВИЧНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ДУНИТОВОГО ЯДРА

Под первичными мы понимаем породы, в которых геологическими, петрографическими или онтогеническими методами не устанавливается признаков образования по другим минеральным ассоциациям.

Проблема генетического расчленения дунитов и выделения первичных дунитов

В течение долгого времени все дуниты считались первичными ортомагматическими [82, 84, 87, 135, 479]. Проблема выделения первичных дунитов возникла после появления взаимопротиворечивых гипотез о генезисе дунитов и клинопироксенитов [49, 112, 304, 397] и выделения Г. Н. Виноградской [68] крупнозернистых метасоматических дунитов. Проблема первичных дунитов была осознана только после установления полиэдрической структуры дунитов Иовского тела [116, 119, 120, 457, 458], что привело А. А. Ефимова, а затем и других к выводу о полной перекристаллизации дунита, откуда логически следовала возможность существования первичного дунита. В то же время А. А. Ефимов [117] считал, что первичного дунита как конкретной породы не существует. Таким образом, к моменту наших исследований возможность существования первичных дунитов в массивах Платиноносного пояса исключалась. Проведенная автором типизация дунитов по размерностям зерен хромшпинелида и картирование дунитовых ядер позволили установить значительные вариации степени перекристаллизации дунитов и показали, что наименее измененными являются дуниты из периферических частей дунитовых массивов [182, 219]. При этом было обнаружено большое разнообразие петрографических разновидностей неперекристаллизованных дунитов. Анализ структур и составов наименее перекристаллизованных дунитов позволил выделить среди них протодуниты и продукты их спонтанной перекристаллизации без изменения состава — квазидуниты.

Петрографические типы первичных дунитов

К первичным дунитам нами отнесены протодуниты, диопсидсодержащие, энстатитовые и энстатитсодержащие дуниты, оливиниты, хлоритсодержащие, флогопитсодержащие и миаролитовые дуниты [158, 219].

Протодуниты — сравнительно тонкозернистые дуниты с равномерным распределением ксеноморфного к оливину хромшпинелида, состоят на 98—99% из оливина, в разной степени серпентинизированного, в индивидах размерами 0,8—1,0 мм и хромшпинелида размерами 0,07—0,2 мм. Ввиду ограниченных участков распространения протодунитов химический состав их не мог быть определен. Протодуниты очень редкая порода. Небольшие реликты протодунита обнаружены в периферической части Нижнетагильского [219], Светлоборского, Вересовоборского и других массивов. Протодуниты постепенно переходят в диопсидсодержащие и диопсидовые дуниты и замещаются квазидунитами и мелкозернистыми дунитами.

Квазидуниты — мелкозернистые полиэдрические, реже порфировидные разности с индивидами оливина около 1 мм и равномерным распределением хромшпинелида, образующего округлые зерна или идиоморфные

кристаллы (табл. I, рис. 1)* до 0,07—0,2 мм с содержанием около 280—420 зерен на 1 $см^2$ породы. Редкий диопсид сохраняет ксеноморфизм к оливину. Железистость квазидунитов 9,9—13% (табл. 2), оливин $Fa_{8,5}$, Fa_{12} (табл. 3), хромшпинелид с f 52,4—91,0% содержит 24—38% Cr_2O_3 (табл. 4, 5). Квазидуниты более распространены и развиты в зоне перехода от протодунитов к постмагматически-перекристаллизованным дунитам и приурочены к периферии или реликтам кровли дунитовых ядер.

Оливиниты. К ним отнесены породы, описанные Л. Дюпарком [103, 480] как сидеронитовые дуниты, Н. К. Высоцким [84] как оливиниты, А. А. Ефимовым [120] как метадуниты. Здесь рассматриваются только оливиниты, слагающие краевые части дунитовых ядер и ассоциирующиеся с прото- и квазидунитами. Оливиниты установлены в периферической части Иовского тела и спорадически в Юдинском и Сосновском телах. По [120], порода сложена Fa_{10}—Fa_{20}, ксеноморфным к оливину магнетитом и хроммагнетитом в индивидах до 10 мм и клинопироксеном с f 10—15%, также в ксеноморфных к оливину зернах (табл. I, рис. 2). Железистость породы 10—25%.

Диопсидсодержащие дуниты широко развиты во всех массивах пояса и обычно располагаются близ контакта с клинопироксенитами. Содержание диопсида от 1—5% до 5—15%. Диопсид с f 8—15% распределен равномерно или полосками, всегда в виде ксеноморфных к оливину зерен размером до 1 мм, реже в виде пойкилокристов (табл. II, рис. 1). Оливин Fa_9 в округлых или короткопризматических зернах около 1 мм с кристаллографической огранкой. Железистость пород 9—11% (табл. 6, 7).

Энстатитовые и энстатитсодержащие дуниты встречены лишь в северо-восточной части Иовского тела, близ контакта с бронзититами, где они постепенно переходят в такситовые гарцбургиты. Структура гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая. Порода мелкозернистая с равномерным распределением энстатита (0—10%), часто замещенного баститом.

Под *миаролитовыми протодунитами* понимаются дуниты с редкими миаролами — ксеноморфными обособлениями в интерстициях индивидов оливина, выполненные офитом и хлоритом. Они впервые отмечены Н. К. Высоцким [87] в Нижнетагильском массиве и детально описаны А. Н. Заварицким [135] и А. Г. Бетехтиным [22, 24], хотя их описание, возможно, относится к дунит-пегматитам [68]. Нами среди миаролитовых дунитов выделяются первичные и перекристаллизованные миаролитовые дуниты, а также дунит-пегматиты с миаролами [178, 186]. Первичные миаролитовые дуниты содержат миаролы, выполняющие интерстиции между кристалликами оливина (табл. II, рис. 2), систему интерстиций вокруг зерен или групп зерен оливина размером от 0,5 до 3 мм или образуют крупные замкнутые миаролы, окруженные мелкозернистым дунитом. Миаролы сложены зеленым офитом, иногда с пластинками зеленого пеннина, идиоморфного к офиту. Крупные миаролы имеют более сложный состав [24]. Миаролитовые дуниты встречены нами в Нижнетагильском, Косьвинском, Конжаковском и Уктусском массивах, всегда в периферической или прикровлевой зоне массивов среди тонко- и мелкозернистых, в том числе диопсидовых дунитов.

Хлоритсодержащие и флогопитсодержащие дуниты отличаются от вышеописанных присутствием акцессорного хлорита или флогопита в количестве до 5%. Они встречены в Нижнетагильском массиве в южной и

* Таблицы фотоиллюстраций шлифов, образцов и обнажений здесь и далее см. в Приложениях.

северо-восточной частях, у юго-восточного подножия г. М. Шурпихи и в Уктусском массиве. Структура породы гипидиоморфнозернистая с ксеноморфными выделениями светло-зеленого пеннина до 1—2 мм или бесцветного флогопита. Иногда сохраняются индивиды диопсида.

В описываемых дунитах установлены оливин, диопсид, энстатит, второстепенные и акцессорные — хромшпинелид, флогопит, пеннин, офит, хромдиопсид, пентландит и хизлевудит.

Оливин в полиэдрических индивидах до 1 мм, в случае присутствия акцессориев, приобретает кристаллографическую огранку. Железистость его 7,2—12,4%, в среднем $Fa_{8,5-9,6}$ [218, 219]. Характерно повышенное содержание кальция и никеля (табл. 3).

Хромшпинелид в индивидах размерами 0,07—0,2 мм в зернах, ксеноморфных к оливину или в идиоморфных октаэдрах в оливине или акцессорном диопсиде. Отличается повышенной железистостью и содержанием хрома. По составу относится к ферри- и субферриалюмохромитам (табл. 4, 5).

Диопсид образует ксеноморфные к оливину зерна в количестве до 10—15% (табл. II, рис. 1) и по оптике отвечает Hd_{5-15}. В дунитах Иовского тела наблюдался ярко-зеленый хромдиопсид.

Несмотря на серпентинизацию дунитов, варьирующую от 0 до 100%, для большинства дунитов, не испытавших антигоритизации или замещения "черными серпентинитами", возможна реконструкция досерпентинитового состава вследствие близизохимического характера серпентинизации и сохранения отношения $RO : SiO_2 = 2,0$, равного таковому в несерпентинизированных дунитах [44, 55, 445, 458]. Состав дунитов варьирует в широких пределах (табл. 2), при средней железистости от 9,6 до 13%, значительно более высокой, чем средняя железистость всех дунитов Платиноносного пояса [271] (см. таблицу).

Железистость протодунитов, %

Массивы	Количество проб	Вариации железистости	Средняя железистость
Супреинский	3	10,8—11,0	10,96
Конжаковский	4	7,9—15,4	10,87
Юдинское тело	4	8,8—12,1	10,46
Сосновское тело	11	8,7—13,04	10,74
Каменушинский	2	9,3—13,1	11,34
Вересовоборский	5	9,2—11,7	10,68
Светлоборский	8	7,7—11,7	10,00
Нижнетагильский	16	7,7—12,9	9,6
Среднее по массивам	53	7,7—15,4	10,57
Среднее по всем неклассифицированным дунитам Платиноносного пояса [278]	257	—	9,83
Среднее по альпинотипным дунитам Урала [278]	150	—	9,09

Геологическое положение первичных дунитов

Систематическое картирование дунитовых ядер КЗУМ показало, что большая часть протодунитов располагается по периферии дунитовых ядер близ контакта с пироксенитовой оболочкой или в поле клинопироксенитов (см. рис. 6—44). Относительно редкие находки первичных дунитов среди перекристаллизованных дунитов приурочены к гипсометрически повышенным частям рельефа, максимально приближенным к эродированной пироксенитовой оболочке. При этом периферические части дунитовых ядер, непосредственно контактирующие с клинопироксенитами, как правило, сложены диопсидсодержащими дунитами, которые появляются также близ небольших тел верлитов и клинопироксенитов, располагающихся среди дунитов. Реже в периферической части развиты оливиниты и диопсидсодержащие оливиниты. Ширина кайм первичных, диопсидовых и диопсидсодержащих дунитов достигает 1500 м в Светлоборском и Нижнетагильском массивах. Она наиболее широка в частях массивов с пологим залеганием контактов и незначительна или отсутствует при крутом залегании контакта. С удалением от контакта с клинопироксенитами уменьшается содержание акцессорного диопсида и железистость породы. Миаролитовые, флогопит- и хлоритсодержащие дуниты располагаются в прикровлевых и периферических частях массивов и часто ассоциируют с диопсидсодержащими дунитами или сменяют их.

Сохранность первичных дунитов только в периферических частях дунитовых ядер может быть обусловлена падением интенсивности процесса перекристаллизации в периферических более холодных или быстрее охлаждающихся частях массивов, особенно удаленных от подводящего канала, а также присутствием акцессорных диопсида, энстатита или флогопита, затрудняющих процесс перекристаллизации.

Наблюдения над переходами между разными петрографическими типами дунитов ранней ассоциации не позволяют обнаружить каких-либо резких границ. Как правило, переходы между ними постепенные, расплывчатые и выделяются лишь условно на геологических картах. Но при этом от периферии дунитовых ядер к центру наблюдается постепенный переход от протодунитов, оливинитов и диопсидсодержащих дунитов к квазидунитам. Отсюда следует, что три первых типа пород являются наименее перекристаллизованными. Подтверждает это и структура дунитов, схожая со структурой спонтанно перекристаллизованных дунитов расслоенных интрузий [151]. Поскольку структура первичных дунитов, диопсидовых дунитов и оливинитов КЗУМ практически полностью соответствует таковой дунитов расслоенных интрузией, логично предположить, что структура квазидунитов обусловлена процессом перекристаллизации.

О природе первичных дунитов

Представления об образовании клинопироксенитов по дунитам и более железистый состав краевых дунитов привели А. А. Ефимова и Е. П. Царицына [117, 129, 432] к выводу, что первичными или наиболее приближающимися к первичным являются наиболее магнезиальные дуниты центральных частей дунитовых ядер. При этом увеличение железистости периферических дунитов связывалось с процессом перекристаллизации. В то же время А. А. Ефимов писал, что "первичного дунита как конкретной породы, по-видимому, не существует". Наши исследования доказывают,

что наименее измененными являются мелкозернистые дуниты краевых частей дунитовых ядер [219]. В пользу их первичной природы свидетельствует: 1) отсутствие признаков образования протодунитов по каким-либо иным породам; 2) положение между пироксенитами оболочки и дунитовым ядром в зоне, не подвергшейся перекристаллизации или подвергшейся ей в минимальной степени; 3) характер эволюции структур от протодунитов с равномерным распределением акцессорного хромшпинелида, ксеноморфными к оливину индивидами диопсида и хромшпинелида и минимальными размерами их зерен до перекристаллизованных дунитов с неравномерным распределением хромшпинелида, крупными размерами индивидов минералов и двойственными взаимоотношениями оливина и хромшпинелида и 4) направленное изменение состава дунитов от протодунитов к крупнозернистым дунитам, позволяющее сделать вывод, что другой конец тренда фигуративных точек отвечает составу первичных неперекристаллизованных дунитов (см. рис. 66).

Однородность распределения хромшпинелида в первичных дунитах, гипидиоморфнозернистые структуры диопсидсодержащих, энстатитсодержащих, флогопитсодержащих, хлоритсодержащих и миаролитовых дунитов, свойственные ортомагматическим образованиям и размерности индивидов минералов, аналогичные таковым ортомагматических ультрамафитов расслоенных интрузий, позволяют предполагать магматическое происхождение первичных дунитов. Геологические данные не противоречат этому выводу. Присутствие миаролитовых, хлорит- и флогопитсодержащих дунитов свидетельствует, что в субстанции, из которой кристаллизовались протодуниты, присутствовал водосодержащий флюид.

Таким образом, наиболее ранней минеральной ассоциацией дунитового ядра являются протодуниты, диопсидсодержащие, энстатитсодержащие, флогопитсодержащие, миаролитовые и хлоритсодержащие дуниты, сохранившиеся от перекристаллизации по периферии дунитовых ядер близ контакта с пироксенитами оболочки и, вероятно, первоначально слагавшие весь массив. Структура, размерности минералов и геологическое положение позволяют предполагать магматическое происхождение первичных дунитов.

4.2. ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗОВАННЫЕ ДУНИТЫ

Дуниты долгое время не различались ни петрографически, ни генетически, и Н. К. Высоцкий [85, с. 283] писал, что "дунит является совершенно одинаковым, как с внешней стороны, так и под микроскопом". Первая попытка петрографической типизации дунитов по зернистости оливина была предпринята в 1927 г. В. М. Сергиевским [82] на Нижнетагильском массиве по макроскопической оценке "кажущегося размера" зерен оливина (см. таблицу на с. 133). Но поскольку этот размер зависит от степени серпентинизации или трещиноватости дунита, Ю. П. Ивенсен [82] предложил оценивать реальный размер зерен оливина под микроскопом. В дальнейшем оказалось, что размеры зерен оливина колеблются в весьма широких пределах, а методика не применима к серпентинизированным дунитам и серпентинитам. Кроме того, оливин легко подвергается рекристаллизации, грануляции и блокованию, накладывающихся на уже перекристаллизованные породы. Исходя из этого, автор пришел к выводу о необходимости использования для оценки зернистости дунитов не оливина, а хромшпинелида, так как он редко подвергается каким-либо изменениям, за исключением слабого катаклаза, а его содержание, размеры, характер распределения

и морфология хорошо видны макроскопически и под бинолупой, особенно на выветрелой поверхности дунита, что ускоряет определение и типизацию дунита и позволяет проводить массовые определения в полевых условиях [219]. Кроме того, несмотря на незначительное содержание хромшпинелида, дунит является биминеральной породой, в которой хромшпинелид и оливин находятся в определенных взаимоотношениях [151]. Поэтому для типизации дунита использованы не только размеры зерен оливина и хромшпинелида, но и их взаимоотношения, морфология, содержание и равномерность распределения хромшпинелида, а также наложенные изменения — вторичная перекристаллизация, рекристаллизация и грануляция.

Изучение характера структур дунитов, положения и взаимоотношения дунитов с разными типами структур позволило выделить кроме прото- и квазидунитов еще три типа — постмагматически-перекристаллизованные, милонитизированные и вторично тектонически-перекристаллизованные дуниты (см. таблицу).

Систематика основных генетических типов дунитов и размеры слагающих их минералов

Типы дунитов	Оливин, мм				Хромшпинелид, мм
	[280]	[237]	[280]	[219]	[219]
I. Протодуниты	—	—	—	0,5—2	0,07—0,2
II. Постмагматически-перекристаллизованные:					
мелкозернистые	0,5	0,5—1,5	1,0	2—5	0,2—0,5
среднезернистые	0,5—1,0	1—2	1—2	5—8	0,5—1,0
крупнозернистые	1,0—1,5	2	2—5	8—10	1,0—3,0
гигантозернистые	—	—	> 5	—	—
дунит-пегматиты	—	—	—	> 10	> 3
III. Милонитизированные и рекристаллизованные	—	—	—	0,02—0,5	0,01—0,1
IV. Вторично тектонически-рекристаллизованные:					
рекристаллизованные	—	—	—	1—5	0,1—5
вторично перекристаллизованные	—	—	—	1—100	0,04—2,0

Типы перекристаллизованных дунитов

Почти все дуниты дунитовых ядер резко отличаются от типичных протодунитов или достоверно ортомагматических дунитов расслоенных интрузий размерностями зерен оливина, хромшпинелида и взаимоотношениями между ними, т. е. в той или иной степени перекристаллизованы. Среди них можно выделять разности с увеличением размеров зерен минералов по сравнению с первичными дунитами, т. е. собственно перекристаллизованные, и разности с уменьшением размеров индивидов, т. е. рекристаллизованные или гранулированные. Среди первых выделяются разности с синхронным увеличением размерностей оливина и хромшпинелида, выделенные

как постмагматически-перекристаллизованные дуниты, и с увеличением размера зерен только оливина — вторично перекристаллизованные дуниты. Среди вторых выделяются нормально рекристаллизованные дуниты с мелкозернистым полиэдрическим агрегатом оливина и тонкозернистые апомилонитовые рекристаллизованные дуниты с уменьшением размера зерен оливина и хромшпинелида (табл. VI, рис. 1). Наибольшее развитие имеют постмагматически-перекристаллизованные дуниты, среди которых выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые разности и их аналоги, отличающиеся повышенным содержанием диопсида, флогопита и энстатита, миаролитовые перекристаллизованные дуниты и хризотиловые дуниты.

Мелкозернистые перекристаллизованные дуниты разделяются на разности с нормальным содержанием хромшпинелида (30—80 зерен на $см^2$) и обедненные им (1—2 зерна). Обе разновидности отличаются неравномерным содержанием идиоморфных октаэдров хромшпинелида, расположенных на стыке или внутри индивидов оливина и редких ксеноморфных зерен, приуроченных к стыку нескольких индивидов оливина. Иногда присутствует акцессорный диопсид и флогопит в ксеноморфных зернах. Оливин (Fa_{6-10}) в индивидах от 1—3 до 15 мм образует полиэдрический, порфировидный и неправильно-зернистый агрегат (табл. III, рис. 1). Хромшпинелид более хромистый, чем в протодунитах, но его состав варьирует в разных массивах. Железистость дунитов Нижнетагильского массива 9,2—9,8% (табл. 8—11).

Среднезернистые дуниты имеют размеры зерен хромшпинелида 0,5—1,0 мм при содержании 5—10 зерен/$см^2$. Распределение хромшпинелида еще более неравномерное, чем в мелкозернистых дунитах. Хромшпинелид с 47—55% Cr_2O_3 ксеноморфен к оливину, но мелкие зерна внутри оливина образуют идиоморфные октаэдры. Оливин $Fa_{7,5}$ в зернах 3—8 мм, редко больше, образует неправильно-зернистый, порфировидный или полиэдрический агрегат (табл. III, рис. 2).

Крупнозернистые дуниты содержат 0,1—4 зерна/$см^2$ хромшпинелида с очень неравномерным распределением вплоть до микрошлиров и микрожилок. Хромшпинелид с 50—55% Cr_2O_3 в единичных зернах ксеноморфный, в микрошлирах — идиоморфный (табл. IV, рис. 1). Зерна оливина размером 7—15 мм. Структура агрегата неравномерно-зернистая, порфировидная, полиэдрическая. Состав оливина Нижнетагильского массива Fa_6—$Fa_{7,7}$, железистость дунитов 7,9—8,6%, минимальная среди всех остальных типов дунитов (табл. 8).

Миаролитовые перекристаллизованные дуниты пользуются ограниченным распространением и встречены в Нижнетагильском, Косьвинском, Иовском и Уктусском массивах. Миаролы образуют ксеноморфные обособления до 1—2 см между индивидами оливина, сложенные офитом и хлоритом, иногда с диопсидом, флогопитом, хромандрадитом, реже сульфидами (табл. IV, рис. 2). Степень идиоморфизма минералов падает в направлении оливин-диопсид-хлорит-сульфиды-офит. Содержание миарол от одной на 2—3 $см^2$ до одной на 10—50 $см^2$ и реже. Миаролитовые дуниты приурочены к периферическим частям зоны перекристаллизации или прикровлевым частям массивов и часто ассоциируют с дунит-пегматитами.

Перекристаллизованные диопсидсодержащие дуниты пользуются ограниченным распространением в Северном теле Уктусского массива. Местами вместе с диопсидом в индивидах до 1 см наблюдаются пластинки светло-зеленого пеннина до первых миллиметров. Породы фациально связаны с миаролитовыми дунитами.

Бронзитовые и бронзитсодержащие дуниты и гарцбургиты описаны в Иовском теле Конжаковского и Ревдинском массивах [120, 422]. В первом они располагаются на северо-восточном контакте дунитов с бронзититами. Гарцбургиты — средне- и крупнозернистые такситовые породы с пятнисто-пойкилитовой структурой и скелетными пойкилокристами бронзита до 3 см, аналогичные таковым из пойкилитовых диопсидовых дунитов этого же массива. Оливиновый субстрат от мелко- до крупнозернистого с индивидами 2—10 мм. Оливин $Fa_{10-11,5}$, бронзит Fs_{10} с кристаллохимической формулой: $(Mg_{1,75}Ca_{0,04}Fe^{2+}_{0,13}Fe^{3+}_{0,07})(Si_{1,92}Al_{0,05}Fe^{3+}_{0,02})O_{5,99}$.

Хризотилсодержащие дуниты с вкрапленностью хризотил-асбеста (до 1%) установлены нами в Иовском дунитовом теле и в Нижнетагильском массиве (рис. 54). Хризотил встречается в оливине отдельными волокна-

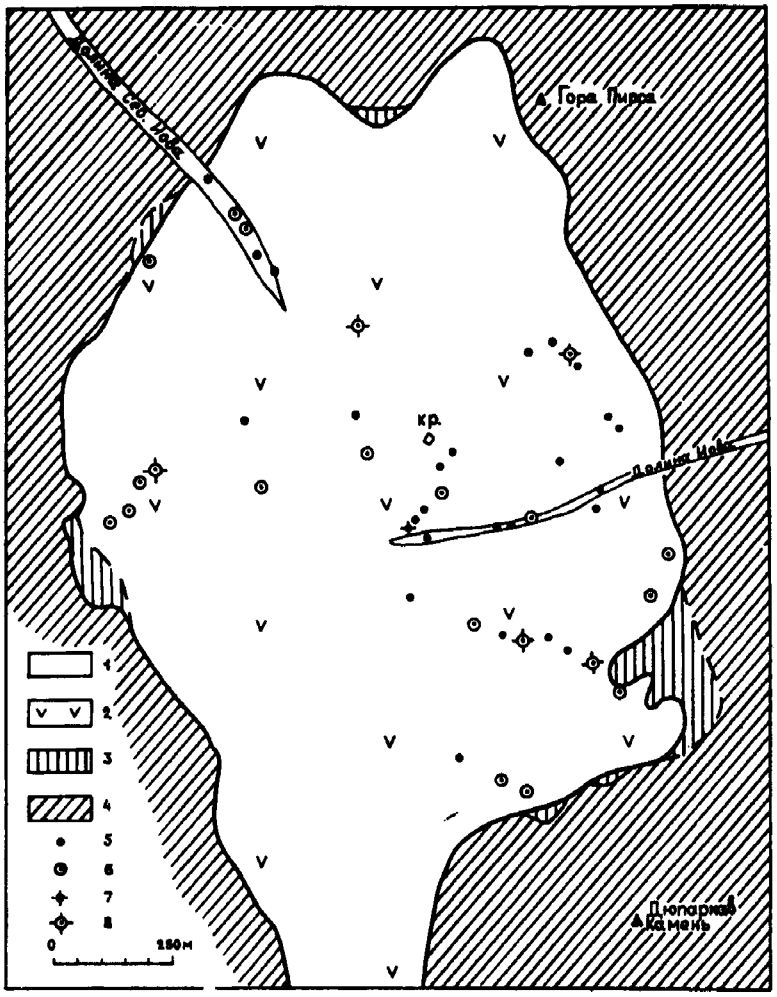


Рис. 54. Положение находок хризотилизированных дунитов в Иовском теле Конжаковского массива:

1 — аллювий; *2* — дуниты; *3* — верлиты и гарцбургиты; *4* — клинопироксениты; *5* — дуниты с включениями единичных иголок и пучков хризотила; *6* — обильными включениями пучков и иголок хризотила; *7* — включениями двух и трех систем иголок хризотила; *8* — обильными включениями сеток хризотила

ми, пучками, системами пучков или в виде закономерно-ориентированного агрегата, срастающегося под углом 60° в сетку, подобную сагенитовой (табл.V, рис. 1). Размер волокон до 2 мм, агрегатов 2 × 5 мм, пучков до 2 мм. В Иовском теле хризотил-асбест сохраняется в немилонитизированных участках дунита, особенно в реликтах крупнозернистого оливина. В Нижнетагильском массиве вростки хризотил-асбеста установлены в дунитах юго-восточной части массива.

Рекристаллизованные или гранулированные *дуниты* состоят из полиэдрического агрегата оливина с индивидами 1—5 мм, иногда сливающихся в лапчатый порфиробласт большего размера. При этом индивиды хромшпинелида сохраняют свои размеры и морфологию (табл. VII, рис. 1). В ряде случаев видно, что полиэдрический агрегат оливина развивается по более крупному зерну оливина первично перекристаллизованных дунитов. Этот тип дунитов является наиболее широко распространенным во всех массивах. Образование рекристаллизованых дунитов связывается с верхнекарбоновым диастрофизмом и обусловлено динамотермальными эффектами (см. гл. 7 о серпентинизации).

Рекристаллизованные дуниты встречены в виде тонких жилок и зон в дунитах многих массивов, но особенно широко в восточной части Иовского дунитового тела, где они ранее ошибочно описывались как перекристаллизованные разности [120]. Характерной особенностью их является тонкозернистость или мелкозернистость оливина, образующего полиэдрический агрегат с зернами от 0,1 до 1 мм и хромшпинелид в зернах размером 0,01—0,5 мм, часто образующий включения в оливине. Широко развиты разности с ксенокластами дунита и оливина, часто с волнистым угасанием (табл. V, рис. 2; табл. VI, рис. 1, 2). Для этих дунитов характерно также отсутствие прямой зависимости между размерами зерен оливина и хромшпинелида (рис. 64) и меньшая крупность зерен по сравнению с нормально перекристаллизованными дунитами. Образование этих дунитов связывается с бластомилонитизацией при внедрении габбро-норитов.

Минералы перекристаллизованных дунитов

Кроме оливина (свыше 98%) в перекристаллизованных дунитах известны также хромшпинелид, диопсид, реже бронзит, пеннин, амфибол, флогопит, офит, сульфиды, хризотил и супераксессории — платиноиды и графит.

Оливин, впервые диагностированный в наших дунитах Х. Добре [13], имеет размеры от 0,1 до 10—20 мм и развит в виде полиэдров, изометричных и лапчатых зерен и короткопризматических кристалликов. Включения представлены магнетитом, флогопитом, диопсидом и хризотилом. Штриховые и дендритные включения хроммагнетита развиты по плоскостям спайности (010), реже (100). В ядрах зерен оливина содержание такого шпинелида достигает 0,3%. Особенно часты они в оливине из дунитов Вересовоборского, Светлоборского и Каменушинского массивов. Состав минерала (мас.%): Al_2O_3 3,4; Cr_2O_3 36,2; Fe_2O_3 30,6; FeO 25,2; MgO 4,4 [466]. По [458], содержание тонкодисперсного магнетита в дунитах Иовского тела достигает 0,6% и падает с увеличением степени серпентинизации. Нами тонкодисперсный рудный минерал наблюдался в виде октаэдров в оливинах многих массивов, особенно широко в Нижнетагильском, Иовском и Вересовоборском. Вслед за [2] мы считаем эти

выделения продуктом распада твердого раствора оливина. Включения флогопита отмечены [466] в оливинах Иовского тела в виде пластинчатых вростков бурого цвета и нами в рекристаллизованных дунитах Нижнетагильского массива.

Игольчатые пустоты в оливине обнаружены П. Я. Ярошем в оливинах Иовского тела и описаны [466], показавшими, что часть их выполнена серпентином. Детальное изучение показало, что это не пустоты, а включения хризотила, образующего единичные вростки, пучки до 2 мм, серии параллельных пучков до 2 × 5 мм, рассеянные в массе дунита (табл. V, рис. 1). По [466], они располагаются в плоскости (010) оливина и вдоль ребер (201) и (20$\bar{1}$). Хризотил светло-серый и белый в гибких волокнах, легко распушивается, подтвержден электронографически. Иногда он приурочен к газово-жидким включениям (табл. VII, рис. 2).

Состав оливина, по данным оптических определений [117, 120, 129], колеблется от Fa_4 до $Fa_{15,5}$, несколько различаясь в дунитах разных массивов. Микрозондовые определения дают близкие цифры (табл. 9; рис. 55) [218]. Установлено постоянное присутствие в оливине Ca, Ni, Al, Co. Оливины Нижнетагильского массива менее железистые, чем оливины одноименных дунитов Конжаковского массива и содержат меньше MnO, CaO и больше MgO и NiO, причем для петрогенных элементов это различие составляет 1—2%, для акцессорных 0,1—0,2%.

Хромшпинелид. Его содержание в дуните определялось по содержанию Cr_2O_3 в безводном дуните и акцессорном хромшпинелиде (табл. 10, 11; рис. 56). При этом среднее содержание его во всех типах дунитов близко, но от протодунитов к крупнозернистым дунитам происходит увеличение разброса его содержаний (см. таблицу ниже). Размеры зерен хромшпинелида варьируют от 0,2 до 5 мм. Выделяются изометрические зерна, кристаллы, ксеноморфные или частично ксеноморфные выделения, реже скелетные индивиды. Мелкие хорошо образованные кристаллики с зеркальными гранями октаэдра, реже с дипирамидальными притуплениями у вершины и по ребрам развиты в мелко- и среднезернистых дунитах, неправильные и ксеноморфные зерна характерны для крупнозернистых дунитов. Скелетные кристаллы редки и спорадически развиты в крупнозернистых и пегматоидных разностях. Включения в хромшпинелиде представлены округлыми или овальными зернами оливина до 0,2 мм.

Вариации и среднее содержание хромшпинелида в разных типах дунитов, мас.%

Тип дунита	Количество проб	Вариации содержаний	Среднее
Протодуниты	11	0,53—1,45	0,93
Мелкозернистые	9	0,60—1,83	1,23
Среднезернистые	5	0,63—2,19	1,12
Крупнозернистые	5	0,24—2,20	1,19

Состав хромшпинелида изучали [22, 44, 84 и др.], однако большая часть исследователей публиковала анализы из нетипизированных дунитов. На основе 169 новых химических и 74 микрозондовых анализов (табл. 10, 11) состав хромшпинелидов варьирует от ферроалюмохромита до хроммагнетита, отличаясь от хромшпинелидов из протодунитов меньшей железистостью и большим содержанием Cr_2O_3. Характерен изоморфизм Cr—Fe и увеличение от мелко- к крупнозернистым дунитам содержаний MgO,

Cr_2O_3, Al_2O_3 и уменьшение FeO, Fe_2O_3 и MnO при неопределенном поведении для NiO (рис. 57). Составы хромшпинелидов из одноименных дунитов Нижнетагильского массива и Иовского тела резко отличаются.

Параметры элементарной ячейки хромшпинелидов, определявшиеся экспрессным методом [240], показали прямую зависимость между a_0 и содержанием FeO, Fe_2O_3 и FeO′ и обратную от содержания Cr_2O_3, в отличие от прямой зависимости для хромшпинелидов из альпинотипных ультрамафитов (рис. 58), установленной Р. Стивенсом [214, 474, 505].

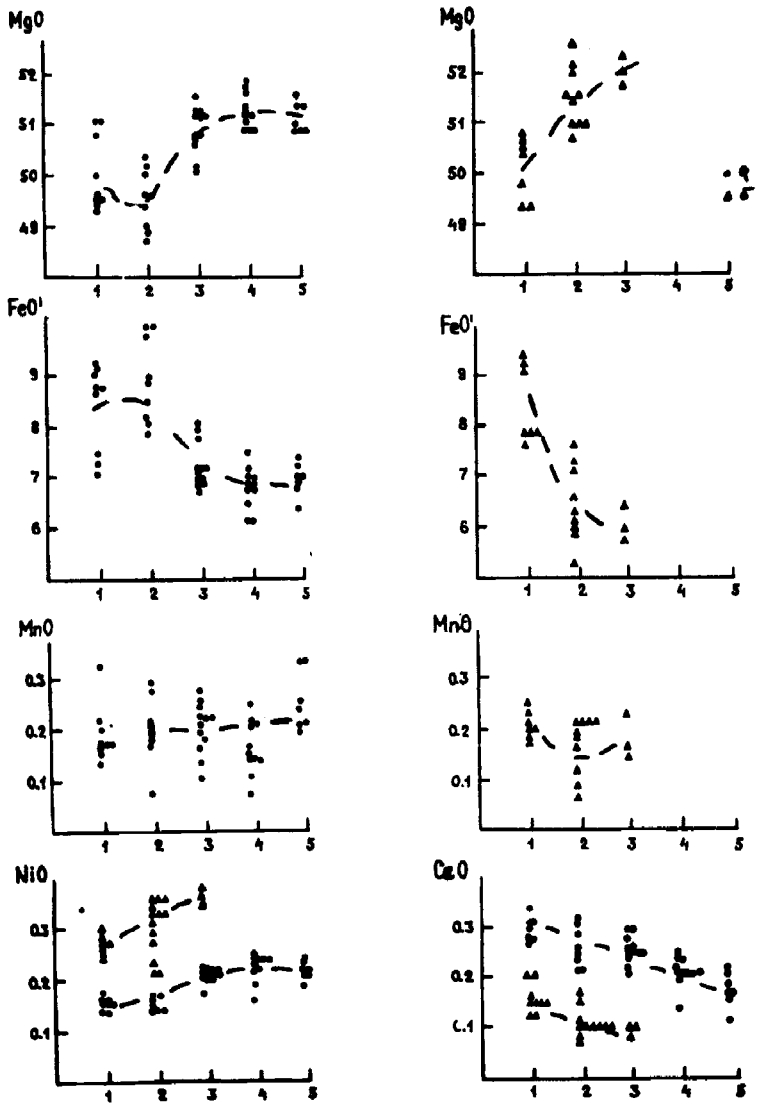


Рис. 55. Вариации состава оливина из дунитов, подвергшихся постмагматической перекристаллизации:

а — дуниты Нижнетагильского массива; *б* — дуниты Иовского тела; *1* — протодуниты; *2* — дуниты мелкозернистые постмагматически-перекристаллизованные; *3* — среднезернистые; *4* — крупнозернистые; *5* — дунит-пегматиты

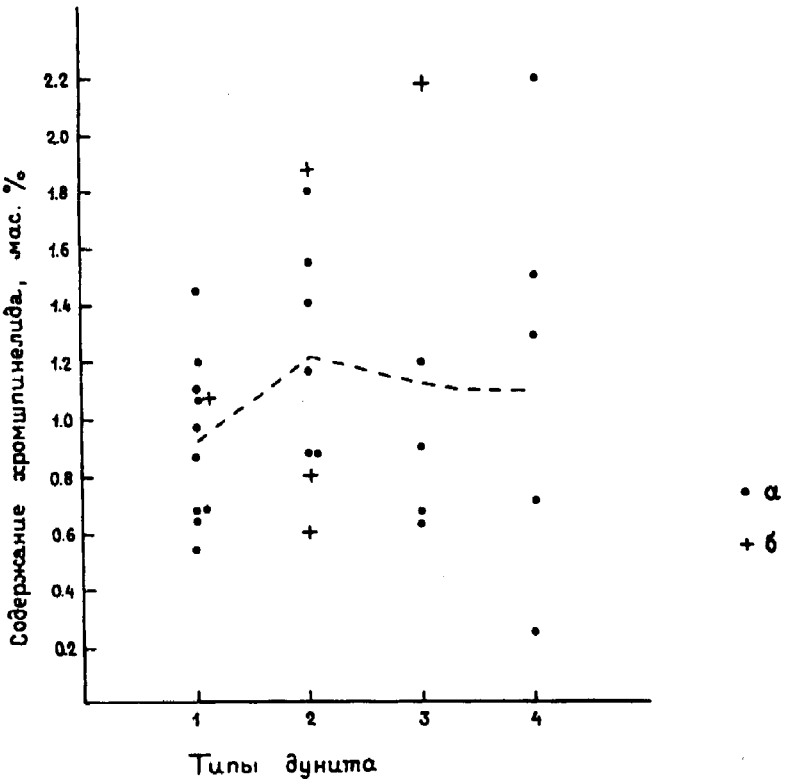


Рис. 56. Содержание акцессорного хромшпинелида в постмагматически-перекристаллизованных дунитах Нижнетагильского *(а)* и Конжаковского *(б)* массивов:
1 — протодуниты; *2* — дуниты мелкозернистые; *3* — среднезернистые; *4* — крупнозернистые. Пунктирная линия — среднее содержание

Проверка показала, что отклонения a_0 от прямой зависимости происходят при содержании в хромшпинелиде свыше 6% Fe_2O_3 или 20% FeO'. В целом характер распределения фигуративных точек обусловлен изоморфизмом Cr—Al в хромшпинелидах КЗУМ и расслоенных интрузий в отличие от Cr—Al в хромшпинелидах альпинотипных комплексов.

Диопсид. Присутствие диопсида в дунитах было отмечено Н. К. Высоцким [85]. И. А. и Л. В. Малаховы [280] показали, что в дунитах Нижнетагильского массива — это типичный акцессорный минерал, составляющий до 0,5%. Диопсид характерен для всех типов дунитов, где он наблюдается в ксеноморфных к оливину зернах размером 1—10 мм, одиночных, сближенных или вытянутых в виде цепочек и полосок. В смежных зернах диопсид часто угасает одновременно. Не наблюдалось замещения или пересечения диопсидом кристаллов оливина или хромшпинелида, что указывает на его первичность и равновесность с оливином. По оптическим данным его состав варьирует от Hd_5 до Hd_{15} [280, 389]. В дунитах Иовского тела встречен акцессорный хромдиопсид.

Роговая обманка отмечалась в дунитах Вересовоборского и Нижнетагильского массивов в виде призматических зерен размером 1,4 × 0,4 мм с включениями кристалликов оливина. По оптическим свойствам отнесена к обыкновенной роговой обманке. Ее кристаллизация возможна вместо

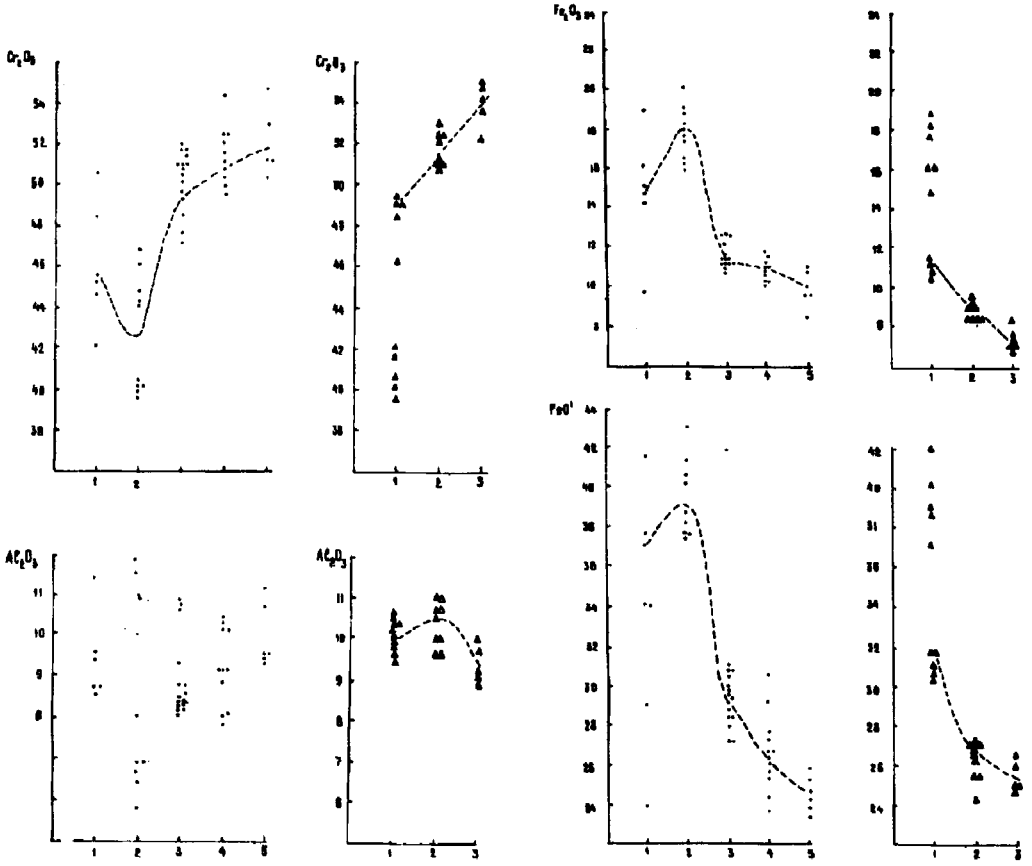
диопсида в периферических частях дунитовых массивов в условиях высокого давления H_2O.

Хлорит и *флогопит* — обычные минералы хлоритовых и флогопитовых дунитов Нижнетагильского и Уктусского массивов, располагающиеся в ксеноморфных зернах в интерстициях между кристаллами оливина. Определены оптически.

Платиноиды представлены изоферроплатиной с микровключениями и продуктами распада осмирида, образующими кубические или искаженные кристаллы, сростки, округлые и каплевидные изометрические и комковатые зерна до 1 мм [237]. Изоферроплатина содержит иридий, содержание которого варьирует от 2 до 16% в дунитах разных массивов (табл. 12).

Петрохимия перекристаллизованных дунитов

Общая петрохимия неклассифицированных дунитов с исчерпывающей полнотой охарактеризована И. А. Малаховым [120, 271, 278, 430], которым установлен "абсолютно одинаковый состав дунитов разной крупности". По [117], каждый дунитовый массив имеет свой уровень железистости. Наши данные показали, что железистость дунитов варьирует в разных массивах, уменьшается к центру дунитовых ядер и коррелируется со степенью перекристаллизации дунитов (рис. 59) [219]. Состав



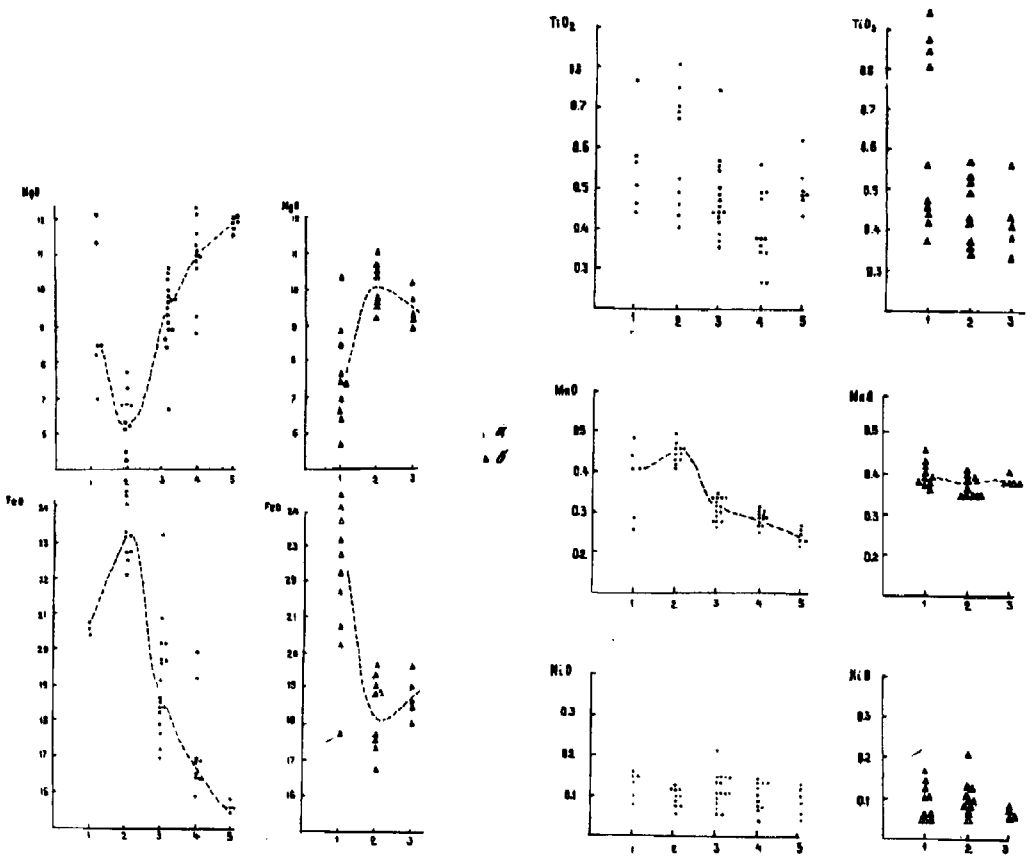


Рис. 57. Вариации состава акцессорных хромшпинелидов из дунитов Нижнетагильского массива *(а)* и Иовского дунитового тела *(б)*:
1 — протодуниты; *2* — дуниты мелкозернистые; *3* — среднезернистые; *4* — крупнозернистые; *5* — дунит-пегматиты

дунитов приведен в табл. 8, 13. Лизардитовая серпентинизация проявляется в привносе H_2O и окислении Fe^{2+} до Fe^{3+}. Однако практически изохимический характер серпентинизации [271, 445, 458] позволяет реконструировать состав исходных дунитов, по крайней мере для петрогенных элементов (табл. 8, 13).

Геологическое положение перекристаллизованных дунитов

В. М. Сергиевский первый показал, что крупнозернистые, по его систематике, дуниты располагаются или в средней части массива (Нижнетагильский, Светлоборский), или приурочены к их восточному контакту (Вересовый Бор). В последующем эти данные были уточнены С. А. Кашиным и И. А. Малаховым [237, 280]. Детальное картирование дунитовых ядер показало, что наиболее перекристаллизованные дуниты располагаются в центральной части дунитовых ядер, вне зависимости от их размеров, формы и положения [184, 219]. При этом в центре располагаются наиболее крупнозернистые дуниты, сменяющиеся к периферии все более

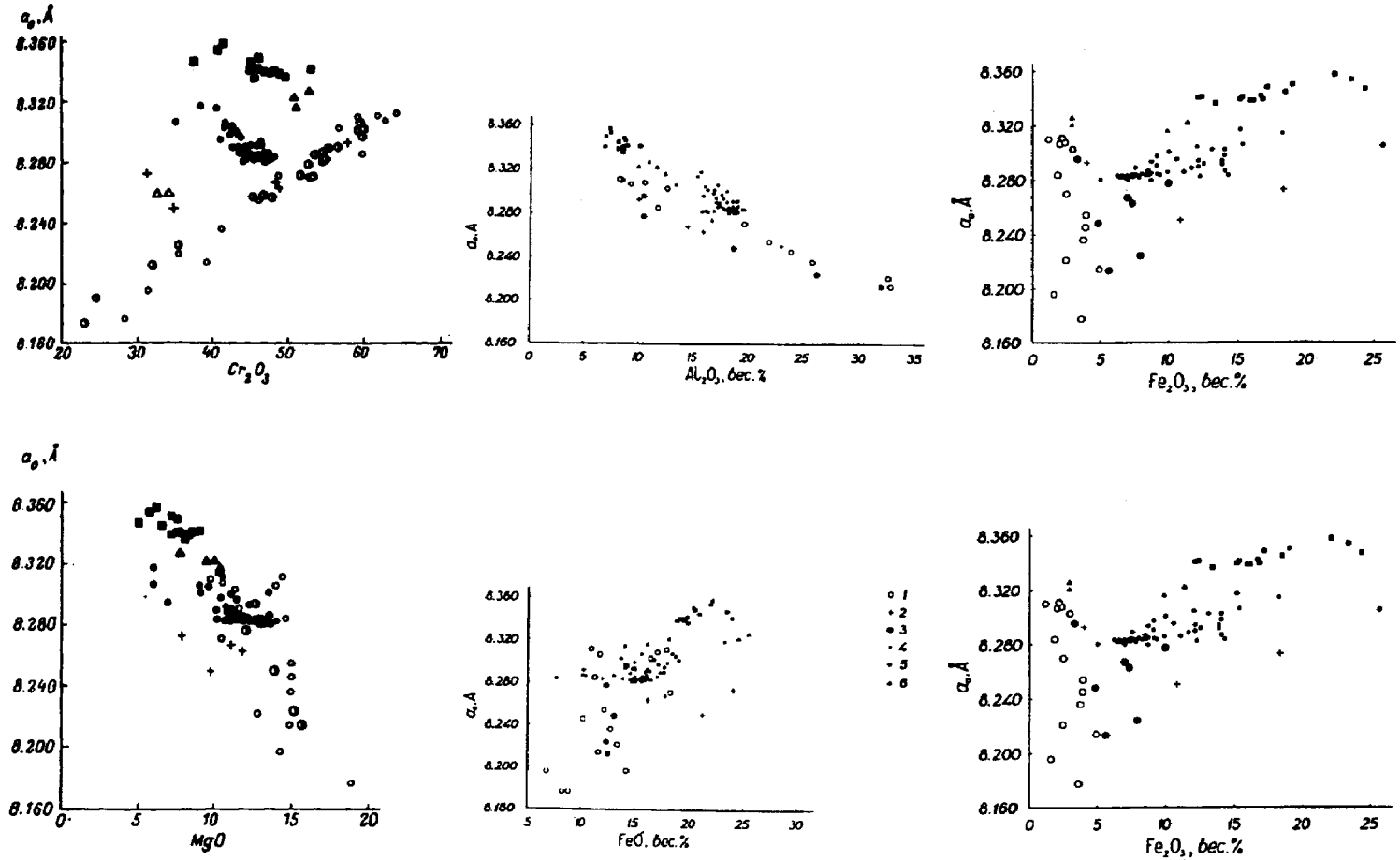


Рис. 58. Зависимость параметров элементарной ячейки хромшпинелидов КЗУМ от состава:

1 — хромшпинелиды из альпинотипных ультрамафитов Кемпирсайского массива [322]; *2* — из массива Ред Маунтин, Аляска [505]; *3* — альпинотипных ультрамафитов Кордильер [505]; *4* — расслоенных ультрамафитов Сарановского пояса [192]; *5* — дунитов Нижнетагильского массива; *6* — дунитов Желтой сопки

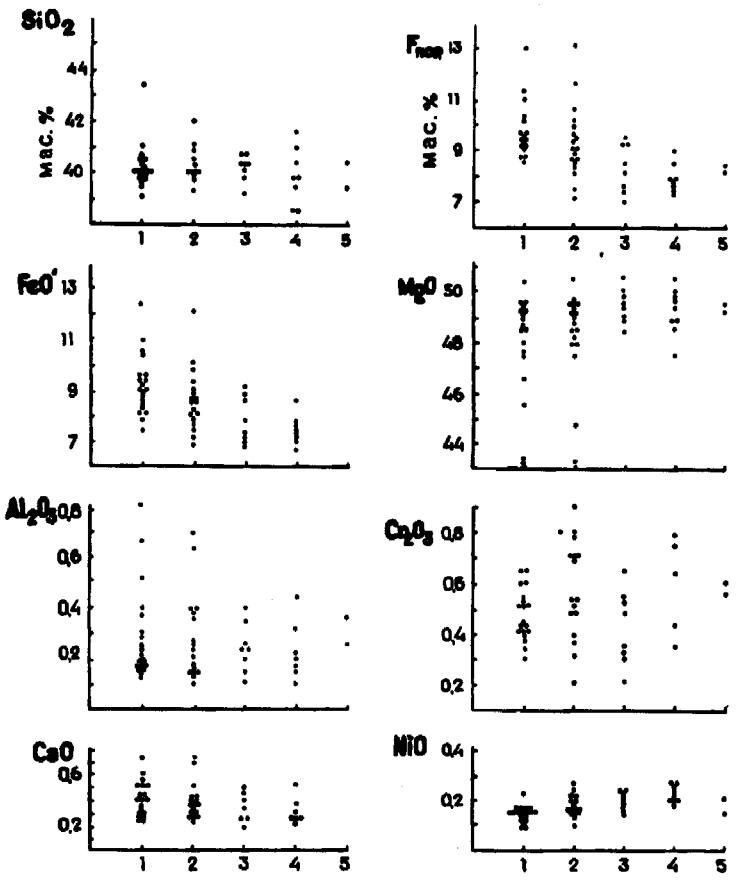


Рис. 59. Вариации состава дунитов Нижнетагильского массива при перекристаллизации:
1 — прото- и квазидуниты; *2* — дуниты мелкозернистые; *3* — среднезернистые; *4* — крупнозернистые; *5* — дунит-пегматиты

мелкозернистыми. В небольших или слабо эродированных массивах обнажаются мелкозернистые дуниты с небольшими участками среднезернистых, а в мелких выходах дунитов среди полей клинопироксенитов наблюдаются только протодуниты и квазидуниты (см. рис. 5—44). Крупнозернистые и среднезернистые разности развиты в наиболее крупных или наиболее эродированных частях массивов. При этом наблюдается монофокальное (Каменушинский), бифокальное (Светлоборский) или мозаичное, как в разбитом на блоки Вересовоборском массиве, строение ядер. В небольших дунитовых телах эти зоны симметричны по отношению к геометрическому центру массива (Юдинское тело, Супреинский массив), в крупных массивах — асимметричны (Нижнетагильский, Светлоборский массивы). Обычно центр перекристаллизованных дунитов смещен к западу, что обусловлено восточным падением КЗУМ и большей эродированностью западных частей массивов. Площадь развития перекристаллизованных дунитов увеличивается с увеличением размера КЗУМ, площади развития дунитов или глубины эрозионного среза (см. рис. 49). Не наблюдается зависимости степени перекристаллизации дунитов от

присутствия или положения габбро. Наблюдающееся в некоторых массивах аномальное положение крупнозернистых дунитов вдоль контакта с клинопироксенитами (Вересовоборский, Уктусский массивы) связывается с экранированием агентов перекристаллизации пироксенитовой оболочкой.

При детальном картировании центральной части Нижнетагильского массива картина развития перекристаллизованных дунитов становится более сложной и мозаичной, сохраняясь в целом (рис. 60). Крупнозернис-

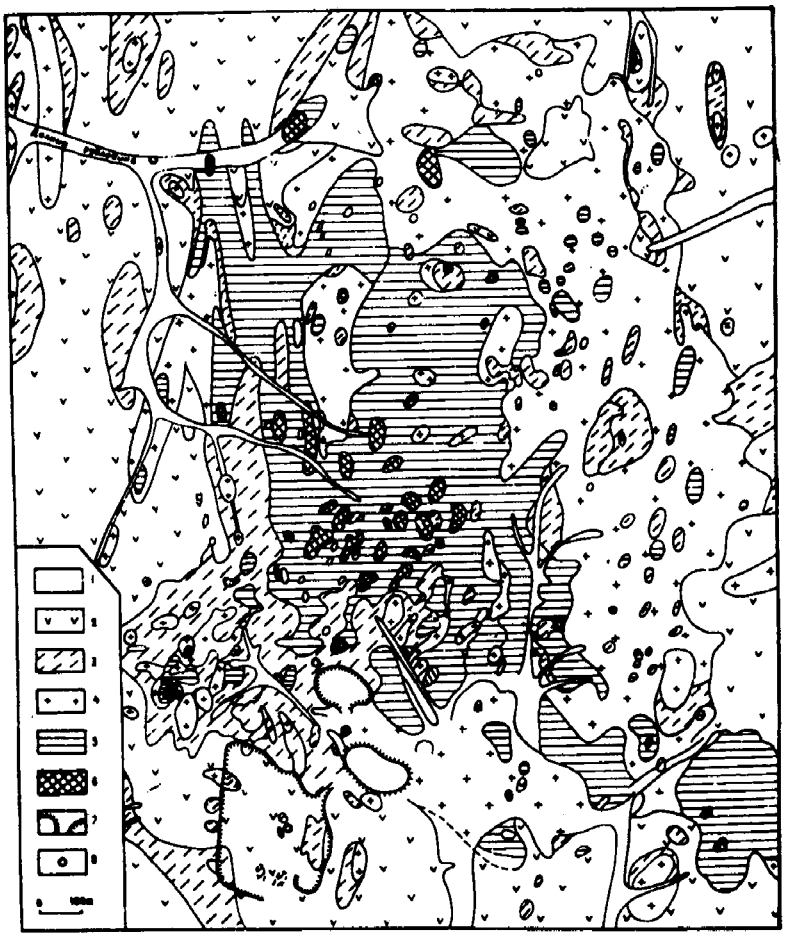


Рис. 60. Положение различных типов дунитов в центральной части Нижнетагильского массива:

1 — аллювий; *2* — протодуниты; *3* — дуниты мелкозернистые перекристаллизованные, обедненные хромитом; *4* — дуниты мелкозернистые перекристаллизованные; *5* — среднезернистые; *6* — крупнозернистые; *7* — карьеры и отвалы; *8* — скважины

тые дуниты образуют в плане тела до 30 × 50 м, расположенные среди среднезернистых или мелкозернистых дунитов. Наконец, в отдельных обнажениях устанавливается либо однородное, либо резко неоднородное такситовое строение, особенно в переходных зонах, где на фоне прото- или мелкозернистых дунитов развиты жилы или шлиры средне- и крупнозернистых дунитов, часто с отгонкой хромшпинелида к периферии.

Увеличение зернистости дунитов к центру дунитового ядра показывает, что процесс перекристаллизации был наиболее интенсивен в центральных частях массивов и шел снизу вверх от осевых частей к периферии дунитового ядра.

Миаролитовые перекристаллизованные дуниты располагаются только в прикровлевой части дунитовых ядер, например, в Северном Уктусском массиве или по их периферии, как в Иовском и Юдинском телах.

Милонитизированные и рекристаллизованные дуниты, дунитовые бластомилониты приурочены к контакту Конжаковского массива с габброидами и накладываются на все остальные типы дунитов.

Рекристаллизованные или гранулированные дуниты развиты во всех массивах пояса и обычно тяготеют к периферии массивов, испытавшей наибольшие тектонические деформации.

Взаимоотношения перекристаллизованных дунитов между собой и с протодунитами

Между перекристаллизованными дунитами преобладают постепенные переходы. Так, среди мелкозернистых дунитов наблюдаются жилки и зонки среднезернистых дунитов, имеющие расплывчатые контакты, свидетельствующие о метасоматическом развитии более крупнозернистых разностей дунитов по мелкозернистым. Разброс вариаций содержаний хромшпинелида свидетельствует о перераспределении при этом вещества. В целом взаимоотношения между различными типами перекристаллизованных дунитов свидетельствуют о близодновременности их образования.

Между протодунитами и перекристаллизованными дунитами обычны постепенные переходы, реже жилки мелко-, средне- и крупнозернистых дунитов мощностью до 10 см в прото- и квазидунитах. Контакт с ними ровный или постепенный. Иногда вдоль контакта располагается зонка хромшпинелида, отогнанного при перекристаллизации. Подобные жилки развиты по периферии полей перекристаллизованных дунитов, а характер их взаимоотношений показывает на эпигенетичность более крупнозернистых разностей и их развитие по протодунитам. Отсутствие каких-либо изменений в протодунитах свидетельствует о близких температурах образования и небольшом временном интервале между временем образования тех и других. Последовательность образования дунитов такова: протодуниты — квазидуниты — перекристаллизованные дуниты.

Эволюция структуры и состава дунитов при перекристаллизации

Перекристаллизация дунитов выражается в изменении размеров и морфологии зерен оливина и хромшпинелида, их взаимоотношений, равномерности распределения, изменения структуры, состава дунита и содержания составляющих дунит оливина и хромшпинелида.

В перекристаллизованных дунитах наблюдается постепенное увеличение размера зерен хромшпинелида от 0,07 мм в протодунитах до 3 мм и более в крупнозернистых. При этом вариации размеров зерен также увеличиваются с увеличением степени перекристаллизации (рис. 61). Эти размерности сохраняются в рекристаллизованных дунитах, тогда как в милонитизированных они меньше, чем в протодунитах (от 0,01 мм и

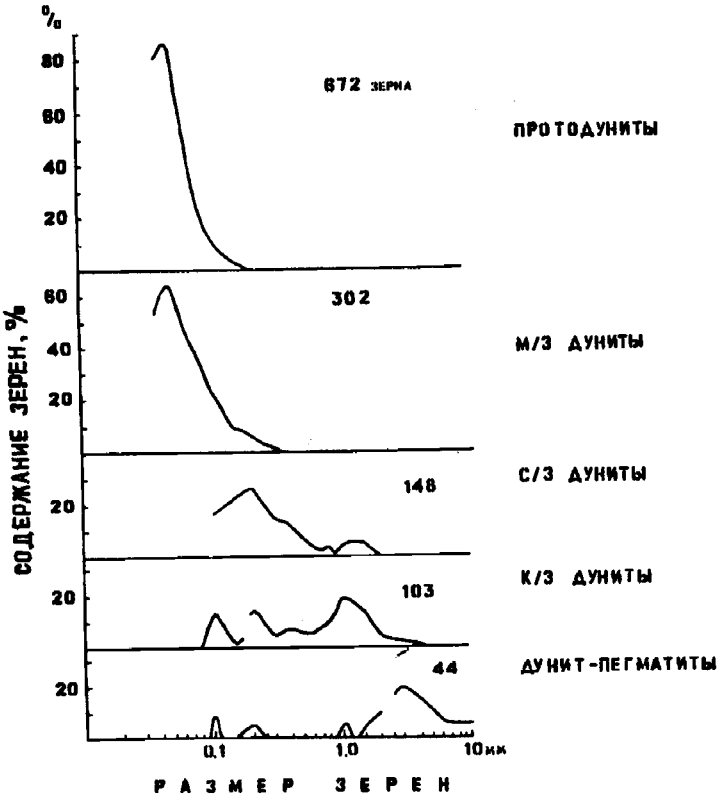


Рис. 61. Вариации размеров зерен акцессорного хромшпинелида в разных типах дунитов и дунит-пегматитах.
Цифры справа — количество измеренных зерен

выше). Содержание зерен хромшпинелида на 1 $см^2$ дунита постепенно уменьшается (рис. 62), оставаясь таким же в рекристаллизованных дунитах и резко увеличиваясь в милонитизированных (табл. 14). Распределение зерен хромшпинелида меняется от весьма равномерного в протодунитах до неравномерного и резко неравномерного в перекристаллизованных, особенно крупнозернистых дунитах, где расстояние между индивидами хромшпинелида в плоскости сечения может варьировать от n мм до 20 см.

Особенно интересен анализ соотношения размеров индивидов оливина и хромшпинелида в разных типах дунитов, четко выявляющий пять групп фигуративных точек, соответствующих выделенным выше типам дунитов (рис. 63, 64). Для протодунитов характерны стабильные соотношения размеров: оливин — 1—2 мм, хромшпинелид — 0,1—0,2 мм. Для первично перекристаллизованных дунитов и дунит-пегматитов характерно синхронное увеличение размерностей зерен оливина и хромшпинелида соответственно до 20—30 см и 10 мм, подтверждающее равновесные условия их образования.

В то же время для подавляющего большинства дунитов не наблюдается линейной зависимости между размерностями оливина и хромшпинелида.

Более того, с увеличением размерностей хромшпинелидов средний размер индивидов оливина сохраняется в пределах 1,5—5 мм. Все эти дуниты относятся к типу рекристаллизованных, образовавшихся по постмагматически-перекристаллизованным дунитам.

Наконец, четвертое поле фигуративных точек образуют милонитизированные и рекристаллизованные дуниты Иовского тела, располагающиеся левее и ниже протодунитов, без четкого соотношения между размерностями зерен оливина и хромшпинелида. Предложенная диаграмма позволяет классифицировать дуниты КЗУМ даже по единичным образцам.

При анализе структуры дунита следует иметь в виду структуру самого дунита и структуру оливинового агрегата. Структура протодунитов, так же как и структура их оливинового агрегата, гипидиоморфнозернистая, в тех случаях, когда она не подверглась перекристаллизации. Но уже в тех случаях, когда акцессорный диопсид отсутствует, структура оливинового агрегата становится полиэдрической или гранобластовой, что весьма типично для спонтанно перекристаллизованных квазидунитов. В перекристаллизованных дунитах структура гипидиоморфнозернистая, тем более неравномернозернистая, чем более перекристаллизован дунит. В то же время структура оливинового агрегата варьирует от гипидиоморфнозернистой до полиэдрической, порфировидной и бластовой (рис. 65).

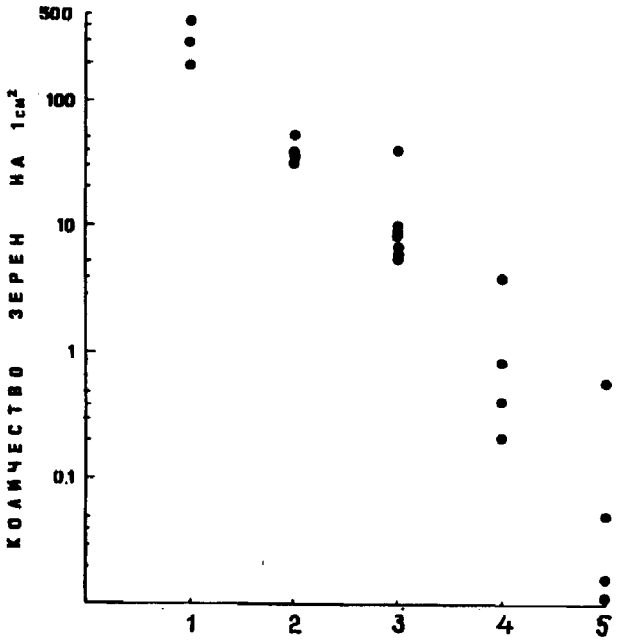


Рис. 62. Вариации количества зерен акцессорных хромшпинелидов в дунитах разной крупности и дунит-пегматитах:

1 — протодуниты; *2* — дуниты мелкозернистые; *3* — среднезернистые; *4* — крупнозернистые; *5* — дунит-пегматиты

Состав дунитов направленно изменяется от протодунитов до крупнозернистых дунитов с уменьшением железистости и содержания FeO, FeO′, MnO, CaO и увеличением содержания MgO и NiO. В то же время рекристаллизация и милонитизация на состав дунитов влияния не оказывают. Состав оливина также изменяется от протодунитов к крупнозернистым разностям в сторону увеличения содержания магния и никеля и уменьшения содержания железа, марганца и кальция. В акцессорных хромшпинелидах по направлению к крупнозернистым дунитам увеличивается содержание хрома и магния и уменьшается содержание титана, железа и марганца при неопределенном поведении алюминия и никеля (см. рис. 57). Вторичная перекристаллизация и рекристаллизация практически не влияют на состав оливина из перекристаллизованных дунитов. В то же время при бласто-

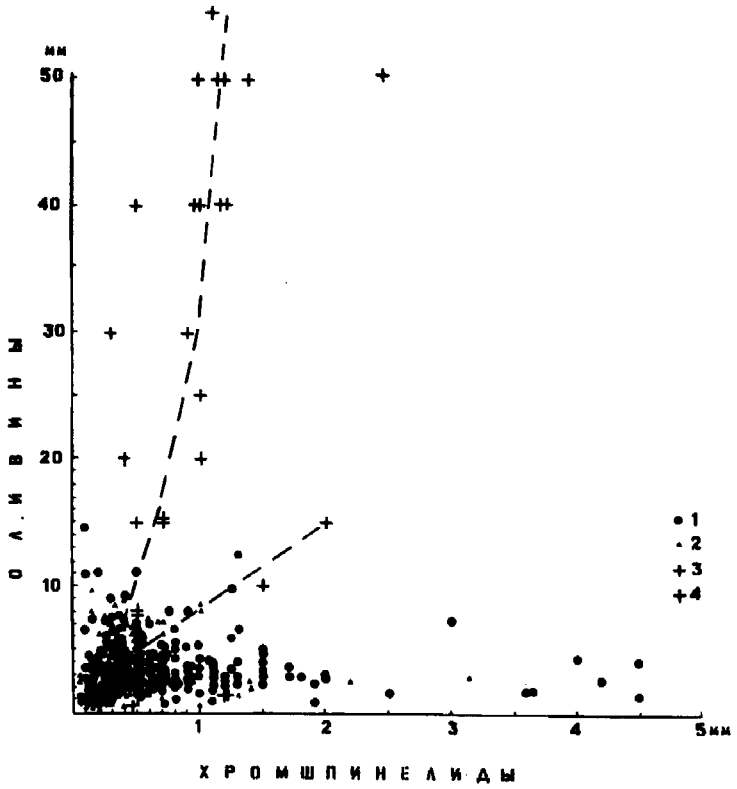


Рис. 63. Соотношение размеров индивидов оливина и хромшпинелида в разных типах дунитов:

1 — дуниты Нижнетагильского массива; *2* — Иовского тела; *3* — штубахитизированные Вересовоборского массива; *4* — дунит-пегматиты Нижнетагильского массива.
Штриховые линии — соотношения в постмагматически перекристаллизованных дунитах

милонитизации дунитов Иовского тела происходит сброс Fe, Cr и Al в виде тонкой вкрапленности хроммагнетита, долженствующий уменьшать их железистость. Этим частично объясняется меньшая железистость оливина по сравнению с железистостью исходных дунитов.

Сравнение составов сосуществующих оливина и хромшпинелида показывает четкое синхронное уменьшение железистости от протодунитов к крупнозернистым перекристаллизованным дунитам, подтверждает вывод о их равновесности (рис. 66), указывая на направленность процесса. Наложенные процессы перекристаллизации и рекристаллизации не влияют на это соотношение, лишний раз подтверждая сформулированный [42] принцип большей информативности структур по сравнению с составами пород и минералов.

Все изложенное говорит о направленной равновесной эволюции структур и состава дунитов при перекристаллизации, выражающейся в линейном укрупнении зерен оливина и хромшпинелида, уменьшении равномерности распределения хромшпинелида, изменении состава дунитов, оливина и хромшпинелида. При бластомилонитизации уменьшается размер зерен и оливина и хромшпинелида, при рекристаллизации — только оливина.

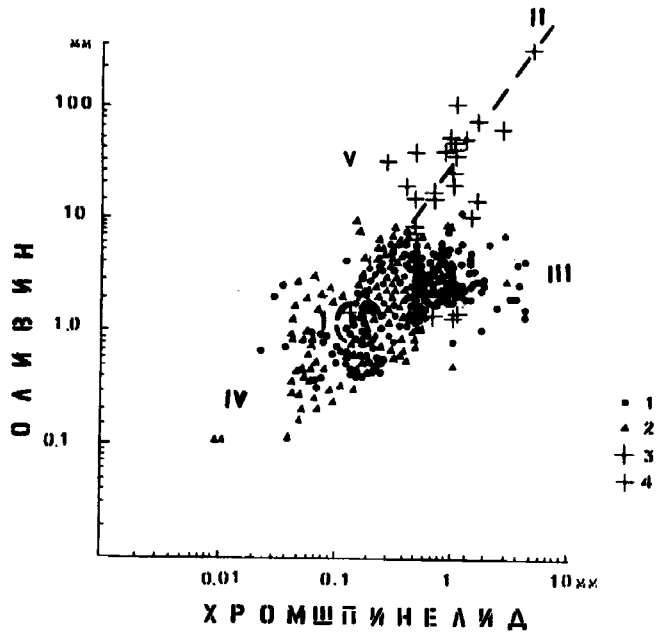


Рис. 64. Соотношение размеров индивидов оливина и хромшпинелида в разных типах дунитов:

1 — дуниты вторично перекристаллизованные; *2* — первично перекристаллизованные; *3* — постмагматически-перекристаллизованные; *4* — дунит-пегматиты; поля: *I* — протодунитов; *II* — дунитов первично перекристаллизованных; *III* — вторично рекристаллизованных; *IV* — рекристаллизованных; *V* — вторично перекристаллизованных

Закономерное изменение всех параметров дунита подтверждает, что перекристаллизованные дуниты развивались на субстрате протодунита, а все остальные типы дунитов — по протодунитам и перекристаллизованным дунитам.

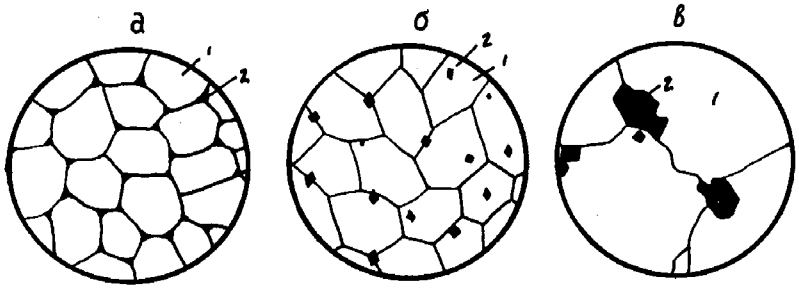


Рис. 65. Эволюция структуры дунитов при постмагматической перекристаллизации:

а — протодунит; *б* — спонтанно перекристаллизованный квазидунит; *в* — постмагматически-перекристаллизованный крупнозернистый дунит; *1* — оливин; *2* — хромшпинелид

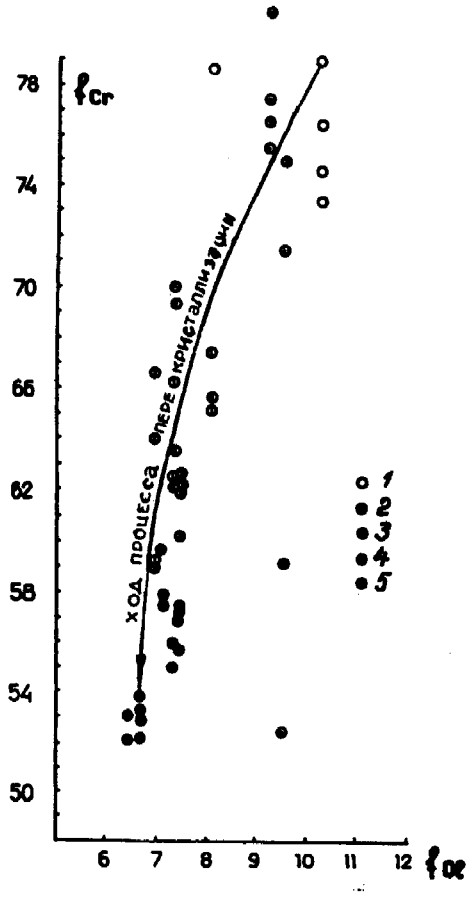


Рис 66. Эволюция железистости сосуществующих оливина и хромшпинелида при постмагматической перекристаллизации (по данным микрозондовых определений состава):

1 — тонкозернистые протодуниты; *2* — дуниты мелкозернистые; *3* — среднезернистые; *4* — крупнозернистые; *5* — дунит-пегматиты

О генезисе и условиях образования перекристаллизованных дунитов

Хотя постмагматически-перекристаллизованные дуниты в нашем понимании раньше не выделялись, ряд данных позволял говорить об изменении состава дунитов или укрупнении их зерен. А. А. Ефимов [120, 129] считал наиболее измененными железистые дуниты краевых частей дунитовых массивов, образование которых он связывал с привносом Fe и Ca при формировании клинопироксенитов. Это неверно, ибо, как показано выше, периферические дуниты наиболее однородны, наиболее мелкозернисты и в минимальной степени подверглись перекристаллизации.

По Д. С. Штейнбергу и И. С. Чащухину [459], увеличение крупности зерен оливина и хромшпинелида и изменение их состава обусловлены петельчатой лизардитовой серпентинизацией. Этот вопрос специально рассматривается в гл. 7, однако против такого вывода свидетельствуют эпигенетичность серпентинизации по отношению к дунитам, большой временной разрыв между стадией перекристаллизации дунитов и серпентинизацией и несовпадение картин первичной перекристаллизации дунитов и серпентинизации. Первые приурочены к центральным частям дунитовых ядер, вторые — к их периферии и зонам дробления. В связи с этим частичная корреляция двух процессов обуславливается преимущественной серпентинизацией более магнезиальных дунитов, для которых характерна и большая крупность зерен минералов.

По нашему мнению, перекристаллизация является постмагматическим процессом, не связанным с образованием клинопироксенитов или лизардитовой серпентинизацией [158, 165, 219], в пользу чего свидетельствуют центростремительное развитие перекристаллизованных дунитов в дунитовых ядрах, отсутствие каких-либо связей с клинопироксенитовой оболочкой, пироксенитовыми жилами, положением габброидных или гранитоидных массивов или зон фельдшпатизации и четкая корреляция состава дунитов, оливина и хромшпинелида с размерами индивидов минералов и типом дунита. Таким образом, процесс перекристаллизации связан со становлением самих КЗУМ и обусловлен внутренними энергетическими

причинами, т. е. является аутигенным или постмагматическим. В целом он отвечает выделяемым А. Г. Жабиным на примере карбонатитов стадиям сингенеза и диагенеза магматических горных пород [130, 529].

По нашей систематике постмагматических горных пород [208] они попадают в класс спонтанно перекристаллизованных и перекристаллизованных пород.

Присутствие водосодержащих минералов в перекристаллизованных дунитах позволяет предположить, что перекристаллизация была вызвана выделяющимися после кристаллизации дунитов флюидами, мигрировавшими в результате градиента давления в верхние части массивов. Перекристаллизация существенно облегчалась субмономинеральным составом дунитов. Процесс перекристаллизации приводил к перераспределению и фракционированию вещества и частичному выносу Fe, Mg, Cr, Ni и Ca, а также ряда платиноидов. Процесс можно отнести к процессу постмагматической перекристаллизации с перераспределением вещества.

Генезис миаролитовых перекристаллизованных дунитов, очевидно, такой же. Они тесно связаны с постмагматически-перекристаллизованными дунитами фациальными переходами и располагаются в кровле последних. Присутствие водосодержащих минералов свидетельствует о ходе кристаллизации в условиях высокого содержания флюидов с их частичной консервацией. Можно предполагать, что миаролитовые дуниты кристаллизовались в ловушках, препятствующих удалению флюида, например, в прикровлевых частях массивов под коркой ранее закристаллизовавшихся дунитов, не подвергавшихся перекристаллизации.

Генезис хризотилизированных дунитов тесно связан с перекристаллизованными. Их пространственная связь, отсутствие хризотила в протодунитах и развитие в индивидах оливина перекристаллизованных дунитов в виде ориентированного агрегата, а не по трещинам или периферии индивидов свидетельствует о генетической связи процесса образования хризотила с процессом постмагматической перекристаллизации дунита, а не массовой серпентинизацией. Присутствие оторочек хризотилизации вокруг жил ультрамафических пегматитов и крупных миарол подтверждает близость условий их образования и позволяет предположить их формирование на поздних стадиях процесса постмагматической перекристаллизации в результате "пропаривания" дунитов водосодержащими флюидами при сравнительно низких (150—300 °С) температурах и щелочном pH. Отличный от миаролитовых дунитов ход кристаллизации водосодержащих минералов может быть обусловлен рассеянным характером флюида, его низкой концентрацией, проникновением флюида в уже перекристаллизованный дунит или образованием хризотила при распаде OH-содержащих оливинов. Следы деформации хризотила в крупных зернах оливина и его отсутствие в рекристаллизованных дунитах Иовского тела показывают, что он образовался до процесса бластомилонитизации.

Итак, перекристаллизация происходила в условиях постепенного падения температуры и в присутствии водного флюида. Температура перекристаллизации дунитов по геотермометру П. Редера и др. [499] составляет 500—750 °С (табл. 15), однако эти значения, по-видимому, сильно занижены. Исходя из петрологических данных, перекристаллизация началась сразу после кристаллизации дунитов (1500—1600 °С) и продолжалась до начала кристаллизации хризотила (150—200 °С) и офита (90—120 °С).

Расчет привноса—выноса компонентов при перекристаллизации дунитов показывает заметный привнос Si, Mg, отчасти Cr и Ni и вынос Fe, Al, Ca,

Mn и Ti (табл. 16). В перекристаллизованных дунитах на порядок увеличивается содержание платиноидов и появляются их самостоятельные минеральные формы. В процессе постмагматической перекристаллизации происходит вынос катионов с более крупными ионными радиусами (Fe, Mn, Ti, Ca) и накопление элементов с относительно мелкими ионными радиусами (Mg, Cr, Ni) [219]. К концу процесса постмагматической перекристаллизации происходит увеличение щелочности флюида, что подтверждается появлением флогопита, фуксита, хризотилового офита и рассеянного хризотила.

Генезис рекристаллизованных дунитов не вызывает особых проблем. Присутствие в дунитах Иовского тела реликтовых крупных зерен оливина и хромшпинелида, часто деформированных, пластически деформированные хромитовые жилки, пылевидные зерна хромшпинелида и их незакономерное положение в оливине, тонкозернистость дунитов, отличная от структур протодунитов и характерная полиэдрическая (гранобластовая) структура этих дунитов свидетельствуют, что эти дуниты развивались по постмагматически-перекристаллизованным дунитам в результате их милонитизации и рекристаллизации. Приуроченность их к контактам с габбровыми интрузиями позволяет связать процесс милонитизации и рекристаллизации с внедрением габбро-норитов, вызвавших механическое перемещение ранее образовавшихся дунитов, сопровождавшееся их деформацией, милонитизацией и рекристаллизацией при достаточно высоких температурах и давлениях. Рекристаллизованные дуниты второго типа имеют массовое развитие, образовались по постмагматически перекристаллизованным дунитам после интрузии габброидов, но до массовой серпентинизации. В согласии с экспериментами по перекристаллизации кальцита можно предполагать, что образование этого типа дунитов обусловлено релаксацией возникающих при повышенном давлении и температуре дислокаций [315]. Генезис дунитов этого типа можно связать с динамотермальным метаморфизмом при герцинском диастрофизме, сопровождавшимся наложенной серпентинизацией. Установленная [457] корреляция серпентинизации с размером индивидов оливина подтверждает этот вывод. Процесс происходил при относительно низких температурах (< 400 °С) и давлениях [190].

4.3. ХРОМИТОВЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ В ДУНИТАХ

Хромиты были встречены в виде обломков в платиновых россыпях сразу же после их открытия [69, 500], они вырабатывались старателями, но первое коренное месторождение стало известно научному миру в Нижнетагильском массиве лишь в 1892 г. [224]. После этого последовала серия многочисленных открытий в Нижнетагильском массиве [84, 87, 131, 135], в результате чего к 1909 г. было открыто 9, к 1922 г. — 1507, к 1950 г. — около 1600 гнезд, жил и шлиров хромитов. Описание морфологии, размеров, взаимоотношений с дунитами и соображения о генезисе изложены в работах А. Н. Заварицкого [131, 135], Н. К. Высоцкого [84, 87], Л. Дюпарка [103], А. Г. Бетехтина [22, 23, 26, 27], А. А. Переляева, С. А. Маханова, С. А. Кашина с сотр. [237, 343] и автора [153, 163, 164, 170].

Типы хромитовых концентраций

История изучения и типизации хромитовых концентраций ограничивается Нижнетагильским массивом. После чисто морфологического разделения их на гнезда и шлиры [84, 131, 135] А. Н. Заварицким [135] были

выделены эпигенетические тела хромитов, выполнившие полости, А. Г. Бетехтиным [22] описаны текстуры хромитовых тел. С. А. Кашин [237] выделял шлиры "седого" хромита, шлиры с резкими границами и жилки сливного хромита, Л. В. Разин [343] — сегрегации, шлиры и жилки, образовавшиеся в период жидкого состояния магмы, позднемагматические образования в трещинах материнских пород в период вязкого состояния магмы и сегрегации, приуроченные к позднемагматическим трещинам в твердой породе.

В настоящее время нами [157, 518] выделяются хромитовые концентрации, связанные с перекристаллизованными дунитами, с ультрамафическими пегматитами и пироксенитовыми жилами. Среди первых мы выделяем тонкие линейные жилки в мелко- и тонкозернистых дунитах, платиноносные хромитовые жилы, шлиры, струи и гнездообразные скопления в перекристаллизованных дунитах, жилы выполнения и цемент дунитовых или бронзититовых брекчий и микрошлиры в крупнозернистых дунитах.

Плоские линейные жилки мощностью до 1 см и длиной до первых метров — редко-, средне- и густовкрапленные, реже сплошные (табл. VIII, рис. 1, 2), сложены мелкозернистым гипидиоморфнозернистым субферриалюмохромитом и ферриалюмохромитом.

Хромитовые жилы, "шлиры", струи и гнезда наиболее распространены (табл. VIII, рис. 2). Гнезда и "шлиры" окружены оторочкой крупнозернистого или среднезернистого дунита. В зависимости от морфологии выделяются струи и системы струй (например, бывшая Господская шахта), прослеженные до глубины 180 м при поперечнике до 5—7 м [135]. Простирание 360 жил Нижнетагильского массива, по А. П. Переляеву, субмеридиональное, падение восточное [341]. Для изометричных тел характерны изометричные, для вытянутых — вытянутые обломки дунитов (табл. IX, рис. 1).

Хромитовые жилы выполнения полостей, цемента дунитовых и бронзититовых брекчий и жилы сливных хромитов сравнительно редки и наблюдаются за пределами хромитовых гнезд. Наиболее типичные жилы до 1 м в поперечнике встречены в отвалах Старого карьера, в копи по Крутенькому логу и в Энстатитовой копи Нижнетагильского массива, в Каменушинском массиве и Иовском теле. Хромититы сплошные или густовкрапленные, среднезернистые с полиэдрической структурой. Для них характерны угловатые, реже округлые обломки дунитов или бронзититов, лишь иногда со слабой хромитизацией по периферии. Хромитовые микрошлиры в крупнозернистых дунитах образуют неправильные скопления до 20 см с постепенными переходами в дуниты.

Минеральный и химический состав хромитовых концентраций

В хромитовых сегрегациях можно выделять первичные минеральные ассоциации и наложенные, связанные с воздействием пегматитов, серпентинизацией и гипергенезом. К минералам первичных ассоциаций относятся хромшпинелид, оливин и платиноиды.

Хромшпинелид наблюдается в количестве 3—100%, в зернах от 0,1—0,2 мм в тонких жилках и в зонах хромитизации дунитовых обломков, до 2—4 мм в сливных жилках, 5 мм в крупнозернистых шлирах и 3—6 см в метасоматических жилках. Рудный хромшпинелид отличается от акцессорного отсутствием четкого идиоморфизма (табл. IX, рис. 2). В крупных

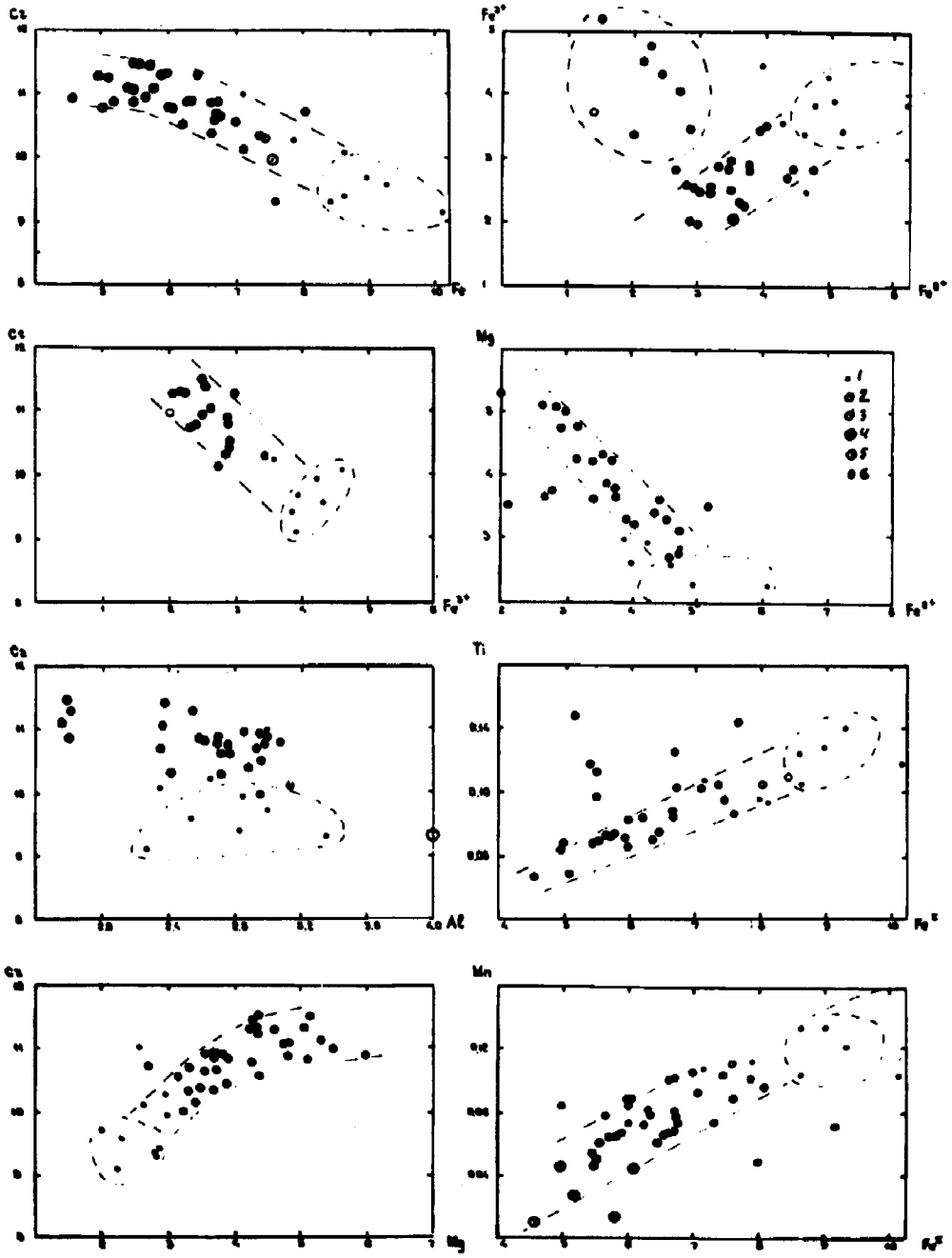


Рис. 67. Вариации состава акцессорных и рудных хромшпинелидов Нижнетагильского массива (в атомах на элементарную ячейку):

1 — из протодунитов; *2* — дунитов мелкозернистых; *3* — среднезернистых; *4* — крупнозернистых; *5* — тонких хромитовых жилок; *6* — средне- и густовкрапленных хромитовых жил

индивидах хромшпинелида наблюдаются редкие включения оливина, платиноидов и сульфидов [15, 22, 26, 236]. Состав хромшпинелидов изменяется от тонких жилок к густовкрапленным и сливным, обогащаясь хромом, магнием и никелем и обедняясь Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti и Mn (рис. 67; табл. 17). Параметры элементарной ячейки рудных хромшпинелидов подчиняются тем же закономерностям, что и в акцессорных хромшпинелидах из дунитов.

Оливин в рудных концентрациях наблюдается в интерстициях, реликтах, обломках и в виде мелких включений в хромшпинелиде, представленных округлыми или удлиненными индивидами до 0,2 мм, иногда с кристаллографической огранкой. Состав его $Fa_{7,4}$—$Fa_{14,7}$, в среднем $Fa_{11,8}$ [218] (табл. 18).

Платиноиды в хромшпинелидах КЗУМ изучались Н. К. Высоцким, А. Г. Бетехтиным, С. С. Боришанской, А. Д. Генкиным, В. Д. Бегизовым, Н. С. Рудашевским, автором и др. [15, 22, 82, 87, 88, 169, 203, 361, 363]. Среди платиноидов выделяется две генерации — микровключения в хромшпинелиде и интерстициальные выделения между зернами хромшпинелида.

Микровключения по данным исследования в хромитовых жилах Северного Уктусского массива [207] представлены зернами размером до 10—20 мкм неправильной округлой или кристаллографической формы и сложены осмиридом, иридосмином, ирарсеитом, осмием, платинистым осмиридом, лауритом, эрлихманитом, фазой состава OsIrSbS, реже изоферроплатиной, никелистой медью, брейтгауптитом и минералом состава FeS. Среди микровключений преобладают минералы осмия, иридия и рутения.

В интерстициальных выделениях платиноиды образуют ксеноморфные зерна, крючковатые зерна и агрегаты, ситовидные сростки и агрегаты до 4,5 см в поперечнике и весом до 427 г (размер самородков, добытых из коренных жил). В делювиальных и аллювиальных россыпях наблюдались самородки весом до нескольких килограммов. Среди интерстициальных россыпеобразующих платиноидов выделяются несколько парагенезисов — парагенезис первичных платиноидов, представленный в основном сложными соединениями платины, осмия и иридия (протоплатина) в ассоциации с осмиридом, рутеносмиридом, осмием и лауритом, затем продукты стадийного распада протоплатины на изоферроплатину и кварц, осмирид, тетраферроплатину, медистую платину (туламинит) и др. и продуктов воздействия серпентинизации на платиновые минералы, представленные туламинитом, ферроплатиной, родплюмситом и др. Общее число платиновых минералов составляет несколько десятков [207, 209, 237]. Изоферроплатина из хромитовых жил содержит меньше иридия, чем изоферроплатина из перекристаллизованных дунитов (рис. 68), однако для нее характерно отклонение от прямой Pt—Ir, что может быть обусловлено частыми случаями распада твердого раствора (табл. 19).

Химический состав хромититов из-за колебания содержания хромшпинелида и оливина, а также изменчивости состава хромшпинелида, малоинформативен и отражает только присутствие силикатных примесей и состав ассоциирующего хромшпинелида (табл. 20, 21).

Геологическое положение хромитовых концентраций

К. К. Матвеев в 1922 г. обратил внимание, что хромитовые скопления образуют обособленные жильные поля. По Н. К. Высоцкому [87], положение сегрегаций хромита в Нижнетагильском массиве спорадично и прихотливо и ждать здесь особых правильностей нет основания. А. Н. Заварицкий [135] заметил их локализацию в зоне, очертания которой

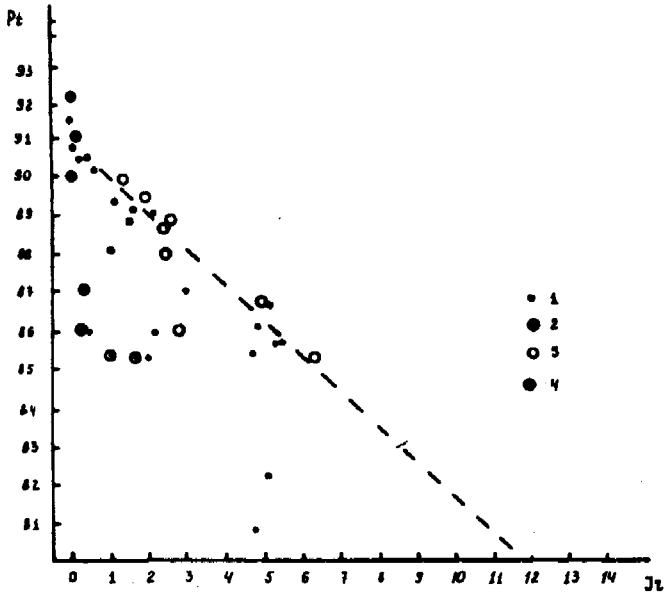


Рис. 68. Состав изоферроплатины (мас.%):
1 — из хромитовых жил [84]; *2* — то же — твердых продуктов распада тетраферроплатины [363]; *3* — перекристаллизованных дунитов [209]; *4* — "клинопироксенитов" [87]

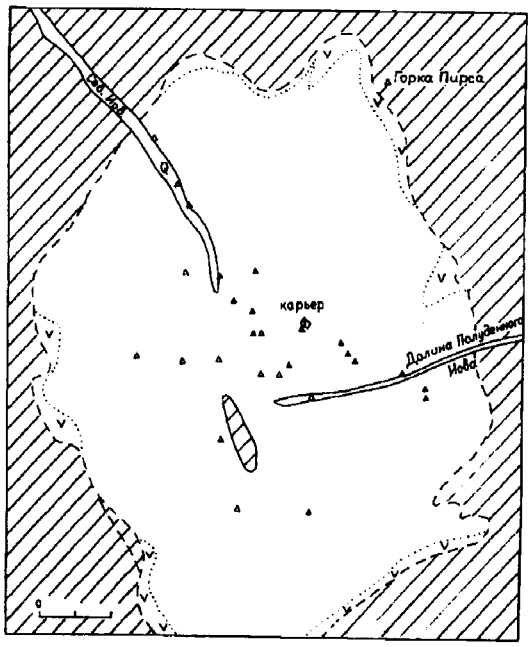
следуют концентрическим границам массива. По С. А. Кашину [237], богатая вкрапленность хромитов, а также шлиры в пределах Александровского лога часто приурочиваются к крупнозернистым фациям дунитов, и эти участки вытягиваются в виде полос северо-северо-восточного, северо-восточного и северо-западного направлений.

Наши исследования показали, что все хромитовые концентрации приурочены к зонам развития перекристаллизованных дунитов в центральных частях массивов [163, 219], тогда как в неперекристаллизованных наблюдаются лишь редкие тонкие жилки. Размеры и количество хромитовых жил увеличивается от небольших и слабо эродированных массивов к крупным и глубоко эродированным. В небольших выходах протодунитов среди клинопироксенитов какие-либо хромитовые концентрации отсутствуют. В более крупных дунитовых телах до 1—2 км в поперечнике присутствуют небольшие, но достаточно многочисленные (до 30—50) жилы и шлиры хромита, образующие небольшие участки в центральных частях тел, в поле развития мелкозернистых дунитов (рис. 69). В дунитовых массивах размером 2 × 5 км типа Каменушинского, Светлоборского или Желтой сопки закартированы многочисленные жилки хромита, приуроченные к мелкозернистым дунитам либо к зоне перехода от мелко- к среднезернистым дунитам (рис. 70). Наконец, в крупных дунитовых массивах (типа Нижнетагильского) основная масса хромитовых жил находится в южной, наиболее широкой и эродированной половине массива. В северной половине с преобладанием протодунитов хромитовые жилки единичны. В южной части массива подавляющая часть хромитовых жил приурочена к периферии зоны перекристаллизованных дунитов. При этом хромитовые жилы образуют скопления в виде почти замкнутого кольца и две дуги за пределами этой зоны, но также по периферии зон перекристаллизации (рис. 71). В центральной части кольца, сложенного средне- и крупнозернистыми дунитами, хромитовые жилы единичны. На крупномасштабных картах такие зависимости сохраняются, но становятся более расплывчатыми (рис. 72, 73).

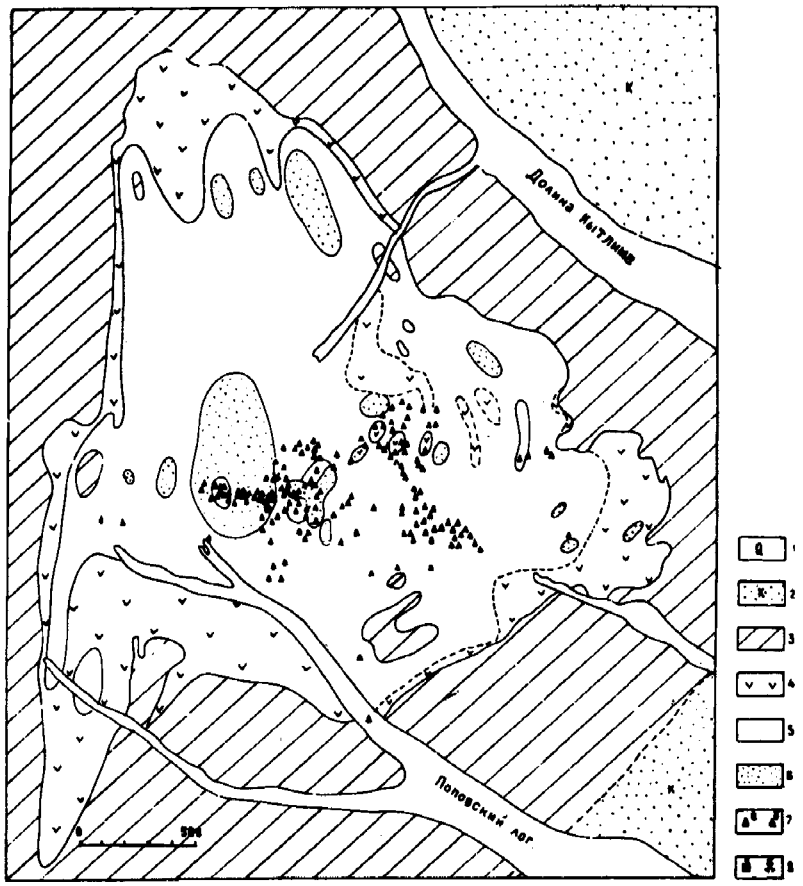
Положение различных типов хромитовых концентраций в пределах дунитового ядра также вполне закономерное. Тонкие линейные жилки располагаются в поле протодунитов за пределами зон перекристаллизации или по их периферии, крупные шлиры и струи — в зоне мелкозернистых

дунитов, а сливные жилы и цементные руды приурочены к периферическим частям полей перекристаллизованных дунитов. В объеме массива в протодунитах кровли располагаются тонкие линейные жилки, под которыми в мелкозернистых дунитах встречаются мелкие вкрапленные жилки, ниже — хромитовые гнезда и шлиры и еще ниже — зоны средне- и крупнозернистых дунитов, не содержащих хромитовых жил. Таким образом, основная масса хромитовых жил оказывается приуроченной к периферической зоне фронта перекристаллизации дунитов, т. е. к их кровле. Однако конкретное расположение шлиров и гнезд более сложно и отличается пилообразным характером, отражающим положение зон трещинообразования. Можно предполагать, что концентрические зоны локализации шлиров фиксируют какие-то ослабленные зоны, по которым происходит перекристаллизация дунитов (рис. 74, 75), ибо образование таких зон невозможно объяснить влиянием наложенной тектоники. Не исключено, что образование концентрических зон обусловлено внутренними причинами, возможно, сокращением объема дунитов (усадкой или контракцией) после кристаллизации расплава или перекристаллизации дунитов. Вероятно, что именно появление полостей стимулировало сброс хромитового вещества вследствие местной декомпрессии.

Зональность в расположении хромитовых жил конформна с внутренней структурой массивов и положением пироксенитовой оболочки. Не наблюдается зависимости положения хромитовых жил от присутствия или пространственного положения габбро или каких-либо других пород.



а



б

Рис. 69. Локализация хромитовых жил в Иовском *(а)* и Юдинском *(б)* телах Конжаковского и Косьвинского массивов:

а: *1* — аллювий; *2* — клино- и ортопироксениты; *3* — верлиты и гарцбургиты; *4* — протодуниты и мелкозернистые дуниты; *5* — среднезернистые дуниты; *6* — хромитовые жилы "сливные" (а) и густовкрапленные (б); *7* — карьер; *б*: *1* — аллювий и выработанные лога; *2* — кытлымиты; *3* — клинопироксениты; *4* — протодуниты; *5* — дуниты мелкозернистые; *6* — среднезернистые; *7* — хромитовые жилы (а) и жилки (б); *8* — бывшая разведочная шахта (а) и Бутыринская копь (б)

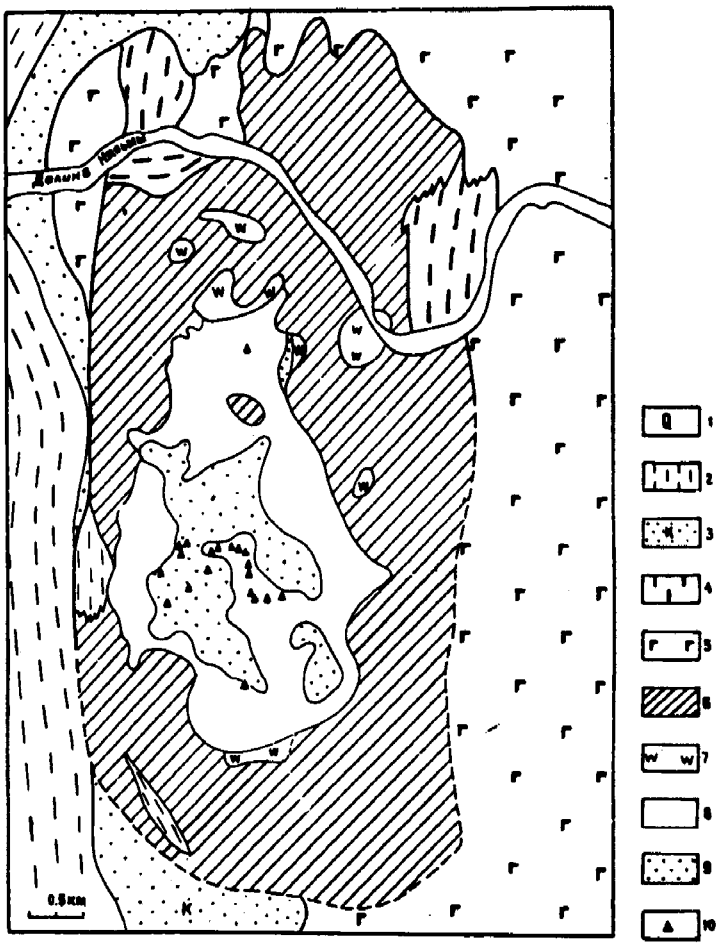
Максимальное количество хромитовых жил известно в Нижнетагильском массиве, удаленном от подводящего канала, но в аналогичных Вересовоборском и Светлоборском массивах такие жилы более редки. В этих случаях сбрасывание хромитового вещества в процессе перекристаллизации могло происходить не в трещинах, а в широкой зоне фронта перекристаллизации. Возможно, именно этим обусловлена сравнительная редкость хромитовых жил в таких заметно эродированных дунитовых массивах, как Светлоборский, Вересовоборский и Каменушинский.

Взаимоотношения хромитовых жил с дунитами и пироксенитами

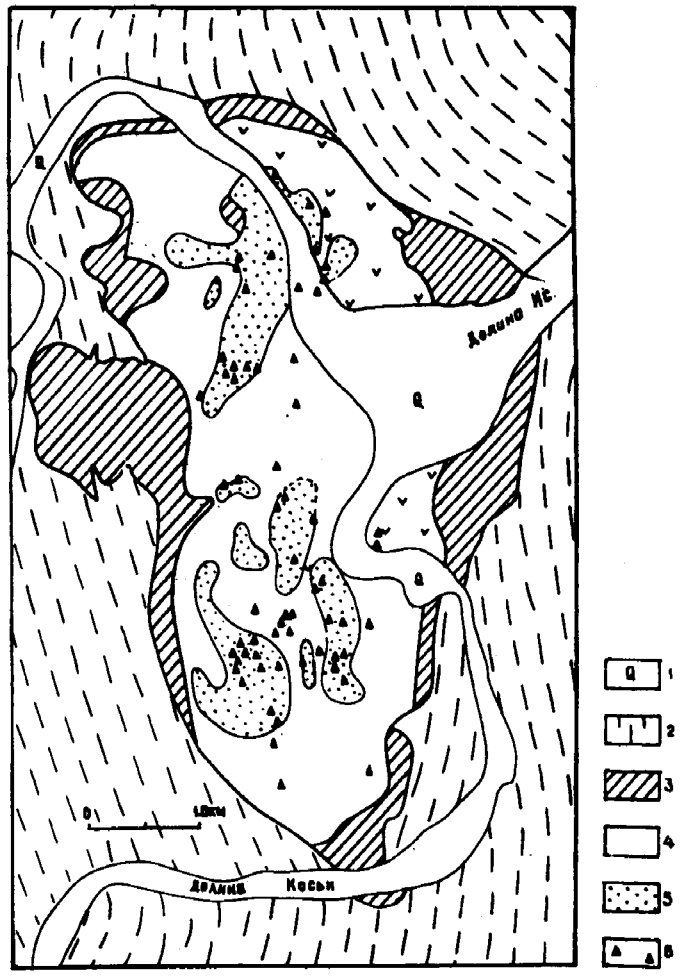
А. Иностранцев [224] отметил резкие и постепенные переходы между дунитами и хромититами. Противоречивые взаимоотношения — секущие

жилки хромита в дунитах и тонкие жилки дунита в хромититах, по А. Н. Заварицкому [135], свидетельствуют, что хромит начал отлагаться в поздние моменты кристаллизации дунитовой магмы и продолжал кристаллизоваться сразу же после затвердевания без привноса вещества извне. Автором [163, 219] показано эпигенетическое положение всех типов хромитовых концентраций и их тесная связь с перекристаллизованными дунитами. В связи с этим рассмотрим взаимоотношения разных типов хромитовых сегрегаций с дунитами.

Между линейными жилками и дунитами наблюдаются нерезкие контакты с постепенными переходами в интервале до 1 см. Вокруг шлиров и струй в мелко- и среднезернистых дунитах такие явления не наблюдаются, вероятно, вследствие широкого развития ореола перекристаллизации. При этом вокруг жил, сложенных среднезернистыми хромшпинелидами, наблюдаются оторочки средне- и редковкрапленного мелкозернистого хромшпинелида, образующего ореол до первых сантиметров шириной с постепенным уменьшением вкрапленности в сторону от контакта. Наиболее интересны взаимоотношения в цементных рудах, содержащих обломки вмещающего дунита, которые



а



б

Рис. 70. Локализация хромитовых жил в Каменушинском *(а)* и Светлоборском *(б)* массивах: *а*: *1* — аллювий; *2* — зеленые сланцы; *3* — кытлымиты; *4* — конжакиты; *5* — габброиды; *6* — клинопироксениты; *7* — верлиты; *8* — протодуниты и мелкозернистые дуниты; *9* — среднезернистые дуниты; *10* — хромитовые жилы и жилки; *б*: *1* — аллювий; *2* — зеленые сланцы и кытлымиты; *3* — клинопироксениты и горнблендиты; *4* — протодуниты и мелкозернистые дуниты; *5* — среднезернистые дуниты; *6* — хромитовые жилы

могут быть практически не изменены, содержать по периферии редкую вкрапленность мелкозернистого хромшпинелида или его густую вкрапленность, что приводит иногда к полному замещению обломков и сохранению лишь теневых обломочных текстур, различимых только по развитию сплошного среднезернистого хромшпинелида в цементе между теневыми обломками. При этом между всеми типами жил наблюдаются самые постепенные переходы (рис. 75). Стратифицированность хромитовых жил позволяет сделать вывод, что в глубоко залегающих жилах хромитизация обломков максимальна, в жилах, расположенных ближе к кровле дунитов, она минимальна или отсутствует. Очевидно, во время заполнения полостей

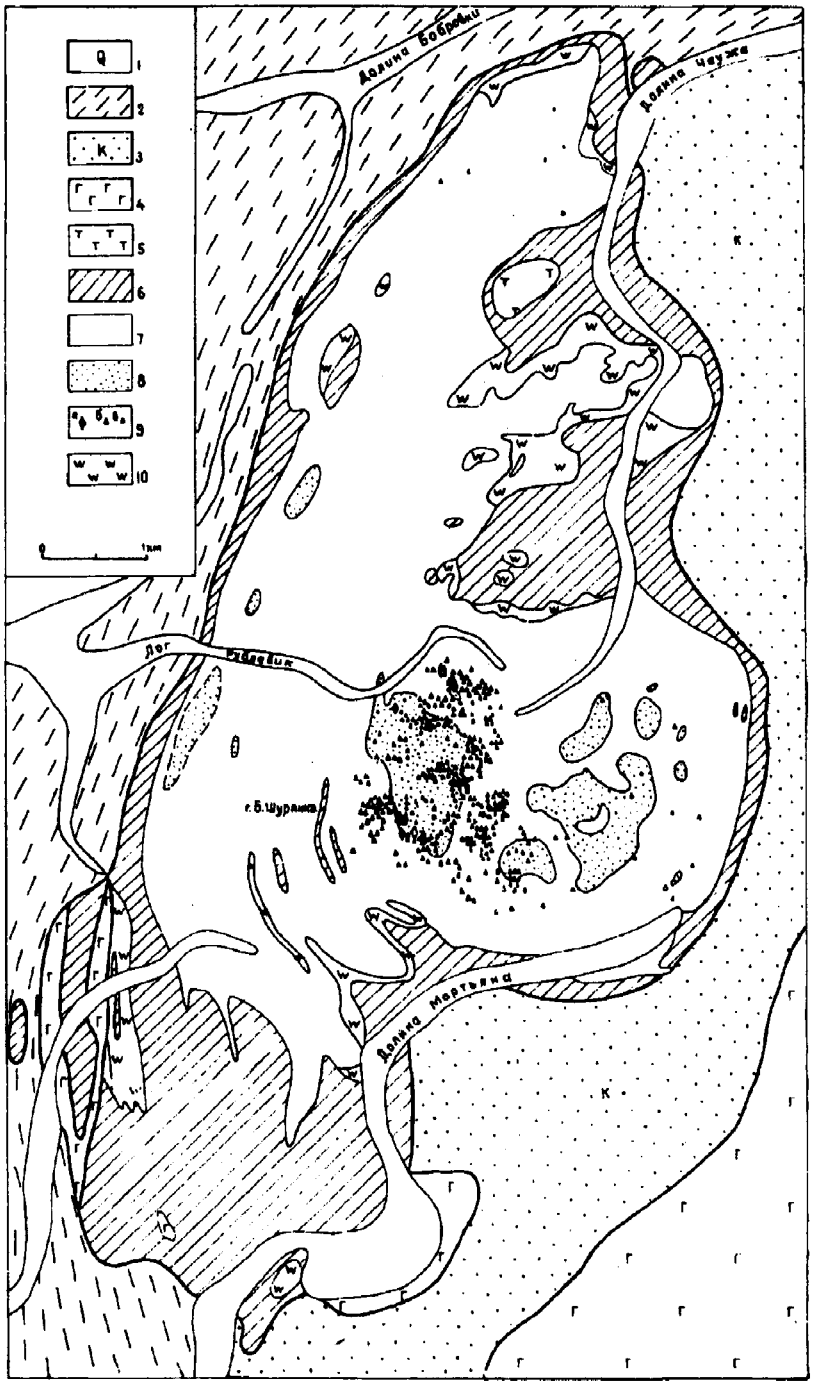


Рис. 71. Локализация хромитовых жил в Нижнетагильском массиве:

1 — аллювий; *2* — зеленые сланцы; *3* — кытлымиты; *4* — габброиды; *5* — тылаиты; *6* — клинопироксениты; *7* — протодуниты и мелкозернистые дуниты; *8* — дуниты средне- и крупнозернистые; *9* — хромитовые жилы крупные (а), средние и мелкие (б) и прожилки (в); *10* — верлиты

Рис. 72. Локализация хромитовых жил в центральной части Нижнетагильского массива:

1 — клинопироксениты и верлиты; *2* — протодуниты; *3* — дуниты мелкозернистые с пониженным содержанием хромшпинелида; *4* — дуниты мелкозернистые; *5* — среднезернистые; *6* — крупнозернистые; *7* — хромитоносные зоны и системы жил; *8* — хромитовые жилы; *9* — мелкие хромитовые жилы; *10* — микрошлиры крупнозернистого хромшпинелида; *11* — карьеры и отвалы; *12* — скважины

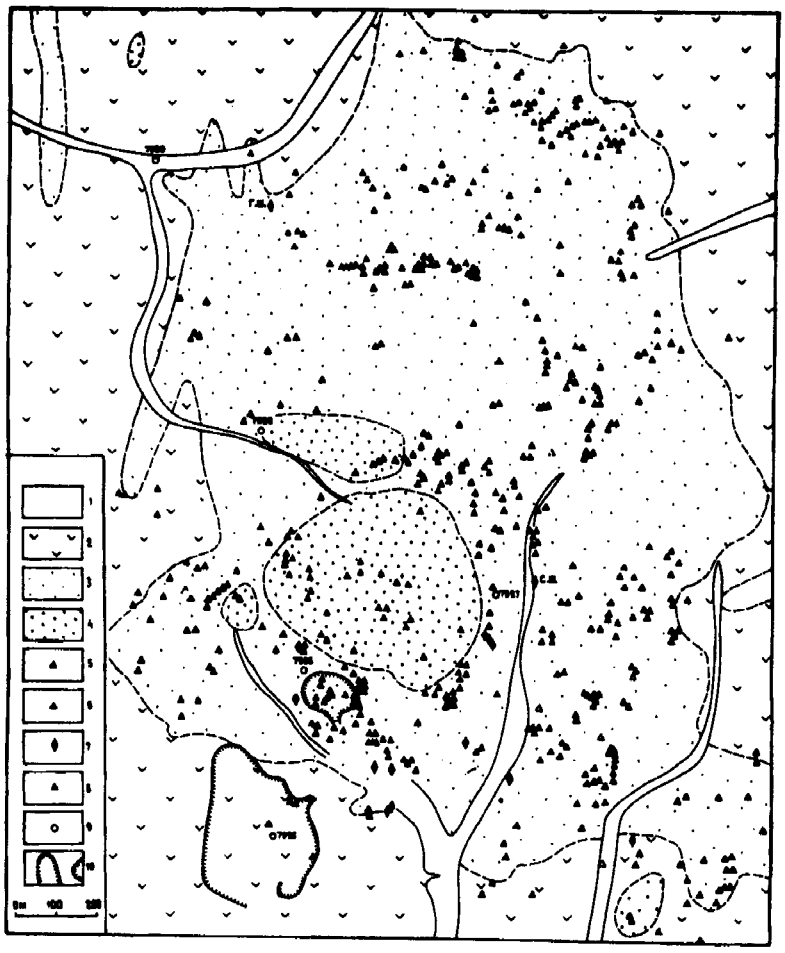


Рис. 73. Локализация хромитовых жил в центральной части Нижнетагильского массива и их соотношение с перекристаллизованными дунитами:

1 — аллювий; *2* — протодуниты; *3* — дуниты мелко- и среднезернистые; *4* — крупнозернистые; *5* — мелкие хромитовые жилки; *6* — хромитовые жилы; *7* — крупные хромитовые жилы и системы жил; *8* — микрошлиры крупнозернистого хромшпинелида; *9* — скважины; *10* — карьеры и отвалы

хромитовым веществом происходила метасоматическая хромитизация вмещающих дунитов с уменьшением интенсивности процесса вверх вследствие понижения температуры процесса и степени прогретости вмещающих пород.

Вопрос о непосредственной связи разных типов хромитовых концентраций с дунитами более сложен. Вокруг тонких хромитовых жилок дунит обычно перекристаллизован. В цементных рудах обломки мелкозернистого дунита не подвергаются перекристаллизации, хотя вокруг жил часты широкие зоны средне- и крупнозернистых дунитов. Более широко развита хромитизация обломков дунитов, варьирующая в широких пределах вплоть до образования теневых брекчиевых текстур [22].

В пироксенитах хромитовые концентрации очень редки. Н. К. Высоцкий [87] и А. Г. Бетехтин [22] упоминают сегрегации хроммагнетита, приуроченные к переходным зонам между дунитом и шлирами оливино-

Рис. 74. Идеализированная схема строения системы хромитовых жил:
1 — протодуниты; *2* — хромитовая вкрапленность и хромитизированные дунитовые брекчии; *3* — цементные хромитовые жилы; *4* — тонкие линейные хромитовые жилки; *5* — постмагматически-перекристаллизованные дуниты

вого клинопироксенита. В Энстатитовой копи Нижнетагильского массива нами встречены жилки и цемент в зонах дробления бронзитита, сложенные сливным и густовкрапленным хромшпинелидом. При этом энстатит в зоне контакта с хромитовыми жилками местами испытывает слабую хромитизацию без признаков перекристаллизации. Геологическое положение бронзититов неясно, скорее всего, это останец или теневой ксенолит пироксенитовой кровли [183]. Но в любом случае очевидно, что часть хромитовых жил формировалась уже после образования пироксенитовой оболочки.

Жильные образования в хромитовых сегрегациях

Из подобных образований известны дунитовые, хромандрадит-хлоритовые и пироксенитивые жилки. Дунитовые жилки указывались А. Г. Бетехтиным и А. Н. Заварицким в хромитах Нижнетагильского массива [135]. Жилки до 2 см мощностью содержат угловатые ксенолиты хромита и его отщепы (табл. X, рис. 2). Дунит мелкозернистый с неравномерным распределением хромшпинелида, более мелкозернистого, чем в руде. В Иовском теле состав оливина Fa_8, тогда как во вмещающем дуните $Fa_{6,5}$ [120]. Присутствие дунитовых жилок указывает, что в момент их образования хромитовые скопления были способны к хрупким деформациям.

Хлорит-уваровитые жилы в хромитах описывали [22, 87, 135]. А. Г. Бетехтин [24] отмечал в них хлориты, хромдиопсид, уваровит, изредка фуксит и хромвезувиан. Нами диагностированы хромовый андрадит, образующий скопления до 3 × 5 см, в ассоциации с хромсодержащим пеннином в кристаллах до 5 × 5 см (табл. 22). Аналогичные жилки развиты в Вересовоборском массиве по р. М. Простокишенка. Связь их с пневматолито-гидротермальной стадией становления хромитов [22, 24] маловероятна вследствие близости состава минералов и их спектра с таковым в ультрамафических пегматитах, с которыми мы их и связываем.

О природе серпентиновых оторочек вокруг хромитовых жил

Н. К. Высоцкий [83] первый обратил внимание на частое присутствие вокруг хромитовых жилок Нижнетагильского массива серпентиновых

каемок. А. Н. Заварицкий [135] и А. Г. Бетехтин [22] установили, что оторочки наблюдаются вокруг сплошных или густовкрапленных скоплений и не распространяются на вкрапленники. Тот факт, что оторочки наблюдаются в почти несерпентинизированных дунитах, свидетельствует, по их мнению, о том, что образование оторочек генетически связано с хромитами. Отсюда А. Г. Бетехтин [22] сделал вывод, что серпентиновые оторочки представляют эскудаты гидротермальных проявлений, сопровождавших хромитовые скопления. Аналогичное явление наблюдалось нами в Уктусском и Каменушинском массивах, а также во многих альпинотипных месторождениях хромита, в том числе Алапаевских и Кемпирсайских. Ширина оторочек сплошного серпентинита достигает 1—2 см. Очень хорошо они видны на частично выветрелой поверхности (табл. X, рис. 1). В то же время в несерпентинизированных дунитах Иовского тела и Нижнетагильского массива они отсутствуют. Интенсивный катаклаз хромшпинелида на контакте с оторочками показывает, что серпентинизации подвергались наиболее раздробленные участки дунита, а идентичность состава и структуры серпентинита из оторочек таковому в серпентинизированных дунитах свидетельствует, что серпентинитовые оторочки образовались в результате массовой лизардитовой серпентинизации дунита. Повышенная серпентинизация приконтактовых зон обусловлена их трещиноватостью, максимальной на контакте пород разной механической прочности, что способствовало активному проникновению серпентинизирующих агентов и более интенсивной серпентинизации этих зон. Таким образом, серпентиновые оторочки вокруг хромитовых сегрегаций имеют наложенный характер и генетически не связаны с образованием этих сегрегаций.

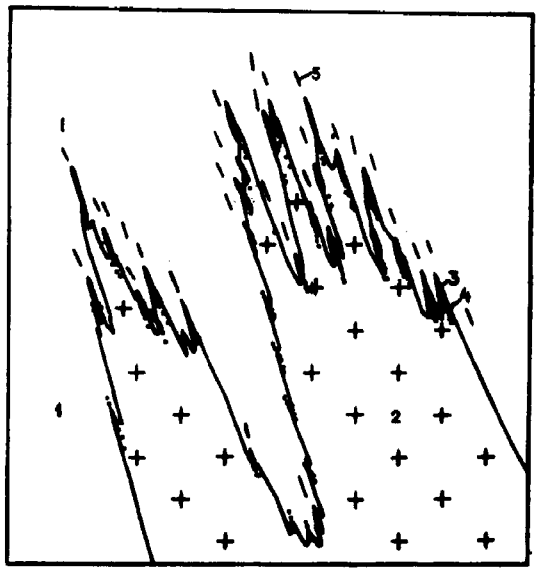


Рис. 75. Предполагаемая схема связи хромитовых жил с постмагматически-перекристаллизованными дунитами:
1 — протодуниты; *2* — постмагматически-перекристаллизованные дуниты; *3* — хромитовые жилы; *4* — хромитизированные брекчированные дуниты; *5* — тонкие линейные хромитовые жилки

О природе полых трещин в хромитовых сегрегациях

Н. К. Высоцкий [85] первый обратил внимание на существование трещин, разбивающих хромитовые жилы в поперечном направлении и выполненных вторичными минералами. А. Н. Заварицкий [135] описал поперечные полые трещины в Господской шахте шириной до 2 мм, "очень похожие на контракционные", которые в верхних горизонтах месторождения заполнены вторичными карбонатами и серпентином. А. Г. Бетехтин [22, 23, 26] установил, что трещины остаются полыми в несерпентинизированных дунитах, заполнены "аморфным серпентином и

карбонатом" в серпентинизированных дунитах, располагаются более или менее параллельно друг другу и обычно не выходят за пределы "рудной массы". Он считал, что полости "возникли в результате сокращения объема рекристаллизовавшейся рудной жидкости, занявшей пространство в твердой среде" [23, с. 127].

Существование полых или выполненных белым землистым повлен-хризотилом (но не карбонатами! — *О. И.*) трещин — широко распространенное явление на многих массивах, особенно Нижнетагильском и Уктусском. Трещины располагаются близперпендикулярно или наклонно к контактам густовкрапленных или сплошных жил. При этом общее залегание их наклонное, субгоризонтальное (рис. 76) или радиальное (см. рис. 6 в работе [26]). Ширина трещин 1—2, редко 3—5 мм, расстояние между ними до 1—1,5 см. Форма трещин линзовидная, более широкая в середине и сужающаяся к краям. Трещины редко выходят за пределы жилки. Характерно повышенное дробление и милонитизация контактов хромитовых жил с полостями. В несерпентинизированных дунитах Нижнетагильского массива трещины пологие, особенно на глубинах более 500 м. Вторичные минералы в трещинах — повлен-хризотил, ферробрусит и др. развиваются только в серпентинизированных участках массива. Аналогичные полые трещины наблюдались и в минералах ультрамафических пегматитов Нижнетагильского массива, например, в хромандрадите, хромдиопсиде и хризотиловых псевдоморфозах по оливину, а также в пироксенитовых жилках в дуните. Очевидно, все эти явления одного порядка и не связаны с образованием хромитовых сегрегаций. Наиболее вероятно их образование в стадии, предшествующей или синхронной с серпентинизацией в результате тектонического перемещения массива ("прокатки"), приведшего к будинажу хрупких непластичных агрегатов минералов и образованию трещин разрыва поперек растяжения. Ширина и количество трещин в жилах из разных частей массива позволяют оценить такое растяжение в 5—15 м на 100 м ширины массива. Таким образом, нет оснований говорить о возможной контракции рудного вещества.

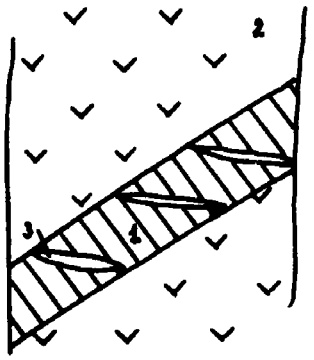


Рис. 76. Схема расположения "контракционных трещин" в прожилке хромитита в дунитах Нижнетагильского массива, скв. 7529, гл. 440 м (натуральная величина):
1 — хромитовая жила; *2* — дунит; *3* — полые трещины

О генезисе и условиях образования хромитовых сегрегаций

Хромитовое оруденение КЗУМ вначале традиционно считалось ортомагматическим [85, 102]. А. Н. Заварицкий [135], основываясь на форме хромитовых тел и пересечении их жилками дунита, пришел к выводу о выделении хромита в поздние моменты кристаллизации дунитовой магмы, до ее окончательного застывания. А. Г. Бетехтин [23, 26, 27] полагал, что выделение хромита происходило в позднемагматический период, ближе к пневматолитовой фазе. С. А. Кашин и др. [237], считая хромитовые концентрации Нижнетагильского массива магматическими, отмечали ста-

дию образования жильного хромита. Л. В. Разин [343] выделял хромитовые сегрегации, образовавшиеся в стадии расплавленного, вязкого, пластичного и твердого состояния дунита. По нашим данным [219], все хромитовые концентрации образовались в постмагматический этап и тесно связаны с перекристаллизованными дунитами.

Кроме геологических доказательств, в пользу магматического происхождения хромитовых жил приводились ссылки на полиэдрически-зернистую структуру "платины" и продукты распада в ней, аналогичные структурам типичных сплавов [85]. Однако явный ксеноморфизм платины к хромшпинелиду и эпигенетическое образование хромитовых жил по отношению к дуниту показывают, что полиэдрическая структура протоплатины может иметь и другой механизм образования, а не только кристаллизацию из расплава. Аналогичные полиэдрические структуры и продукты распада в настоящее время установлены во всех генетических типах образований в минералах переменного состава (хромиты, магнетит, оливин и т. д.).

Эпигенетическое к дунитам положение хромитовых жил, приуроченность их к перекристаллизованным дунитам и закономерное положение в центральных частях дунитовых ядер на фронте перекристаллизации однозначно свидетельствуют о их постмагматическом образовании, что подтверждается морфологией рудных тел, текстурами и структурами хромититов и размерностями зерен хромшпинелида, резко отличных от таковых в заведомо ортомагматических расслоенных интрузиях [153, 379, 399]. Это подтверждает и состав рудных хромшпинелидов, закономерно продолжающий тренды состава хромшпинелидов из постмагматически-перекристаллизованных дунитов и образующих с ними единый эволюционный ряд (см. рис. 67). Зональное расположение разных типов хромитовых жил, их тесная связь с перекристаллизованными дунитами, постепенное уменьшение степени их развития от фронта перекристаллизованных дунитов к периферии дунитового ядра показывают, что ход процесса хромитообразования идет от внутренних частей массива к периферии, т. е. связан с естественным ходом становления КЗУМ, а не обусловлен наложенными процессами.

Таким образом, рудные сегрегации сопровождают перекристаллизованные дуниты и образовались в результате перемещения хромитового вещества в верхние части фронта перекристаллизации и сброса его в ослабленных участках и полостях в результате декомпрессии и резкого уменьшения растворимости хромитового вещества во флюидах. В тех случаях, когда тектонизация массива была незначительна или отсутствовала, могло происходить обогащение фронта перекристаллизации акцессорным хромитом без образования рудных тел. Эпигенетическое положение жил и их связь с перекристаллизацией лимитируют размеры жил энергетическими возможностями самих КЗУМ.

Условия образования хромитовых концентраций должны быть близки таковым постмагматически-перекристаллизованных дунитов. Температуры кристаллизации, по крайней мере их верхние пределы, должны совпадать (1600—1400 °С), тогда как нижний предел в хромититах будет много выше, так как в них не встречено сингенетичных низкотемпературных минералов. По оценкам, основанным на анализе фазовых диаграмм системы Pt—Os, температуры распада изоферроплатина — осмий 1400—1500 °С, а в системе Pt—Ir распад изоферроплатина — платинистый осмирид ниже 1000 °С [358, 359]. Его же расчеты по оливин-хромитовому геотермометру Фабриеса дали 680 °С. Следует, однако, учитывать, что все температуры

ниже 1000 °С фиксируют пока только температуры процессов, следующих после кристаллизации хромшпинелидов и протоплатины — температуры распада протоплатиноидов. Участие флюида при формировании жил представляется очевидным, однако прямых признаков его присутствия пока не обнаружено, за исключением указаний о присутствии газовых включений в изоферроплатине [82]. Гипабиссальные глубины кристаллизации хромитов обосновываются ниже.

4.4. УЛЬТРАМАФИЧЕСКИЕ ПЕГМАТИТЫ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С ДУНИТАМИ

Под ультрамафическими пегматитами нами понимаются грубозернистые породы с размерностями индивидов минералов более 1—2 см. Кроме ультрамафических пегматитов, генетически связанных с дунитами, установлены пегматиты, связанные с клинопироксенитами оболочки и габброидами, рассматриваемые в соответствующих разделах. Г. М. Виноградская [68] первая выделила и описала дунит-пегматиты как самостоятельную минеральную ассоциацию в Нижнетагильском и Вересовоборском массивах. Н. М. Успенский [398] дополнил ее данные, а автор установил широкое распространение их в КЗУМ Урала и обнаружил новые, ранее неизвестные типы [177, 178].

Типы ультрамафических пегматитов и их состав

Кроме ранее известных дунит-пегматитов нами выделены дунит-пегматиты с акцессорными силикатами, с офитовыми миаролами и камерные ультрамафические пегматиты. Более редки жилы пироксенит- и верлит-пегматитов.

Дунит-пегматиты широко распространены в Нижнетагильском, Вересовоборском массивах и массиве Желтой сопки, образуют изометрические или вытянутые тела до десятка метров в поперечнике и длиной до сотен метров, сложенные однородным грубозернистым оливином Fa_7—Fa_{12} и железистым ферроалюмохромитом в индивидах до 3 см. Контакт с вмещающими дунитами постепенный, через крупнозернистые разности, в Желтой сопке резкий с образованием хромитовой оторочки и сегрегациями хромита внутри дунит-пегматита (табл. XI, рис. 1). Химический состав дунит-пегматитов близок к составу крупнозернистых дунитов соответствующего массива (табл. 23).

Дунит-пегматиты с акцессорными силикатами отличаются присутствием хромдиопсида, хромандрадита и хромпеннина в интерстициях оливина. Дунит-пегматиты с хромдиопсидом слагают участки среди дунит-пегматитов Нижнетагильского массива и Иовского тела. Хромдиопсид наблюдался в выделениях до 2 × 1 см в массе оливина или в интерстициях. Пегматиты с хромандрадитом нередки в центральном пегматитовом поле Нижнетагильского массива. Хромандрадит развит в кристаллах до n мм, наросших на друзовый агрегат оливина, или в сплошных массах до 2 × 3 × 1 см в интерстициях оливина. Пегматиты с пеннином установлены в Нижнетагильском массиве и массиве Гладкой сопки по периферии крупных пегматитовых полей и в виде самостоятельных жил. Состав их почти не отличается от состава дунит-пегматитов.

Дунит-пегматиты с миаролами описаны Г. М. Виноградской [68] в Старом дунитовом карьере Нижнетагильского массива, затем найдены во

многих местах на водоразделе Александровского и Крутого логов. Г. М. Виноградская, имевшая возможность изучать пегматиты этого типа в момент разработки карьера, пишет, что пегматитовые жилы наблюдались в виде нескольких вертикальных полос шириной до 2 м с миаролами, расположеннымии цепочкой в осевой части жилы (рис. 77). Форма миарол изометрическая или прихотливо угловатая до 3—5 см в поперечнике, либо в виде вытянутых тонких жилок до 20 см длиной, местами заканчивающихся рассеянной вкрапленностью хромовых силикатов. Миаролы — замкнутые или жилообразные сложены хризотиловым офитом и хромовыми силикатами. В периферической части миарол нередок мелкодрузовый агрегат оливина, на который нарастают хромдиопсид, хромандрадит и хромпеннин, а центральная часть выполнена офитом. Иногда между пеннином и офитом кристаллизуется хизлевудит и пентландит. Отсутствие изменений оливина на контакте с офитом указывает на равновесность кристаллизации обоих минералов.

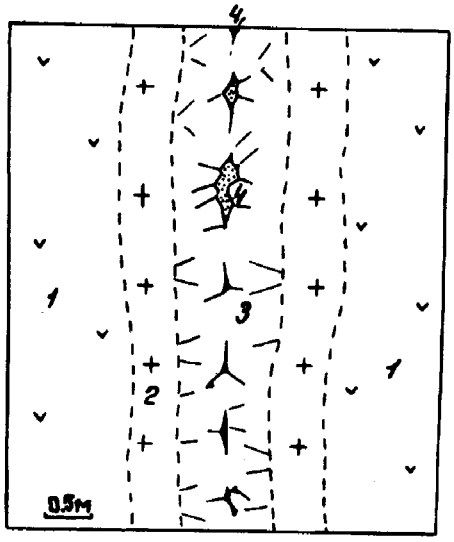


Рис. 77. Схема строения дунит-пегматитовой жилы с мелкими миаролами:
1 — дунит; *2* — крупнозернистый перекристаллизованный дунит; *3* — грубозернистый агрегат оливина; *4* — офитовые миаролы

К камерным или дифференцированным пегматитам отнесены разности, отвечающие по составу миаролам, но имеющие крупные размеры, друзовые текстуры и расположенные изолированно от дунит-пегматитов. Подобные образования встречены нами в Нижнетагильском и Уктусском массивах.

Наиболее крупное тело камерных пегматитов найдено на западном склоне г. Ипатовой, близ восточного контакта массива среди протодунитов. Тело размерами 0,6 × 1,0 м асимметрично-зонального строения имеет резкие контакты с дунитом (рис. 78). На поверхности западного (нижнего) контакта располагается слой до 2 см густовкрапленного хромшпинелида, на который нарастают розетки и сферолиты пеннина до 2 см, реже его плоскоориентированные пластины до 10 см (табл. XI, рис. 2). Восточный верхний контакт жилы покрыт друзовой коркой

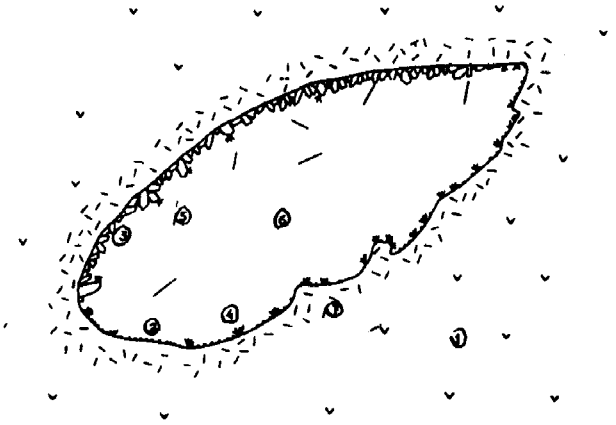


Рис. 78. Схема строения камерного ультрамафического пегматита Ипатовской жилы Нижнетагильского массива:
1 — протодунит; *2* — гравитационный слой хромшпинелида; *3* — друзовый агрегат оливина; *4* — пеннин хромсодержащий; *5* — антофиллит; *6* — офит; *7* — ореол хризотилизации дунита

оливина в кристаллах до 5 × 12 см, полностью замещенных хризотилом. Центральная часть жилы сложена антигоритизированным офитом с редкими игольчатыми псевдоморфозами по антофиллиту. Вмещающие дуниты на расстоянии до 10 см полностью хризотилизированы (табл. 24). Различная последовательность кристаллизации на контактах жилы, вероятно, обусловлена гравитационным расслоением флюида или отсадкой хромшпинелида. Хризотилизация оливина синхронизируется с хризотилизацией вмещающих дунитов, а серпентинизация антофиллита и антигоритизация офита — с термическим воздействием расположенной восточнее интрузии габброидов.

Состав ультрамафических пегматитов близок к составу вмещающих крупнозернистых дунитов, за исключением более железистых (9,5—10,2%) штубахитизированных дунит-пегматитов Вересововоборского массива. Присутствие акцессориев и офита вследствие наложенной серпентинизации не отражается на валовом составе пегматитов. Судя по минералогическому и химическому составу ультрамафических пегматитов, в них не наблюдается каких-либо компонентов, чуждых дунитам или присутствующих в них в аномально высоких количествах. Наиболее характерной особенностью пегматитов является высокое содержание H_2O, достигающее 10% и более в камерных пегматитах.

Минералогия ультрамафических пегматитов

Первичные минералы ультрамафических пегматитов представлены оливином, хромшпинелидом, офитом, меньше хромдиопсидом, хромандрадитом, хромпеннином, хризотил-асбестом и акцессорными — антофиллитом, магнетитом, платиноидами и сульфидами.

Оливин в дунит-пегматитах развит в виде изометрических или короткопризматических индивидов без огранки размером до 20 × 15 см, редко более, часто содержит тонкую вкрапленность хроммагнетита, а вблизи миарол — вростки хризотила и дендритные пластинки хроммагнетита. Состав оливина Желтой сопки $Fa_{7,2}$—Fa_{12}, Вересового Бора $Fa_{8,6}$—$Fa_{8,9}$, Нижнетагильского массива $Fa_{6,4}$—$Fa_{7,6}$ (табл. 25). В камерных пегматитах оливин наблюдается в виде друз и одиночных кристаллов, в мелких телах 2 см, в крупных до 10 × 12 × 5 см. Габитус кристаллов призматический и уплощенно-призматический с гранями ромбической призмы {110}, {120}, {130}, {101}, {021}, {112}, пинакоида {100}, {110}, {001} и ромбической дипирамиды {111}. Доминируют грани {110} и {010}. Характерно искажение, выражающееся в непропорциональном развитии отдельных граней (рис. 79; табл. XII, рис. 1) [215]. Оливин псевдоморфно замещается хризотил-асбестом [178, 215].

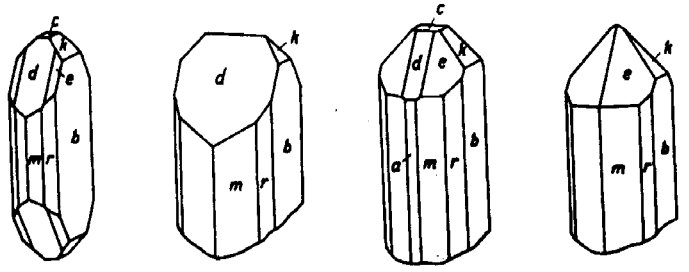


Рис. 79. Идеализированные кристаллы оливина из Ипатовской жилы Нижнетагильского массива [181, 215]

Хромшпинелид в дунит-пегматитах развит в количестве 1—2% в виде компактных кристаллов до 1 см, дендритных, скелетных и футлярообразных индивидов до 2—3 см, реже — ксеноморфных выделений и сегрегаций (табл. XIII, рис. 1, 2). По составу это ферроалюмохромит и субферриалюмохромит (табл. 26, 27). В камерных пегматитах он образует мелкозернистые густо- и редковкрапленные корки на стенках камер, реже — на кристаллах оливина (табл. XI, рис. 2). Кристаллы изометрические до 2 мм, редко 5 мм, в форме октаэдра или ромбододекаэдра.

Диопсид встречается в дунит-пегматитах в виде ксеноморфных выделений и кристаллов до 3 × 0,7 см, разбитых поперечными трещинами. По составу относится к малоглиноземистому хромсодержащему диопсиду состава $(Na_{0,23}Ca_{7,94}Mg_{7,10}Fe^{2+}_{0,38}Cr_{0,11}Al_{0,10})(Si_{15,43}Al_{0,03})O_{47,7}$ с n_g 1,702, n_m 1,680. Местами переходит в диопсид состава: $(Ca_{8,24}Mg_{7,62}Fe^{2+}_{0,13})(Si_{15,91}Al_{0,09})O_{47,80}$ с n_g 1,702 с микровключениями хроммагнетита (табл. 28).

Хромовый андрадит встречен в дунит-пегматитах и разностях с мелкими миаролами в виде кристаллов до n мм и сплошных масс до 3 × 5 см с неправильными полыми трещинами. Минерал ярко-зеленый, местами буровато-зеленый, N от 1,837—1,841 до 1,844, плотность 3,85—3,86 г/см^3, a_0 2,015Å. Состав (мас.%): SiO_2 35,42; TiO_2 0,40; Al_2O_3 3,09; Cr_2O_3 7,39; Fe_2O_3 19,41; FeO 0,35; MnO следы; MgO 0,85; CaO 33,23; Na_2O 0,08; K_2O не обнаружен, сумма 100,22, кристаллохимическая формула: $(Ca_{2,94}Mg_{0,10} \times \times Al_{0,30}Fe^{2+}_{0,02})_{1,98}(Si_{2,92}Ti_{0,02}O_{11,91})$. Присутствие воды и магнезии обусловлено примесью серпентиновых минералов и оливина.

Пеннин и *хромсодержащий пеннин* встречены во всех типах пегматитов. А. Г. Бетехтин [22] указывал на присутствие серии хлоритов состава от пеннина до корундофиллита, однако нами обнаружены только пеннины, образующие боченковидные призматические кристаллы до 3 × 1 см, деформированные или неправильные пачки, серовато-зеленого, зеленовато-фиолетового и сиреневого цвета. Местами пеннин осветлен и частично замещается пучками хризотила с выделением тонкой вкрапленности магнетита. Кристаллохимическая формула пеннина: $(Mg_{5,08}Fe^{2+}_{0,10}Fe^{3+}_{0,16}Al_{0,38} \times \times Na_{0,15}Cr_{0,13})_{6,0}(Si_{2,89}Al_{1,11})O_{13,80}(OH)_{8,51} \cdot 0{,}41H_2O$; n_g 1,586—1,590; n_p 1,586—1,583; n_m 1,583—1,590. В камерных пегматитах Нижнетагильского массива пеннин образует сферолиты, пластинчатые кристаллы и индивиды от 2 до 10 × 6 × 2 см, близ основания содержащие микровключения хромшпинелида. Цвет минерала от светло- до густо-фиолетового, местами с осветленными зонками, с мелкой сыпью хроммагнетита. По составу минерал относится к хромсодержащему пеннину и талькохлориту (табл. 29).

Антофиллит встречен в массивном офите в камерных пегматитах Ипатовской жилы в виде плоских удлиненных кристалликов с ромбическим сечением до 0,2 мм в поперечнике и длиной до 6 см. Полностью замещен магнетит-серпентиновым агрегатом. Диагностирован по форме кристаллов и составу псевдоморфоз.

Хризотил-асбест в псевдоморфозах по оливину образует сложные закономерно ориентированные пачки волокнистых агрегатов до 10 см длиной, рассеченные поперечными трещинами, разбивающими агрегат на блоки до 2 см длиной [178, 215]. Преобладают пачки, пересекающиеся под углом 60 и 120° (табл. XII, рис. 2). При этом центральная часть псевдоморфозы выполнена хризотил-асбестом, ориентированным вдоль оси "с", а периферическая — тонкой каемкой волокон, ориентированных параллельно грани {111} оливина. В мелких кристаллах оливина головка замещена двумя системами пачек хризотил-асбеста, расположенных парал-

лельно граням ромбической пирамиды, а зона призмы — параллельно-волокнистым агрегатом вдоль оси "с". В оторочках хризотилизации наблюдаются псевдоморфозы по полиэдрическому агрегату оливина. При этом, так же как и в крупных кристаллах, наблюдается закономерное чередование трех систем пачек, образующих сетки с углами 60°. Хризотил относится к маложелезистой модификации $2M_{Cl}$ с n 1,543. Кристаллохимическая формула: $(Mg_{5,80}Fe^{2+}_{0,01}Fe^{3+}_{0,03}Al_{0,03})(Si_{4,00}O_{13,90})(OH)_{7,47} \cdot 0{,}46H_2O$ (табл. 30).

Офит, составляющий до 90% камерных пегматитов, яблочно-зеленый, микроскопически однородный, с N 1,560, относится к ортохризотилу структурной модификации $2M_{Cl}+2O_{Cl}$ [59, 526]. Состав его из миарол Старого карьера (мас.%): SiO_2 41,58; TiO_2 0,01; Al_2O_3 0,05; Cr_2O_3 0,20; Fe_2O_3 1,39; FeO 0,01; MnO 0,016; NiO 0,05; CoO 0,004; MgO 42,36; CaO 0,20; Na_2O 0,10; K_2O 0,05; H_2O^+ 12,62; H_2O^- 1,07; CO_2 0,24; сумма 99,67. Кристаллохимическая формула: $(Mg_{5,93}Ni_{0,004}Fe^{3+}_{0,006})_{5,94}$ $(Si_{3,95}Fe^{3+}_{0,03}Cr_{0,01})$ $O_{13,40}$ $(OH)_{7,92} \cdot 0{,}25$ H_2O (табл. 30). Офит Ипатовской жилы отличается серо-зеленым цветом, высокой вязкостью и присутствием антигорита, подтвержденного рентгенометрически.

Магнетит — обычный минерал — продукт распада в оливине, а также образующийся при распаде хромдиопсида, антофиллита, замещении оливина и хромпеннина хризотилом. Гранат и апатит указывались Н. К. Высоцким в "белом" змеевике Авроринского месторождения [85].

Платиноиды достоверно встречены только в Авроринской жиле. По Н. К. Высоцкому [85], выделения платины достигали 2,5 см и веса 85 г. Минерал наблюдался в виде кубических кристалликов до 2 мм, кристаллических сростков, округлых, каплевидных и бесформенных зерен, включенных в "дунит". При растворении в царской водке остатка осмистого иридия не наблюдалось, в отличие от платины из хромитовых шлиров. Химические анализы показывают противоречивые результаты, однако присутствие палладия не характерно для платиноидов из других типов минеральных ассоциаций (табл. 31) [85]. Интересно, что большая часть крупных самородков платины приурочена к массивам, в которых присутствуют ультрамафические пегматиты (Нижнетагильский, Вересовоборский, Желтая сопка) и отсутствуют в массивах, где их не обнаружено, что может свидетельствовать о генетической связи между ними. Кроме того, для тех же массивов положение самородков совпадает с полями развития ультрамафических пегматитов.

Геологическое положение ультрамафических пегматитов

Несмотря на картирование всех дунитовых массивов Платиноносного пояса, ультрамафические пегматиты были обнаружены лишь в некоторых. Они отсутствуют в небольших дунитовых телах среди клинопироксенитов, в дунитах слабо эродированных массивов и в крупных дунитовых массивах, не имеющих выходов крупнозернистых дунитов, но широко развиты в заметно эродированных массивах, таких, как Нижнетагильский, Вересовоборский и Уктусский (рис. 80—83).

Характерна приуроченность дунит-пегматитов к полю развития крупнозернистых дунитов в центральной части массивов (Нижнетагильский, Вересовоборский), тогда как камерные пегматиты располагаются в периферических частях массивов и их кровле среди мелкозернистых дунитов и протодунитов. Гипсометрически дунит-пегматиты приурочены к наиболее глубинным эродированным частям КЗУМ и располагаются, судя по отстрой-

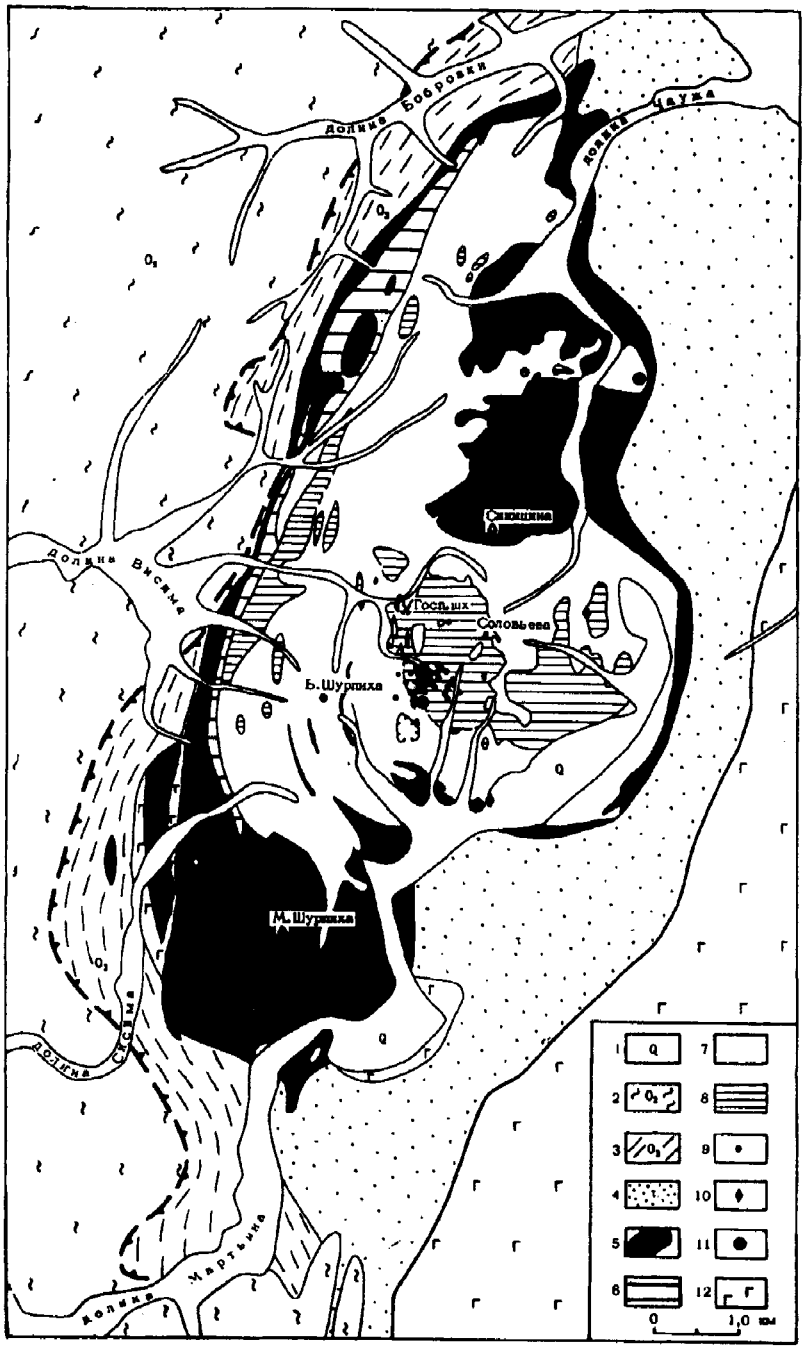


Рис. 80. Геологическое положение ультрамафических пегматитов в Нижнетагильском массиве [178]:

1 — аллювий; *2* — отложения Центрально-Уральского поднятия; *3* — зеленые сланцы, O_3; *4* — кытлымиты; *5* — клинопироксениты; *6* — шурпихиты; *7* — протодуниты; *8* — дуниты постмагматически-перекристаллизованные; *9* — дунит-пегматиты; *10* — дунит-пегматиты с мелкими миаролами; *11* — камерные ультрамафические пегматиты; *12* — габброиды

кам, на глубине 100—150 м от кровли дунитов и ниже. Ультрамафические пегматиты с миаролами располагаются несколько выше, тогда как камерные — непосредственно в прикровлевой части дунитового ядра на расстоянии до 50 м от контакта с клинопироксенитами и ниже. Концентрация ультрамафических пегматитов в центральных частях дунитовых ядер и смена безводных высокотемпературных дунит-пегматитов в центральных частях

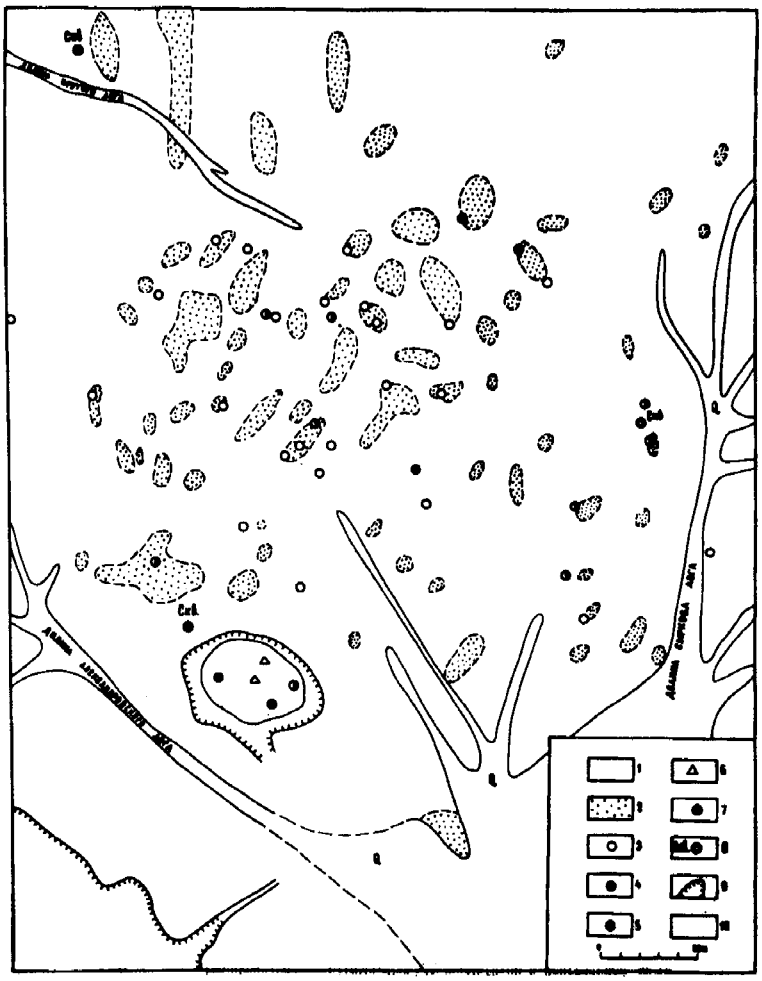


Рис. 81. Схема расположения ультрамафических пегматитов в центральной части Нижнетагильского массива [178]:

1 — аллювий; *2* — протодуниты; *3* — дуниты мелкозернистые; *4* — средне- и крупнозернистые; *5* — дунит-пегматиты; *6* — дунит-пегматиты с акцессориями; *7* — миаролами; *8* — хромдиопсидом и хромандрадитом; *9* — камерные ультрамафические пегматиты; *10* — скважины

массивов камерными пегматитами с высоким содержанием водосодержащих силикатов к периферии и в кровле массивов свидетельствуют о развитии процесса изнутри к периферии массива и падении температуры кристаллизации в том же направлении. Не наблюдается какой-либо связи пегматитовых тел с присутствием или положением массивов габброидов и

положением клинопироксенитов. Более того, во всех массивах с широким развитием ультрамафических пегматитов габброиды практически отсутствуют.

Взаимоотношения ультрамафических пегматитов с вмещающими дунитами и хромитовыми жилами

Непосредственные взаимоотношения ультрамафических пегматитов разного состава с вмещающими дунитами существенно различаются. Дунит-пегматиты с акцессорными силикатами и миаролами и дунит-пегматиты имеют постепенные переходы к вмещающим дунитам через зоны крупно- и среднезернистых дунитов и содержат их реликты. В то же время в гипсометрически более высоко расположенных дунит-пегматитах Иовского тела и Желтой сопки контакт с вмещающими мелкозернистыми дунитами резкий, с образованием оторочки хромшпинелида, что подчеркивает эпигенетическое положение дунит-пегматитов. Камерные пегматиты располагаются только в мелкозернистых дунитах и протодунитах без признаков их перекристаллизации, но вмещающие дуниты подвергаются интенсивной хризотилизации, свидетельствующей о низкой температуре процесса.

Причиной инверсии характера воздействия пегматитообразующих флюидов на вмещающие дуниты может быть падение температуры флюидов или температуры вмещающих дунитов, обусловивших возможность кристаллизации водосодержащих минералов при переходе надкритического флюида в гидротермы.

Признаков пересечения или замещения хромитовых жил пегматитами нами не наблюдалось. Пространственно поля развития хромитовых жил и ультрамафических пегматитов лишь слабо перекрываются. Хромитовые жилы тяготеют к узкой зоне перехода от перекристаллизованных дунитов к слабо-перекристаллизованным, тогда как ультрамафические пегматиты распространяются более широко, захватывая все зоны дунитового ядра. В целом основная масса хромитовых жил располагается над зоной развития дунит-пегматитов, но под зоной развития камерных пегматитов. Это могло бы свидетельствовать о генетических связях между хромитовыми жилами и пег-

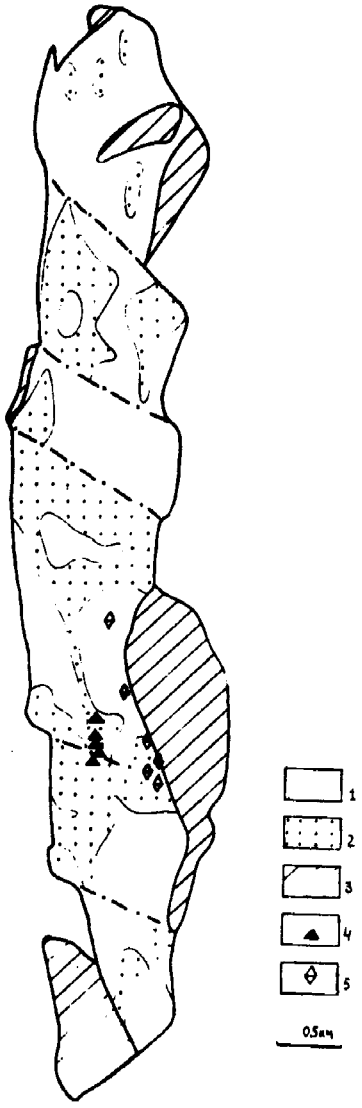


Рис. 82. Положение ультрамафических пегматитов в Вересовоборском массиве [178]:

1 — протодуниты; *2* — дуниты постмагматически-перекристаллизованные; *3* — клинопироксениты; *4* — дунит-пегматиты штубахитизированные; *5* — клинопироксенит-пегматиты

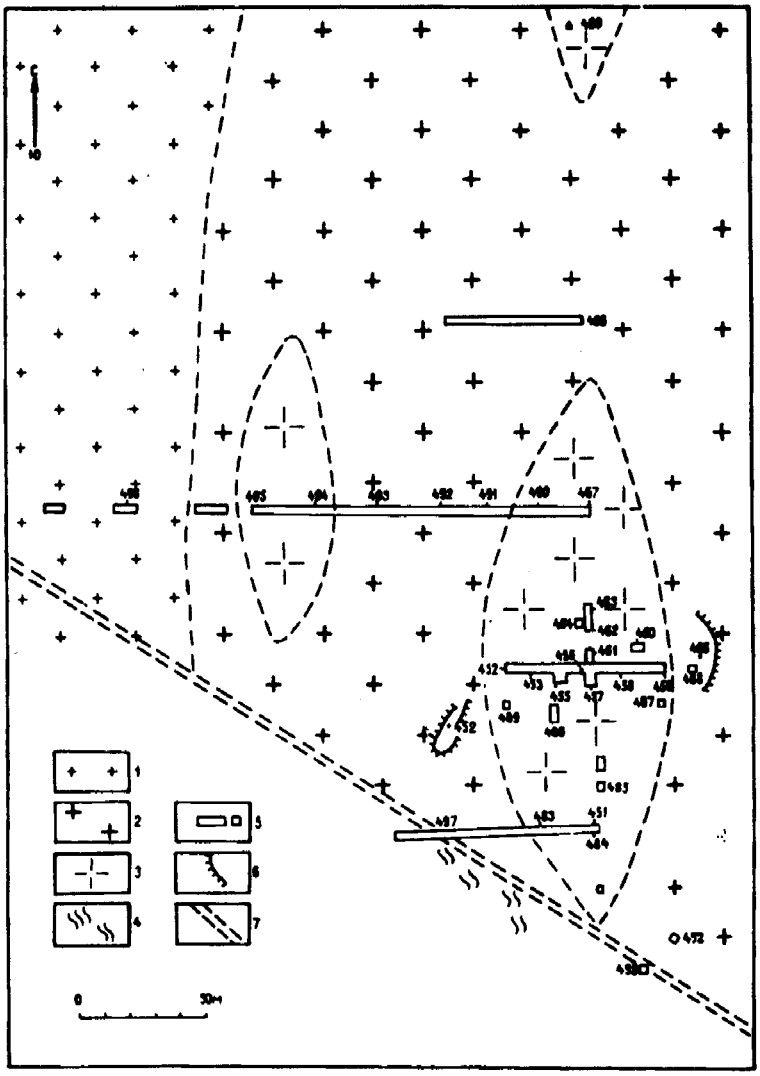


Рис. 83. Поле развития дунит-пегматитов в центральной части Вересовоборского массива:
1 — дуниты среднезернистые; *2* — крупнозернистые; *3* — дунит-пегматиты; *4* — зоны серпентинизации и рассланцевания; *5* — канавы; *6* — отвалы; *7* — просека

матитами. Однако во многих случаях среди дунит-пегматитов наблюдались мелкие хромитовые жилки и шлиры, что как будто свидетельствует о более позднем времени формирования пегматитов. Причиной сохранности хромитовых шлиров может служить низкая интенсивность процесса перекристаллизации, когда энергетический и химический потенциал процесса был достаточен для перекристаллизации оливина, но уже недостаточен для перекристаллизации и перераспределения хромшпинелида. Наконец, присутствие в трещинах хромитовых жил Нижнетагильского и Вересовоборского массивов хромандрадита и пеннина, по составу идентичных минералам ультрамафических пегматитов, может служить еще

одним доказательством более позднего образования ультрамафических пегматитов по отношению к хромитовым жилам.

Взаимоотношений пегматитов с другими минеральными ассоциациями ультрамафитов не наблюдалось. На дунит-пегматиты Вересовоборского массива накладывается процесс штубахитизации, на камерные пегматиты Ипатовской жилы — антигоритизация офита, связываемые с контактовым воздействием габбро. Таким образом, ультрамафические пегматиты формировались непосредственно после образования хромитовых жил и до внедрения габброидных интрузий.

О генезисе ультрамафических пегматитов

Эпигенетическое развитие ультрамафических пегматитов по дунитам, их концентрически-зональное расположение в массивах, увеличение содержания равновесных с оливином водосодержащих минералов от центра массивов к периферии, тесная пространственная и временная связь с перекристаллизованными дунитами, отсутствие компонентов, чуждых дунитам, и независимость от положения габброидов свидетельствуют, что процесс пегматитообразования был связан с кристаллизацией дунитов и являлся постмагматическим, что подтверждается активным воздействием на дуниты и широким развитием водосодержащих минералов, свидетельствующих о широком участии в их образовании водосодержащего флюида, сменившегося на поздних стадиях процесса гидротермами, не содержащими чуждых дунитам компонентов.

Можно предполагать, что миграция флюидов, обусловленная градиентом давления, вызвала перекристаллизацию дунитов, а локализация флюидных потоков в относительно долгоживущих ослабленных зонах привела к формированию ультрамафических пегматитов. В глубоких, более высокотемпературных частях массивов кристаллизовались дунит-пегматиты, а в менее глубоких и более охлажденных прикровлевых частях затрудненная миграция привела к образованию миаролсодержащих и камерных пегматитов. Последовательное охлаждение законсервированного флюида после кристаллизации безводных силикатов, хромшпинелида и хлорита приводило к автометасоматической хризотилизации друзового оливина и вмещающих дунитов и кристаллизации хризотилового офита.

Температура кристаллизации дунит-пегматитов по геотермометру Джексона—Редера составляет 715—780 °С, среднее 760 °С, что не противоречит геологическим данным. По температурам устойчивости и синтеза минералов прослеживаются все промежуточные стадии кристаллизации минералов камерных пегматитов — оливина (670—700 °С), антофиллита (670—700 °С), хромового пеннина (500—600 °С), хризотилизации оливина (~ 200 °С) и кристаллизации хризотилового офита в полостях (90—120 °С), т. е. практически соответствует результатам экспериментов в системе SiO_2—MgO—H_2O [40]. При этом отсутствие энстатита может быть обусловлено низким содержанием кремнезема, а талька — кристаллизацией пеннина вследствие избытка глинозема [96].

Химизм процесса пегматитообразования почти не отличается от химизма образования перекристаллизованных дунитов. Увеличение щелочности флюида к концу кристаллизации подтверждается массовым образованием хризотила и хризотилового офита. При хризотилизации дунитов происходит интенсивный привнос воды и отчасти Al и вынос кремния, магния, железа и никеля.

4.5. ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С ДУНИТАМИ

В ряде работ описывался широкий спектр жильных образований в дунитах [85, 87, 135, 262, 325], но без разделения их по генетическим типам. Анализ взаимоотношений жильных образований между собой и с ультрамафитами, изучение их состава и геологического положения позволяет выделить жильные образования, генетически связанные с дунитами, клинопироксенитами, габброидами и т. д. К жильным образованиям, генетически связанным с дунитами и залегающими в дунитах, нами отнесены флогопит-оливиновые, фуксит-оливиновые и оливин-хлоритовые жилки.

Флогопит-оливиновые жилки широко развиты в Нижнетагильском массиве в отвалах штолен Катаевской и № 5 и Господской шахты. Жилки выполняют трещины до 1—2 мм с периферическими частями, выполненными мелкодрузовым оливином в плоских кристалликах до 5 мм с индукционными гранями и центральной частью, сложенной бурым, светло-зеленоватым слюдоподобным минералом в пластинках до 1—10 мм, одиночных или одинаково ориентированных с n_g 1,601, n_m 1,590, n_p 1,599 и $n_g—n_p$ 0,042. Рентгенометрически это апофлогопитовый вермикулит с базальными отражениями 25,7 и 14,5 Å и небольшой примесью хлорита.

В образцах из глубоких горизонтов Господской шахты А. Г. Бетехтиным [26] отмечался фуксит, слагающий фуксит-оливиновые жилки, аналогичные флогопит-оливиновым. Фуксит с n_g 1,601, n_m 1,590, n_p 1,559 подтвержден рентгенометрически.

Хлоритовые жилки встречены в серпентинизированных мелкозернистых дунитах Нижнетагильского массива. Хлорит мелкопластинчатый, до 2 мм, бледно-зеленый, ксеноморфный к оливину, относится к пеннину.

Предполагается связь описываемых жилок с конечными стадиями перекристаллизации дунита, обусловленная фракционированием флюида, обогащающегося глиноземом и щелочами в процессе миграции в верхние горизонты дунитового массива. Взаимодействие с оливином указывает на достаточно высокие (~ 500 °С) температуры. Возможно, что при еще более низких температурах кристаллизовались жилки с пеннином.

Глава 5

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ПЕТРОЛОГИЯ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОЙ ОБОЛОЧКИ

Пироксенитовая оболочка в КЗУМ впервые была описана Н. К. Высоцким [83] в массивах Вересового и Светлого боров, который [84, с. 349] выделил четыре геологических типа пироксенитов: 1) в краевых фациях массивов дунитов, "концентрически окружая, а первоначально, очевидно, и перекрывая их"; 2) самостоятельные массивы; 3) мелкие тела среди вмещающих пород и 4) жилы среди дунитов. Позже эта рациональная систематика была надолго забыта. Попытка выделять две возрастные и генетические группы пироксенитов: верлиты и оливиновые клинопироксениты, связанные с дунитами, и более поздние магнетитовые клинопироксениты и косьвиты, связанные с габбро-норитами [78, 423], не нашла подтверждения. Нами в пределах собственно клинопироксенитовой оболочки выделяются: 1) первичные (ранние) пироксениты, представленные мелко- и среднезернистыми клинопироксенитами, вебстеритами и бронзититами; 2) продукты их перекристаллизации; 3) продукты милонитизации и рекристаллизации пироксенитов; 4) жильные образования в клинопироксенитах, дунитах и вмещающих породах. Здесь же рассматриваются дунит(оливинит)-верлитовые силлы, расположенные в пределах пироксенитовой оболочки и являющиеся ее составным членом.

5.1. РАННИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПИРОКСЕНИТОВ

Под ранними минеральными ассоциациями пироксенитов мы понимаем минеральные ассоциации, не имеющие признаков оливинизации, фельдшпатизации, перекристаллизации, рекристаллизации, амфиболизации или иных признаков наложенных изменений. Вопрос о выделении ранних ассоциаций пироксенитов долго не возникал, хотя открытие Н. К. Высоцким [84, 87] милонитизированных клинопироксенитов и пироксенит-пегматитов позволяло считать субстрат более ранним образованием. Позже С. В. Москалева [305, 306] показала, что фельдшпатизация и оливинизация — поздние процессы, накладывающиеся на клинопироксениты. Снятие наложенных изменений показывает, что понятию первичных соответствуют мелко-, средне- и крупнозернистые клинопироксениты, вебстериты и бронзититы, слагающие пироксенитовую оболочку КЗУМ.

Петрографические типы пироксенитов

После П. С. Палласа [327], обнаружившего на Качканаре "серую бленду" ("обманку".— *О. И.*), А. П. Карпинский [234] описал пироксеновую породу, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [262] — диаллагиты, роговообманковые и плагиоклазовые диаллагиты, Л. Дюпарк [481] и Н. К. Высоцкий

[85] выделили гиперстеновые, биотитовые и магнетитовые диаллагиты и косьвиты, а автор — бронзититы [183] и флогопитовые клинопироксениты [212]. Использование современных систематик и более строгий генетический подход позволяют ограничить список первичных пород оболочки верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, мономинеральными, оливиновыми, флогопитовыми и магнетитовыми клинопироксенитами, косьвитами, роговообманково-магнетитовыми клинопироксенитами (снеттисхемитами), вебстеритами и бронзититами. Не совсем правильное использование систематики, принятой для магматических пород, обусловлено временной необходимостью сохранить традиционно принятые термины.

Верлиты выделяются гипидиоморфнозернистые и пойкилитовые [85, 241]. Первые — мелко- и среднезернистые с двойственными взаимоотношениями между оливином и клинопироксеном и извилистыми до субграфических границами, без рудных минералов, в Кушвинском массиве с зональным клинопироксеном. Пойкилитовые верлиты более редки и отличаются присутствием пойкилокрист диопсида от 2—3 до 10 см с идиоморфными зернами оливина до 1—2 мм. В милонитизированных разностях структура становится псевдопорфировидной за счет более устойчивого клинопироксена. Верлиты сложены оливином Fa_{10}—Fa_{25}, диопсидом с f 14,5—16,6% и акцессорным хроммагнетитом. Иногда (в Светлоборском массиве) наблюдаются флогопитовые верлиты. Железистость породы 11—25%, характерно повышенное содержание кальция (табл. 32—35), [46].

Оливиновые клинопироксениты гипидиоморфнозернистые с отчетливо ксеноморфным к пироксену оливином (табл. XIV, рис. 1). Оливин Fa_{10-25}, часто серпентинизированный, клинопироксен f 9,4—18%, магнетит. Железистость породы 11—21% (табл. 36—38).

Клинопироксениты, диаллагиты или диопсидиты оливинсодержащие (1—10% оливина) и мономинеральные. Структура от гипидиоморфнозернистой до субполиэдрической, мелко-, средне- и крупнозернистая. Оливин Fa_{10}—Fa_{22}, клинопироксен с f 8,6—15,6%. Железистость породы 9,5—22% (табл. 39, 40).

Магнетитовые клинопироксениты, правильнее "*плеонаст-магнетит-фассаитовые породы*", детально описанные [85, 282, 423, 481], содержат 10—50%, магнетитосодержащие — 1—10% магнетита. Порода от мелко- до крупнозернистой, местами тонкозернистая, милонитизированная и порфировидная. Структура породы гипидиоморфнозернистая, "сидеронитовая" до субполиэдрической, в перекристаллизованных и милонитизированных разностях до порфировидной и бластопорфировой (табл. XIV—XVIII). Магнетитовые клинопироксениты сложены диопсидом с f 13—21%, малотитанистым магнетитом, оливином, плеонастом, ильменитом, редкими сульфидами и вторичными — серпентином, амфиболом, пылевидным магнетитом. Железистость породы 23—68% и максимальное среди клинопироксенитов содержание Ti, Al, Fe, Mn и V (табл. 41—43).

Снеттисхемиты (роговообманково-магнетитовые клинопироксениты), широко развитые среди аляскинских КЗУМ, в Платиноносном поясе очень редки. Роговая обманка (до 80%) располагается в интерстициях между индивидами клинопироксена и равновесна с ним [391]. Железистость 41—56%.

Флогопитовые клинопироксениты описаны нами в Светлоборском массиве [212]. Это среднезернистая порода, содержащая 15—50% флогопита, 50—80% клинопироксена, до 15% амфибола и до 10% магнетита. Наблю-

даются разности с повышенным содержанием магнетита и амфибола. Порода мелко- и среднезернистая с ксеноморфизмом флогопита к клинопироксену и частым развитием на контакте с клинопироксеном бурого плеохроирующего амфибола. Иногда флогопит порфиробластический. Железистость породы 16—43% (табл. 46).

Флогопитсодержащие ультрамафиты отличаются повышенным содержанием K_2O от 1,2 до 5%, реже 7,7% и глинозема (4,7—10,6%), тогда как по содержанию титана и суммарного железа они не отличаются от безфлогопитовых ультрамафитов (табл. 46). Железистость пород варьирует от 14,6 до 40,5% и зависит от содержания магнетита.

Косьвиты, впервые описанные Л. Дюпарком [480], в Косьвинском массиве отличаются от магнетитовых клинопироксенитов присутствием оливина до 20% [85, 465]. Порода мелко- и среднезернистая, структура "сидеронитовая", реже порфировидная. Оливин Fa_{10}—Fa_{22} в зернах до 8 мм, ксеноморфных к клинопироксену и идиоморфных к магнетиту. Состав магнетита и клинопироксена близок к таковому магнетитовых клинопироксенитов (табл. 43). Железистость косьвитов 17—45%.

Магнетитовые обособления в клинопироксенитах развиты в виде коротких линзовидных слойков мощностью до 10 см, реже — прослоев и линзовидных тел мощностью до 50 см [82, 84, 282]. Иногда это явно жильные образования с постепенными переходами в магнетитовые клинопироксениты, иногда продукты собирательной перекристаллизации в мелкозернистых клинопироксенитах (табл. 52).

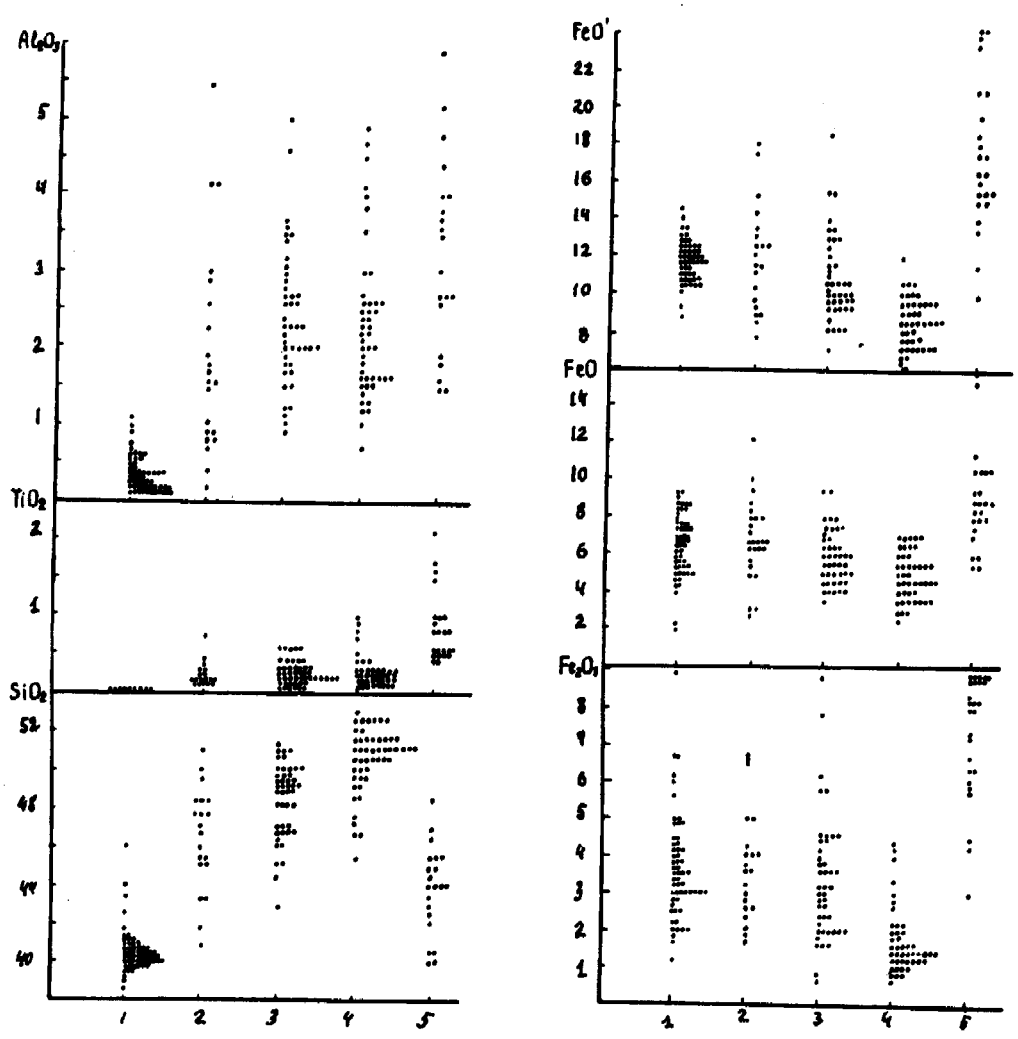
Вебстериты, выделенные Н. К. Высоцким [84], закартированные в Гусевогорском массиве и кратко описанные С. В. Щербаковой и нами [461, 462], образуют несколько лентовидных и линзовидных тел. Порода среднезернистая с гиперстеном до 30% и железистостью 30%, оливином Fa_{29-39} и клинопироксеном с f 22—29%. Железистость вебстеритов от 31—42 до 70% в рудных фациях (табл. 45).

Бронзититы встречены в виде обособленного тела среди дунитов Нижнетагильского массива и в пироксенитовой оболочке Иовского тела. В последнем они найдены на северо-западном контакте в выходах до 2 м в поперечнике, среди клинопироксенитов над обнажением такситовых гарцбургитов и энстатитовых дунитов (см. рис. 14). Бронзититы среднезернистые с полиэдрической структурой и золотисто-бронзовым цветом на поверхности (табл. XVI, рис. 1, 2), в свежем изломе медово-желтые. Порода практически мономинеральная и по составу резко отличается от других типов клинопироксенитов высоким содержанием кремнезема и магния (табл. 44).

Милонитизированные клинопироксениты с катакластической псевдопорфировой структурой установлены Н. К. Высоцким [84] (табл. XXII, рис. 3) в Светлоборском массиве. Однако более милонитизированные разности с р. Чауж он уже описал как "пироксенит с первичной порфировой структурой" и с дополнительной расшифровкой — "оплавленные выделения диаллага среди более мелкозернистой массы, состоящей из пироксенита и магнетитового железняка" [84], (табл. XVII, рис. 2). Милонитизированные пироксениты Конжаковского Камня Л. Дюпарк и Ф. Пирс [480, 481] описывали как дайки беербахитов и гареваитов, А. А. Ефимов [120] — как роговиковоподобные разности, автор [158] — как роговики. В настоящее время бластомилонитовая природа этих разностей не вызывает сомнения. Состав милонитизированных клинопироксенитов варьирует в зависимости от состава исходных пород. В зависимости

от степени милонитизации выделяются слабо-, средне- и сильномилонитизированные разности (табл. XVII, рис. 1, 2; табл. XVIII, рис. 1). В отличие от нормально-зернистых клинопироксенитов магнетит очень мелкозернистый, часто изометрический и включен в клинопироксен.

Рекристаллизованные клинопироксениты ранее не выделялись. К ним отнесены мелкозернистые и порфировидные разности с полиэдрической или сидеронитовой структурой, по минералогическому составу аналогичные вышеописанным разностям. В мономинеральных клинопироксенитах они имеют полиэдрическую (гранобластовую) структуру. В магнетитовых и магнетитсодержащих разностях наиболее обычна порфиробластовая структура. Рекристаллизованные разности широко развиты на контакте с дунитами в Иовском теле, Косьвинском и Гусевогорском массивах и предположительно образовались в результате рекристаллизации ранее милонитизированных клинопироксенитов. Порфиробласты клинопироксена размером до 1—2 см в поперечнике часто имеют зональность роста.



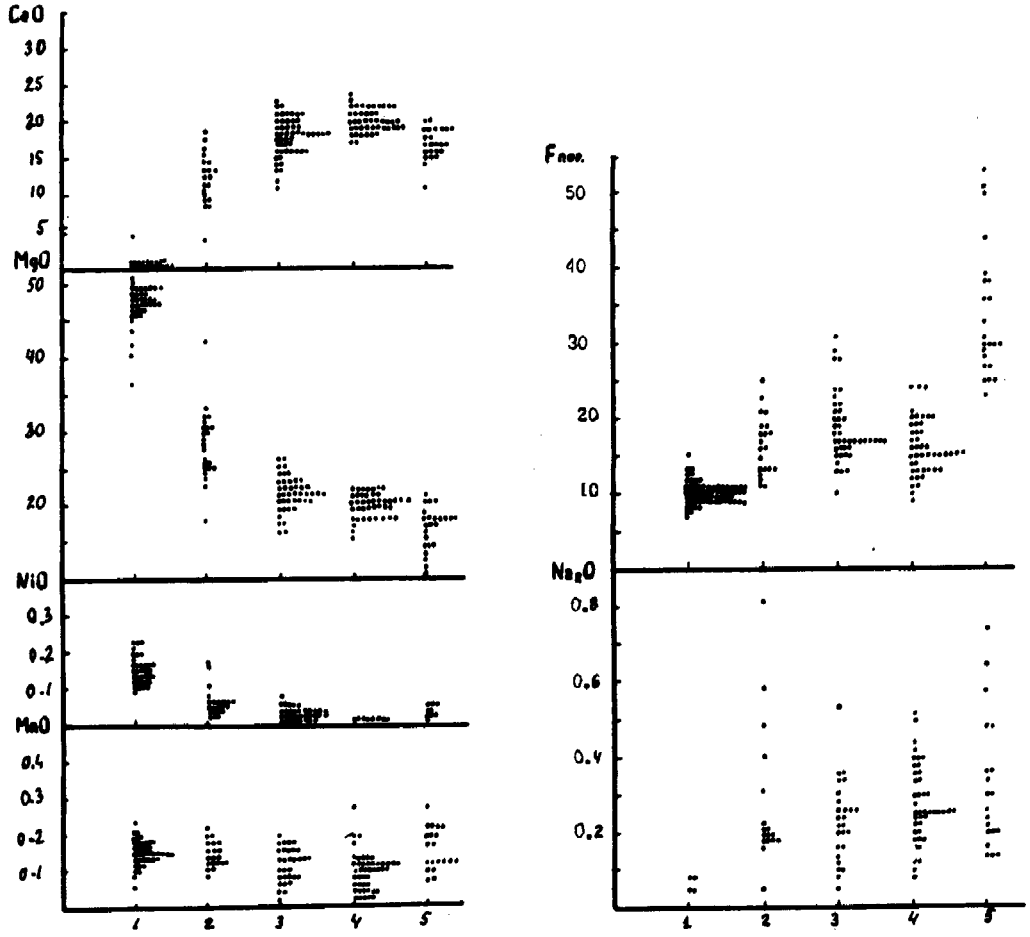


Рис. 84. Вариации состава пород пироксенитовой оболочки от вмещающих пород к дунитам (мас.%):
1 — дуниты; *2* — верлиты; *3* — клинопироксениты оливиновые; *4* — мономинеральные; *5* — магнетитовые

Химические анализы классифицированных клинопироксенитов, кроме бронзититов и вебстеритов, и пересчеты их на безводное вещество показывают существование постепенных переходов между ними по большинству компонентов, особенно Ti, Al, Na, Cr и Ni, что может свидетельствовать о существовании между ними генетических связей (табл. 35, 38, 40, 43). Четко выделяются клинопироксениты магнетитовые, имеющие повышенное содержание Fe и Ti (рис. 84), мономинеральные и оливиновые с повышенным содержанием магния.

Минеральный состав клинопироксенитов

Наиболее распространенными минералами клинопироксенитов являются оливин, клинопироксен, магнетит, ильменит, подчиненными — плеонаст и продукты распада протомагнетита — магнетит-II, ильменит, герци-

нит и ульвит, а также вторичные минералы — серпентины, магнетит-III, амфиболы, апатит, сульфиды, эпидот и т. д. Минералогия клинопироксенитов детально описана ранее [31, 84, 418].

Клинопироксен образует полиэдрический, порфировидный или гипидиоморфнозернистый агрегат с индивидами до 10 мм серо-зеленого, травяно-зеленого или изумрудно-зеленого цвета. Часты продукты распада с пластинками ильменита и магнетита или включения магнетита, подчеркивающие зональность. По составу минерал относится к диопсиду с варьирующей железистостью, увеличивающейся от оливиновых к магнетитовым пироксенитам (табл. 33, 39, 41) [31, 337, 423, 456]. Для клинопироксена характерны низкие содержания Al, Ti, Cr, Mn, Ni, Co, V. Пироксены из разных типов пироксенитов различаются между собой по указанным компонентам (рис. 85).

Оливин наблюдается в неправильных ксеноморфных зернах до 5 мм, реже — в виде включений в клинопироксене. Часто содержит продукты распада в виде пылевидных зерен магнетита, приуроченных к секущим трещинам. Состав его из оливиновых и оливинсодержащих пироксенитов $Fa_{10}Fa_{25}$, среднее Fa_{15-18} (табл. 36).

Флогопит представлен пачками до 3 × 5 мм малотитанистых почти бесфтористых разностей с низкой железистостью (15—21,6%) и резким преобладанием тетраэдрического Al над октаэдрическим (табл. 46а). Кристаллохимические формулы:

1) $(K_{0,80}Na_{0,01})_{0,81}(Mg_{2,16}Mn_{0,01}Fe^{2+}_{0,59}Al_{0,21})_{2,97}[Si_{2,63}Al_{1,29}Ti_{0,08}]_{4,0} \times (O_{10,83}(OH)_{0,96}F_{0,04})$;

2) $(K_{0,93}Na_{0,04})_{0,96}(Mg_{2,11}Fe_{0,56}Al_{0,38})_{3,00}[Si_{2,82}Al_{1,07}Ti_{0,10}M]\ O_{11,0}(OH)_{1,03}$;

3) $(K_{0,88}Na_{0,04})_{0,92}(Mg_{2,37}Fe_{0,43}Al_{0,20})_{3,00}[Si_{2,91}Al_{1,0}Ti_{0,08}]_{3,99} \times O_{11,0}(OH)_{1,02}F_{0,04}$;

4) $(K_{0,84}Na_{0,02})_{0,86}(Mg_{2,27}Fe_{0,41}Al_{0,31})_{3,0}[Si_{2,95}Al_{0,96}Ti_{0,09}]_{4,0}O_{1,05}(OH_{0,97}F_{0,06})$.

Хромшпинелид очень редок и наблюдается только в верлитах в виде мелких (до 0,3 мм) кристалликов, ксеноморфных к оливину. По составу относится к ферриалюмохромиту с низким (18—45%) содержанием окиси хрома (табл. 34).

Магнетит образует четыре генерации. Протомагнетит слагает ксеноморфные к оливину и пироксену "сидеронитовые" выделения и обособления, сложенные мелкозернистым полиэдрическим агрегатом с плеонастом и ильменитом. Продукты распада протомагнетита: магнетит-II, герцинит, ильменит-II и ульвит. Третья генерация образует продукты распада в пироксене, четвертая слагает жилки в оливине, часто с серпентином. Магнетит относится к малотитанистым разновидностям (табл. 42) [31, 82, 476].

Плеонаст наблюдался только в магнетитовых клинопироксенитах в количестве 0,3—3,1%, в среднем 0,8% [31]. Цвет черно-зеленый, в шлифах темно-зеленый, по периферии бурый, в ксеноморфных к магнетиту выделениях — треугольной и неправильной формы, в зернах до 0,3 мм. По оптике относится к плеонасту с 30—35% герцинита [419, 427].

Строение пироксенитовой оболочки

Выше было показано, что клинопироксениты образуют оболочку вокруг дунитовых массивов, располагающуюся между дунитами и вмещающими вулканитами [84, 135, 158] (см. рис. 50). Мощность оболочки от 100 м до 1,5 км, увеличивается в кровле массивов и уменьшается на крутых контактах. Несмотря на долгое изучение пироксенитов оболочки, имеются лишь ограниченные данные о ее строении. Нами подтверждено

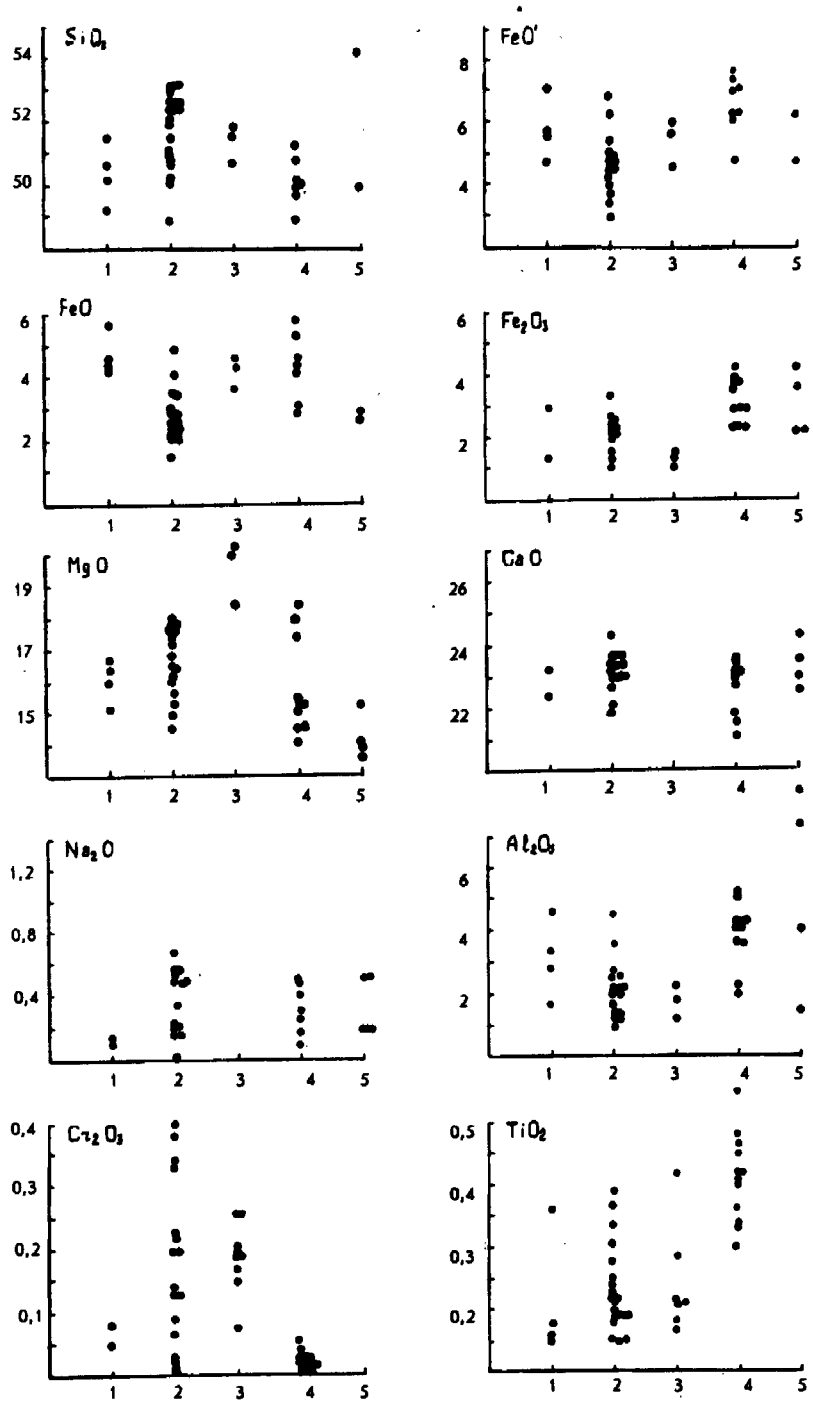


Рис. 85. Вариации состава клинопироксена из пород оболочки:
1 — верлиты; *2* — клинопироксениты оливиновые; *3* — мономинеральные; *4* — магнетитовые; *5* — клинопироксенит-пегматиты

существование оболочки и ее зональность [161, 197], выражающаяся в смене от дунитов к периферии зон верлитов, оливиновых, мономинеральных и магнетитовых клинопироксенитов с незакономерным положением флогопитовых клинопироксенитов, вебстеритов и бронзититов. Рассмотрим доводы, подтверждающие эту зональность.

Анализ геологических карт массивов с пироксенитовой оболочкой показывает закономерное изменение состава клинопироксенитов от внутренних частей оболочки к внешним или от центра слабо эродированных массивов к периферии (см. рис. 50). При этом на контакте с дунитами ядра располагаются верлиты, затем оливиновые клинопироксениты, являющиеся наиболее распространенным типом пироксенитов, затем оливинсодержащие и мономинеральные пироксениты и в периферических зонах оболочки магнетитовые клинопироксениты. Плагиоклазсодержащие и плагиоклазовые клинопироксениты обычно связаны с габброидами и располагаются на контакте с ними. Однако от этой схемы часты отклонения. Так, в сильно эродированных массивах обычно отсутствуют оболочки верлитов и иногда выпадают зоны мономинеральных или магнетитовых клинопироксенитов. В Качканарском массиве магнетитовые клинопироксениты, напротив, приурочены к центральной части массива, а в периферической развиты оливиновые клинопироксениты с телами оливинитов. В то же время сохранение общей последовательности расположения разных зон в массивах разной степени эродированности показывает, что их положение не случайно. С этой позиции перечисленные выше отклонения хорошо объясняются фациальными переходами внутри оболочки, гипсометрическим положением и залеганием кровли дунитового ядра. Так, отсутствие некоторых зон в оболочке сильно эродированных КЗУМ объясняется их крутым залеганием и фациальным выклиниванием, как, например, верлитов, приуроченных к кровле контакта пироксенитов с дунитами. В Качканарском массиве отклонение от общей закономерности обусловлено тектоническим перемещением массива вверх, что привело к более сильной эродированности краевой части массива и сохранению магнетитовых клинопироксенитов только в прикровлевой части массива.

Глубокие буровые работы, которые могли бы подтвердить зональное строение оболочки, проводились пока лишь на Качканарском (до 400 м) и Гусевогорском массивах (до 800 м), где с глубиной намечается смена магнетитовых клинопироксенитов мономинеральными и оливинсодержащими и значительно большее распространение на глубине оливиновых клинопироксенитов, верлитов и оливинитов (рис. 86) [194, 197, 205, 213].

Имеющиеся данные и сравнительный анализ массивов разной степени эродированности позволяют говорить об универсальности установленной зональности пироксенитовой оболочки. Наблюдения и расчеты показывают, что верлиты развиты в пределах кровли и отсутствуют на крутопадающих контактах массивов. Мощность зоны верлитов варьирует от 0,5 (Нижнетагильский массив) до 50 м (Иовское тело), оливиновых клинопироксенитов — от 20—50 (Конжаковский массив) до 500 м (Гусевогорский массив), мономинеральных клинопироксенитов — от 0,3 до 700 м (Качканарский массив). При этом бросается в глаза, что мощность и состав пироксенитовой оболочки в прикровлевой части КЗУМ и на крутых контактах резко различаются. Так, мощность оболочки на Гусевогорском массиве оценивается в 1,5 км, тогда как на крутых контактах Нижнетагильского массива не превышает 50—100 м.

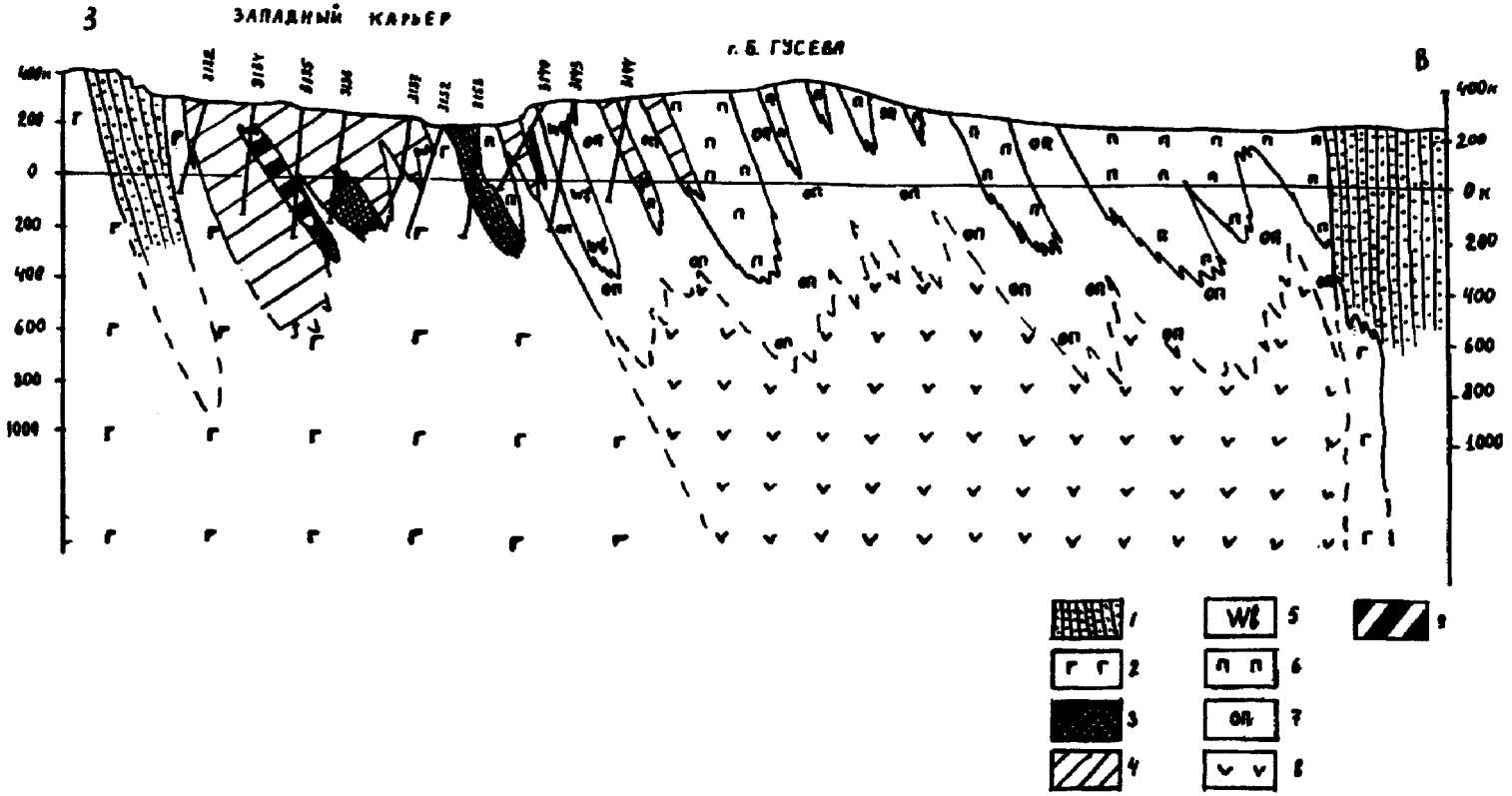


Рис. 86. Интерпретация строения Гусевогорского массива по данным глубокого бурения:

1 — кытлымиты; *2* — габброиды; *3* — горнблендиты; *4* — магнетитовые клинопироксениты; *5* — вебстериты; *6* — клинопироксениты; *7* — оливиновые клинопироксениты; *8* — дуниты; *9* — клинопироксеновые пегматиты

Особой проблемой является положение косьвитов, флогопитовых пироксенитов, вебстеритов и бронзититов. Наибольшим распространением косьвиты пользуются в Косьвинском, Конжаковском и Гусевогорском массивах, где приурочены к прикровлевой части массивов, часто близ контакта с дунитами. Аномальное, по сравнению с другими породами, положение позволяет предполагать, что их образование обусловлено активным воздействием дунитов на уже сформировавшиеся магнетитовые клинопироксениты с их оливинизацией, приведшей к образованию оливиновых магнетитовых клинопироксенитов.

Флогопитовые ультрамафиты обнаружены в клинопироксенитовой оболочке восточного контакта Светлоборского массива. В пределах пироксенитовой оболочки флогопитовые ультрамафиты установлены скважинами в районе Кучумской магнитной аномалии (см. рис. 24). Оболочка шириной до 900 м имеет стандартное зональное строение, но тектонически сильно нарушена. Внутренняя зона шириной до 100 м сложена оливиновыми клинопироксенитами, внешняя — мономинеральными и магнетитовыми клинопироксенитами, сменяемыми флогопитовыми и флогопит-магнетитовыми клинопироксенитами, частично или полностью замещенными горнблендитами и флогопитовыми горнблендитами, в свою очередь замещенными флогопитовыми горнблендит-пегматитами. К востоку от них располагаются кытлымиты и роговики, отделяющие Светлоборский массив от Качканарского. Флогопитовые ультрамафиты слагают два участка. Северный, входящий в состав оболочки, имеет размеры 450 × 1100 м и состоит из магнетит-флогопит-клинопироксеновых пород шириной до 100 и длиной до 500 м, окруженных зонами флогопит-клинопироксеновых пород шириной до 70 м, частично или полностью замещенных горнблендитами. Южный участок приурочен к тектоническому блоку горнблендитов, отделенных от самого массива стометровой зоной кытлымитов. В части блока, ближайшей к массиву, установлена зона флогопитовых горнблендитов шириной 50—60 м.

Нет особых закономерностей в положении бронзититов и вебстеритов. Первые наблюдаются и на контакте с дунитами или несколько в стороне. Вебстериты встречены среди мономинеральных и магнетитовых клинопироксенитов, в удалении от контакта с дунитами.

Взаимоотношения пород пироксенитовой оболочки

Н. К. Высоцкий [84] отмечал, что границы всех разновидностей пироксенитов в поле неуловимы. Каких-либо резких контактов, пересечения или замещения одного типа клинопироксенитов другим не наблюдалось, за исключением милонитизированных клинопироксенитов, гусевитов и клинопироксенит-пегматитов. Правда, В. Г. Фоминых и др. [483] отмечали присутствие блоков безрудных оливиновых клинопироксенитов в рудных пироксенитах с постепенными переходами, а Ю. А. Волченко [72, 74] пришел к выводу о резком контакте между оливиновыми и магнетитовыми клинопироксенитами в Гусевогорском массиве и о существовании между ними временного разрыва, подтверждаемого, по его мнению, разрывом в железистости этих пород и слагающих их минералов, а также геохимическими особенностями пород. Эта ничем не подтвержденная точка зрения нашла отражение и в некоторых общих работах [278]. Однако геологические доказательства временного разрыва между ними не были приведены, а слабые геохимические различия между породами

не могут служить доказательством временного разрыва. Можно предполагать, что резкие контакты между этими породами наблюдались в зонах перекристаллизации и перераспределения магнетита, скорее всего, в зоне развития пироксенит-пегматитов, которые действительно относятся к разновременным образованиям, но не имеют отношения к собственно магнетитовым клинопироксенитам. Таким образом, между всеми типами пород оболочки наблюдаются только фациальные переходы.

5.2. ДУНИТ(ОЛИВИНИТ)-ВЕРЛИТОВЫЕ СИЛЛЫ

Впервые эти образования были указаны Е. С. Федоровым [402] в массиве г. Чистоп, затем более детально описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [262] в массиве Денежкиного Камня как "жильные дуниты" [84, 298, 299, 481]. В связи с формой тел и согласным с вмещающими породами залеганием эти образования названы нами силлами [158]. Наиболее широко дунитовые силлы развиты в западном контакте Конжаковского массива, где они образуют поле размерами 3 × 5,7 км к юго-западу от вершины Конжаковского Камня, и небольшие участки к северу и к югу от него. Дунитовые силлы входят в полосчатую тылаит-пироксенит-верлит-дунитовую серию, параллельную западному контакту массива, но в восточной половине массива имеющую меридиональное простирание. Падение силлов пологое (< 15—30°) в западной части массива, к востоку постепенно выкручивается до 70—80°, а еще восточнее имеет вертикальное падение. Мощность силлов колеблется от дециметров до десятков метров, в наиболее крупном линзовидном теле на западном контакте массива — до 300 м. Длина силлов от сотни метров до 1,6 км (рис. 87). Силлы последовательно окружены каймами верлитов и оливиновых клинопироксенитов и залегают среди тылаитов или фельдшпатизированных клинопироксенитов (конжакитов). Маломощные силлы полностью сложены тонкополосчатыми переслаивающимися дунитами и верлитами.

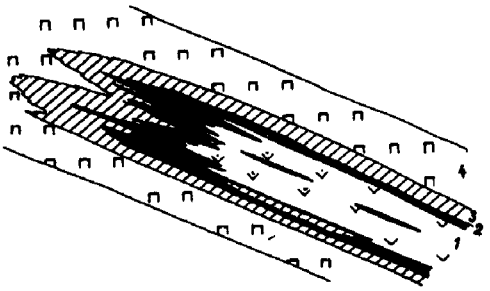


Рис. 87. Идеализированная схема строения единичного силловидного дунитового тела:
1 — дуниты и диопсидовые дуниты; *2* — верлиты; *3* — клинопироксениты оливиновые; *4* — мономинеральные

Дуниты, слагающие центральные части силлов, мелко- и среднезернистые, по периферии и в маломощных телах диопсидсодержащие. Характерной их особенностью является веретенообразная форма хромитовых зерен, достигающих 3 мм в длину, при поперечнике до 0,5 мм, причем длинная ось зерен располагается по падению силлов. Состав дунитов близок дунитам и оливинитам из периферических частей дунитовых ядер, а состав хромшпинелидов — составу акцессорных хромшпинелидов протодунитов (табл. 47). Верлиты, слагающие периферические зоны дунитовых силлов, частично или полностью милонитизированы, а по составу идентичны верлитам оболочки. По [82, 120], для силлов Конжаковского массива характерно увеличение к контактам Ca, Na, Ti и Al в соответствии с петрографическим составом зон (рис. 88).

Переходы между дунитами, верлитами и клинопироксенитами вкрест простирания совершенно постепенные, иногда осложненные тонким переслаиванием. Относительно редкие случаи резких контактов интерпретируются как тектонические срывы. Для зон выклинивания силлов по простиранию характерны постепенные пальцеобразно переслаивающиеся переходы дунитов в верлиты и клинопироксениты. В Косьвинском (Фарковское тело) и Нижнетагильском массивах силлы постепенно переходят в дуниты ядра. Вниз по падению (западная часть Конжаковского

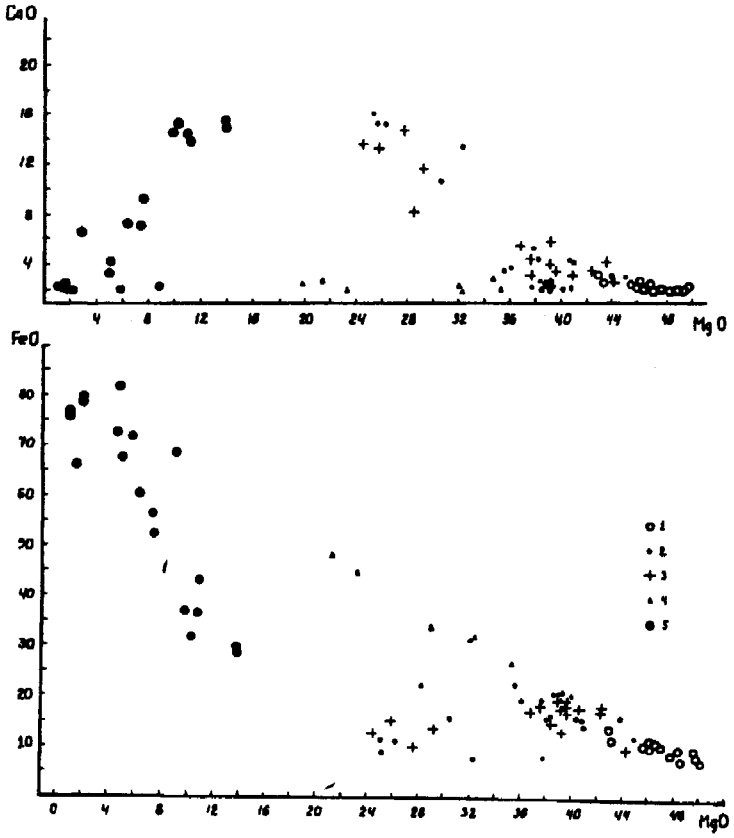


Рис. 88. Вариации состава пород в ряду протодуниты (*1*) — дуниты силлов (*2*) — верлиты (*3*) — магнетитовые оливиниты (*4*) — магнетитовые жилы (*5*)

массива и Фарковское тело) мощность силлов (дунитовая часть) постепенно увеличивается, а количество силлов и мощность пироксенитовых зон уменьшается, и вместо дунитовых силлов появляются верлитовые или клинопироксенитовые пластообразные тела, ранее описывавшиеся как пироксенитовые "втеки" или "клинья" [135, 372]. В осевой части мощных силлов Конжаковского массива появляются среднезернистые дуниты с согласными шлироподобными жилками хромшпинелида до n мм, однако ни пегматитов, ни крупнозернистых дунитов в них не отмечалось.

Большинство исследователей [84, 131, 262, 298, 299, 481] относили дунитовые силлы к магматическим жилам в пироксенитах. По А. С. Варла-

кову [49, 397], они образовались в результате оливинизации клинопироксенитов, по мнению А. А. Ефимова [111, 120] — это плитообразные блоки дунита, образовавшиеся при пироксенизации, о чем свидетельствуют идентичность состава центральных частей дунитовых силлов с дунитами крупных тел и признаки пироксенизации дунитов. Позже [116, 119] он интерпретировал эти образования как продукт пластического течения пироксенизированных и фельдшпатизированных блоков дунитов при высоких температурах.

В пользу жильной природы дунитовых силлов свидетельствуют постепенные переходы силлов по простиранию в дуниты, увеличение мощности силлов вниз по падению и уменьшение количества силлов в том же направлении (рис. 12, 89). Залегание силлов согласное с внутренней структурой массивов и их внешними ограничениями. Количество силлов максимально в западных пологих частях массивов, удаленных от осевых вертикальных и крутопадающих частей. В пользу того, что это самостоятельные тела, а не реликты или развальцованные блоки, свидетельствует зависимость степени перекристаллизации дунитов от мощности силлов, приуроченность максимума перекристаллизации к осевой зоне силла и характерная вытянутость индивидов хромшпинелида по падению силлов. Степень перекристаллизации дунитов в силлах пропорциональна их удаленности от дунитового ядра.

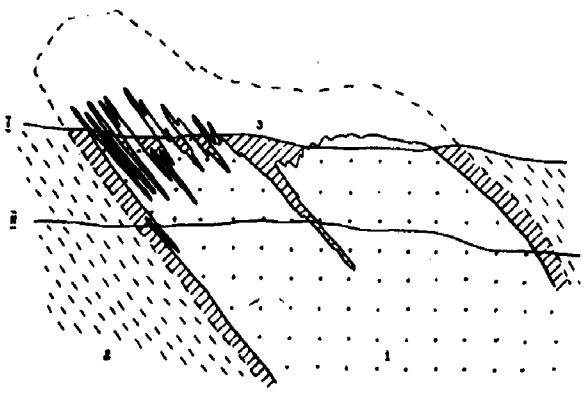


Рис. 89. Интерпретация строения силловидных зон и клинопироксенитовых клиньев КЗУМ:
1 — дуниты; *2* — вмещающие породы; *3* — клинопироксениты; *I* и *II* — уровни эрозионного среза

Признаки пироксенизации дунитов, наблюдаемые в зонах выклинивания силла, хорошо объясняются оливинизацией клинопироксенитов или иного субстрата в зоне выклинивания. Тектонические деформации действительно существуют, но они привели лишь к милонитизации ультрамафитов западных зон массивов, срывам вдоль контактов, скольжению вдоль ослабленных контактов и к некоторому уменьшению мощности силлов, но не исказили существенно их первичные формы, залегание и взаимоотношения с клинопироксенитами.

Постепенные переходы в пироксениты и согласное залегание силлов с вмещающими вулканитами позволило высказать предположение, что дунитовые силлы — результат внедрения дунитового расплава по слоистости вмещающих пород с синхронным образованием верлит-клинопироксенитовых оболочек (см. рис. 87, 89) [158].

5.3. ЖИЛЬНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ В ПИРОКСЕНИТОВОЙ ОБОЛОЧКЕ

К жильным образованиям в пироксенитовой оболочке, генетически связанным с дунитами ядра, отнесены ультрамафические пегматиты, оливиниты, верлиты, гусевиты и жилки магнетита и оливина.

Под *оливинитами* мы, вслед за Н. К. Высоцким [84], понимаем породы, состоящие из хризолита (Fa_{10-25}) и акцессорного магнетита или хроммагнетита. К ним частично относятся сидеронитовые дуниты Л. Дюпарка [479] и жильные "метадуниты" А. А. Ефимова [120]. Оливинитовые жилы широко распространены в Косьвинском, Конжаковском, Качканарском и Кривинском массивах. Выделяется три типа жил — шлировидные в плане тела, силлообразные и секущие жилки. Крупные (до 1,7 × 0,1 км) тела Конжаковского и Косьвинского массивов, линейно или дугообразно вытянутые, подчеркивают концентрическую форму массивов. Оливиниты слагают центральные части тел и к периферии сменяются диопсидсодержащими оливинитами и верлитами. Предполагается, что они фиксируют выступы кровли дунитового ядра. Силлообразные субгоризонтальные и пологие тела оливинитов мощностью до 1—3 м и длиной в сотни метров обнажены в привершинной части Синегорского и Кривинского массивов. Для них характерно широкое развитие угловатых и округлых ксенолитов пироксенита и оливинового клинопироксенита и прожилки оливинита в пироксените (табл. XVIII, рис. 2; табл. XIX, рис. 1, 2) [80, 288]. В случае залегания оливинитов в магнетитовых клинопироксенитах происходит обогащение оливинитов магнетитом, как в жиле на вершине г. Сев. Качканар. Мелкие, маломощные жилы оливинитов располагаются по периферии дунитовых ядер, реже внутри полей клинопироксенитов (табл. XIX, рис. 2), на расстоянии 10—30 м от контакта с дунитами. Жилы линейные, линзовидные с многочисленными апофизами, пламенеобразным выклиниванием и расплывчатыми или резко очерченными изометричными или пластинчатыми останцами и ксенолитами пироксенита (табл. XX, рис. 1, 2). Оливиниты мелкозернистые с полиэдрической или порфировидной структурой с ксеноморфными к оливину магнетитом и клинопироксеном. Железистость оливинитов 16—26%, среднее 20,6%, оливин $Fa_{9,5}$—Fa_{24}, клинопироксен f 19,5 (табл. 48, 49).

Большая часть исследователей считала оливиниты эпигенетическими магматическими или метасоматическими образованиями. А. А. Ефимов [115] описывал их как "неправильные участки метадунитового состава в оливиновом пироксените" и считал останцами, образовавшимися при пироксенизации дунитов. Однако жильная форма, брекчия клинопироксенитов и бронзититов и постепенные переходы в дуниты ядра подтверждают вывод О. А. Воробьевой [80, 82] и С. В. Москалевой [308] о их эпигенетичности, внедрении в виде подвижной субстанции и активном, в том числе метасоматическом, воздействии на пироксениты оболочки.

Жильные *верлиты* слагают самостоятельные крупные тела среди пироксенитов, мелкие жилы и оторочки оливинитовых жил. Крупные тела отмечены в Гусевогорском, Косьвинском и Конжаковском массивах. Жилы верлита до 0,5 м встречены по простиранию оливинитовых жил или среди пироксенитов близ контакта с дунитами (Косьвинский, Конжаковский массивы, Денежкин Камень). Верлиты средне- и крупнозернистые до пегматоидных, массивные однородные, такситовые и атакситовые, местами порфировидные. Химический состав всех верлитов близок с вариациями железистости 12—23% [31, 84]. Образование верлитов связывается нами с контаминацией дунитов и оливинитов пироксеновым материалом.

Магнетитовые оливиниты установлены Н. К. Высоцким и детально описаны Л. Ф. Борисенко [31]. Они отмечались в Качканарском, Гусевогорском, Косьвинском и Конжаковском массивах, где образуют пластооб-

разные и жилообразные секущие тела мощностью до 6 м с резкими, реже постепенными контактами. Оливинит массивный до полосчатого, мелко- и среднезернистый с оливином до 6 мм. Структура породы сидеронитовая. Содержание оливина состава Fa_{14} 57%, магнетита 29—58%, плеоната 3—8%, пироксена до 0,8% [31]. Железистость породы 30—58%, содержание TiO_2 до 2,3% (табл. 48, 49). Состав оливина: $Fa_{18,4}$—$(Mg_{1,57}Ca_{0,04}Mn_{0,01}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,31})_{1,99}Si_{1,01}O_{3,95}$; магнетита: $(Mg_{0,45}Mn_{0,11}Fe^{2+}_{8,55})_{9,10}(Ti_{0,80}Al_{0,55}Cr_{0,03}Fe^{3+}_{13,41}V_{0,10})_{14,89}O_{31,04}$. Состав рудных оливинитов и постепенные переходы к безмагнетитовым оливинитам свидетельствуют, что они являются одной их фаций оливинитов. Максимальное развитие магнетитовых оливинитов среди магнетитовых клинопироксенитов позволяет предполагать, что их образование связано с ассимиляцией оливинитами магнетита из вмещающих магнетитовых клинопироксенитов в результате большей энергетической выгодности ассимиляции железа, а не кальция (см. рис. 88).

Ультрамафические пегматиты в клинопироксенитовой оболочке представлены клинопироксенит-, верлит-пегматитами и их магнетитсодержащими и флогопитсодержащими аналогами. Клинопироксенит-пегматиты впервые отмечены Н. К. Высоцким [84] в Светлоборском и Вересовоборском массивах, а также изучались О. А. Воробьевой и др. [82, 398]. Верлит-пегматиты установлены в Конжаковском, Косьвинском, Гусевогорском, Светлоборском (с флогопитом) и Уктусском массивах, где они располагаются в прикровлевой части массивов, слагая линзовидные, трубообразные или трещинные тела до десятка метров мощностью. Верлит-пегматиты сложены массивным или такситовым грубозернистым до пегматоидного агрегатом оливина и пироксена с подчиненным количеством магнетита (до 0,5 мм) и хроммагнетита. Пироксенит-пегматиты располагаются среди пироксенитов оболочки и обычно сопровождают оливинитовые тела (табл. XVIII, рис. 2). Жилы линейные и линзовидные мощностью до 0,5 м, редко до n м (Западно-Гусевогорское месторождение). В магнетитсодержащих разностях наблюдается магнетитовая оторочка и скопления магнетита до 20 см, сопровождающиеся в зоне выклинивания пегматита серией прожилков магнетита по типу конского хвоста. Размер индивидов пироксена до 10 см, магнетита до 3 см, плеоната до 2 мм, оливина до 5 см, флогопита до 5 см. Железистость пегматитов 19—24% (табл. 50). По нашему мнению, описанная из россыпей Качканарско-Гусевогорского массива платина происходит при размыве не клинопироксенитов, как полагали [84, 102], а верлит- и клинопироксенит-пегматитов, в пользу чего свидетельствуют крупные размеры срастающихся с изоферроплатиной диопсида и магнетита и отсутствие платины в клинопироксенитах по всем видам анализов. Кварцевые клинопироксенит-пегматиты встречены на вершине г. Синей близ силла оливинитов в виде зональной жилы мощностью 20 см с обособлениями кварца до 3×5 см. Генезис ультрамафических пегматитов связывается нами с воздействием флюидов, генерируемых дунитовым массивом, и частично с воздействием высокотемпературных, насыщенных флюидами, оливинитов. Отсутствие амфибола свидетельствует о высокотемпературных (более 700 °С) условиях формирования пегматитов.

Жильные магнетититы, известные на г. Качканар и названные Н. К. Высоцким вслед за К. Фохтом "титаномагнетитовыми шпинеллитами" [84, с. 340], затем были установлены во всех остальных массивах пояса. Это линзовидные и жилообразные тела мощностью до 0,5 м и длиной в первые метры с останцами клинопироксенита. Магнетититы

вые верлиты описаны из дунитов Косьвинского Камня [82, 120], а также наблюдались на простирании пироксенитовых жил Юдинского тела и Уктусского массива. Жильные вебстериты указываются С. А. Кашиным [237] в дунитах г. Соловьевой. Хромдиопсидовые и оливин-хромдиопсидовые жилки мощностью до 1 м, сопровождающиеся оторочками оливинита, отмечаются в дунитах Нижнетагильского массива, Иовского тела и нами в Светлоборском массиве (табл. 54) [22]. Флогопит-хромдиопсидовые жилы с апофлогопитовым вермикулитом в пластинках до 2 см при содержании до 50% встречены нами в северной половине Светлоборского массива. Жилы бронзититового состава описаны близ северного контакта Иовского дунитового тела близ контакта с бронзититами оболочки [120]. Жилы сложены крупнозернистым бронзитом, с акцессорными диопсидом и фукситом. Энстатит Fs_{6-9} содержит вростки бледно-зеленого диопсида. Маломощные жилки энстатитового состава наблюдались и в других частях массива.

Описанные жилы рассматривались как магматические [82, 84, 477] или метасоматические образования [45, 82, 397], синхронные с клинопироксенитовой оболочкой. Жильные пироксениты отличаются от пироксенитов оболочки геологическим положением в поле дунитов, линейной формой жил, резкими контактами, присутствием ксенолитов дунита, фациальными переходами по простиранию и взаимоотношениями с дунитом. Для пироксенитовых жил характерна разнообразная ориентировка в пространстве, в отличие от согласного с западным контактом положения силловидных зон и клинопироксенитовых клиньев. Для жил характерна грубозернистость, резкие контакты с дунитами и во многих случаях — оторочки оливинитов, отсутствующие в силловидных зонах. Резкие контакты, коленообразные изгибы жил с совмещающимися контактами, а также угловатые ксенолиты дунитов позволяют сделать вывод, что большая часть жил выполняет открытые трещины или зоны дробления. Секущее по отношению ко всем типам дунитов положение жил указывает на их независимое и более позднее образование. Взаимоотношений жил с пироксенитами оболочки не установлено, но предполагается, что жилы гусевитов в клинопироксенитах являются их аналогами. Отсутствие связи жил с перекристаллизованными дунитами и ультрамафическими пегматитами, приуроченность жил к пироксенитовой оболочке и существенно пироксенитовый состав жил свидетельствуют, что источником вещества жил могли быть только клинопироксениты или ортопироксениты оболочки, на что указывает и зависимость состава жил от состава пород оболочки (орто- или клинопироксенитов).

Активное воздействие клинопироксенитовых жил на дуниты центральных частей ядер и уменьшение степени их воздействия близ контакта с клинопироксенитами, по-видимому, обусловлено более высокой температурой дунитового ядра, т. е. образование жил происходило в стадию остывания дунитового массива. Причиной образования жил могло быть трещинообразование, обусловленное наложенной тектоникой или уменьшением объема дунитов при кристаллизации. Трещинообразование привело к выделению поровых флюидов, обогащенных щелочами, растворению вмещающих пироксенитов и дунитов и миграции флюида в дунитовое ядро. При этом в более нагретых внутренних частях дунитового ядра происходило взаимодействие флюида с дунитом, обогащение его оливином, сброс железа в оливиниты оторочки, фракционирование щелочей и летучих и местами ассимиляция хромитового вещества. В более холодных частях пироксенитовой оболочки при этом формировались мелкозернис-

тые гусевиты. Температура кристаллизации жил, судя по отсутствию амфибола, оценивается в 700 °С и выше.

Таким образом, формирование пироксенитовых жил в дунитах произошло много позже формирования пироксенитовой оболочки, поэтому пироксенитовые жилы не могут привлекаться для объяснения генезиса клинопироксенитов оболочки.

5.5. ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ ОБОЛОЧКИ С ДУНИТАМИ И ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ

Один из ключевых вопросов генезиса КЗУМ — характер взаимоотношений пироксенитов оболочки с дунитовым ядром. При этом одни исследователи доказывали более позднее образование дунитов [49, 303, 304], другие, наоборот, — эпигенетичность пироксенитов по отношению к дунитам [47, 82, 115], третьи — их сингенетичность. Диаметрально противоположные выводы о последовательности образования этих двух групп пород требуют обсуждения всех аспектов рассматриваемого вопроса.

Обзор взаимоотношений дунитов и клинопироксенитов, произведенный выше, показал, что пироксениты не образуют самостоятельных массивов, слагая оболочку вокруг дунитовых ядер. При этом не наблюдается прорывания дунитовых тел клинопироксенитами и наоборот. Однако наряду с четко выраженным оболочечным положением пироксенитов наблюдаются усложнения, которые описывались как силловые зоны, дайки и втеки клинопироксенитов в дуниты, останцы клинопироксенитов в дунитах и поля дунитов в клинопироксенитах.

Характер взаимоотношений дунитов и пироксенитов в силлах указывает на постепенные переходы между обоими типами пород и переход силлов в дуниты ядра, т. е. характер взаимоотношений в силлах такой же, как и в оболочке.

Языкообразные "втеки" клинопироксенитов в дуниты Нижнетагильского массива закартированы Н. К. Высоцким и др. [84, 372]. А. Н. Заварицкий и А. Г. Бетехтин [138] рассматривали их как диагональные трещины, выполненные клинопироксенитами, а Т. Г. Тресвятская и О. А. Воробьева [82] — как дайки клинопироксенитов. "Втеки" образуют лентовидные в плане тела длиной до 1200 м и шириной 30—100 м и менее, расположенные дугообразно параллельно западному контакту массива (см. рис. 30). Они соединяются с пироксенитовой оболочкой или изолированы от нее, сложены не только мономинеральными клинопироксенитами, но и оливиновыми и верлитами, в которые они переходят постепенно по простиранию. Тесная связь "втеков" с пироксенитовой оболочкой, состав пород, размерности зерен и структура свидетельствуют о их полной идентичности породам пироксенитовой оболочки. Их форма, характер выклинивания и приуроченность к отрогам вершин свидетельствуют о быстром выклинивании с глубиной, что позволяет считать их "клиньями" — останцами пироксенитовой оболочки, вдающимися в тело дунитового ядра и уцелевшими от эрозии. В Фарковском увале и на западном склоне Тылайского Камня пироксенитовые клинья сопряжены с дунитовыми силлами и являются их составной частью (см. рис. 13, 15). Вероятно, и одиночные лентовидные клинопироксенитовые "клинья" Нижнетагильского массива являются глубоко проникающими в дуниты клиньями располагавшейся выше эродированной силловой зоны, остатки которой сохранились в юго-западной части массива. Таким образом, и в данном случае нельзя говорить об эпигенетичности дунитов или клинопироксенитов по отношению друг к другу.

Изолированные участки клинопироксенитов в дунитах широко развиты во многих массивах, особенно Нижнетагильском. Размеры таких участков от 50 × 50 до 300 × 175 м, форма — от округлой и овальной до неправильной. Максимум участков приурочен к пироксенитовой оболочке, особенно в слабо и контрастно эродированных массивах, часто на продолжении апофиз от пироксенитовой оболочки. Для таких участков характерны извилистые в плане контакты пироксенитовой оболочки. Мелкие участки сложены верлитами, более крупные — оливиновыми и мономинеральными клинопироксенитами, иногда с зональным строением и верлитовой каймой. Приуроченность участков к пироксенитовой кайме, контрастно и слабо эродированным частям массивов, а также зональное строение участков позволяют считать их неэродированными останцами пироксенитовой оболочки в поле дунитов. При этом в приконтактовых дунитах наблюдается тот же тип зональности, что и на контакте с пироксенитами оболочки (рис. 91). Таким же останцем является, видимо, и обнаруженное в месторождении хромита № 4206 в верховьях Архипова лога Нижнетагильского массива небольшое тело энстатитовых пород, залегающих в дунитах.

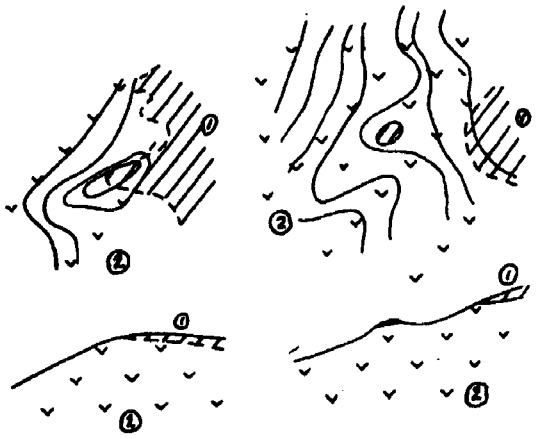


Рис. 91. Интерпретация строения пироксенитовых выступов и "нашлепок" на дунитах северо-восточной части Нижнетагильского массива:
1 — клинопироксениты; *2* — дуниты

Дунитовые участки среди пироксенитовой оболочки обычны в тех же частях массивов, где известны пироксенитовые останцы. Размеры их от первых метров в поперечнике до 50 × 100 м и более. Форма их округлая, овальная и неправильная. Большая часть участков сложена диопсидсодержащими и диопсидовыми прото- и квазидунитами, причем в более крупных участках наблюдается зональность с уменьшением содержания клинопироксена к центральным частям массивов. Приуроченность дунитовых участков к пологим, слабо эродированным частям массивов, характер взаимоотношений с клинопироксенитами и переходы дунитов в клинопироксениты свидетельствуют о том, что дунитовые участки представляют собой эродированные "окна" в поле клинопироксенитов.

Таким образом, в общепетрологическом аспекте не наблюдается активного воздействия клинопироксенитов на дуниты или наоборот, хотя форма и положение пироксенитовой оболочки свидетельствуют о ее конформности дунитовому ядру. Интересен характер поверхности контакта. Ровные границы клинопироксенитовой оболочки в сильно эродированных массивах свидетельствуют о ровных и плавных границах на крутых контактах. Однако в прикровлевых частях, например в Иовском теле, наблюдаются местами очень неровные контакты с клиньями клинопироксенитов до глубины 200 м от поверхности и выступы дунита вверх, особенно в зоне развития бронзититов, где амплитуда выступов достигает 30 м (табл. XVI, рис. 2).

Непосредственные контакты обеих ассоциаций заметно варьируют. В случае отсутствия на контакте ультрамафических пегматитов или тектонических срывов наблюдаются постепенные или резкие контакты между ними, заливы дунитов в клинопироксениты оболочки, брекчии пироксенитов в дунитах и оливинитах, а также жилы верлитов и оливинитов в пироксенитах.

Постепенные переходы от дунитов к пироксенитам через зону диопсидовых дунитов и верлитов наблюдались на участках пологого залегания контактов, всегда в прикровлевых частях массивов или, как в Иовском теле, в выступах дунитов в клинопироксениты оболочки. Постепенные переходы не дают возможности однозначного определения последовательности образования пород, но могут указывать на взаимодействие между ними.

Резкие контакты пироксенитов с дунитами наиболее обычны и указываются в восточной части Иовского тела среди клиньев пироксенитов в дунитах, на западном контакте Нижнетагильского, Косьвинского, Каменушинского и других массивов. Характерно присутствие на контакте с дунитами оливиновых, оливинсодержащих или мономинеральных клинопироксенитов без промежуточной зоны верлитов. Такие переходы наиболее характерны для крутопадающих контактов массивов и пироксенитовых клиньев, вдающихся в дуниты.

Заливы и жилки дунита и оливинита в клинопироксенитах широко распространены и особенно эффектны в обнажениях Южного карьера Гусевогорского массива (табл. XIX, рис. 1). При этом в дунитах и оливинитах наблюдаются разной крупности останцы клинопироксенита, тогда как в клинопироксенитах появляются пятна и включения оливинита.

Брекчии пироксенитов в дунитах указывались Л. Дюпарком [480] и О. А. Воробьевой и др. [82] на восточном контакте Иовского тела по р. Полуденный Иов и нами на западном контакте Юдинского тела (табл. XX, рис. 1). Брекчии представляют собой угловатые ксенолиты пироксенита размером до 0,5 м и меньше разделенные дунитом. Часть ксенолитов имеет признаки разъеденности (оливинизации). В Иовском теле брекчия развита в нижней части крупных клинопироксенитовых клиньев и в зоне внедрения дунитов в бронзититы (табл. XX, рис. 1). Эти образования интерпретировались Л. Дюпарком и О. А. Воробьевой как эруптивные, А. А. Ефимовым [120] — как следствие оливинизации, однако важно, что вне зависимости от интерпретации они однозначно указывают на более позднее образование дунитов и на существование пироксенитов в виде твердого вещества.

Отмечалось и обратное явление — ксенолиты верлитов и оливинитов в клинопироксенитах Гусевогорского массива [31, 423]. По Л. Ф. Борисенко [31], небольшие тела "перидотитов" диаметром 20—30 см с резкими контактами — "вероятно, ксенолиты перидотита". Ксенолиты верлита описаны В. Г. Фоминых [421, 423] в оливиновых клинопироксенитах Центрального карьера и оливинита в клинопироксенитах из Северного карьера. Для них указаны 4-миллиметровые магнетитовые оторочки и повышенная амфиболизация и серпентинизация контакта. Нигде более подобные образования не отмечались. Более того, в этом же массиве, этими же авторами описаны многочисленные ксенолиты пироксенита в оливините. Такой парадокс можно объяснить тем, что описанные находки представляют не ксенолиты и не останцы, а трубообразные, частично отшнурованные тела верлитов и оливинитов в клинопироксенитах, в

пользу чего свидетельствуют оторочки магнетита, характерные для эпигенетических магнетитовых жил, и состав, близкий к составу жильных оливинитов. Описывавшиеся ранее клинопироксенитовые жилы в дунитах [131] в большинстве случаев оказались пироксенитовыми клиньями или более поздними, действительно жильными образованиями. В зоне контакта многих дунитовых тел, особенно Косьвинского и Конжаковского, широко развиты оливинитовые и оливиновые жилки, секущие клинопироксениты и содержащие их ксенолиты (рис. 92).

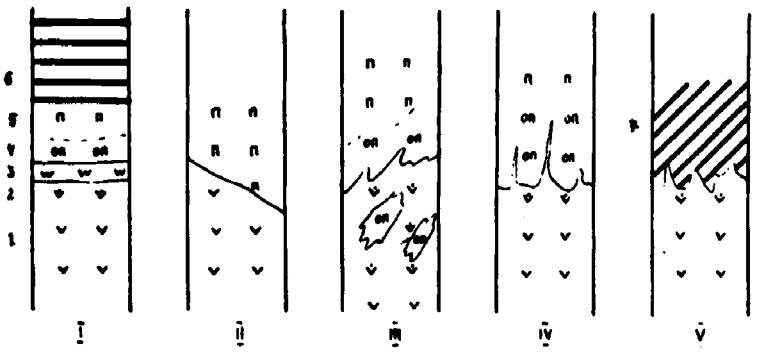


Рис. 92. Типы взаимоотношений дунитов и клинопироксенитов оболочки:
I — постепенный; *II* — резкий; *III* — резкий с брекчией клинопироксенитов; *IV* — с оливинитовыми жилками; *V* — с образованием косьвитов; *1* — дунит; *2* — диопсидовый дунит; *3* — верлит; *4* — клинопироксенит оливиновый; *5* — мономинеральный; *6* — магнетитовый; *7* — косьвит

Непосредственно на контакте дунитов и клинопироксенитов описывались три типа изменений: оливинизация клинопироксенитов, пироксенизация дунитов и оливинитизация дунитов.

По С. В. Москалевой [303, 307] и О. А. Воробьевой и др. [82], в зоне контакта дунитов с клинопироксенитами наблюдается оливинизация последних. Этот процесс отчетливо прослеживается на контакте с клинопироксенитами оболочки и вокруг оливинитовых жил. Наиболее эффектно процесс проявлен вокруг Иовского и Юдинского дунитовых тел, для которых характерно широкое развитие оливинитовых жил и увеличение содержания оливина в приконтактовых клинопироксенитах до 30% и более. Тесная связь с оливинитовыми жилами и наличие ксенолитов, превращенных в оливиновые клинопироксениты, указывает на эпигенетичность процесса и метасоматический способ их образования.

О. А. Воробьева [82] описала петрографические и минералогические признаки замещения пироксенитов дунитами с проявлением инъекций, жилок замещения и разъедания клинопироксена с постепенным увеличением содержания оливина, сменой хромшпинелида магнетитом и плеонастом и появление ксеноморфного хромшпинелида и магнетита в дунитах зоны контакта. В приконтактовых пироксенитах отмечалось повышенное содержание ильменита, дальше от контакта сменяющегося магнетитом и плеонастом, что, по О. А. Воробьевой, также связано с процессом оливинизации клинопироксенитов, переходившем в магматическую стадию. В то же время, по А. А. Ефимову [120], за оливинизацию в большинстве случаев принимались картины дисгармоничной, часто хаотической деформации пироксенитов и оливиновых пород, в том числе и

"Баранчинская эруптивная брекчия". Наши многочисленные наблюдения в зоне контактов полностью подтверждают правоту более ранних исследователей [80, 82, 303].

Увеличение содержания пироксена в дунитах на контакте с пироксенитами отмечалось Н. К. Высоцким [84] и было связано А. А. Ефимовым [120] с процесом клинопироксенизации дунитов. Однако постоянное присутствие диопсида не только в краевых, но и центральных частях массивов, на значительном удалении от контакта с клинопироксенитами, повышенные содержания его в зонах пологого контакта и в кровле дунитовых ядер, а также зависимость состава акцессорных пироксенов от состава вмещающих пироксенитов (имеется в виду, что на контакте с клинопироксенитами развит акцессорный клинопироксен, на контакте с бронзититами — ортопироксен) позволяет успешно объяснить подобное явление ассимиляцией дунитами вещества оболочки.

Обогащение краевых дунитов железом и титаном в зоне контакта с клинопироксенитами установлено О. А. Воробьевой и др. [82] и подтверждено [120]. Аналогичное исследование, проведенное на Нижнетагильском массиве [280], не показало увеличения железистости дунитов. Не установлено оно и на контактах других массивов, следовательно, описанная закономерность не имеет универсального значения. Интересно, что зоны оливинитов наблюдаются только в массивах с обильным развитием оливинитовых жил в клинопироксенитах, и для них характерно присутствие в зоне контакта косьвитов и магнетитовых клинопироксенитов. О. А. Воробьева [82] объяснила образование оливинитов взаимодействием подвижного дунита с твердым клинопироксенитом, А. А. Ефимов [120] — побочным следствием пироксенизации в результате выноса железа, аналогично образованию такой же оторочки вокруг клинопироксенитовых жил в дунитах. Но в этом случае образование оторочек оливинитов связано с эпигенетическими жилами клинопироксенитов в дунитах, тогда как в случае краевых оторочек наблюдается эпигенетическое положение дунитов к клинопироксенитам, т. е., несмотря на одинаковый эффект, генезис оливинитов принципиально отличен. Все это позволяет считать образование оливинитов на контакте с клинопироксенитами оболочки результатом взаимодействия дунитов с клинопироксенитами, но более слабого энергетически, чем при образовании верлитов. Предпочтительное обогащение оливинитов железом, в отличие от обогащения верлитов кальцием, может быть следствием более высокой растворимости железа в дуните из-за его повышенных концентраций, или при относительно низких температурах взаимодействия, или в результате участия флюидов.

Петрохимически по большинству компонентов между дунитами и клинопироксенитами не наблюдается резкого разрыва, по другим, например Ti и Ca, такой разрыв очень резкий (рис. 93). Наиболее постепенные переходы наблюдаются в прикровлевых частях массивов в случае развития в них верлитов или гарцбургитов.

Таким образом, взаимоотношения пироксенитов с дунитами или генетически неопределенные, или дуниты и связанные с ними жильные образования эпигенетически воздействуют на пироксениты. Существование нейтральных или неопределенных контактов между пироксенитами и дунитами, по нашему мнению, может быть объяснено их близодновременным образованием, постепенные переходы — взаимодействием между ними, а присутствие пироксенитовых брекчий в дуните — существованием ограниченного по масштабам внедрения дунитов в клинопироксениты.

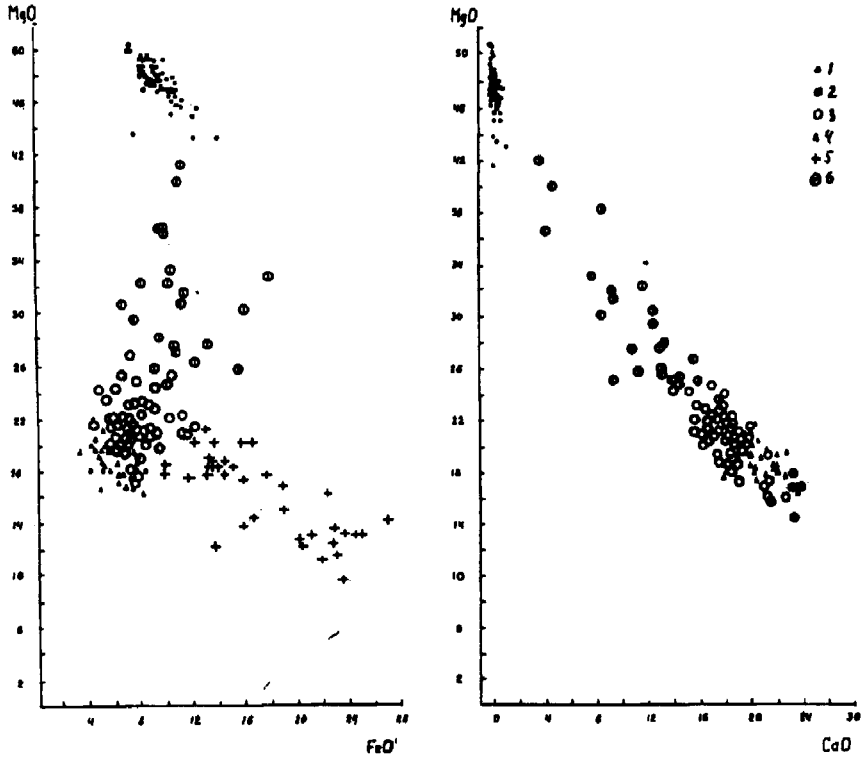


Рис. 93. Вариации состава клинопироксенитов КЗУМ в ряду дуниты — магнетитовые клинопироксениты:

1 — протодуниты; *2* — верлиты; *3* — клинопироксениты оливиновые; *4* — мономинеральные; *5* — магнетитовые; *6* — клинопироксен из оливиновых и магнетитовых клинопироксенитов

Различие в характере взаимоотношений в кровле и крутых контактах может быть обусловлено более застойными условиями взаимодействия в кровле, способствовавшими более полному взаимообмену и ассимиляции вещества пироксенитов и дунитов, что привело к образованию гибридных пород промежуточного состава. В пользу именно ассимиляции пироксенитов дунитами, а не пироксенизации дунитов, свидетельствует зависимость состава реакционных пород от состава контактирующих с дунитами пироксенитов. Так, в Иовском теле, на контакте с клинопироксенитами, развиты верлиты, тогда как на контакте с бронзититами — гарцбургиты и энстатитовые дуниты. Вторая фаза внедрения дунитов могла быть обусловлена подтоком флюидов или инъекциями обогащенного флюидами остаточного дунитового расплава из еще незакристаллизованных частей массива.

Однако в целом отсутствие самостоятельных пироксенитовых массивов, признаков интрузивных взаимоотношений пироксенитов с дунитами или наоборот и конформность пироксенитов оболочки по отношению к дунитовым ядрам свидетельствуют, что пироксениты оболочки формировались близодновременно внедрению дунитов, при последующем взаимодействии между ними с образованием пород промежуточного состава или при активном воздействии дунитов на пироксениты.

5.6. ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Воздействие клинопироксенитов на вмещающие породы выражается в признаках контактового метаморфизма вмещающих пород, их пироксенизации и горнблендитизации, присутствии ксенолитов, останцев и теневых останцев вмещающих пород в клинопироксенитах и в присутствии жил клинопироксенитов во вмещающих породах.

Контактовый метаморфизм вокруг КЗУМ описывался М. Уолтоном [510] в массиве о. Блашке на Аляске, где им наблюдалось изменение вмещающих пород в роговики габброидного состава. По Х. Тейлору и Дж. Ноблу [389], вокруг ультрамафических комплексов Аляски проявился метаморфизм эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций в зонах шириной 30—100 м и более от контактов роговообманковых пироксенитов. В массиве залива Юнион филлиты в ореоле шириной более 300 м превращены в биотит-гранатовые сланцы и гнейсы. В то же время часть КЗУМ Аляски сопровождается крупными габбровыми интрузиями, и неясны критерии различия метаморфизма, связанного с той или иной породой.

На Урале контактовые метаморфические породы вокруг КЗУМ были описаны В. А. Артамоновой и Л. В. Малаховой [7, 8, 281], но были связаны ими с воздействием габброидов. А. А. Ефимов [123] описал роговики и амфиболиты на контакте ультрамафитов Желтой сопки и Кривинского массива, интерпретировав их как результат воздействия ультрамафитов, а позже — нагретого габбро-ультрамафического диапира на вмещающие породы. Более детальное картирование показало, что во всех случаях ультрамафические массивы окружены более поздними габбровыми интрузиями, в том числе слабо эродированными, также сопровождающимися ореолами пироксен-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых роговиков шириной до первых километров. Отсутствие критериев различия роговиков, связанных с ультрамафитами, и роговиков, связанных с габброидами, и отсутствие четких контактовых ореолов вокруг ультрамафических массивов, не подвергшихся воздействию габброидов, не позволяют в изученных массивах выделять контактовые роговики, связанные только с воздействием ультрамафитов.

Непосредственные контакты клинопироксенитов с вмещающими породами во всех случаях, где это удавалось наблюдать, — резкие тектонические, а сами клинопироксениты милонитизированы (Нижнетагильский массив) или горнблендитизированы (Гусевогорский массив). Признаки активного воздействия ультрамафитов КЗУМ на вмещающие породы выражаются в образовании порфиробласт клинопироксена в роговиковой аповулканогенной матрице [158], как, например, в Карповском массиве и отчасти в западном контакте Конжаковского массива. В северо-восточном контакте Нижнетагильского массива имеется зона амфиболизации или горнблендитизации в роговиках в виде линзовидных и такситовых жилок, пламенеобразно выклинивающихся вверх и в сторону от ультрамафитов. Ее также можно отнести к результатам воздействия клинопироксенитов на вмещающие породы или связать с образованием клинопироксенитов. Но пока этот вопрос не может быть убедительно решен из-за слабой обнаженности приконтактовых зон и их сильной тектонизации.

К этому же типу контактовых процессов надо отнести и клинопироксенитовые жилы, встреченные в мелкозернистых кытлымитах в останце кровли между Качканарским и Гусевогорским массивами. Жилы мощностью от 1 до 30 см и длиной до первых метров секут полосчатость

кытлымитов и цементируют их брекчию (табл. XXI, рис. 2). Жилы участвуют вместе с кытлымитами в складчаточти и по периферии замещены горнблендитами, что свидетельствует о их догаббровом образовании. Состав материала жил близок к составу магнетитовых клинопироксенитов оболочки и аналогичных жил в дунитах Светлоборского массива. В настоящее время неясно, являются ли эти жилы аналогами гусевитов и пироксенитовых жил в дунитах, т. е. образовались после пироксенитовой оболочки или являются ее апофизами во вмещающие породы.

Вопрос о ксенолитах вмещающих пород в клинопироксенитах был открыт М. Уолтоном [510], обнаружившим в массиве о. Блашке включения вмещающих пород, соответствующих по составу беербахитам. Т. Ирвайн [487] описал включения молочно-белого кварца с реакционной клинопироксеновой оторочкой в оливиновых клинопироксенитах массива о. Дьюк. Крупные сильно метаморфизованные включения метаосадочных пород указываются в роговообманковых клинопироксенитах (снеттисхемитах) массивов Клуквана и залива Юнион [507]. К. Камселл [473] в массиве Туламин описал брекчию метаморфитов в клинопироксенитах, причем количество и степень угловатости обломков уменьшались к центру массива [473]. В уральских КЗУМ ксенолитов вмещающих пород не установлено, однако роговиковоподобные породы среди тылаитов Конжаковского массива указывали [120], а роговики [158]. Позже они были правильно интерпретированы как милонитизированные конжакиты и бластомилониты [116, 171]. Находки ксенолитов в КЗУМ Аляски интерпретируются как включения, в разной степени переработанные магмой или расплавом пироксенитового или оливин-пироксенитового состава [473, 487, 488, 510]. Однако признаков того, что это ксенолиты, а не останцы замещения не приводится. Предполагается, что ксенолиты сложного состава, т. е. близкие по составу к клинопироксенитам, могли быть полностью ассимилированы. По нашему мнению, такими не ассимилированными, а метасоматически замещенными теневыми ксенолитами и останцами являются тела ортопироксенитов и вебстеритов.

Ортопироксениты встречены нами в Нижнетагильском массиве и Иовском дунитовом теле [183]. В Нижнетагильском массиве они встречены в верховьях Архипова лога в отвалах хромитовой копи, в осевой части массива — в поле мелко- и среднезернистых дунитов. Размер обособлений не менее метра в поперечнике. Ортопироксениты секутся хромитовыми жилками, образуют брекчии в хромититах и подвергаются хромитизации. Вторая находка, геологически более определенная, сделана в Конжаковском массиве на северо-северо-восточном контакте Иовского дунитового тела (см. рис. 14), где ортопироксениты обнажаются среди клинопироксенитов в крутом левом борту ущелья р. Иов. Обнажение размером 1,5 × 2 м находится прямо над описанным ранее обнажением, сложенным такситовыми гарцбургитами, но контакты между ними не обнажены. Ксенолиты бронзититов наблюдаются в дунитах ниже по склону. Положение ортопироксенитов среди клинопироксенитов, одинаковые размеры зерен и одинаковые структуры позволяют предполагать, что они являются нормальным членом пироксенитовой оболочки. Существование бронзититов было предсказано ранее [183] в случае, если в контакте с КЗУМ располагались бы высококремнистые вмещающие породы. Предполагается, что ортопироксениты могли образоваться при замещении кремнистых пород, выходы которых известны в западной и северной частях Конжаковского массива. Следовательно, ортопироксениты являются "теневым

останцем" вмещающих пород, ибо с других позиций их образование невозможно.

Предполагается, что к этому же классу явлений относятся и находки вебстеритов в Гусевогорском массиве [84, 188, 197]. Вебстериты установлены в Западно- и Северно-Гусевогорском месторождениях в виде обособлений размером 160 × 110 м и пластообразных тел мощностью до 40 м и в Северном карьере в виде трех пластообразных тел длиной 350 и 570 м при ширине 10—60 м. Простирание лентовидных тел совпадает с простиранием Гусевогорского массива и вмещающих пород. Переходы во вмещающие клинопироксениты и магнетитовые клинопироксениты весьма постепенные. Можно предполагать, что вебстериты, в отличие от бронзититов, формировались не по кремнистому, а по кремнисто-вулканогенному субстрату, чем и обусловлено присутствие ортопироксена и клинопироксена.

Таким образом, хотя признаки контактового метаморфизма вокруг КЗУМ пока неотличимы от метаморфизма, связанного с более поздними габброидами, такие факты, как присутствие переработанных и полностью переработанных "теневых ксенолитов" или останцев вмещающих пород в клинопироксенитах и наличие жил клинопироксенитов во вмещающих породах свидетельствуют об эпигенетичности пироксенитов по отношению к вмещающим породам и о их возможном развитии по вмещающим породам.

5.7. СООБРАЖЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ПИРОКСЕНИТОВОЙ ОБОЛОЧКИ

Генезис и условия образования клинопироксенитов не могут быть объективно рассмотрены без учета влияния габброидных ассоциаций, что будет обсуждено ниже. Рассмотренный материал позволяет высказать некоторые предварительные соображения. Так, оболочечная форма пироксенитов и отсутствие самостоятельных массивов свидетельствуют о их генетической несамостоятельности. Постоянная связь с дунитами, только периферическое положение и характер зональности с падением температуры кристаллизации парагенезисов к периферии свидетельствуют о генетической связи пироксенитовой оболочки с дунитами. Положение пироксенитовой оболочки между дунитами и вмещающими породами, признаки воздействия клинопироксенитов на вмещающие породы, ксенолиты и останцы вмещающих пород в клинопироксенитах, теневые останцы бронзититов и вебстеритов и жилы клинопироксенитов во вмещающих породах свидетельствуют, что пироксениты формировались по вмещающим породам в результате воздействия на них дунитов. Дальнейшее взаимодействие дунитов с пироксенитами оболочки привело, в зависимости от состава, к образованию на контакте с клинопироксенитами — верлитов и диопсидовых дунитов, на контакте с ортопироксенитами — гарцбургитов и энстатитовых дунитов, на контакте с магнетитовыми клинопироксенитами — оливинитов. Повторное внедрение обогащенных флюидами дунитов привело к взаимодействию между дунитами и клинопироксенитами и образованию даек, жил и силлов оливинитов, магнетитовых оливинитов, пироксенит- и верлит-пегматитов и магнетитовых жил. Следующий этап деформаций сопровождался образованием пироксенитовых жил в дунитах и вмещающих породах и гусевитовых жил в клинопироксенитах. Более подробно генезис и условия формирования пироксенитовой оболочки рассмотрены в главе 8.

Глава 6

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КЗУМ, СВЯЗАННЫЕ С ГАББРОИДАМИ

Хотя габброиды образуют самостоятельную интрузивную фазу, а по мнению некоторых — самостоятельную формацию, и следовательно, не должны рассматриваться в КЗУМ, тем не менее во многих массивах они оказывают заметное воздействие на ультрамафиты, вызывая их разнообразные изменения. Многие исследователи связывали с этим воздействием образование клинопироксенитов и магнетитовых клинопироксенитов, а также перекристаллизацию дунитов [72, 111, 119, 120, 415]. Нами к минеральным ассоциациям, связанным с габброидами, кроме первичных ортомагматических габбро-норитов и габбро отнесены продукты их постмагматических изменений — анортитовые габбро, габбро-, анортозит- и троктолит-пегматиты; продукты оливинитизации и перекристаллизации дунитов — оливинит-пегматиты, оливиниты и хроммагнетитовые сегрегации; продукты фельдшпатизации ультрамафитов — конжакиты, габбро-конжакиты и образовавшиеся по ним тылаиты; продукты амфиболизации клинопироксенитов — горнблендиты и горнблендит-пегматиты, а также продукты воздействия габбро на дуниты — штубахиты, антигорититы и офит-хлоритовые жилы. К продуктам контактового метаморфизма ультрамафитов отнесены также антофиллитовые породы и антигорититы, а вмещающих пород — пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые роговики, кытлымиты и амфиболиты.

6.1. ОРТОМАГМАТИЧЕСКИЕ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ГАББРОИДЫ

Габброиды слагают изометрические (до 7×9 км), овальные (до 46×18 км) или вытянутые (до 15×130 км) массивы, самостоятельные или образующие полукольцевые или кольцевые интрузии вокруг ультрамафитов, либо включающие их внутрь себя (см. рис. 48). Выделяются два типа габбровых массивов, различающихся по размерам и геологическому положению. Мелкие массивы, расположенные среди кытлымитов и зеленых сланцев, сложены средне- и мелкозернистыми амфиболовыми, сильно соссюритизированными габбро, как, например, мелкие тела габброидов вокруг Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Косьвинского массивов. В массивах средних и крупных размеров в периферических частях сохраняются габбро-нориты и пироксеновые габбро, а сами массивы окружены ореолом пироксен-плагиоклазовых роговиков. Крупные массивы, удаленные от подводящих каналов, почти полностью сложены габбро-норитами (Валенторский массив, Журавлев Камень, Князьпинский массив). В то же время изометрические массивы и части массивов, расположенных над гравитационными максимумами, сложены амфибол-анортитовыми и оливиновыми габбро, троктолитами и анортозитами, имеющими явно метасоматическое образование. По-видимому, мелкие тела габброидов, расположенные среди водонасыщенных вмещаю-

щих пород, при кристаллизации или автометаморфизме формировали водонасыщенные амфиболовые габбро и оказывали сравнительно слабый метаморфизм на вмещающие породы. Крупные габбровые интрузии с большими тепловыми ресурсами кристаллизовались как габбро-нориты, метаморфизуя вмещающие вулканиты до пироксен-плагиоклазовых роговиков. Первично-магматические офитовые средне- и крупнозернистые трахитоидные габбро-нориты состоят из зонального An_{50-70}, гиперстена с f 43%, авгита, магнетита с 3,3—8,8% TiO_2, флогопита и калиевого полешпата (табл. 55). Амфиболовые соссюритизированные габбро от мелко- до среднезернистых, мезо- и лейкократовые с габбровой структурой состоят из соссюритизированного плагиоклаза An_{48-53}, сине-зеленой роговой обманки с f 62—66%, реликтов диопсида с f 31—34%, акцессорных биотита, магнетита (1—4%), апатита и т. д. От габбро-норитов они отличаются меньшим содержанием кремнезема и большей глиноземистостью, магнезиальностью и содержанием H_2O (табл. 55, 56).

Постмагматически-измененные габброиды описаны О. А. Воробьевой и др. [82], А. А. Ефимовым и Т. И. Кууспалу [124] и др. как апогаббровый комплекс, представленный анортит-пироксеновыми, анортит-амфиболовыми габбро и анортозитами, замещающими габбро-нориты, тогда как оливиновые габбро и троктолиты трактуются как продукты замещения ультрамафитов. Оливиновые габбро развиты во всех крупных массивах в осевой части или по периферии габбро-норитовых массивов. В анортитизированных массивах они располагаются по периферии зон анортитизации. Габбро от лейко- до меланократовых, полосчатое от мелко- до крупнозернистого, сложено незональным An_{67}—An_{100}, клинопироксеном с f 20—35%, оливином состава Fa_{20-35} и сидеронитовым магнетитом. С оливиновыми габбро тесно ассоциируют троктолиты, сложенные An_{87-96} и Fa_{20-35}, окруженным светло-зеленой роговой обманкой и магнетитом. Амфибол-анортитовые и амфибол-пироксен-анортитовые габбро, в классическом виде развитые на Серебрянском Камне, которым, в силу их важности, следует дать самостоятельное название — "*серебрянскиты*", располагаются в осевых частях крупных габбро-норитовых массивов, обычно над центрами гравиметрических аномалий. Габбро средне- и крупнозернистые, массивные и полосчатые от лейко- до меланократовых с реликтовой офитовой или габбровой структурой. Порода сложена незональным и слабозональным An_{80-100}, с реликтами An_{50-60}, диопсидом Hd_{25-32}, частично замещенным роговой обманкой с f 40—50%, сидеронитовым магнетитом с 2—5% TiO_2 и акцессорными плеонастом, апатитом и халькопиритом. Анортозиты, вернее, *анортитовые породы*, в ограниченных количествах присутствуют в массивах Денежкина Камня, Серебрянском и Павдинском, образуя прослои и жилы в троктолитах и амфибол-анортитовых габбро. Они средне- и крупнозернистые, полиэдрические, состоят из незонального An_{90-95} и небольших количеств роговой обманки и магнетита. По составу близки к чистому анортиту (табл. 55).

Между постмагматическими габброидами наблюдаются постепенные переходы, а для анортитовых габбро (серебрянскитов) — признаки метасоматического образования по габбро-норитам с сохранением реликтовой трахитоидной структуры. В то же время анортитовые породы и магнетитовые оливиниты эпигенетичны по отношению к постмагматически измененным габброидам и образовались на поздних стадиях процесса. Постмагматические габброиды располагаются в осевых частях габбро-норитовых массивов. К центру массивов увеличивается содержание анортита и жильных тел анортитовых пород. Максимум процесса анортитизации наблюдается над

подводящими каналами крутопадающих габбровых массивов. Приуроченность анортитизации к осевым частям массивов и согласное залегание в их структуре позволяют считать эти породы постмагматическими, генетически связанными со становлением самих габбровых массивов.

6.2. ФЕЛЬДШПАТИЗИРОВАННЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ

С. В. Москалева [304, 307] первая описала полевошпатовые ультрамафиты как апопироксенитовые габброиды, О. А. Воробьева и др. [82] — как контактово-инъекционные образования, А. А. Ефимов [111, 120] — как эпидунитовые габбро-пироксенитовые образования. После установления интенсивной деформации некоторых из этих пород А. А. Ефимов пришел к выводу, что часть их (тылаиты) являются апогаббровыми милонитами или продуктами милонитизации пироксенизированных и фельдшпатизированных дунитов [115, 116].

Нами среди продуктов фельдшпатизации ультрамафитов выделяются фельдшпатизированные дуниты, слабо фельдшпатизированные клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты (конжакиты), средне и сильно фельдшпатизированные клинопироксениты (габбро-конжакиты), оливиновые габбро, троктолиты и анортитовые породы, представляющие крайние стадии фельдшпатизации ультрамафитов. Ранее относившиеся сюда тылаиты имеют более сложный генезис.

Фельдшпатизированные дуниты в КЗУМ Урала исключительно редки и представлены жилками анортитового, оливин-анортитового и анортит-диопсид-магнетитового состава в дунитах, обычно окруженные оторочками оливинита.

Конжакит как геологический термин был предложен нами для фельдшпатизированных пироксенитов и оливиновых клинопироксенитов с целью отличия их от тылаитов, с которыми они ранее смешивались [158, 165]. Под конжакитами мы понимаем ультрамафиты состава от клинопироксенитов до оливиновых клинопироксенитов с ограниченным (до 25%) развитием плагиоклаза, обычно в виде субпараллельных коротких жилок или их системы. Порода штрих-полосчатая средне- или крупнозернистая (табл. XXII, рис. 1). Большая часть таких пород описывалась ранее как полевошпатовые клинопироксениты [102, 120, 482], тылаиты [120], габброизированные пироксениты [304, 307] и инъекционно-контактовые образования [82]. Минеральный состав конжакитов аналогичен составу исходного субстрата с примесью плагиоклаза. По химизму конжакиты отличаются только более высоким, чем клинопироксениты, содержанием глинозема и щелочей (рис. 94; табл. 57). Характерно их промежуточное положение между тылаитами и клинопироксенитами в немилонитизированных или слабо милонитизированных частях пироксенитовой оболочки. Максимум развития конжакитов приурочен к контактам с крупными габбровыми интрузиями (Желтая сопка) и к массивам, окруженным кольцевыми интрузиями габбро (Каменушинский, Конжаковский, Качканарский), или к массивам, полностью включенным в габбровые интрузии (Висимский). В КЗУМ, удаленных от крупных габбровых интрузий, конжакиты отсутствуют.

Габбро-конжакиты — породы промежуточного между конжакитами и габброидами состава, полосчатые, с жилками плагиоклазового материала An_{90-92} и реликтами ультрамафитов в виде полосок, линзочек и ксенолитовидных обособлений. В небольших образцах мало отличимы от габброидов, в крупных глыбах и обнажениях хорошо диагностируются благодаря

реликтам пироксенитов и жилкам плагиоклаза в них. В классическом выражении породы развиты в восточной части Конжаковского массива и в кольцевой зоне между габбро и пироксенитами в Качканарском массиве. Крайним случаем фельдшпатизации ультрамафитов являются оливиновые габбро, троктолиты и анортитовые породы, идентичные описанным выше.

Образование фельдшпатизированных ультрамафитов О. А. Воробьева и др. [82] связывали с воздействием на клинопироксениты остаточных габброидных растворов, с высокотемпературным воздействием Ca—Al растворов на дуниты и габбро с образованием клинопироксенитов и "тылаитов" [120] и как апогаббровые бластомилониты [116]. Наши данные подтверждают в принципе выводы О. А. Воробьевой. О едином источнике фельдшпатизирующих агентов свидетельствует: широкое развитие фельдшпатизации по периферии ультрамафических массивов на контакте с крупными габбровыми интрузиями или в ультрамафитах, включенных в габбровые интрузии, особенно в зоне гравитационного максимума; отсутствие фельдшпатизации в ультрамафических массивах, удаленных от крупных габбровых интрузий; уменьшение степени фельдшпатизации с увеличением расстояния от крупных габбровых интрузий; постепенные переходы от слабо фельдшпатизированных пород к габбро-конжакитам; явная эпигенетичность по отношению к клинопироксенитам, а отнюдь не синхронное с ними образование; тесная связь с крупными габбровыми массивами; близость состава плагиоклаза фельдшпатизированных пород с таковым из троктолитов и анортит-амфиболовых габбро; конвергенция состава конечных продуктов изменения ультрамафитов и габбро, а также пространственная сближенность зон фельдшпатизации в ультрамафитах и постмагматических изменений в габброидах.

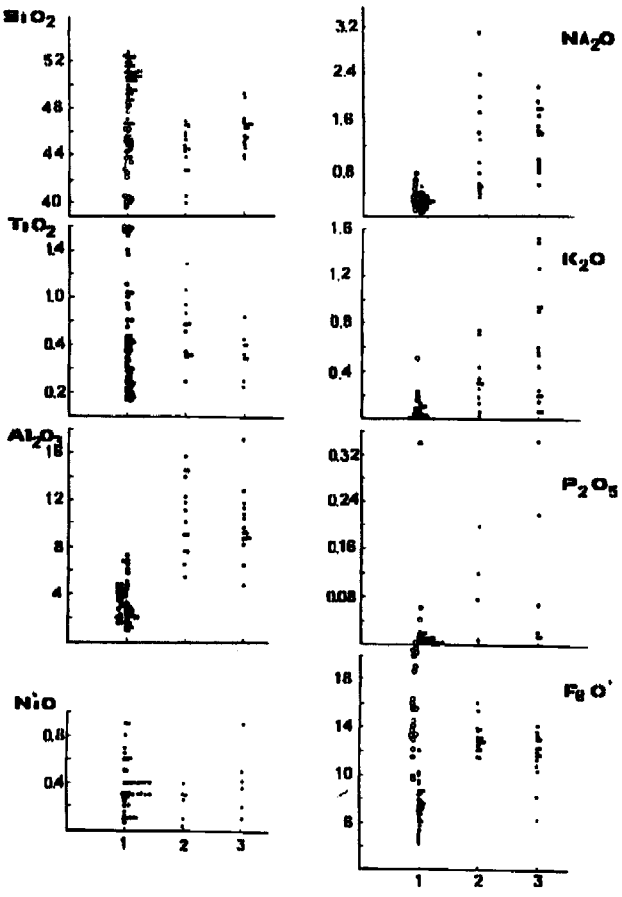


Рис. 94. Вариации химического состава фельдшпатизированных ультрамафитов (мас.%):

1 — клинопироксениты (полые кружки — магнетитовые, залиты — мономинеральные и оливиновые); *2* — конжакиты, габбро-конжакиты и милонитизированные конжакиты; *3* — тылаиты

Эпигенетическое положение зон фельдшпатизации по отношению к клинопироксенитам подтверждает более позднее развитие фельдшпатизации и отсутствие прямой генетической связи между ними. Практически полное отсутствие фельдшпатизации дунитов при широком развитии этого процесса в пироксенитах, видимо, обусловлено не только тем, что клинопироксениты чаще контактируют с габбро, но также благоприятным составом клинопироксенитов, содержащих избыток Si, что способствовало взаимодействию их с Ca—Al флюидами (табл. 57).

Милонитизированные и рекристаллизованные конжакиты идентифицируются нами с породами, часть которых описывалась ранее как гареваиты, роговиковоподобные породы, роговики, тылаиты, затем как апогаббровые бластомилониты [116, 120]. Их характерной особенностью является роговиковоподобный пироксен-плагиоклазовый субстрат, местами с акцессорным оливином, магнетитом и флогопитом и угловатыми и округлыми кристаллокластами клинопироксена до 3 мм (табл. XXII, рис. 2). Структура породы псевдопорфировидная, кристаллокластовая, бластомилонитовая, текстура массивная и полосчатая. Состав кристаллокласт и основной ткани идентичны [270]. Милонитизированные конжакиты встречены в крупном надвиге на северо-восточном контакте Желтой сопки, а также в Конжаковском, Косьвинском и Нижнетагильском массивах, где они располагаются в пределах клинопироксенитовой оболочки, преимущественно на западных и восточных контактах или в зоне тектонических срывов. От конжакитов к милонитизированным конжакитам и апоконжакитовым бластомилонитам наблюдались постепенные переходы. По химизму апоконжакитовые бластомилониты попадают в поле конжакитов и габбро-конжакитов (табл. 57). Против предположения [116], что они развивались по габбровому субстрату, свидетельствует положение их в поле ультрамафитов и конжакитов, отсутствие в этих зонах габброидов и химизм пород, заметно отличный от состава габбро.

"Тылаит". Термин введен Л. Дюпарком [480] для порфировидной оливиновой меланократовой габброподобной породы с Тылайского Камня, считавшейся им магматической. А. Н. Заварицкий [131] описал тылаиты из Нижнетагильского массива, О. А. Воробьева [82] и А. А. Ефимов [120] из Конжаковского и Косьвинского массивов. Анализ описанных под этим термином пород показывает, что к "тылаитам" относят шесть петрографически и генетически различных типов пород: 1) классические тылаиты, описанные Л. Дюпарком и А. Н. Заварицким; 2) конжакиты или фельдшпатизированные клинопироксениты; 3) милонитизированные конжакиты; 4) породы, похожие на классические тылаиты, с порфировидными кристаллами клинопироксена в роговиковоподобной основной массе, возможно, являющиеся пироксенизированными роговиками [158]; 5) перекристаллизованные апоконжакитовые бластомилониты; 6) вулканиты основного состава [230, 409]. Естественно, что такое многообразие типов приводит исследователей, изучавших эти породы в разных объектах, к противоположным выводам. Поэтому мы предлагаем оставить термин "тылаит" только за классическими тылаитами, впервые описанными Л. Дюпарком и Ф. Пирсом с Тылайского Камня. В таком понимании тылаиты — меланократовая среднезернистая порода пироксен-плагиоклазового состава, часто с акцессорными оливином, магнетитом, флогопитом и плеонастом с порфировидной (порфиробластической) структурой и мелко-, средне- и крупнозернистой, реже роговиковоподобной основной тканью (табл. XXIII, рис. 1, 2). Характерна идиоморфная форма "вкрап-

ленников" клинопироксена и зональность, соответствующая кристаллографической форме "вкрапленников", в отличие от угловатой и округлой формы незональных кристаллокластов в апоконжакитовых бластомилонитах. Состав тылаитов близок к составу конжакитов и габбро-конжакитов, но обычно более магнезиальный (табл. 58). "Вкрапленники" клинопироксена (5—20%) сложены диопсидом с f 17—45% и в общем близки по составу к клинопироксену пироксенитов. Резкая зональность и сбрасывание магнетита не позволяют точно определить его состав (табл. 59). Плагиоклаз, наблюдающийся только в основной ткани, имеет состав An_{42-82} в Конжаковском и An_{45-47} в Нижнетагильском массивах. Оливин состава Fa_{15-30} ксеноморфный, располагается между вкрапленниками клинопироксена или включен в них в виде мелких идеоморфных кристалликов. Флогопит и плеонаст развиты в основной ткани. В Нижнетагильском массиве тылаиты образуют пологопадающее тело размерами 0,3 × 0,7 км, подрезанное снизу милонитизированными конжакитами и апоклинопироксеновыми бластомилонитами. Геологическая позиция их недостаточно ясна, и это тело могло быть перемещено тектонически. В Конжаковском массиве на западном склоне Тылайского Камня тылаиты образуют дугообразные в плане, полого падающие на восток тела размерами до 0,5 × 2 км, согласно залегающие среди дунитовых силлов и апоконжакитовых бластомилонитов с выклиниванием в фокусе на глубине ~ 5 км. В Косьвинском массиве тылаиты располагаются на водоразделе между Косьвинским Камнем и Сосновским увалом, также образуя серповидное конусовидное тело размерами 0,5—1,0 × 10 км, согласно залегающее среди дунитовых силлов и апоконжакитовых бластомилонитов и выклинивающееся на глубине ~ 5 км.

Л. Дюпарк [102, 480] и О. А. Воробьева [82] считали тылаиты Косьвинского и Конжаковского массивов эпигенетическими по отношению к клинопироксенитам, А. А. Ефимов [120] — аподунитовыми метасоматитами, позже апогаббровыми бластомилонитами [126], Ю. С. Каретин, Г. Б. Ферштатер и Е. И. Пушкарев [230, 409] — вулканическими образованиями. Тесная ассоциация тылаитов с конжакитами и апоконжакитовыми бластомилонитами, согласное залегание с ними, одинаковый милонитизированный субстрат и близкий состав свидетельствуют о том, что тылаиты образовались по апоконжакитовым бластомилонитам. Явно порфиробластический рост клинопироксена (табл. XXIII), образующего зональные идиоморфные кристаллы, признаки укрупнения размеров зерен всех минералов, а также постоянная пространственная ассоциация с конжакитами свидетельствуют, что тылаиты являются продуктом порфиробластической перекристаллизации милонитизированных конжакитов. Присутствие в них оливина, а отсюда и более магнезиальный характер этих пород, может быть, связан с более глубоким залеганием источника фельдшпатизации, вероятно, захватывающего и дуниты, что способствовало переработке и переносу вверх более ультрамафического материала, либо появлению оливина в процессе фельдшпатизации вследствие дефицита Si. Возможно, что более глубокое заложение этих зон обусловило и тепловые эффекты, способствовавшие росту порфиробласт клинопироксена, т. е. этот процесс мог быть обусловлен фрикционным эффектом, как и процесс динамотермального метаморфизма [190]. Таким образом, классические тылаиты — наиболее поздний парагенезис среди фельдшпатизированных пироксенитов, формировавшийся по конжакитам сразу же после этапа милонитизации.

6.3. ПЕГМАТИТЫ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С ГАББРОИДАМИ

Среди пегматитов, генетически связанных с габброидами и располагающихся в ультрамафитах КЗУМ, выделяются габбро-, анортозит-, клинопироксенит, горнблендит-, троктолит- и оливинит-пегматиты, в том числе магнетит-, флогопит- и апатитсодержащие и генетически связанные с ними жилы оливинитов, диопсидовых оливинитов и хроммагнетита.

Габбро-пегматиты приурочены к крупным габброидным интрузиям, залегают в габброидах, на контакте габбро с пироксенитами и горнблендитами, реже среди пироксенитов, горнблендитов и дунитов. В ультрамафитах габбро-пегматиты образуют плитообразные, реже линзовидные тела мощностью до 1 м с ксенолитами дунита и пироксенита [6]. Вокруг линейных жил часты оторочки оливинита и амфиболизация клинопироксенита. На контакте крупных габбровых тел с пироксенитами (Западно-Гусевогорское месторождение, Супреинский и Первоуральский массивы) зоны развития габбро-пегматитов с такситовой и зональной текстурой имеют значительные размеры и постепенно переходят в клинопироксенит- и горнблендит-пегматиты в

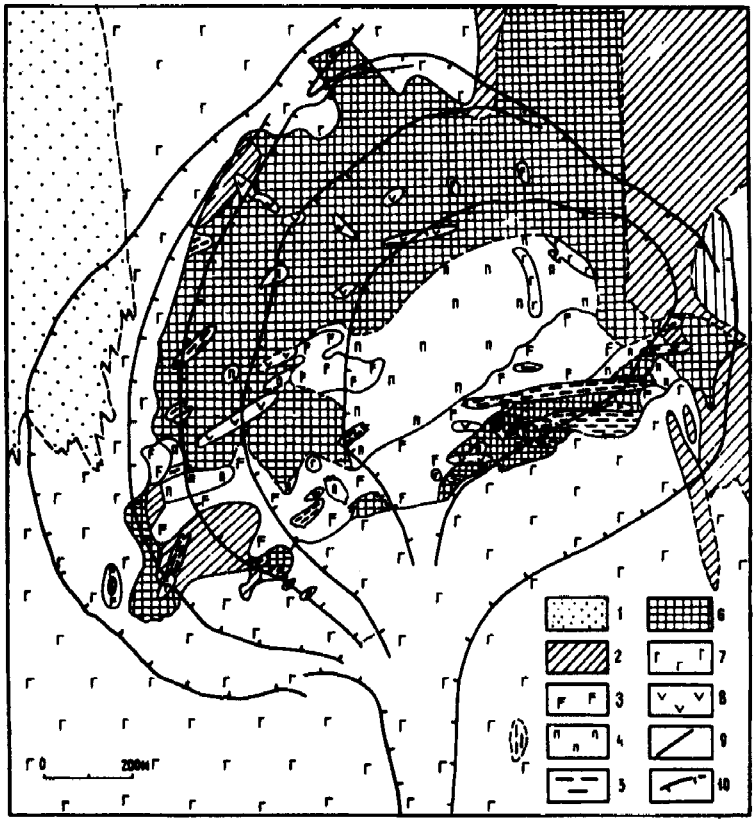
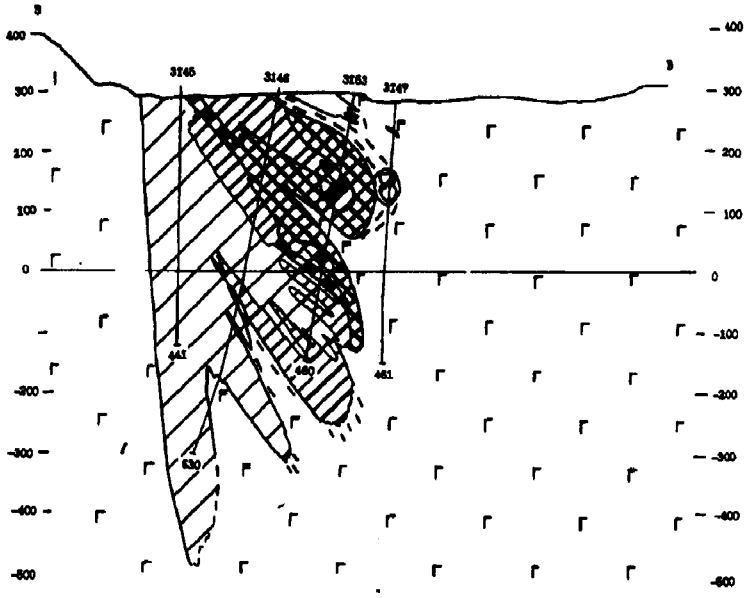


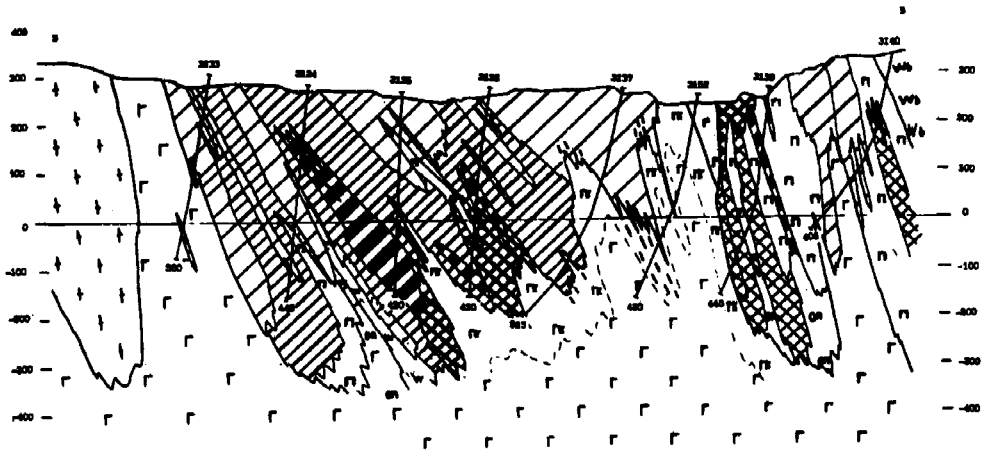
Рис. 95. Геологическое положение ультрамафических пегматитов в Западно-Гусевогорском месторождении, Западный карьер:

1 — кытлымиты; *2* — горнблендиты и амфиболизированные клинопироксениты; *3* — горнблендит- и габбропегматиты; *4* — клинопироксенит-пегматиты; *5* — конжакиты и амфиболизированные конжакиты; *6* — магнетитовые клинопироксениты; *7* — амфиболовое и анортит-оливиновое габбро; *8* — оливиниты и верлиты; *9* — контакты; *10* — уступы карьера

сторону от контакта [188, 197]. В Западном карьере габбро-пегматиты образуют поле длиной до 1,2 км, шириной до 150 м и мощностью до 200 м непосредственно близ контакта пироксенитового блока с габброидами. Пегматиты грубозернистые с индивидами силикатов до 10—30 см, магнетита до 2 см и выделениями пумпеллиитизированного плагиоклаза до 0,5 м. В Первоуральском массиве габбро-пегматиты образуют согласные и поперечные жилы среди горнблендитов и горнблендит-пегматитов, в том числе с зональным строением, выражающимся в образовании плагиоклазового или магнетит-плагиоклазового ядра (табл. 60, 61) [193].

Клинопироксенит-пегматиты, которые генетически можно связывать с габброидами, установлены в Западно-Гусевогорском месторождении в осевой и юго-западной части пегматитового поля размером 1,2 × 0,5 км, приуроченного к контакту с габброидами, и зоне фельдшпатизации клинопироксенитов (рис. 95, 96). Пегматиты состоят на 90—95% из





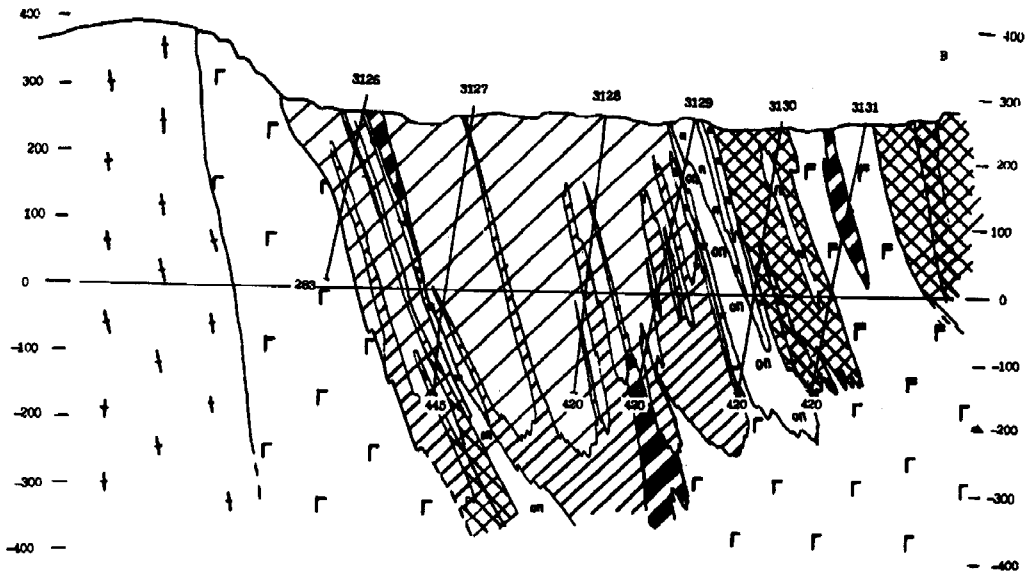


Рис. 96. Разрезы через Западно-Гусевогорское месторождение и положение ультрамафических пегматитов, связанных с габброидами.
Условные обозначения, как на рис. 95

грубозернистого клинопироксена в индивидах до 10 см, крупных индивидов или небольших скоплений крупно- и среднезернистого магнетита и акцессорных плагиоклаза и амфибола. Вверх по восстанию пегматиты сменяются горнблендит-пегматитами, вниз к контакту с габброидами — габбро-пегматитами.

Тесная связь с габброидами, останцы нормально-зернистых клинопироксенитов, состав пегматитов и фациальные переходы между ними свидетельствуют, что они образовались в результате воздействия флюидов, связанных с габброидами, на магнетитовые клинопироксениты. Воздействие происходило при температурах 700—800 °С и ниже с привносом таких компонентов, как Al, Na, K, OH, P, Cu, S.

Троктолит- и оливинит-пегматиты и связанные с ними образования описаны в дунитах Желтой сопки [127, 217, 262]. Троктолит-пегматиты развиты в северной и средней части массива в виде жил мощностью до 5 м. Жилы линейные, плитообразные и плосколинзовидные, часто с боковыми апофизами субширотного и северо-восточного простирания. Мелкие жилы выполняют несколько систем трещин. Структура их массивная грубозернистая, местами с вторичной метаморфической полосчатостью, обусловленной удлинением деформированных кристаллов оливина и ксенолитов переработанного дунита. Пегматит сложен плагиоклазом An_{91-97}, оливином Fa_{15}—Fa_{25} в кристаллах до 5 см и небольшим количеством клинопироксена и бронзита (Fs_{23-25}), а также акцессорными магнетитом и плеонастом. На контакте оливина и анортита развита каемка антофиллита. Троктолит-пегматиты отличаются от габбро-пегматитов высоким содержанием глинозема и повышенным Mg (табл. 62). Контакты троктолит-пегматитов с дунитами активные, сопровождающиеся фельдшпатизацией, перекристаллизацией и оливинитизацией дунита в зонах шириной до 0,5 м. Оливинит-пегматиты и пегматиты состава анортитовых и анортит-

содержащих оливинитов располагаются на контакте с троктолит-пегматитами, параллельно им, реже в стороне (табл. XXVII), образуя жилы мощностью до 50 см, сложенные оливином состава $Fa_{9,3-15}$ в идиоморфных кристаллах до 5 см, ксеноморфным анортитом и хромшпинелидом (табл. 64). Переходы в дуниты постепенные. С оливинит-пегматитами тесно связаны апофизы и жилы темно-бурого оливинита мощностью до 20 см, в осевой части с вкрапленниками или сегрегациями анортита, диопсида или хроммагнетита (табл. 63). Дайковые формы, ксенолиты дунитов и активное воздействие на вмещающие дуниты свидетельствуют, что троктолит внедрялся в дуниты в виде расплава. В дайках, видимо, насыщенных флюидами, происходила кристаллизация троктолит-пегматитов с активным воздействием на дуниты, сопровождавшимся ассимиляцией, формированием оливинит-пегматитов и диффузных оливинитовых жил. Переработка вмещающих дунитов и хромитовых жил флюидом, обогащенным железом, приводила к образованию хроммагнетитовых сегрегаций. Образование самих троктолитов могло быть обусловлено частичной ассимиляцией дунитов габброидами и обогащением расплава оливином.

6.4. ГОРНБЛЕНДИТЫ И ГОРНБЛЕНДИТ-ПЕГМАТИТЫ

Горнблендиты в КЗУМ Урала впервые описаны Н. Н. Смирновым [376, 377] из Шайтанского (теперь Первоуральского) рудника. Наиболее широко они развиты в Гусевогорском, Светлоборском, Синегорском и Ревдинском, а вне Платиноносного пояса — в Журавлевском и Маюровском массивах. Они образуют поля в клинопироксенитовой оболочке, дайки и оторочки пироксенитовых даек и ксенолиты в габброидах (табл. 65, 66). Среди горнблендитов выделяются роговообманковые пироксениты [84], плагиоклазовые, мономинеральные, магнетитовые [377] и апатитовые [182] разности [84], а также антофиллитовые и актинолитовые породы [30, 33].

Роговообманковые клинопироксениты или амфиболизированные пироксениты связаны постепенными переходами с диаллагитами. Они мелко- и среднезернистые, иногда с порфиробластами роговой обманки до 10 см. Состав породы изменчив и зависит от соотношения минералов и количества магнетита. От снеттисхемитов оболочки они отличаются порфиробластическим или псевдоморфным положением амфибола и его несколько отличным составом. Горнблендиты мономинеральные мелко- и среднезернистые, черные или темно-зеленые, состоят из аллотриоморфнозернистого или полиэдрического агрегата роговой обманки и акцессорных магнетита, диопсида, иногда клиноцоизита, ильменита и сфена. Магнетитовые горнблендиты, описанные из Первоуральского и Синегорского массивов и восточного контакта Светлоборского массива, отличаются присутствием ксеноморфного магнетита, акцессорного плеонаста и ильменита (табл. 66—68). Апатитовые горнблендиты встречены [84, 182] на западном и восточном контактах Светлоборского массива в виде зон и полос среди обычных горнблендитов мощностью от сантиметров до десятков метров и содержат апатит в виде идиоморфных короткопризматических зерен от равномерного до струйчатого распределения (табл. 69, 70). Антофиллитовые породы описаны [32] с г. Вересовки к северу от Синегорского массива в виде скоплений до $0,5 \times 1$ м на контакте серпентинитов с амфиболовыми габбро и сложены крупнолучистым агрегатом антофиллита с f 14,7—15%. Там же встречены актинолитовые породы, тоже в виде мономинеральных скоплений.

Горнблендиты сложены в основном амфиболом, промежуточным по составу между гастингситом и чермакитом или натриевым чермакитом (табл. 68). Амфибол развит в виде полиэдрических зерен и неправильных порфиробласт до 2 см. Выделяется также бурая роговая обманка [31], ксеноморфная к пироксену или образующая вростки в клинопироксене, вероятно, аналогичная амфиболу снеттисхемитов. Диопсид светло-зеленый, равновесный с роговой обманкой в зернах до 7 мм, с n_g 1,744 и n_p 1,714, по составу близок к фассаиту. Магнетит (4—30%) наблюдается в виде интерстиций в роговой обманке или включен в нее в виде округлых и пластинчатых зерен, реже симплектитовых срастаний. Содержит 1,6—2,9% TiO_2 (табл. 67). Апатит развит в кристаллах до 0,3 мм и в виде полиэдрического агрегата, интерстициальных неправильных зерен и включений до 0,1 мм в роговой обманке. Минерал белый или бесцветный, по составу близок к оксиапатиту, с низким содержанием F и Cl (табл. 70; табл. XXVIII) [221]. Отмечаются также ильменит, цоизит и плеонаст и акцессорные — халькопирит, борнит, пирит и описанные [79] платиноиды.

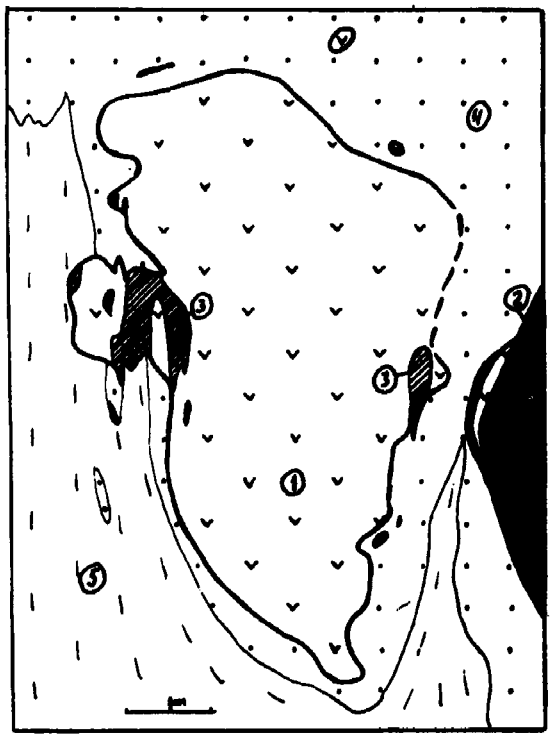


Рис. 97. Локализация горнблендитов в Светлоборском массиве:
1 — ультрамафиты; *2* — габбро; *3* — горнблендиты; *4* — кытлымиты; *5* — зеленые вулканогенные сланцы

Горнблендиты располагаются по периферии клинопироксенитов оболочки на контакте с кытлымитами или габброидами либо в виде жил в дунитах (рис. 97, 98). В первом случае они образуют зоны шириной до 100 м или поля до 1,5 × 2 км (рис. 97). На контакте с габброидами они образуют зоны шириной до 60 м и поле 0,3 × 0,6 км в Синегорском массиве или полностью замещают крупные тела клинопироксенитов, располагающиеся в Ревдинском массиве (см. рис. 32—34). В то же время горнблендиты отсутствуют на контактах с пироксен-плагиоклазовыми роговиками (Синегорский массив) и в зонах фельдшпатизации клинопироксенитов (см. рис. 102, 103). Характерно их отсутствие и в массивах, удаленных от центров магматической активности, и на контактах КЗУМ с крупными массивами габброидов. Таким образом, в целом намечается четкая приуроченность горнблендитов к зоне температурной устойчивости амфибола — амфиболитам, кытлымитам и амфиболовым габбро.

Горнблендит-пегматиты описывались как пегматоидные горнблендиты [137, 437] и "как особо крупнозернистые горнблендиты" [282, 422]. Мы выделяем среди них горнблендит-пегматиты, магнетитсодержащие, плагио-

клазсодержащие, апатитовые и флогопитовые разности, а также пегматиты, промежуточные по составу между пироксенитами и горнблендитами. Горнблендит-пегматиты образуют жилообразные тела и секущие жилы мощностью до 2 м (Первоуральский, Баранчинские массивы), зоны вдоль контакта с габброидами шириной до 200 м (Первоуральский массив) и поля до 0,5 км, также тяготеющие к контакту с габброидами (Западно-Гусевогорское месторождение; рис. 99). Минеральный состав горнблендит-пегматитов такой же, как и горнблендитов, местами наблюдается зональное строение жил с плагиоклазовым, магнетитовым или плагиоклаз-магнетитовым ядром (Первоуральский массив). Пегматиты отличаются крупными (до 120 × 30 см) индивидами амфибола, магнетита до 1—2 см и флогопита ~ 5 см (табл. XXIX). Флогопитовые горнблендит-пегматиты установлены в восточном контакте Светлоборского массива (табл. 71—73).

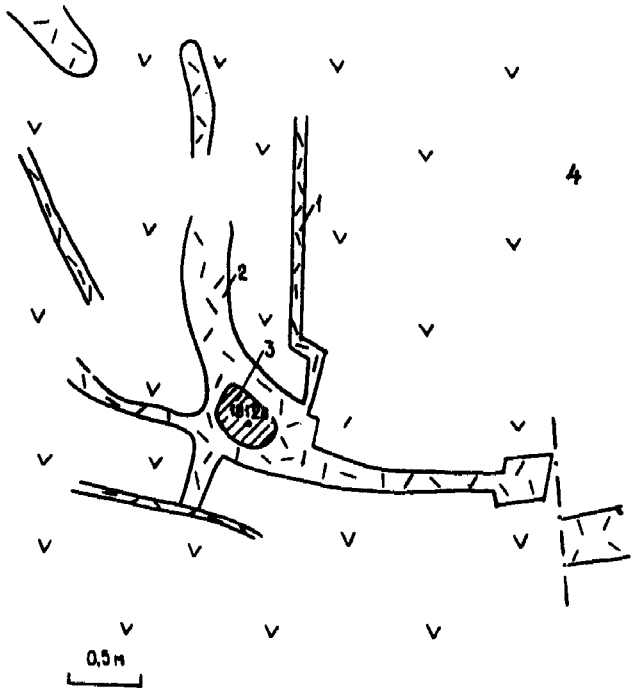


Рис. 98. Положение жил горнблендитов (*1*) и горнблендитизированных клинопироксенитов (*2*) с реликтами магнетитовых клинопироксенитов (*3*) в дуните (*4*). Левый борт долины р. Косья, выемка слева от тракта Косья—Промысла, Светлоборский массив

Высказывались доводы в пользу магматического и метасоматического образования горнблендитов по пироксенитам, в последнем случае в результате воздействия остаточных растворов габброидов или связанных с ними флюидов или при замещении габбро-норитов. Однако приуроченность горнблендитов к клинопироксенитам, реликты последних и признаки прямого замещения однозначно указывают на их апопироксенитовое происхождение. Приуроченность к контактам с габброидами, а также химический состав горнблендитов подтверждают, что они образовались в результате воздействия флюидов, связанных с габброидами, на клинопироксениты (рис. 100, 101). Генетически флюиды связаны с процессом анортитизации габбро и габбро-норитов, сопровожда-

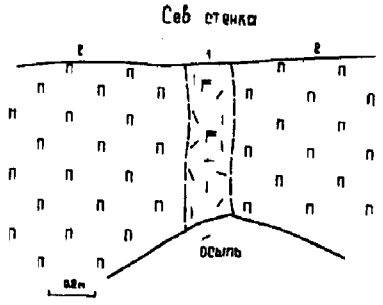


Рис. 99. Дайкообразное тело апатитового горнблендит-пегматита в мономинеральных клинопироксенитах, Светлоборский массив, восточный контакт, обн. 18558

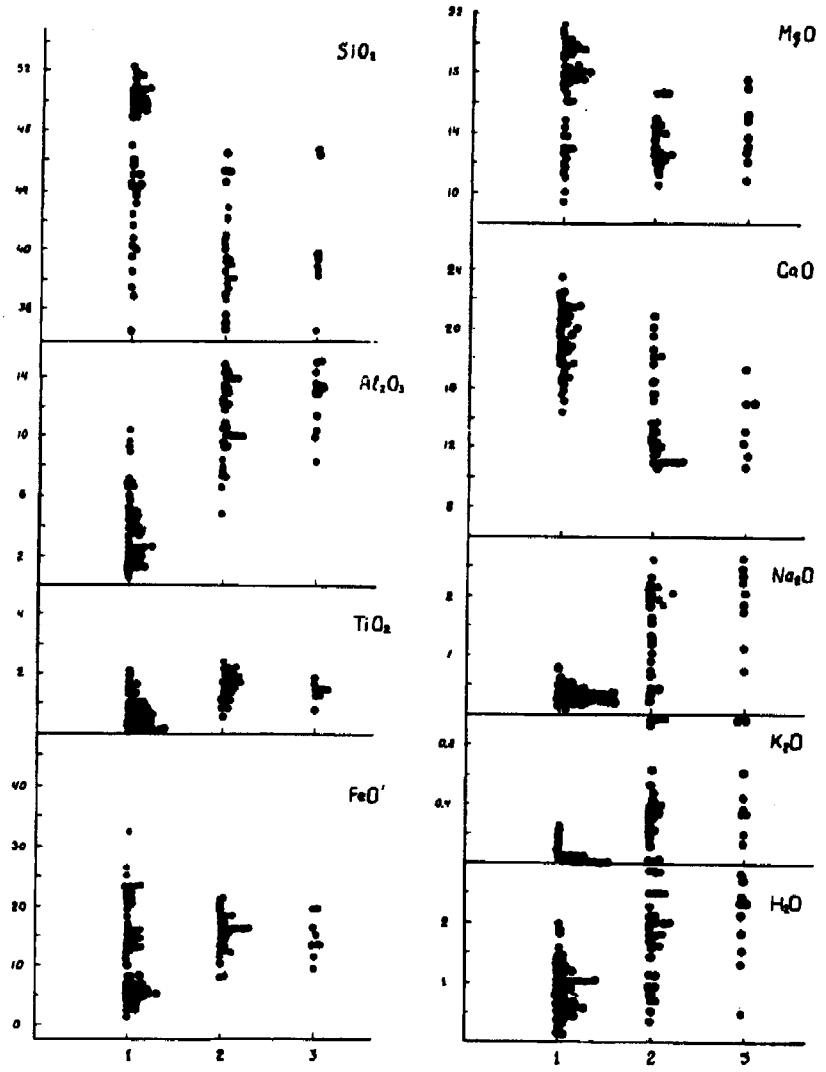


Рис. 100. Вариации состава горнблендитов (мас.%):
1 — клинопироксениты; *2* —горнблендиты; *3* — горнблендит-пегматиты

ющимся интенсивным выносом щелочей, фосфора и летучих. В большинстве случаев эти продукты выноса минералогически не фиксируются, однако очевидно, что в определенных физико-химических условиях и при благоприятном геологическом положении часть флюидов могла вызвать замещение клинопироксенитов горнблендитами. Расчеты (табл. 74) свидетельствуют о привносе при этом V, Ti, Al, Fe, Na, K, H_2O, P и выносе Si, Mg и Ca.

Поскольку горнблендит-пегматиты тесно связаны с горнблендитами, располагаются ближе к контакту с габбро, занимают меньшую площадь и часто секущее положение по отношению к горнблендитам, можно предполагать их образование в результате локализованного и долговременного

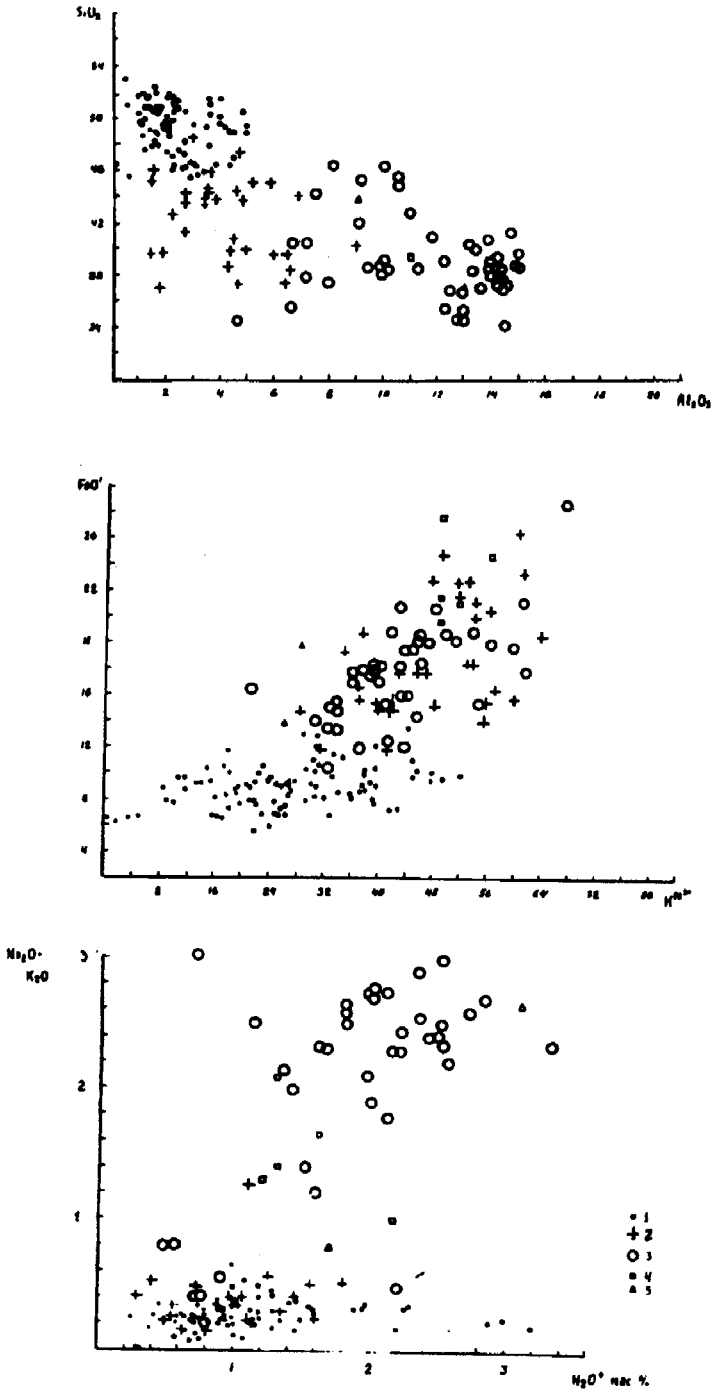


Рис. 101. Петрохимические соотношения клинопироксенитов и горнблендитов разных типов:
1 — клинопироксениты оливиновые и мономинеральные; *2* — магнетитовые; *3* — горнблендиты по клинопироксенитам оболочки; *4* — из ксенолитов в габбро; *5* — по дайкам клинопироксенитов в дунитах

воздействия флюидов. Частое присутствие в пегматитах плагиоклаза свидетельствует о более интенсивном привносе извне щелочей и глинозема по сравнению с горнблендитами. Верхняя температура образования горнблендитов оценивается по границе фазового перехода амфибол-пироксен в 700—750° и может быть несколько выше из-за присутствия равновесного диопсида. Расчеты по магнетит-ильменитовому и амфибол-плагиоклазовому геотермометрам подтверждают эти цифры [413].

6.5. ШТУБАХИТЫ

Широкое распространение этих пород установлено нами в Вересовоборском и Светлоборском, меньше в Нижнетагильском и Уктусском массивах [180]. Штубахиты мелко- и среднезернистые до гигантозернистых в случае образования по дунит-пегматитам Вересовоборского массива. Антигорит развит в виде дендритных сростков, состоящих из серии пластинчатых субиндивидов, срастающихся в решетку под углом 60°. Размеры сростков от 1—2 мм в дунитах до 3 × 7 см в дунит-пегматитах. Под электронным микроскопом антигорит наблюдается в виде индивидов с черепитчатым строением с n_g 1,573, n_p 1,567 и f 7,1%. Петрохимически штубахиты не выделяются. Штубахиты установлены в массивах, достаточно далеко удаленных от крупных габбро-норитовых интрузий и от их гравитационных максимумов. В основном это наиболее удаленные от габброидов интрузии или массивы, окруженные мелкими телами амфиболовых габбро.

Так как для конечных стадий кристаллизации дунит-пегматитов характерно образование хризотилового офита и хризотила, а не антигорита, очевидно, что он не мог быть связан с ультрамафическими ассоциациями и образовался позже их. Развитие антигорита по спайности оливина дунит-пегматитов и пересечение его лизардитовыми жилками свидетельствуют, что антигорит образовался после ультрамафических пегматитов и до стадии лизардитовой серпентизации. С этим временным промежутком связана интрузия габбро-норитов, образование фельдшпатизированных ультрамафитов и горнблендитов, что предполагает образование штубахитов в связи с термальным воздействием габбро-норитовых интрузий или связанных с ними постмагматических флюидов на дуниты. Отсутствие штубахитов в дунитовых массивах, окруженных крупными кольцевыми интрузиями габбро-норитов (Конжаковский и Каменушинский массивы) может быть обусловлено их длительным прогревом выше температуры кристаллизации антигорита.

Источником воды при образовании штубахитов могли быть водосодержащие минералы дунитов, водный флюид, генетически связанный с габброидными интрузиями, или поровые воды вмещающих вулканитов, термически активированные габброидными интрузиями. Для штубахитообразующих флюидов характерно массовое распространение и независимость от расположения разрывных нарушений, к которым приурочена поздняя лизардитовая серпентизация. В отличие от штубахитов альпинотипных комплексов для КЗУМ характерно слабое развитие антигорита и отсутствие признаков автометасоматического его образования [51, 180, 249].

6.6. ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГАББРОИДОВ С УЛЬТРАМАФИТАМИ

Взаимоотношения габброидов с ультрамафитами, масштабы их воздействия и последовательность образования — одна из ключевых проблем

петрологии КЗУМ. Высказаны предположения о их одновременном образовании по типу расслоенных интрузий с нейтральными контактами и признаками одновременной или близодновременной кристаллизации [31, 82, 262, 348]; при воздействии габброидной магмы на уже затвердевшие дуниты с образованием клинопироксенитов [129, 133]; о более древнем возрасте габброидов, прорываемых ультрамафитами [84, 102, 377]; о более молодом возрасте габброидов, вызывающих замещение первичных дунитов пироксенитами, тылаитами и метасоматическими габброидами [111, 120], фельдшпатизацию пироксенитов и образование горнблендитов [82, 158, 305, 307] и, наконец, странный компромиссный вариант, согласно которому ультрамафиты древнее молодых габбро и моложе древних [449]. Рассмотрим подробнее реальные ситуации.

В КЗУМ Платиноносного пояса выделяется четыре типа пространственных взаимоотношений ультрамафитов и габброидов: КЗУМ, пространственно изолированные от габброидов; КЗУМ, контактирующие с габброидами; КЗУМ, полностью включенные в габброиды, и КЗУМ, рассекаемые габброидами. На современном эрозионном срезе Платиноносного пояса абсолютно изолированных от габброидов КЗУМ не обнаружено (см. рис. 48). В КЗУМ, контактирующих с крупными массивами габброидов, последние образуют асимметричные полукольцевые тела вокруг массивов ультрамафитов. Среди массивов, включенных в габброиды или полностью окруженных ими, выделяются крупные КЗУМ, полностью окруженные габброидами, образующие замкнутую кольцевую структуру (Качканарский и Омутнинский массивы) и ультрамафические тела, полностью включенные в крупные габбровые массивы, обычно с сильной фельдшпатизацией ультрамафитов (Висимское, Первоуральское и др.) (рис. 102, 103). Примером четвертого типа может служить Кытлымский массив, где первичный "Протоконжаковский" ультрамафический массив расколот на две неравные половины и раздвинут габброидами (см. рис. 12). Имеющийся материал по взаимоотношениям КЗУМ с габброидами однозначно показывает, что габброиды прорывают ультрамафиты и всегда являются более поздними. Никаких более древних габбро в Платиноносном поясе нами не установлено.

При изучении непосредственных взаимоотношений между габбро и ультрамафитами разными авторами также получены самые противоречивые выводы. Описывались дайки габброидов в ультрамафитах, дайки ультрамафитов в габбро, брекчии ультрамафитов в габбро и брекчия габбро в ультрамафитах [102, 422]. Брекчии клинопироксенитов и горнблендитов отмечались в анортитовых габбро Серебрянского Камня, в амфиболовых габбро Вересового увала и др., брекчии дунитов — в дайках троктолитов и габбро-троктолитов Желтой сопки и Каменушки, брекчии габбро — в горнблендитах Ревдинского массива. Существование описанных ранее брекчий габбро в горнблендитах не подтвердилось. Исключая экзотические и непроверенные случаи, конкретный материал по взаимоотношениям всегда свидетельствует в пользу позднего образования габброидов, а брекчированность и угловатая форма обломков ультрамафитов показывает, что в момент внедрения габброидов ультрамафиты являлись твердыми телами. Вытянутые и изогнутые ксенолиты клинопироксенитов в габбро Серебрянского массива [119, 120] интерпретируются нами как ксенолиты, размягчившиеся и деформированные при высоких температурах габбрового расплава.

Непосредственные контакты между ультрамафитами и габброидами выражаются в фельдшпатизации и амфиболизации клинопироксенитов,

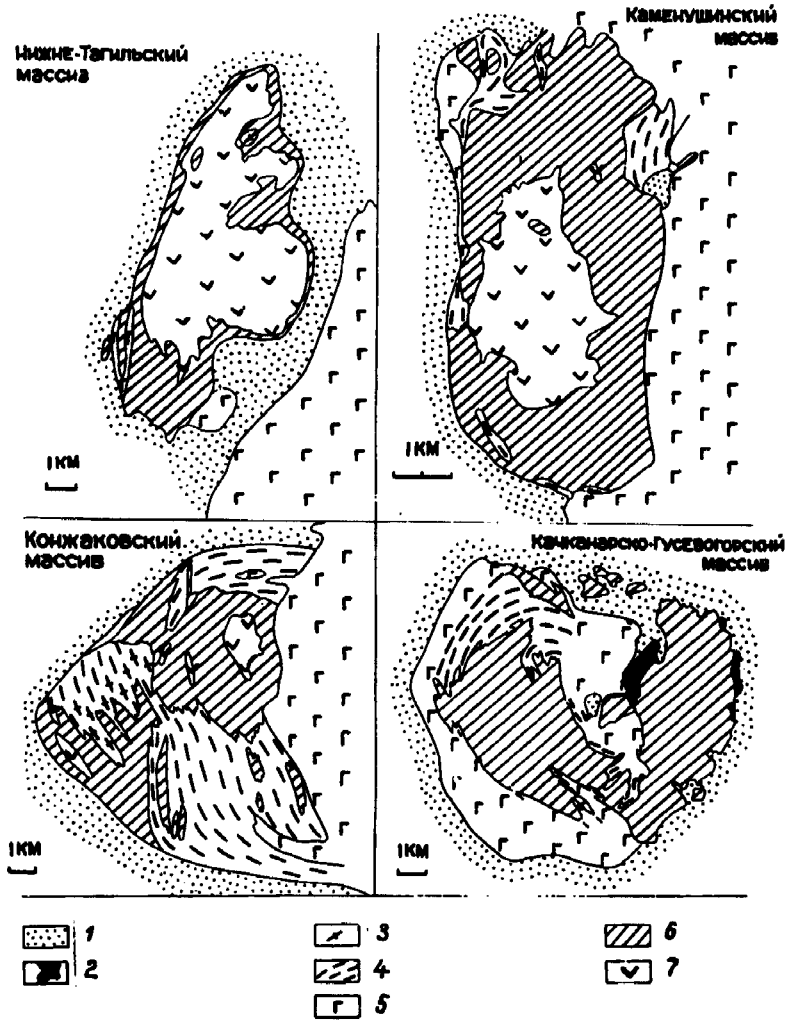


Рис. 102. Характер взаимоотношений габброидов с КЗУМ в полукольцевых и кольцевых интрузиях:

1 — роговики, кытлымиты, зеленые сланцы; *2* — горнблендиты; *3* — тылаиты; *4* — конжакиты; *5* — габбро; *6* — клинопироксениты; *7* — дуниты

фельдшпатизации, оливинитизации и штубахитизации дунитов и образовании горнблендит- и габбро-пегматитов по пироксенитам. Во всех случаях изменению подвергаются только ультрамафиты, тогда как габброиды не несут каких-либо изменений, за исключением слабого развития в приконтактовой зоне габбро-пегматитов, что свидетельствует о более позднем времени образования габбро.

Контактовый метаморфизм ультрамафитов при воздействии габброидов наблюдается относительно редко. Он выражается в образовании штубахитов, антигоритизации выделений хризотилового офита в миаролах пегматитов, а также описанной Л. Ф. Борисенко [30] антофиллитизации ультрамафитов Вересовки. Антигоритизация офита из полостей камерных

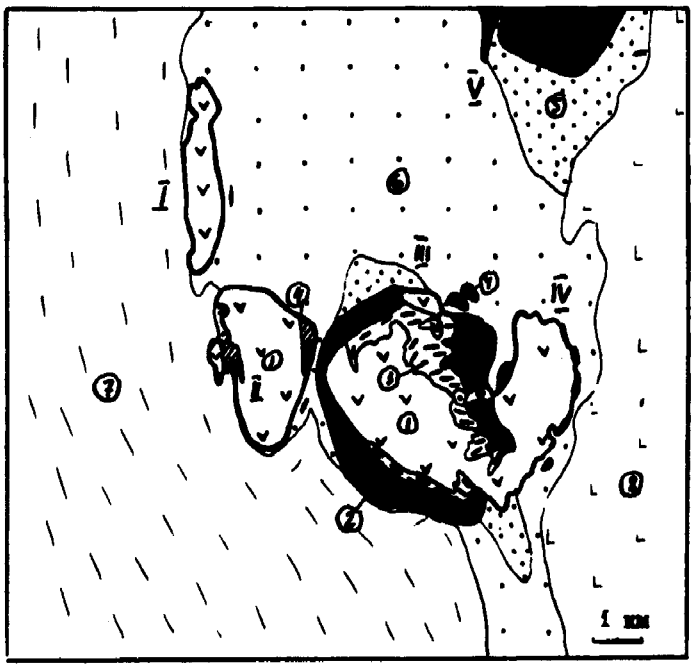


Рис. 103. Характер изменения ультрамафитов по мере удаления от габброидов, Качканарский комплекс:

1 — ультрамафиты; *2* — габброиды; *3* — конжакиты; *4* — горнблендиты; *5* — роговики и кытлымиты; *6* — микроамфиболиты; *7* — зеленые сланцы; *8* — основные вулканиты; массивы: *I* — Вересовоборский; *II* — Светлоборский; *III* — Качканарский; *IV* — Гусевогорский; *V* — Павдинский

ультрамафических пегматитов установлена в северо-восточной части Нижнетагильского массива в 100—200 м к западу от контакта с кытлымитами. При этом в центральных частях массива антигоритизации не наблюдается, что указывает на постепенное уменьшение температуры прогрева дунитов с удалением от контакта с габбро (рис. 104).

Таким образом, весь имеющийся материал однозначно свидетельствует о более позднем возрасте и активном воздействии габброидов и связанных с ними образований на ультрамафиты, причем характер изменений находится в прямой зависимости от близости ультрамафитов к крупным габбровым интрузиям. Не установлено признаков образования клинопироксенитов на контакте габбро с дунитами. Даже в тех редких случаях, когда габброидные или плагиоклазовые жилки проникают в дуниты, вокруг них наблюдается не образование клинопироксенитов, а ореолы оливинитов или оливинит-пегматитов.

В то же время, несмотря на более позднее образование габброидов и связанных с ними ассоциаций, временной интервал между образованием ультрамафитов и габброидов невелик. В пользу этого свидетельствует активное воздействие постмагматических флюидов, связанных с габброидами, на ультрамафиты, что обусловлено прежде всего прогретостью последних после внедрения, кристаллизации и постмагматических процессов ультрамафитов, приуроченность к одному-подводящему каналу и, наконец, данные абсолютного возраста [161]. Определение абсолютного возраста флогопитовых клинопироксенитов K—Ar методом из клинопироксенитовой оболочки Светлобор-

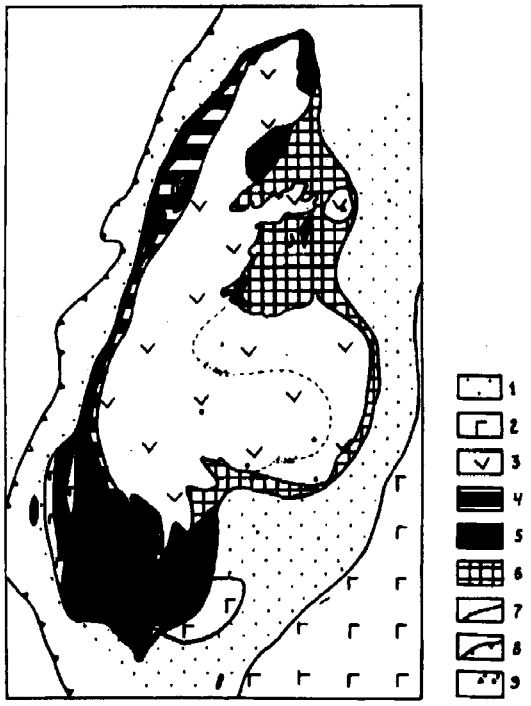


Рис. 104. Характер метаморфизма в зоне контакта габброидов с Нижнетагильским пироксенит-дунитовым массивом:

1 — кытлымиты; *2* — амфиболовые габбро; *3* — дуниты; *4* — шурпихиты; *5* — клинопироксениты милонитизированные; *6* — немилонитизированные; *7* — интрузивные контакты; *8* — зона Главного Уральского надвига; *9* — степень изменения офита в миаролитовых дунитах и пегматитах: а — антигоритизированный офит и находки штубахитов, б — неантигоритизированный хризотиловый офит миарол.

Штриховая линия с T = 300 °С — изотерма после внедрения габбро

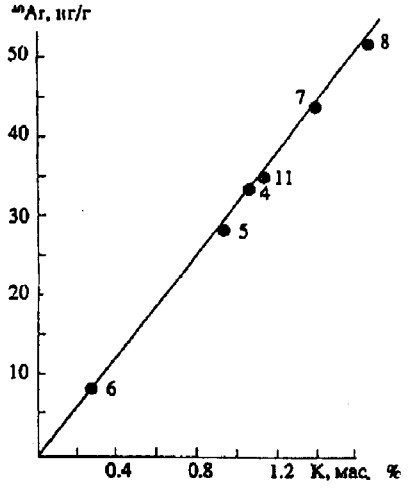


Рис. 105. Калий-аргоновая изохрона для амфиболов Светлоборского массива, T = 423 ± 3 млн. лет.

Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 77

ского массива и горнблендитов и иситов того же массива, являющихся членами габброидной ассоциации, показало близость их возраста с изохроной 423 ± 3 млн. лет. Т. е. временной интервал между ними укладывается в пределы точности определения возраста [216, 231, 232] (табл. 75; рис. 105).

6.7. ГЕНЕЗИС И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АПОУЛЬТРАМАФИТОВЫХ ГАББРОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Закономерное положение по отношению к габбровым интрузиям, близкий к габброидам химический состав (значительное количество глинозема и щелочей) и эпигенетическое к клинопироксенитам положение однозначно свидетельствуют о генетическом единстве фельдшпатизированных пироксенитов, горнблендитов и габброидных пегматитов, их связи с габброидами и об образовании в условиях постепенного падения температуры с удалением от габбровых массивов.

Полевошпатовый состав привнесенного материала в фельдшпатизированных клинопироксенитах и глинозем-щелочной состав привнесенного

материала в горнблендитах свидетельствуют, что в обоих случаях источником вещества являлись габброиды. Приуроченность зон фельдшпатизации к осевым частям габбровых массивов и интрузивных комплексов, к их гравитационным максимумам, т. е. подводящим каналам комплексов, подтверждает вывод [120] об одинаковом глубинном источнике флюидов, вызывающих фельдшпатизацию ультрамафитов и анортитизацию габбро. В то же время обогащение флюидов, вызывающих горнблендитизацию, щелочами, фосфором, металлами, серой, явно вынесенными из габброидов, позволяет предполагать, что горнблендитизация вызывалась "вторичным" измененным флюидом, имеющим уже иной состав и более низкую температуру.

Вопрос о месте образования габброидных ассоциаций считался само собой разумеющимся, пока не появились высказывания [119, 128], что эпигаббровый комплекс сформировался на уровне базальтового слоя и был перемещен на современный уровень в твердопластичном состоянии. При этом магматогенные габбро, по мнению [128], испытали динамический метаморфизм с образованием гнейсоватости, полосчатости и бластомилонитовых структур. По нашим данным, формирование габброидных ассоциаций происходило in situ, о чем свидетельствуют четко выраженный метаморфизм вмещающих вулканитов на контакте с габбро-норитами; ксенолиты метаморфизованных вмещающих пород в габброидах; сохранность текстур и структур габбро-норитов в краевых частях габбровых массивов; признаки интрудирования габброидами ультрамафитов и ксенолиты ультрамафитов в габброидах; закономерное положение продуктов фельдшпатизации, горнблендитизации и метаморфизма ультрамафитов и зон постмагматических изменений в габбро-норитах, вписывающихся в общую структуру комплексов. Образование деформаций, связываемых [119, 128] с перемещением габброидов, произошло много позже после внедрения габбро, фельдшпатизации ультрамафитов и интрузии гранитоидов и имело весьма локальный характер.

Процесс фельдшпатизации ультрамафитов происходил при привносе Na, Ca и Al, горнблендитизации — Ti, V, (Fe), Al, Na, K, P, S, H_2O, Cu, Pd, Au, штубахитизации — H_2O. Отсутствие водосодержащих минералов при фельдшпатизации, вероятно, обусловлено высокими температурами, препятствующими их кристаллизации. В то же время преобладающая гидратизация силикатов при штубахитизации может быть обусловлена невозможностью образования в дунитовом субстрате, при имевшейся температуре, щелочь- и алюминийсодержащих минералов. Надо также учитывать, что постоянная пумпеллиитизация плагиоклазов габбро-пегматитов и зон фельдшпатизации может свидетельствовать, что при этих процессах происходил привнос водного флюида, фиксировавшегося при более низких температурах.

Температура фельдшпатизации, судя по безводному парагенезису, была значительно выше 700 °С и, вероятно, достигала 900—1000 °С, образования горнблендитов — 700 °С и ниже (до 500 °С), штубахитов — 400—200 °С, антофиллит-офит-хлоритовых жил — 500—100 °С. Процесс шел регрессивно при постепенном падении температуры флюида.

Неравновесные условия кристаллизации — зональность плагиоклазов, офитовые структуры габбро-норитов, ксенолиты и ореолы пироксен-плагиоклазовых роговиков свидетельствуют о гипабиссальных условиях кристаллизации габбро-норитовых интрузий и всех апоультрамафических парагенезисов, что подтверждается высоким парциальным давлением кислоро-

да (высокий коэффициент окисления железа, присутствие магнетита), широким развитием пегматитов, водосодержащих минералов, брекчий дунитов и пироксенитов в габброидах.

Приуроченность фельдшпатизации и горнблендитизации к ультрамафическим массивам, скорее всего, обусловлена достаточно высокой температурой остывающих ультрамафитов и их большей прогретостью близ крупных габбровых интрузий, повышенной проницаемостью периферических тектонизированных частей массивов для флюидов и благоприятным химическим составом субстрата, допускающего возможность протекания реакций фельдшпатизации и горнблендитизации.

Глава 7

СЕРПЕНТИНИТЫ И СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫЕ ДУНИТЫ

На современном эрозионном срезе все оливинсодержащие породы КЗУМ серпентинизированы на 20—100%. Несмотря на длительное изучение серпентинизации дунитов Платиноносного пояса многочисленными исследователями [25, 58, 84, 131 и др.], ряд принципиальных вопросов, таких, как время образования, источник воды, связь серпентинизации с КЗУМ и ее причины остаются дискуссионными или невыясненными. Сравнительно детальная изученность вещества серпентинитов позволяет нам ограничиться преимущественно петрологическими проблемами.

7.1. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ СЕРПЕНТИНИТОВ

Н. К. Высоцкий [84] и А. Н. Заварицкий [131] разделили серпентиниты на хризотиловые, брусит-антигоритовые ("серые") и "черные". И. А. Малахов [280] дополнил их магнетит-антигоритовыми разностями. Д. С. Штейнберг и И. С. Чащухин [458] выделяли среди серпентинитов продукты ранней (автометаморфической) петельчатой серпентинизации и наложенной (аллометаморфической) серпентинизации, а среди последней — три ассоциации: лизардит + брусит + когенит, хризотил + магнетит + + брусит и антигорит + брусит + магнетит. Отсутствие петрологической обоснованности этой систематики позволяет нам выделять серпентины и серпентиниты, связанные: 1) с постмагматическими процессами в дунитах, включая миаролы в дунитах и ультрамафических пегматитах и зоны хризотилизации в дунитах и вокруг тел ультрамафических пегматитов; 2) с воздействием габброидов на дуниты, включая штубахиты и зоны антигоритизации офитовых миарол в ультрамафических пегматитах и 3) с массовой серпентинизацией дунитов. Среди последних выделяется четыре петрографических типа: лизардитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты; шурпихиты (магнетит-брусит-антигоритовые серпентиниты); черные, хризотиловые серпентиниты и хризотилизированные дуниты и магнетит-антигоритовые серпентиниты. Рассмотрению продукта массовой серпентинизации и посвящена эта глава.

Лизардитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты, или петельчатые серпентиниты, по [458], — наиболее широко распространенный тип с ленточной и сетчатой структурой при содержании петельчатого лизардита I генерации 5—70% и лизардита II генерации от 1 до 100% (в ячеях 20—30%) [255]. Характерны 1—3 системы параллельных жилок, секущих индивиды оливина, развивающиеся метасоматически без разрыва пластинчатых включений магнетита, флогопита или волокон хризотил-асбеста. По [458], жилки сложены лизардитом в смеси с тонкодисперсным ферробруситом и незначительным количеством когенита. Однако достоверных минералогических признаков существования двух последних мине-

ралов не приводится [451]. Более того, ряд данных свидетельствует, что "когенит" образовался при изменении гипергенного пироаурита, образующегося при окислении и карбонатизации лизардита, под влиянием высоких температур электронного пучка электронного микроскопа или при получении термокривых. Судя по шлифам и электронно-микроскопическим снимкам, жилки сложены лизардитовым, реже хризотиловым или зональным лизардит-хризотиловым агрегатом (табл. XXX, рис. 1). В то же время отсутствие брусита на термограммах и особые свойства серпентина вызвали у Г. Н. Вертушкова предположение, что это самостоятельный минерал из группы серпентина или хлорита с высоким содержанием MgO и H_2O [55, 521]. Петрохимически серпентинизированные дуниты отличаются высоким содержанием воды и высокой степенью окисленности железа (табл. 2, 8). Интересны выводы о изохимической серпентинизации дунитов и увеличении степени окисленности Fe пропорционально степени серпентинизации [44, 445, 458]. Более обширный материал показал, что это не совсем так и что только при слабой серпентинизации (до 4—6% H_2O) отношение $RO : SiO_2 = 2,0$, тогда как при средней и сильной — ниже 2,0 и в среднем составляет ~1,95, что свидетельствует о выносе катионов (рис. 106). Не подтвердилось и существование прямой пропорциональнос-

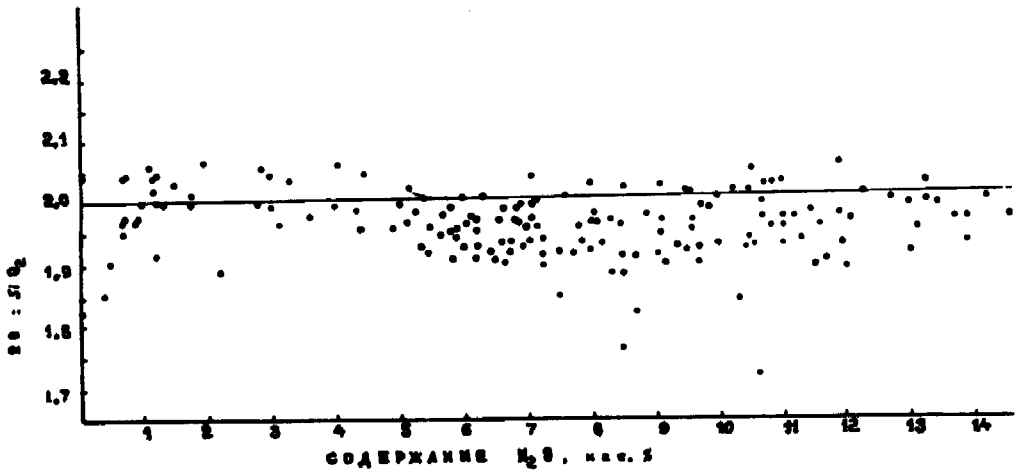


Рис. 106. Вариации отношения $RO : SiO_2$ в серпентинизированных дунитах КЗУМ в зависимости от степени их серпентинизации

ти степени окисленности железа степени серпентинизации. Выделяется два типа зависимостей — до 4—5% и выше 5% H_2O (рис. 107). По-видимому, это обусловлено тем, что серпентинизации подверглись разности уже с повышенным содержанием Fe^{3+}, связанным с этапом штубахитизации дунитов, сопровождающимся сбрасыванием избыточного Fe^{3+} в виде магнетита или некоторым привносом ферробрусита.

Для лизардитовых серпентинитов некоторых массивов характерно присутствие жилок, сложенных серпентиновыми минералами, бруситом и гидрокарбонатами магния. В глубоких частях Нижнетагильского массива они представлены офитом, повлен-хризотилом и ферробруситом, в прикровлевых частях — бруситом, артинитом, гидромагнезитом, кальцитом и повлен-хризотилом [168, 180, 181, 220, 412] (табл. 76). Близ контакта с шурпихитами

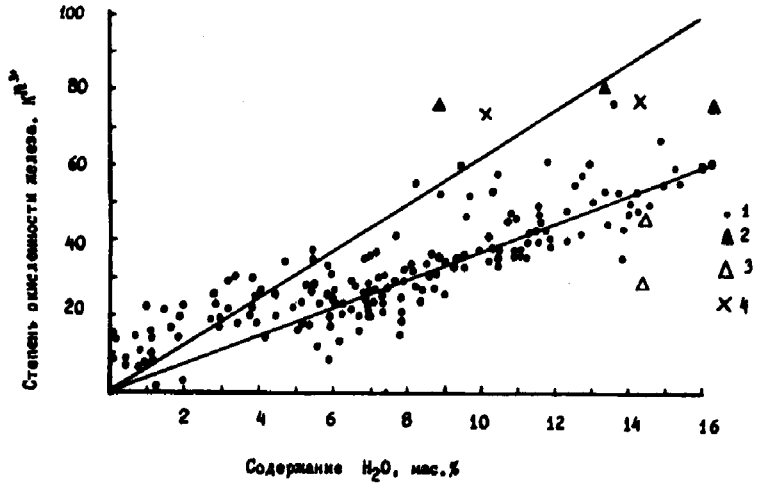


Рис. 107. Зависимость степени окисленности железа в серпентинизированных дунитах от степени серпентинизации:

1 — лизардитизированные дуниты; *2* — шурпихиты; *3* — магнетит-антигоритовые серпентиниты; *4* — черные серпентиниты

развиты брусит-антигоритовые жилы. Строение жил зональное с последовательностью образования минералов офит—повлен-хризотил—ферробрусит—брусит + магнетит—артинит—гидромагнезит (рис. 108). Для Нижнетагильского массива характерно широкое развитие белого землистого серпентина — повлен-хризотила, принимавшегося ранее за карбонаты магния (табл. XXX, рис. 2; табл. XXXI, рис. 2; табл. 77). Вариации состава жил

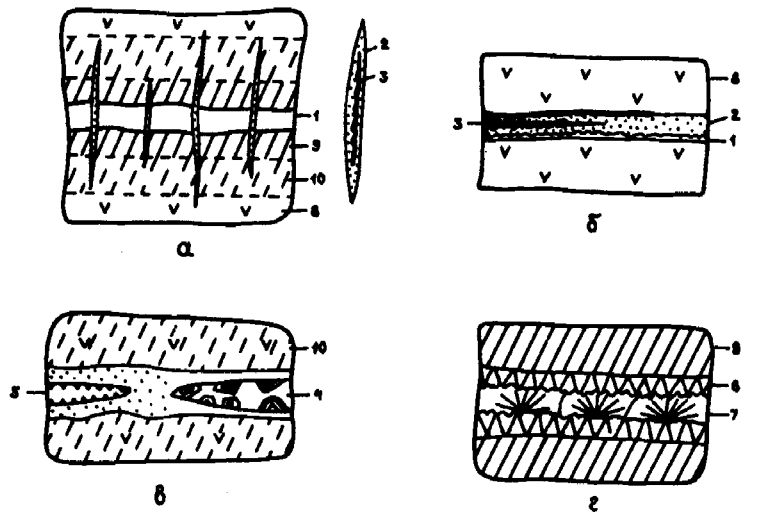


Рис. 108. Основные типы трещинных жил в серпентинизированных дунитах Нижнетагильского массива:

а — офитовая с зонами выщелачивания и трещинами разрыва, сложенными повлен-хризотилом; *б* — повлен-хризотиловая ферробруситовая; *в* — повлен-хризотил-брусит-магнетитовая; *г* — брусит-артинитовая; *1* — офит; *2* — повлен-хризотил; *3* — ферробрусит; *4* — зональный брусит-ферробрусит; *5* — магнетит; *6* — брусит; *7* — артинит; *8* — дунит; *9* — серпентинит; *10* — частично серпентинизированный дунит

по разрезу свидетельствуют о заметном фракционировании компонентов серпентинообразующих растворов в гидротермальной системе, причем часть компонентов, особенно SiO_2, MgO и FeO частично выносились при серпентинизации дунита. Таким образом, массовую серпентинизацию нельзя считать строго изохимическим процессом.

"Черные серпентиниты" Н. К. Высоцкого [84] в Нижнетагильском массиве образуют жилки, системы жилок и полосы шириной до первых метров в центральной части массива. Для черных серпентинитов характерно широкое развитие повлен-хризотиловых и ферробрусит-повлен-хризотиловых жилок, а в тонких жилках черного офита — выделений латуни и меди.

Шурпихиты (по г. Шурпиха, у подножия которой наблюдается их классическое развитие), установленные в Нижнетагильском, Вересовоборском и Уктусском массивах, представляют мелко- и тонкозернистые породы, сложенные антигоритом (75—80%) с f = 2,5%, бруситом (~18%) с f 3—8% и магнетитом (2,2—11,5%) состава $Fe^{2+}_{7,92}Mn_{0,06}Ni_{0,02}Co_{0,01}Fe^{3+}_{15,9}Ti_{0,08}V_{0,01}O_{32,04}$ [458]. Структура породы венчиковая или лепидобластовая. Характерна частая сохранность реликтовой полиэдрической структуры дунитов, обусловленная ростом антигорита и брусита от грани бывших полиэдров оливина к центру, где иногда сохраняются его реликты. От лизардитовых серпентинитов они отличаются меньшим содержанием H_2O и неизохимичностью процесса серпентинизации с $RO : SiO_2 = 1,80—1,94$ (табл. 78). Шурпихиты приурочены к западным, наиболее тектонизированным частям дунитовых ядер, а в Нижнетагильском массиве — к его кровле. При этом мощность шурпихитовой оболочки уменьшается от западного к восточному контакту от 100 до 0 м (рис. 109). К шурпихитам приурочены многочисленные трещины разрыва, сложенные шестоватым магнетит-брусит-антигоритовым агрегатом (табл. XXXI, рис. 1), в меньшей степени — офитовые и офит-пикролитовые жилки с демантоидом. Магнетит-антигоритовые серпентиниты более редки и, видимо, развиты по клинопироксеновым дунитам и верлитам Нижнетагильского массива [273].

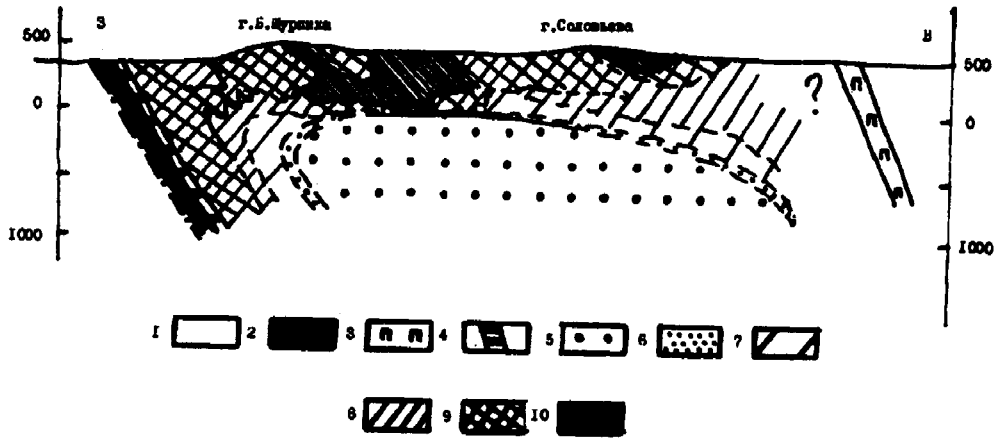


Рис. 109. Характер серпентинизации Нижнетагильского дунитового массива по данным картирования, глубокого бурения и гравиметрических наблюдений [133, 212]:

1 — вмещающие породы; *2* — милонитизированные клинопироксениты; *3* — клинопироксениты среднезернистые; *4* — шурпихиты; *5* — дуниты с серпентинизацией 0—10%; *6* — 10—30%; *7* — 30—70%; *8* — 70—90%; *9* — 90—100%; *10* — серпентиниты

7.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РАЗНЫХ ТИПОВ СЕРПЕНТИНИТОВ

Серпентиниты развиты только в пределах дунитовых ядер и приурочены к периферической части массивов, чаще всего к контакту дунитов с вмещающими породами (Сосновское тело, Вересовоборский массив), к контакту дунитов с клинопироксенитами (Йовское тело), особенно милонитизированными (Нижнетагильский массив), реже — разломам внутри дунитового ядра (см. рис. 70—71) [43, 211, 426, 458]. Максимальная серпентинизация наблюдается в наиболее тектонизированных массивах, залегающих во вмещающих породах или на контакте с ними (рис. 110).

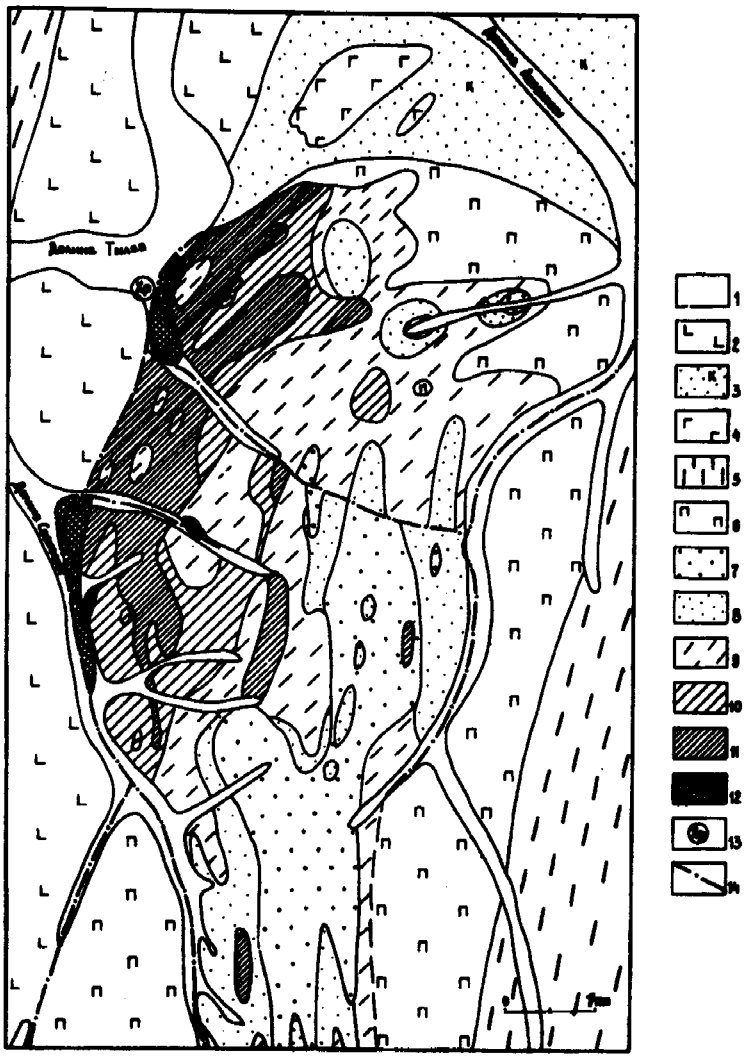


Рис. 110. Серпентинизация северной части Сосновского дунитового тела Косьвинского массива:

1 — аллювий; *2* — основные вулканиты, S_1; *3* — кытлымиты; *4* — амфиболовые габбро; *5* — тылаиты и конжакиты; *6* — клинопироксениты; *7*— дуниты серпентинизированные на 0—10%; *8* — 10—30%; *9* — 30—70%; *10* — 70—90%; *11* — 90—100%; *12* — серпентиниты с жилками хризотил-асбеста; *13* — проявления хризотил-асбеста; *14* — разломы

В массивах с мощной клинопироксенитовой оболочкой (Иовское тело), окруженных крупными кольцевыми габбровыми интрузиями или в ядрах крупных дунитовых массивов (Нижнетагильский), серпентинизация дунитов минимальна и постепенно уменьшается с глубиной (рис. 111). Шурпихиты и магнетит-антигоритовые серпентиниты также приурочены к западным контактам массивов на контакте дунитов с милонитизирован-

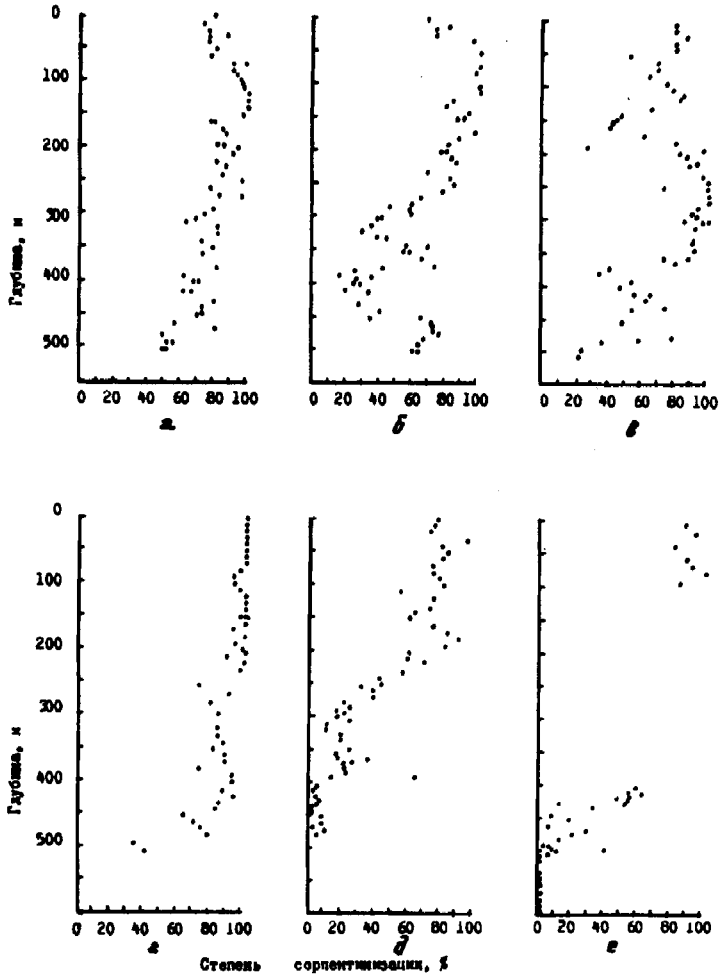


Рис. 111. Характер изменения серпентинизации с глубиной по скважинам Нижнетагильского массива [211]:
а — скв. 7525; *б* — 7526; *в* — 7527; *г* — 7528; *д* — 7529; *е* — скв. 1

ными клинопироксенитами и занимают фронтальную часть зоны серпентинизации. Таким образом, характерная черта серпентинитов КЗУМ — их приуроченность к тектоническим зонам. Между шурпихитами и лизардитовыми серпентинитами наблюдаются сравнительно резкие переходы без признаков замещения лизардитовых серпентинитов антигоритовыми или наоборот. Для каждого типа характерна и своя однофациальная жильная

серия, не пересекающие друг друга, хотя отдельные брусит-антигоритовые жилки появляются в поле развития лизардитовых серпентинитов. Отсутствие признаков дробления индивидов оливина перед антигоритизацией и признаков замещения одних серпентинитов другими свидетельствует, что образование шурпихитов и лизардитовых серпентинитов происходило одновременно. Черные серпентиниты располагаются в поле лизардитовых, постепенно в них переходят, окружены ореолами лизардитовых серпентинитов и, скорее всего, представляют их фацию, приуроченную к зонам наибольшей трещиноватости. Хризотиловые серпентиниты западного контакта Сосновского тела также приурочены к периферической части зоны лизардитовой серпентинизации и постепенно переходят в нее. Таким образом, кажется очевидным, что все типы серпентинитов образовались близодновременно, а их минералогическое и химическое различие, очевидно, обусловлено условиями минералообразования.

7.3. О ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ

Относительное время образования серпентинитов оценивалось разными исследователями по-разному. Доказывалось образование серпентинизации непосредственно после кристаллизации дунитов, много позже и независимо от времени кристаллизации дунитов, в том числе и в современных условиях [82, 458, 481]. В пользу развития серпентинизации непосредственно за кристаллизацией дунитов приводились данные о связи серпентинизации с крупностью зерен оливина и составом слагающих дуниты минералов [458].

Объективно время развития серпентинизации можно установить по взаимоотношениям серпентиновых парагенезисов с другими минеральными ассоциациями и тектоническими процессами. Эпигенетическое положение описанных типов серпентинитов по отношению ко всем ультрамафическим ассоциациям очевидно. Онтогенические наблюдения показывают, что жилки лизардита секут или замещают оливин всех типов дунитов, в том числе первично перекристаллизованных, дунит-пегматитов и оливинитов, связанных с наиболее поздними клинопироксенитовыми жилами в дунитах. Лизардитовые жилки секут и пучки хризотила, развитые в хризотилизированных дунитах.

Взаимоотношения серпентинитов с габброидными ассоциациями определяются тем, что петельчатые лизардитовые серпентиниты развиваются также по оливинит-пегматитам, приуроченным к дайкам троктолит-пегматитов, а также по милонитизированным и рекристаллизованным дунитам Иовского тела, образовавшимся при внедрении габброидов. Кроме того, в том случае, если бы лизардитовая серпентинизация образовалась до внедрения габброидов, они бы подверглись метаморфизму с образованием антигоритовых серпентинитов, чего не наблюдается, так же как нет связи серпентинизации с положением и присутствием габброидов или габброидных ассоциаций, свидетельствующее, что серпентинизация не связана с ними генетически.

Не устанавливается связи серпентинизации и с гранитоидами. Вокруг редких даек плагиоклазитов и гранит-пегматитов в дунитах не наблюдается ореола серпентинизации или метаморфизма петельчатых серпентинитов с образованием антигорititов, тальковых или форстерит-энстатитовых пород, как это происходит в случае внедрения гранитоидов в серпентиниты или серпентинизированные дуниты. Следовательно, серпентинизация образовалась позже и гранитоидных ассоциаций.

Наконец, лизардитовые жилки секут индивиды оливина рекристаллизованных дунитов — продуктов наиболее позднего преобразования дунитов, связанного с тектоническими процессами верхнего палеозоя. Приуроченность лизардитовых серпентинитов КЗУМ Платиноносного пояса к западным, как правило, тектонически сильно нарушенным контактам массивов, а также к разломам внутри дунитовых массивов позволяет сделать вывод, что серпентинизация связана с одним из активных этапов тектонизации, происходившим после интрузий габбро и гранитоидов. Таким мог быть, по-видимому, этап раннекаменноугольного шарьирования [227, 330, 333]. Против современного возраста образования лизардитовой серпентинизации, отстаиваемой [338], свидетельствует отсутствие признаков приуроченности серпентинизации к обнаженной части дунитовых массивов, какому-либо гипсометрическому уровню или руслам современных водотоков.

7.4. О ВЛИЯНИИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ НА СОСТАВ ДУНИТОВ

Впервые этот вопрос был поднят Д. С. Штейнбергом и И. С. Чащухиным [454, 457—459], по мнению которых процесс петельчатой серпентинизации сопровождался перекристаллизацией дунитов и изменением состава слагающих их минералов. В то же время Е. П. Царицын [433] не подтвердил этого для дунитов Платиноносного пояса и пришел к выводу, что различия в составе хромшпинелидов проявились до серпентинизации, в результате воздействия более высокотемпературных процессов, чем серпентинизация. Нам также не удалось установить изменения состава оливина и хромшпинелида при серпентинизации, поэтому был сделан вывод, что серпентинизация накладывается на уже перекристаллизованные дуниты и не приводит к изменению их состава или состава слагающих их минералов [218, 219]. В пользу изменения состава минералов дунитов в зависимости от степени серпентинизации приводилась корреляция их составов с этим параметром [458, 459].

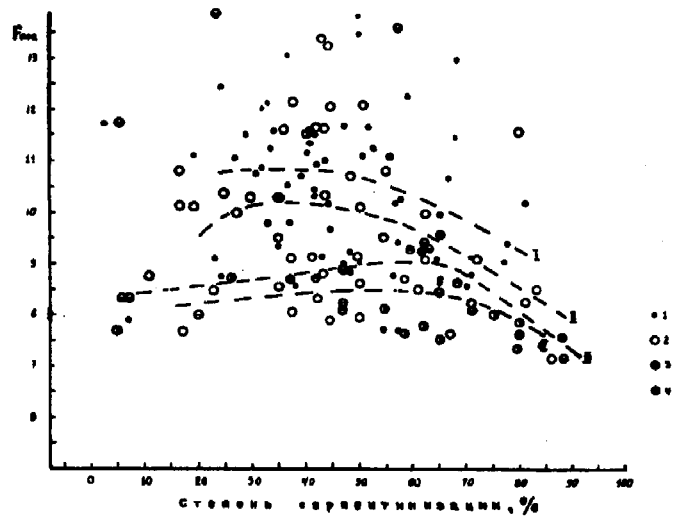


Рис. 112. Зависимость степени серпентинизации от типа дунитов, Нижнетагильский массив:

1 — протодуниты; *2* — дуниты мелкозернистые; *3* — среднезернистые; *4* — крупнозернистые; *I—III* — так называемые дискретные уровни корреляции состава оливина от серпентинизации дунитов по данным Д.С.Штейнберга и И.С.Чащухина [458]

Проверка этого вывода на более обширном материале на диаграммах "тип дунита — степень серпентинизации" (рис. 112) показала отсутствие какой-либо зависимости, тогда как на диаграмме "железистость дунита — степень серпентинизации" (рис. 113) наблюдается слабая тенденция уменьшения

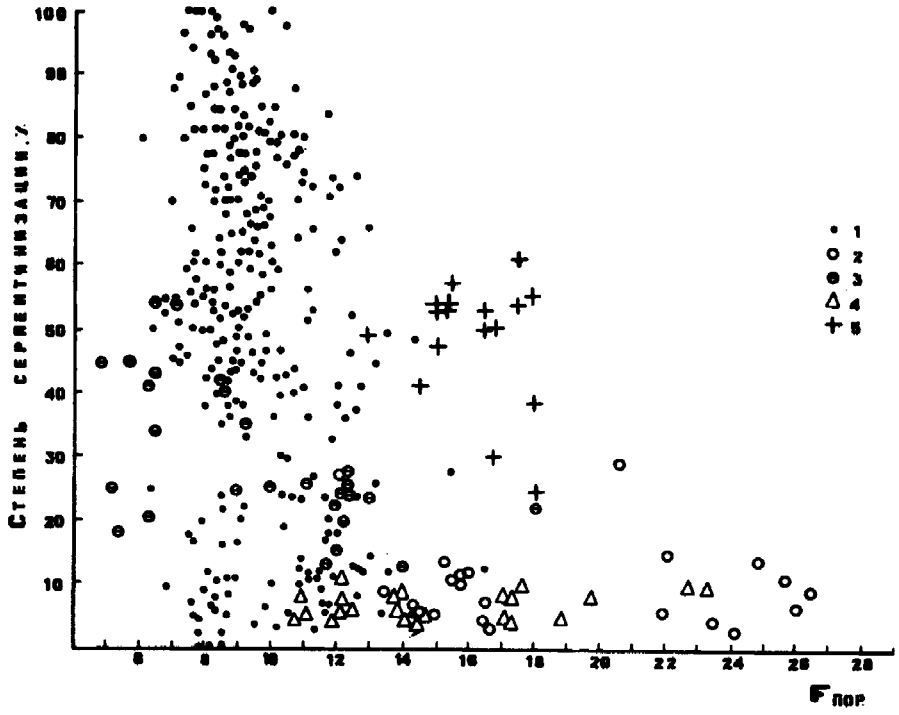


Рис. 113. Зависимость между железистостью дунитов и оливинитов и степенью серпентинизации:

1 — дуниты КЗУМ Урала; *2* — оливиниты Кольского п-ова [256]; *3* — дунитовые трубки Алдана [65]; *4* — оливиниты Маймеча-Котуйской провинции [65]; *5* — оливиниты Гулинского массива [65]

степени серпентинизации с увеличением железистости дунитов. На диаграммах для конкретных массивов зависимости различны (рис. 114). Так, для дунитов Нижнетагильского массива зависимости между этими параметрами не установлено, для дунитов Иовского тела серпентинизация стабильна вне зависимости от железистости дунитов (5—25%), а в дунитах Желтой сопки наблюдается прямая корреляция степени серпентинизации с железистостью дунита (см. рис. 113). Использование всей совокупности дунитов КЗУМ и щелочно-ультраосновной ассоциации платформ показывает, что и здесь какой-либо общей закономерности для каждого массива не существует (см. рис. 114), тогда как для всей совокупности дунитов и оливинитов наблюдается тенденция уменьшения степени серпентинизации с увеличением железистости дунитов и оливинитов.

Учитывая более поздний возраст серпентинизации и отсутствие ее связи с постмагматической перекристаллизацией дунитов, можно предполагать, что существование зависимостей для отдельных массивов и всей их совокупности обусловлено тем, что более железистые дуниты и оливиниты серпентинизируются при прочих равных условиях слабее, чем маложелезистые дуниты. Существование четкой зависимости для дунитов Желтой сопки и Уктусского массива, видимо, обусловлено отбором проб по пересечению от края к центру массива, в направлении, по которому увеличивается степень перекристаллизации дунитов и уменьшается их

железистость, что приводит к образованию ложных корреляций, исчезающих при использовании большего числа проб.

Д. С. Штейнбергом и И. С. Чащухиным [459] установлена обратная зависимость степени серпентинизации от железистости для оливинов Иовского тела и Желтой сопки и пять дискретных уровней корреляции для оливина из дунитов Нижнетагильского массива, на основании чего

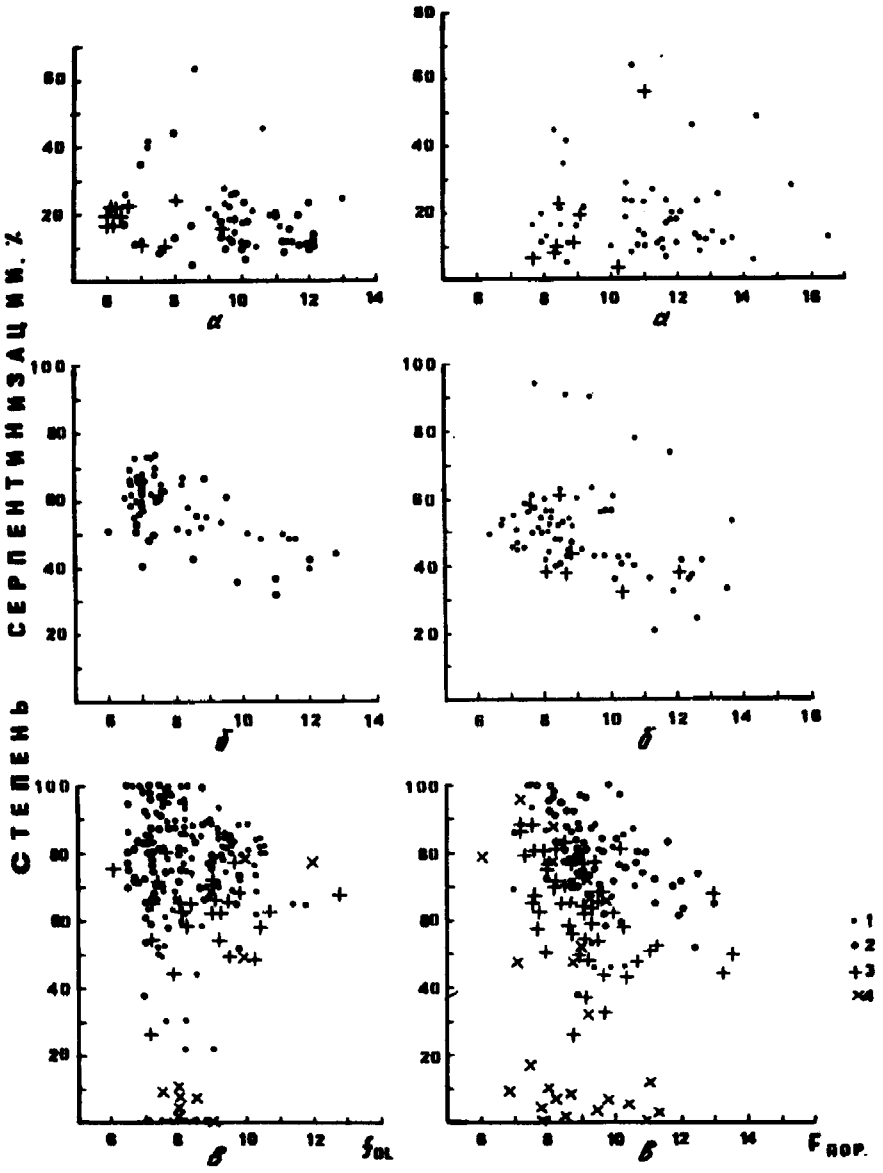


Рис. 114. Зависимость степени серпентинизации от состава оливина и дунита в массивах Желтой сопки *(а)*, Иовского тела *(б)* и Нижнетагильского массива *(в)*:
1 — данные Д.С.Штейнберга и И.С.Чащухина [457]; *2* — данные А.А.Ефимова [117]; *3* — данные автора; *4* — данные автора и Е.П.Царицына [434]

ими был сделан странный вывод о зависимости состава оливина от степени серпентинизации. При этом каких-либо геологических или петрохимических особенностей пяти выделенных групп дунитов не приводится, а по нашим данным, они вообще отсутствуют. Корреляция наблюдается только для оливинов Желтой сопки (см. рис. 113) при независимости состава оливина от степени серпентинизации в дунитах Йовского тела и широком разбросе обоих параметров для дунитов Нижнетагильского массива, что обусловлено большим числом проб, отобранных более равномерно. Исходя из вышеизложенного, можно утверждать, что состав оливина дунитов не зависит от степени серпентинизации, тогда как степень серпентинизации в целом определяется составом оливина. Вероятно, именно этим объясняется тот факт, что при увеличении железистости оливина в дунитах Нижнетагильского и других массивов близ контакта степень их серпентинизации падает, в частности, в Нижнетагильском массиве — от 100 до 50—60% (см. рис. 113).

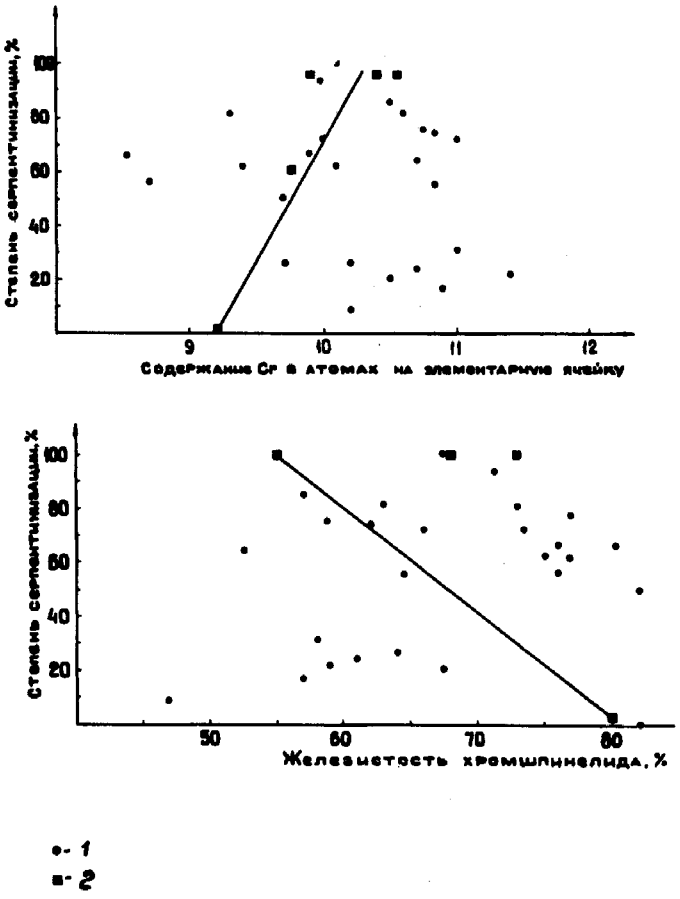


Рис. 115. Зависимость состава акцессорного хромшпинелида от степени серпентинизации дунита Нижнетагильского массива: *1* — данные автора; *2* — данные Д.С.Штейнберга и И.С.Чащухина [454]. Прямые линии — зависимости, установленные [454].

Зависимость состава акцессорного хромшпинелида от степени серпентинизации доказывалась Д. С. Штейнбергом и И. С. Чащухиным для трех проб из Нижнетагильского массива [458]. Однако проверка на более обширном материале не показала наличие каких-либо четких зависимостей (рис. 115, 116), так же как и более ранние данные Е. П. Царицына [432, 434].

Таким образом, проведенный анализ зависимостей состава дунита, оливина и хромшпинелида от степени серпентинизации дунита показал, что такой зависимости не существует. Наоборот, степень серпентинизации падает с увеличением железистости дунитов и оливинитов, что, вероятно,

обусловлено энергетическими причинами, в частности, меньшей энергетической выгодностью замещения более железистых оливинов серпентином при существовавших температурах серпентинизации.

7.5. О ВЛИЯНИИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ НА РАЗМЕР ИНДИВИДОВ ОЛИВИНА

Увеличение размера зерен оливина в дунитах Платиноносного пояса при серпентинизации доказывалось Д. С. Штейнбергом и др. [454, 458] на основании корреляции размера зерен со степенью серпентинизации дунита. Наши данные, основанные на измерении размера зерен оливина в шлифах по максимальным их диаметрам, показали лишь частичную корреляцию, хотя для основной массы проб корреляции не установлено (см. рис. 116). Из выводов работы [458] создается впечатление, что авторы обосновывают уже два этапа увеличения размера зерен оливина — один, связанный с перекристаллизацией дунитов до серпентинизации, и второй, обусловленный механическим расширением уже перекристаллизованных индивидов оливина растущими серпентиновыми жилками.

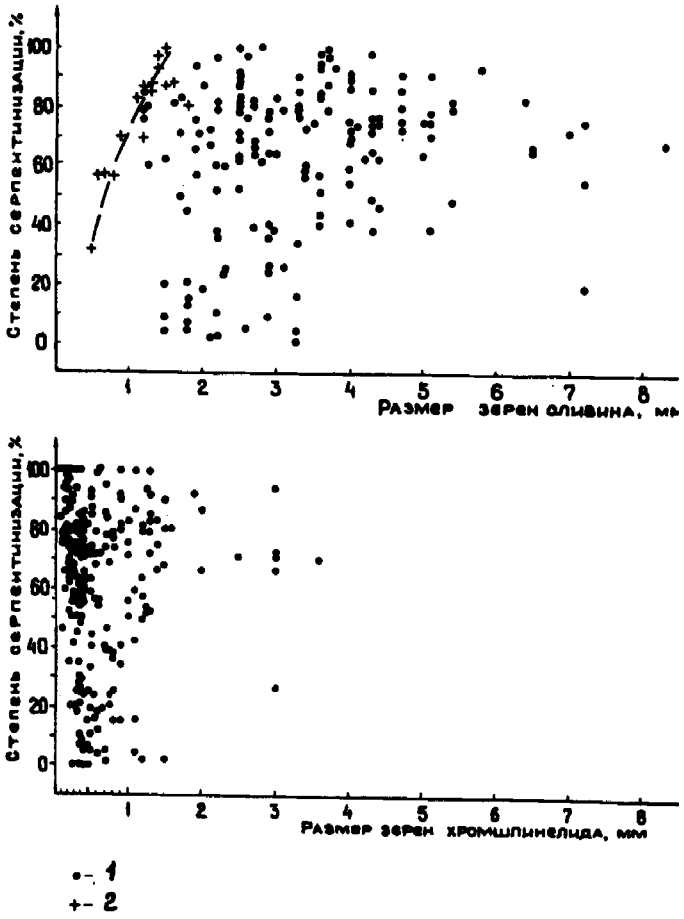


Рис. 116. Зависимость между размерами индивидов оливина и хромшпинелида и степенью серпентинизации дунитов Нижнетагильского массива:
1 — данные автора; *2* — данные Д.С.Штейнберга и И.С.Чащухина [457]

Эпигенетический характер серпентинизации, большой временной разрыв между постмагматической перекристаллизацией дунитов и массовой лизардитовой серпентинизацией полностью исключает их образование в результате действия флюидов, вызывающих первичную перекристаллизацию дунитов. Однако узкие вариации размеров индивидов оливина (1—5 мм) и полиэдрическая структура таких дунитов показывают, что это не первичные, а вторично перекристаллизованные и рекрис-

таллизованные дуниты. Связь вторично перекристаллизованных дунитов с тектоническими деформациями очевидна, при этом в первично перекристаллизованных дунитах корреляции действительно не наблюдается (см. рис. 116). Физическое увеличение размера зерен оливина при серпентинизации совершенно исключено, так как большая часть жилок лизардита развивается метасоматически по оливину, что доказывается целостностью включений магнетита и флогопита при их пересечении этими жилками (рис. 117).

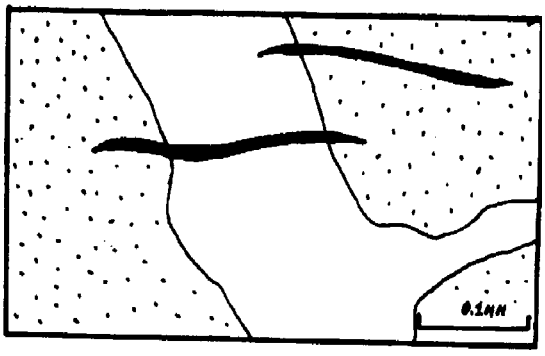


Рис. 117. Зарисовка микрофотографии из работы Д.С.Штейнберга и И.С.Чащухина [458], демонстрируемая ими как доказательство увеличения размера зерен оливина при серпентинизации

7.6. О ГЕНЕЗИСЕ СЕРПЕНТИНИТОВ

Основными проблемами генезиса петельчатых серпентинитов и шурпихитов являются время серпентинизации, источник воды и причина серпентинизации. Первый вопрос разобран выше.

В настоящее время большая часть исследователей, вслед за А. Г. Бетехтиным [25], считает, что вода, вызывающая серпентинизацию, происходила из вмещающих пород. По В. Н. Кузнецовой и В. Р. Артемову [255], слабая минерализованность вод, секущие жилки серпентина и петельчатый, а не псевдоморфный характер замещения оливина свидетельствуют, что источником воды были вмещающие породы, а не дунитовая магма. По [458], "так как крайняя точка зрения о серпентинизации под влиянием воды, заключенной в магме, никем не разделяется", остается лишь альтернатива — региональный или регрессивный метаморфизм ультрамафитов за счет вод вмещающих пород. Метеорная природа воды в серпентинитах Нижнетагильского массива подтверждена соотношением изотопов водорода [338], оказавшимся аналогичным таковому в хризотил-асбесте Баженовского месторождения [39]. По нашему мнению, эпигенетическое положение серпентинитов, приуроченность их к контактам с вмещающими породами и отсутствие каких-либо иных источников серпентинизации свидетельствуют, что источником воды могли быть только вмещающие породы. Это подтверждается и присутствием в серпентиновых жилках типичных элементов вмещающих вулканитов Cu, Zn, S и CO_2, отсутствующих в первичных дунитах и связанных с ними флюидах, а также преобладание в серпентинизирующих флюидах хлора над фтором, в отличие от обратного соотношения в серпентинитах постмагматических ассоциаций (см. таблицу на с. 247).

О причине серпентинизации высказаны также самые противоречивые точки зрения. Поскольку серпентинизация могла протекать только при достаточно высоких температурах, возможность ее осуществления объяснялась падением температуры дунитов до такой, при которой возможна серпентинизация [254, 255, 458] или повышением температуры в результате регионального метаморфизма [101]. Первая гипотеза наиболее рас-

пространена и логично объясняла возможность серпентинизации. Но после установления (см. выше) большого временного разрыва между кристаллизацией дунитов и массовой лизардитовой серпентинизацией, а также открытия непосредственно сопровождающей перекристаллизацию дунитов хризотиловой, а не лизардитовой серпентинизации, такое объяснение отпадает. А. Г. Бетехтин [25] первый объяснил серпентинизацию региональным метаморфизмом, происходившим в пределах Среднего Урала в среднем-верхнем карбоне. Однако четкая приуроченность серпентинизации к тектоническим контактам и зонам милонитизации клинопироксенитов позволила предположить, что генезис серпентинитов может быть обусловлен не региональным метаморфизмом, а динамотермальным (фрикционным) эффектом при тектонических перемещениях КЗУМ, на что впервые (для шурпихитов) указал Н. К. Высоцкий [84, 190]. Тектонические подвижки приводили к перемещению массивов, катаклазу и милонитизации пород западных контактов массивов, сопровождавшимся выделением тепла, прогревом поровых вод вмещающих пород и их миграцией в дуниты, что и приводило к серпентинизации последних. Тесная связь всех трех типов серпентинитов показывает, что они формировались в результате той же причины, а различие в их составе обусловлено только температурой и химизмом вод.

Особый интерес вызывает образование шурпихитов, резко отличающихся по составу от лизардитовых серпентинитов. Н. К. Высоцкий обратил внимание на их приуроченность к зонам наибольшего давления на западном контакте Нижнетагильского массива. По А. С. Варлакову [55], шурпихиты образовались в результате магнезиального метасоматоза дунитов и клинопироксенитов в поздние стадии процесса. Д. С. Штейнберг и И. С. Чащухин [458] считают, что антигоритизация — всегда результат воздействия повышенной температуры под влиянием интрузий любого состава и регионального динамометаморфизма и протекает без добавления воды в условиях зеленосланцевой или эпидот-альбит-амфиболовой фации. Однако о причинах их образования в КЗУМ они не высказываются. По [338], изотопный состав водорода в антигорите шурпихитов Нижнетагильского массива ($\delta = 75$; $\delta^{18} = 7{,}9$) идентичен таковому антигоритов, изученных [512, 513], и следовательно, при формировании шурпихитов преобладали метаморфогенные воды, хотя авторы не исключают образование антигорита и за счет магматических флюидов. По нашему мнению, шурпихиты формировались во фронтальных, наиболее высокотемпературных частях перемещающихся массивов, в случае когда температура трения и поровых вод достигала температуры кристаллизации антигорита, а замкнутые условия приводили к фиксации MgO в виде брусита. Присутствие шурпихитов только в массивах, залегающих среди вмещающих пород, свидетельствует о больших амплитудах их перемещения, чем в массивах, спаянных с габброидами.

Таким образом, все главные типы массовой серпентинизации КЗУМ — лизардитовая и шурпихитовая формировались в верхнекарбоновый период шарьирования КЗУМ в результате динамотермального метаморфизма за счет выделения тепла при фрикционном эффекте. Можно предполагать, что образование хризотиловых серпентинитов Сосновского тела связано с более щелочным составом вмещающих поровых вод и их более низкой температурой, а черные серпентиниты формировались в крупных зонах дробления с интенсивным вымыванием избыточных катионов.

7.7. ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ

Температура процесса петельчатой серпентинизации в 50 °С, указываемая [338], слишком занижена. Расчет [512] дает 86—115 °С, что ближе к действительности. Данные Ю. А. Борщевского и др. [39] для пар хризотил—магнетит в месторождениях хризотил-асбеста (~ 200 °С) могут отвечать условиям серпентинизации западного контакта Сосновского тела. Отсутствие регенерированного оливина в шурпихитах свидетельствует, что температура их образования была ниже 350—400 °С — нижнего предела устойчивости оливина, а присутствие брусит-магнетит-антигоритового парагенезиса свидетельствует о промежуточной температуре 400—200 °С, что совпадает с расчетами по изотопии [512] (200—460 °С) и экспериментальными данными (250—300 °С). Таким образом, по сравнению с исходной температурой дунитов, условно оцениваемой в 50 °С, температура в результате фрикционного эффекта повышается соответственно на 300—400° для шурпихитов, 150° для хризотиловых и 30—70° для лизардитовых серпентинитов. Выделение теплоты, рассчитанное для Нижнетагильского массива, составляет для шурпихитов (исходя из мощности 100 м, ширины 1 км, плотности 2,9 т/м^3 и теплоемкости 0,21 ккал · кг/град) — $18{,}4 \cdot 10^{12}$ ккал, при образовании лизардитовых серпентинитов того же массива (площадь 4,5 × 10,5 км, мощность 0,5 км, плотность 2,8 т/м^3, теплоемкость та же) — $695 \cdot 10^{12}$ ккал, без учета тепла, выделившегося при милонитизации и рекристаллизации клинопироксенитов и диссипированного во вмещающих породах. Расчет по формуле Карлоу и Джагера показывает, что такое повышение температуры достижимо при перемещении пластины мощностью 5 км со скоростью 10 м/год в течение 10 лет, без учета водонасыщенности среды. Подтверждением этого является стрессовое давление, рассчитанное по размеру рекристаллизованных индивидов оливина, формировавшихся перед серпентинизацией по методу Росса и др. [519], составлявшее 45 бар.

Серпентизинация вызывалась слабощелочными водами, обогащенными хлором, с присутствием S, Cu, Zn и относительно бедных CO_2. Однако хризотиловые серпентиниты формировались из вод с более высоким pH [520]. Процесс серпентинизации протекал близизохимически, но в зонах трещиноватости с выносом компонентов — с равным соотношением и катионов, и анионов. Выносимые компоненты фракционировались в зонах трещиноватости палеогидротермальной системы. Широко развитая трещиноватость и высокая степень окисленности железа свидетельствуют о малоглубинных условиях формирования всех типов серпентинитов.

Глава 8

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КЗУМ

Основные проблемы петрологии КЗУМ — это прежде всего проблемы генезиса дунитов и пироксенитов и вопрос о формационной самостоятельности КЗУМ.

8.1. ОБЗОР ГИПОТЕЗ ОБРАЗОВАНИЯ КЗУМ

Гипотезы, предложенные для объяснения генезиса КЗУМ, можно разделить условно на 4 группы: 1) магматические; 2) метасоматические; 3) тектонические и 4) мантийных диапиров.

Среди магматических гипотез выделяются гипотезы образования КЗУМ в результате дифференциации базальтовых, пикритовых или верлитовых магм на месте или на глубине и гипотеза об интрудировании ультрамафитов из мантии.

Образование КЗУМ в результате дифференциации магмы по типу расслоенных интрузий доказывалось Л. Дюпарком, Н. К. Высоцким, А. Н. Заварицким, В. А. Решитько и др. [82, 102, 135, 311, 348—351, 480, 481]. Близка к ним гипотеза Дж. Муррея [496], объясняющего образование КЗУМ потоковой дифференциацией оливиновых толеитов в подводящих каналах вулканов. Однако многофазное строение интрузивных комплексов Платиноносного пояса и других регионов и отсутствие признаков расслоенности не дает оснований для дальнейшего обсуждения этих гипотез.

Трактовка КЗУМ как составной части многофазных интрузивных комплексов началась с Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [262], рассматривавшего их как результат внедрения дифференцированной на глубине габбровой магмы с обособлением и расслоением вещества в процессе перемещения. По Е. П. Молдаванцеву [297—300], дифференциации подвергалась андезито-базальтовая магма с одновременным выжиманием дунитов и габбрового расплава и последующим реакционным образованием пироксенитов. О. А. Воробьева и др. [80] первые указали на самостоятельные внедрения дунитов, пироксенитов и габбро и на широкое развитие в них постмагматических процессов. КЗУМ юго-восточной Аляски также интерпретировались как многофазные интрузии — продукты дифференциации верлитовой магмы на глубине после выплавления ее из перидотитового слоя [487, 488, 507, 508]. Широкое применение гипотезы на разных объектах и регионах не случайно, хотя разнообразные ее варианты отражали сложность строения самих КЗУМ и их недостаточную изученность. По нашему мнению, в целом предложенная модель наиболее удовлетворительно объясняет основные особенности многофазных интрузивных комплексов и самих КЗУМ, хотя отдельные важные вопросы, в частности, состав материнского расплава, место дифференциации и генезис клинопироксенитов, нуждаются в уточнении.

Среди метасоматических гипотез высказывались предположения об образовании дунитов и клинопироксенитов по вмещающим вулканитам,

пироксенитов и дунитов — по гарцбургитам, дунитов — по клинопироксенитам и наоборот. Н. М. Успенский [397] трактовал КЗУМ как результат метасоматического замещения вулканитов растворами, по составу близкими к дунитам, с последовательным образованием кытлымитовых, габбровых, клинопироксенитовых и дунитовых зон. Н. В. Бутырин [45] связывал эманации, вызывающие указанные метаморфические изменения вмещающих пород, с интрузией перидотитовой магмы. Отдельные элементы этих гипотез с разной степенью доказательности использовали С. В. Москалева, А. С. Варлаков и А. А. Ефимов [49, 111, 120, 304, 306]. Они будут обсуждены ниже.

Случаи совмещения КЗУМ с альпинотипными ультрамафитами и сходство КЗУМ с дунит-пироксенитовыми зонами альпинотипных комплексов не могли не привлечь внимание исследователей. Ю. Н. Замига [141], В. И. Ваганов и И. Е. Кузнецов [46—48, 238] пришли к выводу об образовании КЗУМ в результате воздействия габбро на альпинотипные гарцбургиты. Эта модель особенно активно разрабатывалась за пределами Урала [65, 336]. Однако отсутствие реликтов гарцбургитов, даже в крупных дунитовых массивах, и существование КЗУМ, залегающих среди зеленых сланцев за пределами зоны воздействия габбро, исключают эту гипотезу из рассмотрения.

Привлечение тектоники для объяснения формирования КЗУМ и их современного положения в земной коре началось с Н. К. Высоцкого [84], считавшего их горстами. Г. Н. Фредерикс [428] доказывал значительные горизонтальные перемещения ультрамафитов КЗУМ на примере Нижнетагильского массива, а Е. А. Кузнецов [251] рассматривал их как тектонически выдвинутые клинья, застывшие по периферии, но расплавленные внизу. После появления плитной тектоники эти идеи интенсивно развивались А. В. Пейве и др. [328—330, 333], идентифицировавшими КЗУМ с блоками и пластинами океанической коры, сорванными по границе с гарцбургитами, отсутствием которых КЗУМ Урала только и отличаются, по его мнению, от типичных альпинотипных комплексов. Позже С. Н. Иванов и др. [223] и А. А. Ефимов [114] рассматривали КЗУМ как блоки высоконагретого мантийного материала, заполнившие зону растяжения. Однако в настоящее время даже такие активные сторонники плитной тектоники, как Г. Н. Савельева [366] и другие [223, 312, с. 207], пришли к выводу о невозможности отождествления Платиноносного пояса с офиолитовыми ультрамафитами по причинам: полного отсутствия в нем гарцбургитов; отсутствия "своих" вулканических базальтоидов и сопровождающих их яшм, без которых офиолитовая ассоциация не может считаться полной; слишком больших объемов магматических габброидов; близости состава габброидов островодужным базальтам и их резкого отличия от океанических толеитов по высокому содержанию K_2O, диапироподобным формам массивов центрального типа, протыкающих ордовикские и силурийские офиолитовые образования и образующих с ними горячие контакты. Эти доводы можно значительно увеличить.

Наконец, в последнее время А. А. Ефимов и В. Н. Пучков [116, 126], воспользовавшись схемой, разработанной Дж. Корнпробстом [491], Т. Лумисом [493], Дж. Грином [485] и другими для мантийных ультрамафических лерцолитовых диапиров, интерпретировали КЗУМ как диапировидные внедрения вещества верхней мантии с длительной тектономагматической эволюцией. При этом не было учтено резкое различие состава и структуры КЗУМ и мантийных диапиров, отсутствие в них оболочек

клинопироксенитов, высокобарических минералов и габбро-норитов, что ставит под вопрос приемлемость и этой модели.

Обсуждение предложенных моделей образования КЗУМ показывает, что в настоящее время наиболее аргументированы гипотезы, интерпретирующие дунит-пироксенит-габбровые комплексы как многофазные интрузивные образования, однако генезис самих КЗУМ и слагающих их дунитов дискуссионен и будет обсужден ниже.

8.2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДУНИТОВ

Поскольку КЗУМ — это в сущности дунитовые массивы с относительно тонкой пироксенитовой оболочкой, следовательно, главная проблема КЗУМ — проблема дунитов. Для объяснения генезиса дунитов КЗУМ предложена серия гипотез, различающихся по источнику вещества дунитов, механизму и месту их кристаллизации и механизму перемещения. Рассмотрим доказательства, приводимые сторонниками разных моделей, и наши соображения о генезисе дунитов в свете нового геологического материала по КЗУМ Урала.

Механизм кристаллизации дунитов

В качестве возможных механизмов кристаллизации дунитов рассматривались: кристаллизация из расплава, метасоматическое образование по гарцбургитам, клинопироксенитам или более ранним дунитам, метаморфическое и реститовое образование.

Магматическая природа дунитов долгое время считалась очевидной. Н. К. Высоцкий [84] доказательствами этого считал структуру хромитовых шлиров и выделений платины, идентичных структурам сплавов. А. Н. Заварицкий [135] добавил к ним присутствие миаролитовых и газовых пустот в дунитах и дайки дунитов в клинопироксенитах, а также "...соображения, вытекающие из изучения особенностей месторождений платины". Л. Дюпарк [480] таковыми считал присутствие ксенолитов пироксенита в дуните, О. А. Воробьева и др. [82] — существование крупных самостоятельных дунитовых тел, жил дунита в клинопироксенитах и габбро, близкий химизм, признаки магматической оливинизации клинопироксенитов, признаки расслоенности дунитов и клинопироксенитов, состав породообразующего оливина, закономерно изменяющегося от дунитов до габбро, и закономерное изменение состава дунитов по простиранию пояса. В настоящее время большая часть этих доводов или не подтвердилась, или может быть оспорена как признак магматической кристаллизации [54, 120, 158].

Так, все хромитовые и платиновые концентрации связаны с постмагматически-перекристаллизованными дунитами и не могут свидетельствовать о их магматическом происхождении, так же как наличие миаролитовых пустот, известных во всех генетических типах дунитов и в ультрамафических пегматитах. Явление расслоения может быть проще объяснено силловидными внедрениями дунитов, химизм дунитов зависит от степени их перекристаллизации и т. д. Закономерно изменяющийся состав оливина в породах, аналогичный составу оливина в массиве Скергаард, на самом деле для интрузивных пород зависит от состава этих пород [155]. Пожалуй, только присутствие ксенолитов клинопироксенита в дунитах может свидетельствовать о возможном магматическом способе их образования. В то же время ряд новых данных также свидетельствует о возможности магматического генезиса дунитов, что будет показано ниже.

Из метасоматических гипотез образования дунитов предложено три: в результате замещения клинопироксенитов, гарцбургитов или более ранних дунитов. Образование дунитов путем метасоматического замещения клинопироксенитов предложено Н. М. Успенским [397] и разработано С. В. Москалевой [303—309] и А. С. Варлаковым [49, 54], основывавшихся на широком развитии явлений оливинизации клинопироксенитов [304]. По А. С. Варлакову [53], это подтверждается: идиоморфизмом хромшпинелида к оливину; полосчатостью и присутствием останцев клинопироксенита в дунитах; развитием дунитов в осевых частях массивов; мономинеральностью дунитов; присутствием пегматитов и миарол и увеличением железистости дунитов на контакте с клинопироксенитами. Однако идиоморфизм хромшпинелида в дунитах КЗУМ, обусловленный, по А. С. Варлакову [50, 54], образованием при замещении хромсодержащих клинопироксенитов, в настоящее время, после установления в дунитах КЗУМ ксеноморфных и идиоморфных хромшпинелидов, логично объясняется перекристаллизацией дунитов. Полосчатость и останцы клинопироксенитов близ контакта с дунитами действительно являются результатом метасоматоза клинопироксенитов, однако они могут быть интерпретированы и с магматических позиций как магматическое замещение. Мономинеральность дунитов, будучи, по Д. С. Коржинскому [54], характерной чертой метасоматических образований, не может считаться аргументом, так как дуниты не моно-, а биминеральные породы и широко распространены в расслоенных интрузиях, где их ортомагматическое образование ни у кого не вызывает сомнения. Сложность образования ультрамафических пегматитов и миаролитовых пустот в магматических породах [54] преувеличена, и наоборот, именно с магматическими массивами связано широкое развитие гранитных пегматитов [178]. Возможность присутствия в ультраосновных пегматитах летучих подтверждается наличием их в ортомагматических протодунитах [185]. Увеличение железистости дунитов на контакте с клинопироксенитами возможно и при частичной ассимиляции клинопироксенитов за счет предпочтительного насыщения дунитов железом, вследствие большей изоморфной емкости оливина к железу, чем к кальцию. По нашему мнению, лишь довод об оливинизации клинопироксенитов имеет геологическое подтверждение. В то же время локальное развитие этого процесса, присутствие его лишь в некоторых массивах, тесная связь с оливинитовыми дайками и жилами в клинопироксенитах, а также различие в составах дунитов и оливинитов не позволяют согласиться с распространением этого вывода на все дуниты. Гипотеза замещения дунитами гарцбургитов не обоснована петрографически и минералогически и не подтверждается геологически (см. гл. 4).

Доказательств реститовой кристаллизации дунитов также не приводится, хотя эти представления получили широкое распространение в последнее время [119, 126, 458]. Таким образом, обсуждение механизма образования дунитов показывает, что ни один из предполагавшихся способов, за исключением магматического, не может быть использован для объяснения механизма кристаллизации дунитов.

Как показано в гл. 4, большая часть дунитов действительно полностью перекристаллизована, в то же время в периферических частях дунитовых ядер сохраняются дуниты, в максимальной степени сохранившие состав и структуру первичных дунитов. Протодуниты и породы, близкие к ним по составу, структурам и размерностям, имеющие гипидиоморфнозернистую структуру, ксеноморфный к оливину хромшпинелид и диопсид, в случае

его присутствия в породе постепенно переходящие в пойкилитовые верлиты и диопсидовые дуниты с сохранением размерностей зерен и соотношений минералов, позволяют идентифицировать их с доказанными ортомагматическими дунитами расслоенных интрузий [151, 219]. Магматическая кристаллизация протодунитов подтверждается также присутствием миаролитовых дунитов с офитом, равновесным с оливином, жил оливинитов в клинопироксенитах, ксенолитов пироксенитов в дунитах и оливинитах, признаками ассимиляции дунитами пироксенитов с образованием верлитов и гарцбургитов и широким развитием силловых фаций дунитов. Косвенным доводом в пользу магматического происхождения дунитов может служить центростремительный характер постмагматических изменений, аналогичный таковому в габбро-норитовых интрузиях пояса, и положение ультрамафических пегматитов, аналогичное положению пегматитов в гранитных и габбровых интрузиях [90]. Сравнительно ограниченный спектр доводов в пользу ортомагматического происхождения дунитов обусловлен, как правильно заметила О. А. Воробьева и др. [82], затушевывающим влиянием постмагматических процессов, захвативших почти весь объем дунитов, широким воздействием наложенных процессов и тектонизацией контактовых зон.

Таким образом, обсуждение механизма кристаллизации дунитов показывает, что наиболее удовлетворительно образование протодунитов объясняется магматической кристаллизацией с последующей постмагматической перекристаллизацией дунитов.

Содержание и состав флюидов в протодунитах

После установления решающего влияния флюидов на температуру кристаллизации и вязкость расплавов [225, 226, 284, 401, 429] оценка хотя бы их качественного содержания и состава представляет значительный интерес. Вопрос о присутствии, содержании и составе летучих в КЗУМ Платиноносного пояса рассматривался А. Н. Заварицким, А. Г. Бетехтиным, Г. М. Виноградской, И. А. Малаховым и автором [22, 68, 133, 135, 160, 167, 178, 187, 195, 212, 274]. Наибольший интерес представляет оценка содержаний воды, газов, галогенов и CO_2, присутствие которых может определяться по минералам, содержащим эти компоненты, по составу газово-жидких микровключений и по косвенным геологическим данным. При этом оценка состава флюида по газово-жидким включениям, ввиду широко распространенной серпентинизации, вызывает сомнения в возможности различия первичного флюида и флюида, связанного с серпентинизацией [266].

Оценка содержания воды была предпринята И. А. Малаховым [274] по сугубо косвенным данным — на основе загадочных "экспериментальных данных и содержанию воды в углистых хондритах". По его мнению, наиболее вероятное содержание воды в дунитах около 2%. Более надежные данные о присутствии воды в протодунитах основываются на содержании в миаролах протодунитов, перекристаллизованных дунитов и дунит-пегматитов, равновесных с оливином водосодержащих минералов: антофиллита, флогопита, пеннина, хризотила и хризотилового офита. Несмотря на отмечавшееся А. Н. Заварицким и А. Г. Бетехтиным [22, 135] присутствие в дунитах миарол, данные Г. М. Виноградской [68] о приуроченности миарол к дунит-пегматитам позволяли считать дунитовый расплав практически не содержащим воды [160]. Однако открытие

миаролитовых протодунитов с миаролами, сложенными офитом, флогопитом и пеннином, находящихся в равновесии с оливином, а также развитие миаролитовых перекристаллизованных дунитов и ультрамафических пегматитов подтвердило вывод о значительной флюидонасыщенности дунитов. Оценка содержания воды по количеству водосодержащих минералов в дунитах дает до 0,05% в протодунитах, до 0,23% — в перекристаллизованных дунитах и до 23% — в камерных ультрамафических пегматитах. Кроме того, какое-то количество водного флюида должно было участвовать в образовании клинопироксенитовой оболочки, где часть его сохранилась в амфиболах снеттисхемитов, а часть могла быть удалена за пределы массива [186]. Оценка прямых содержаний воды, таким образом, весьма затруднена. По нашим данным, она, возможно, достигала десятых долей процента и более.

Газовая фаза в дунитах была описана А. Н. Заварицким [135] в Нижнетагильском массиве (скважина № 1 у Господской шахты глубиной 600 м). После вычета примеси атмосферного воздуха газ состоял на 80% из водорода и на 10% из метана. А. Н. Заварицкий считал его первично магматическим, однако, по Г. Н. Фредериксу [428], газ может быть связан с угленосными ордовикскими отложениями Центрально-Уральского поднятия, на которые надвинут Нижнетагильский массив. Против присутствия заметных количеств водорода в дуните может свидетельствовать высокая степень окисления железа в акцессорных хромшпинелидах [157, 163]. В то же время присутствие "самородных" элементов в перекристаллизованных дунитах и многочисленные микровключения газа в изоферроплатине из хромитовых жил свидетельствуют о присутствии в них газовой фазы и о широком участии восстановленных флюидов в этом процессе.

Галогены были установлены в водосодержащих минералах ультрамафических пегматитов Нижнетагильского массива (см. таблицу). Характерно преобладание F над Cl, тогда как в офитах и повлен-хризотиловых жилах, связанных с поздней наложенной лизардитовой серпентинизацией, фтора нет совсем [458].

Содержание F и Cl в минералах ультрамафитов и серпентинитов КЗУМ, мас.%

№ образца	Порода или минерал	F	Cl	$\frac{F}{F+Cl}$ 100%
	Минералы миарол в дунитах и пегматитах Нижнетагильского и Уктусского (1946г) массивов			
М-288	Пеннин хромсодержащий	0,026	0,007	78,8
12102а	То же	0,061	0,013	82,4
11044б	Офит хризотиловый	0,066	0,024	73,3
1946г	То же	0,013	0,030	30,2
12104	Офит антигоритизированный	0,016	0,013	55,5
Среднее		0,036	0,017	68,0
	Минералы из жил в серпентинитах Нижнетагильского массива			
11233	Повлен-хризотил	Не обн.	0,031	—
11255	То же	» »	0,012	—
11Р78б	» »	Следы	0,017	—
Среднее		0,000	0,020	—

Диоксид углерода в дунитах КЗУМ Урала отсутствует, несмотря на значительный температурный интервал кристаллизации и присутствие

такого активного фиксатора CO_2, как Mg. Карбонаты известны только в жилах, связанных с лизардитовой серпентинизацией, и в гипергенных образованиях.

Сера устанавливается в очень незначительных количествах и фиксируется в миаролах в виде акцессорных хизлевудита, кубанита и пентландита.

Таким образом, флюидная фаза в первичных дунитах была представлена перегретыми парами воды, в перекристаллизованных — водой, фтором и, вероятно, водородом, при полном отсутствии CO_2. Сравнение с данными Ф. П. Летникова по другим типам ультрамафитов [266] показывает резкое отличие состава флюидных компонентов КЗУМ от флюидов щелочно-ультрамафических комплексов платформ отсутствием CO_2, что, по мнению большинства авторов, свидетельствует в пользу "корового", вернее малоглубинного, источника флюидов КЗУМ.

Температура кристаллизации дунитов

Температура кристаллизации дунитов определялась по петрологическим данным, минералогическим геотермометрам и на основании косвенных соображений. На высокую температуру дунитового расплава могут указывать признаки ассимиляции пироксенитов с образованием верлитов или гарцбургитов, имеющих типичные магматические гипидиоморфнозернистые и пойкилитовые структуры. Температура плавления клинопироксена по экспериментальным данным оценивается в 1400 °С [345], и следовательно, близкую температуру могли иметь и дуниты краевых частей КЗУМ. Для оливиновых клинопироксенитов краевых частей массивов по оливин-клинопироксеновому геотермометру Поуэллов получается температура 100—1200 °С [497], т. е. температура дунитов должна быть значительно выше [345]. Это подтверждает температура гомогенизации продуктов твердофазного распада магнетита и диопсида в оливине из КЗУМ Камчатки, аналогичная наблюдаемому в уральских дунитах и происходящая, по [2], при 1535 °С.

Наши расчеты по оливин-хромшпинелидовому геотермометру П. Редера [499] дали всего 500—650 °С для протодунитов и 700—750 °С для крупнозернистых дунитов. Такие аномально низкие температуры, причем более низкие именно для краевых частей массивов, могут быть обусловлены как наложенными процессами — перекристаллизацией и сбрасыванием магнетита и хроммагнетита в оливине, так и высоким содержанием Fe^{3+}, занижающим истинную температуру кристаллизации дунита и делающий предложенный геотермометр неработающим [94]. Этот вывод подтверждают оценки температур распада акцессорных платиноидов из генетически связанных с перекристаллизованными дунитами хромитовых жил. По [340, 358], температура распада изоферроплатина—осмий на фазовой диаграмме Pt—Os составляет 1400—1500 °С, а температура распада изоферроплатина—осмирид < 1000 °С.

Близость оценок температур дунитового расплава, полученных по геологическим данным, температурам гомогенизации включений, температурам распада протоплатины и геотермометру Поуэллов позволяет оценить температуру краевых частей дунитовых ядер как минимум в 1300—1400 °С, а внутренних — в 1500—1600 °С.

Значительные расхождения между оценкой кристаллизации дунитового расплава и экспериментально определенной нами температурной кристаллизации сухого дунитового расплава, давшей 1650—1700 °С [222], видимо,

обусловлены присутствием флюидов, что подтверждается экспериментальными исследованиями. Так, А. А. Маракушев и др. [285], основываясь на экспериментах Ф. Ходжеса и И. Куширо, показали, что при давлении воды 17 кбар температура плавления дунитов снижается до 1470 °С, а при содержании воды до 20% — до 1400 °С. Хотя такие содержания H_2O в наших массивах маловероятны, присутствие других компонентов, в частности F, H, Cl и, возможно, иных, как показали [285, 401], может существенно снизить температуру кристаллизации дунитов.

Необходимо остановиться на высказываниях относительно сомнительности существования столь высоких (1400—1600 °С) температур в условиях земной коры, основывающихся лишь на тенденциях поведения с глубиной градиента температур океанической и континентальной кор. В первичных расплавных включениях оливина вкрапленников в маймечитах установлена температура гомогенизации 1450 ± 30°С [380], позволившая предположить, что действительная температура для маймечитов много выше. По Ю. Р. Васильеву [64], температура кристаллизации оливина в маймечитах 1578—1680 °С, а в порфировидных перидотитах Гулинского массива — 1567—1627 °С. Учитывая данные Л. В. Агафонова [2], наши оценки не выходят за рамки известных температур для ультрамафических расплавов.

О глубине кристаллизации дунитов

Приводились доводы в пользу кристаллизации дунитов КЗУМ в условиях земной коры, в зоне спрединга и в верхней мантии. Первоначально их кристаллизация в современной камере [102, 479] считалась очевидной, хотя Н. К. Высоцкий [84] и предполагал горстовое поднятие КЗУМ с глубины. Из вывода об идентичности КЗУМ с альпинотипными комплексами [116, 328, 330] следовал вывод о их кристаллизации в зоне древнего спрединга, т. е., по Р. Колману, на глубинах 5—10 км [243], а из предположения о мантийном происхождении дунитов [116, 119, 458] следовала возможность их кристаллизации в условиях верхней мантии. По [126], становление дунитов должно происходить на глубинах 20—60 км, так как выше начинается процесс охлаждения.

Из работ О. А. Воробьевой и др. [82] следует, что признаком кристаллизации дунитов в современной камере служит существование контактового ореола и тесная пространственная сопряженность с магматическими габбро-норитами. Наконец, термодинамические расчеты И. А. Малахова по величине парциального давления кислорода дали глубину кристаллизации дунитов Платиноносного пояса 1,3—2,9 км [274, 275, 450]. Эти оценки близки к данным по дунитовым трубкам Алданского щита (1—2 км), считающимся аналогами КЗУМ [107, 108]. Таким образом, имеющиеся данные о глубине кристаллизации дунитов были достаточно противоречивы.

По нашему мнению, сохранность клинопироксенитовой оболочки свидетельствует о залегании КЗУМ на месте ее образования. Оценка мощности перекрывающих пород (~ 3—6 км) [158], широкое развитие роговиков и скарнов вокруг контактирующих с КЗУМ габброидов, присутствие ксенолитов пироксенитов в дунитах, наличие миаролитовых дунитов и широкое развитие ультрамафических пегматитов с водосодержащими минералами свидетельствуют о гипабиссальных условиях кристаллизации дунитов. Отсутствие в КЗУМ таких типичных мантийных пород, как гарцбургиты, лерцолиты, гранатовые клинопироксениты и гранатовые

лерцолиты, высокая железистость дунитов, не характерная для дунитов альпинотипных комплексов и близкая к таковой дунитов расслоенных интрузий, кристаллизовавшихся на глубине до 10—12 км, также свидетельствуют о гипабиссальных условиях кристаллизации. Характерно отсутствие высокобарических минералов или псевдоморфоз по ним, наблюдаемых в мантийных диапирах.

Для оливина из дунитов характерно высокое содержание Ca — 0,1—0,3% (табл. 8, 9) [218], связываемое большинством исследователей с небольшой глубиной кристаллизации [288, 502, 506]. По [502], содержание 0,1% Ca в оливине является четкой статистической границей между оливинами эффузивных и гипабиссальных пород и оливинами глубинных плутонических пород. По этому критерию дуниты КЗУМ попадают в область гипабиссальных образований. На диаграмме NiO/CaO оливины Нижнетагильского и Конжаковского массивов располагаются в поле малоглубинных дунитов щелочно-ультрамафических комплексов Сибирской платформы и дунитов и маймечитов Гулинской интрузии и резко отличаются от оливинов альпинотипных комплексов и ультрамафических включений в кимберлитах (рис. 118). Высокое содержание TiO_2 в акцессорных и рудных хромшпинелидах КЗУМ, при высоком содержании в них FeO′, также может служить признаком гипабиссального образования дунитов. Качественной характеристикой глубины кристаллизации дунитов

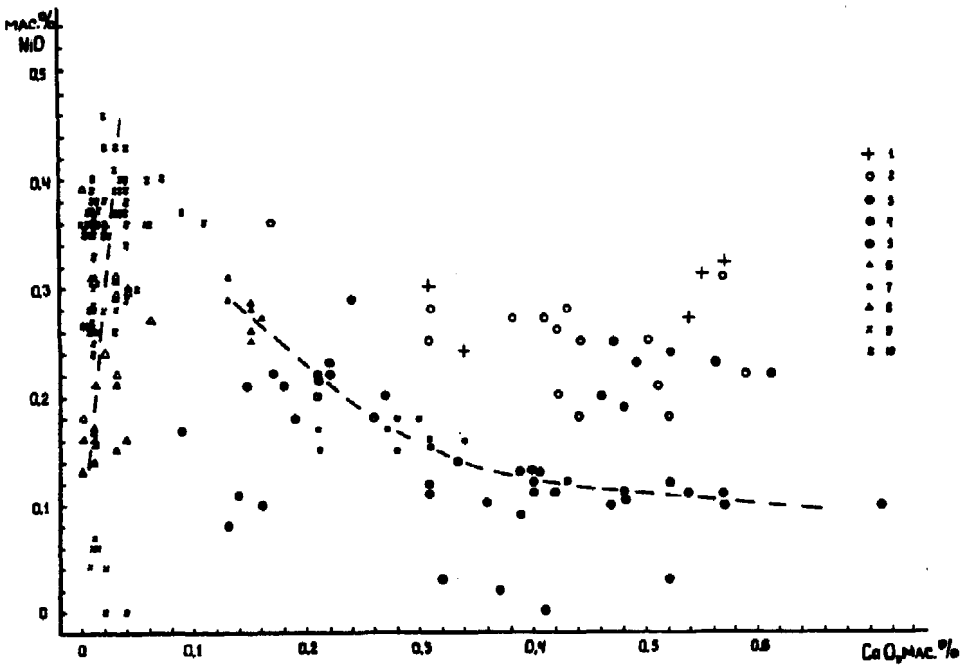


Рис. 118. Сравнительный анализ оливинов из ультрамафитов разных формаций по содержанию NiO и CaO:

1—5 — щелочно-ультраосновные комплексы платформ [60—62]: *1* — из маймечитов Гулинского комплекса, *2* — дунитов Гулинского массива, *3* — пироксенсодержащих дунитов Гулинского массива, *4* — дунитов массива Одихинча, *5* — дунитов Кутдинского массива; *6—7* — концентрически-зональные ультрамафические массивы Урала [218]: *6* — протодунитов Иовского тела, *7* — Нижнетагильского массива; *8—10* — альпинотипные и мантийные ультрамафиты: *8* — из дунитов Корякско-Чукотской складчатой области [67], *9* — альпинотипных комплексов Монголии [68], *10* — включения в алмазах

является характер окислительно-восстановительных условий, определяемый по степени окисленности железа в акцессорных хромшпинелидах. Столь высокая степень окисленности железа не типична для хромшпинелидов глубинных альпинотипных комплексов, но обычна для гипабиссальных расслоенных интрузий. Характерно отмечавшееся и ранее сходство хромшпинелидов из дунитов КЗУМ и ультрамафических вулканитов и расслоенных интрузий [11, 61, 288].

Таким образом, имеющиеся данные однозначно свидетельствуют о гипабиссальных условиях кристаллизации протодунитов и продуктов их перекристаллизации и не подтверждают предположений о их кристаллизации в глубинных, в том числе мантийных условиях. По нашему мнению, для кровли дунитовых интрузий наиболее вероятны глубины 3—6 км и менее [158]. Об относительно большей глубинности КЗУМ Урала, по сравнению с аналогичными массивами Аляски и Камчатки, свидетельствуют отсутствие ксенолитов вмещающих пород в ультрамафитах, слабое развитие снеттисхемитов и отсутствие комагматичных эффузивных и субэффузивных фаций ультрамафитов.

О возможном источнике и условиях образования дунитового расплава

Поскольку из вышеизложенного следует, что дуниты кристаллизовались из расплава, насыщенного флюидами, встает вопрос о механизме его образования. В качестве источника этих расплавов привлекались дифференцированные в камере или на глубине базальтоидные, пикритовые или верлитовые магмы и верхняя мантия.

Гипотеза об образовании дунитов в результате магматической дифференциации магмы базальтоидного состава для КЗУМ Урала предложена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [262] и использовалась с некоторыми дополнениями многими исследователями [82, 299, 393, 496]. Основанием для этого служили пространственная ассоциация дунитов с габброидами, положение пород в пределах одной структуры, сингенетичные ассоциации дунитов, пироксенитов и габбро, наличие взаимных жил, отсутствие значительного временного разрыва между интрузиями, а также соотношение ультрамафитов и габбро на современном эрозионном срезе, отвечающее их соотношению в расслоенных интрузиях, что подтверждено С. Ф. Соболевым [384]. Его расчеты средневзвешенного состава пород Платиноносного пояса дали состав, близкий к габбро, который можно рассматривать как родоначальную магму.

По нашему мнению, в пользу того, что дуниты КЗУМ являлись дифференциатами базальтоидных магм, свидетельствуют: полная аналогия дунит-габбро-плагиогранитной формации с полигенными интрузивными комплексами платформ с участием ультрамафических или габброидных расслоенных интрузий, таких, как Наусахи или Сарановская [192]. Для обоих типов характерен небольшой временной интервал между образованием интрузивных фаз, что свидетельствует о близодновременном образовании интрудатов и их генетическом родстве [162].

Об этом же свидетельствуют близость состава протодунитов КЗУМ (в частности, железистости) к составу дунитов расслоенных интрузий — продуктов доказанной дифференциации базальтовых магм (рис. 119). Так, по критерию Г. Хесса, протодуниты КЗУМ попадают в поле "базальтоидных" ультрамафитов (см. рис. 119). Характерна также близость состава

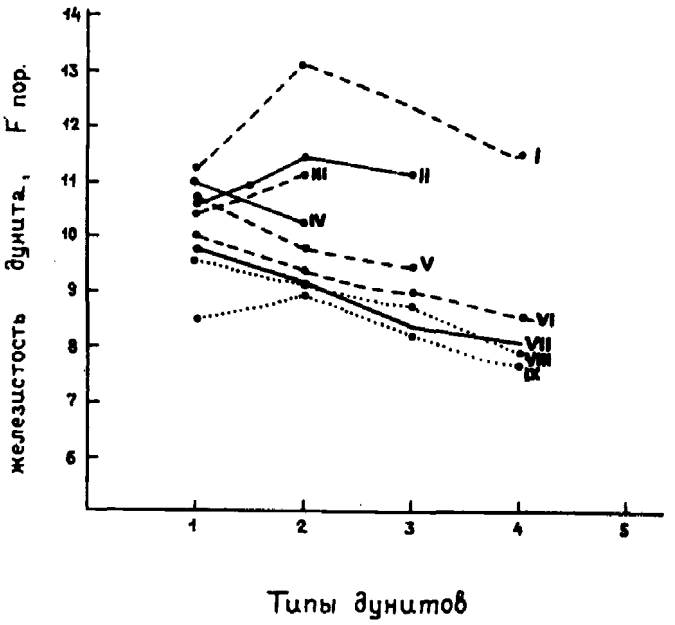


Рис. 119. Вариации средних значений железистости дунитов в массивах Платиноносного пояса:

1 — протодуниты; *2* — дуниты мелкозернистые перекристаллизованные; *3* — среднезернистые; *4* — крупнозернистые; *5* — дунит-пегматиты; массивы: *I* — Каменушинский; *II* — Сосновское тело Косьвинского массива; *III* — Юдинское тело Косьвинского массива; *IV* — Супреинский; *V* — Вересовоборский; *VI* — Светлоборский; *VII* — Нижнетагильский; *VIII* — Желтой сопки; *IX* — Йовское тело Конжаковского массива

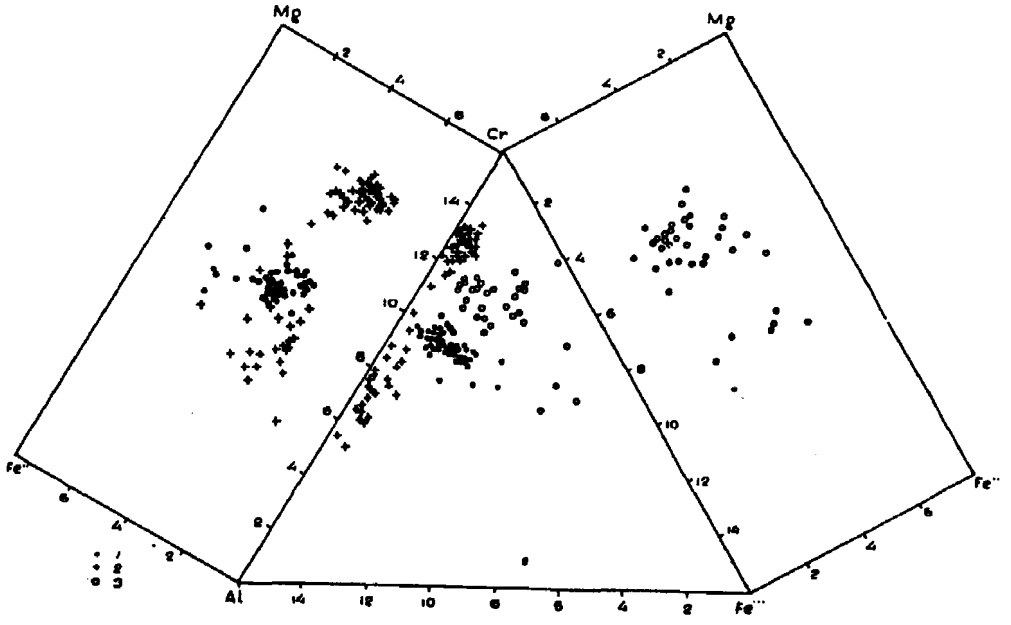


Рис. 120. Сравнение составов рудных хромшпинелидов из ультрамафитов разных формационных типов Урала:

1 — Сарановская расслоенная интрузия; *2* — альпинотипные ультрамафиты Кемпирсая; *3* — Нижнетагильский КЗУМ

оливинов КЗУМ к оливинам дунитов расслоенных интрузий по железистости и содержанию NiO и CaO (см. рис. 118), а также соответствие состава акцессорных и рудных хромшпинелидов КЗУМ по содержанию TiO_2, FeO, отношению a_0—Cr_2O_3 и характеру изоморфизма Fe—Cr—Al хромшпинелидам из дифференциатов базальтоидных магм, резко отличающихся по этим параметрам от хромшпинелидов альпинотипных комплексов Урала [10, 157, 214] (рис. 120—123).

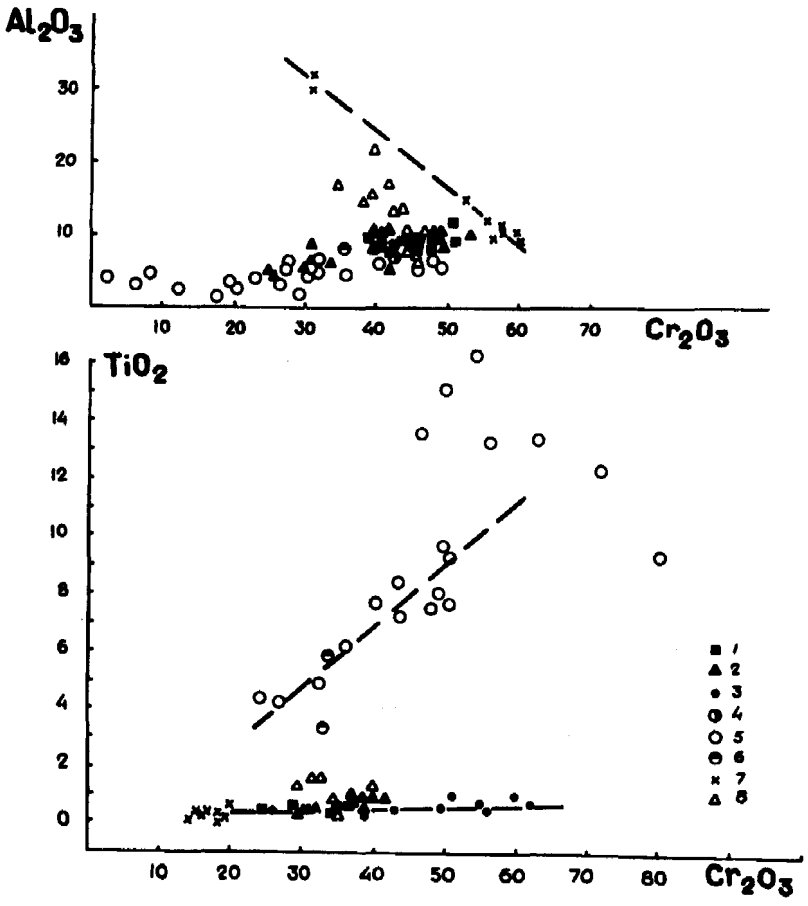


Рис. 121. Вариации состава акцессорных хромшпинелидов из дунитов и оливинитов разных формаций:

1 — Нижнетагильский массив; *2* — Иовское тело; *3* — прочие КЗУМ Платиноносного пояса; *4* — массив Одихинча; *5* — Гулинский дунитовый массив; *6* — массив Бор-Юрях; *7* — Кемпирсайский массив; *8* — Сарановская расслоенная интрузия

Гипотеза об образовании дунитов в результате дифференциации ультраосновной магмы, по составу близкой к верлиту, наиболее распространена среди исследователей КЗУМ Аляски [487, 501, 502, 510]. Основанием для этого послужили многофазный характер ультрамафических массивов, сложенных дунитами, клинопироксенитами и роговообманковыми пироксенитами, ограниченное развитие габброидов по сравнению с ультрамафитами, а также находки небольших расслоенных тел. Однако полная

аналогия с уральскими КЗУМ позволяет усомниться, что клинопироксениты здесь слагают самостоятельные интрузии. Слабое развитие габброидов может быть обусловлено эрозионным срезом, а признаки расслоенности — силловидными внедрениями дунитов по напластованию клинопироксенитов, т. е. необходимость в первичной магме верлитового состава становится необязательной.

Б. А. Марковский и В. К. Ротман [288], исходя из постоянной пространственной связи ультраосновных вулканитов с массивами оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации и сходства составов хромшпинелидов этих пород [11], пришли к выводу, что эти ультрамафиты, т. е. КЗУМ, являются продуктами дифференциации пикритовой магмы и выполняют подводящие каналы, питавшие поверхностные излияния пикритов. Эта точка зрения представляется весьма рациональной, так как на Урале, несмотря на более глубокую эродированность, также установлены пикриты (устное сообщение В. А. Шилова), хотя указания Г. Б. Ферштатера и Е. В. Пушкарева [408] на находки пикритов с вулканическим стеклом в районе Тагильского комплекса не подтвердились (устное сообщение В. И. Маегова). Однако тесная ассоциация КЗУМ с габброидами и гранитоидами требует одновременного решения генезиса и этих пород, так как при дифференциации пикритовой магмы происходит образование ~ 50% дунитов и ~ 50% габбро, тогда как ассоциирующие

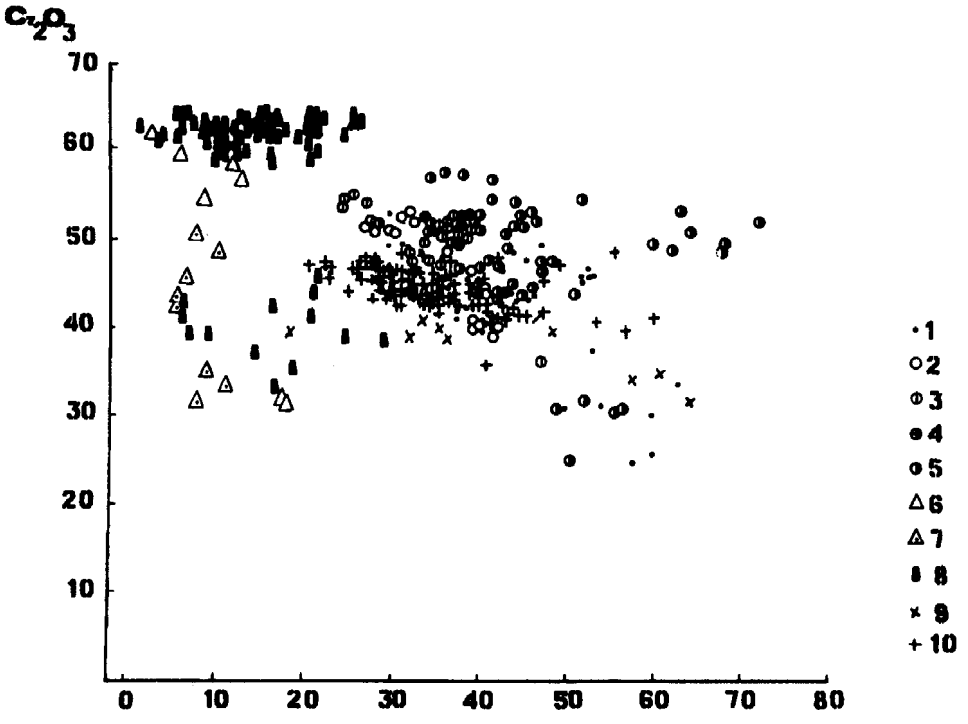


Рис. 122. Вариации степени окисленности железа в рудных и акцессорных хромшпинелидах разных формаций ультрамафитов:

1—5 — хромшпинелиды из дунитов КЗУМ Урала: *1* — из протодунитов, *2* — дунитов мелкозернистых перекристаллизованных, *3* — среднезернистых перекристаллизованных, *4* — крупнозернистых, *5* — хромитовых жил; *6—8* — из альпинотипных ультрамафитов Кемпирсайского массива [322]: *6* — акцессорный из гарцбургитов, *7* — акцессорный из дунитов, *8* — из рудных тел; *9—10* — из расслоенных ультрамафитов Сарановского массива [192]: *9* — акцессорный из дунитов и гарцбургитов, *10* — из пластов хромититов

с КЗУМ габбро-нориты составляют ~ 75% при 7% ультрамафитов [384], что больше соответствует предположению об образовании дунитов в результате дифференциации именно базальтоидных магм.

После известной гипотезы Р. О. Дэли все большее число исследователей для объяснения генезиса ультрамафитов стали привлекать мантийный источник. Б. М. Романов [357] вслед за А. Холмсом и Г. Хессом, а также А. А. Ефимов предполагали, что дунитовые интрузии уходят корнями "видимо, в перидотитовый слой земли" [111, 120]. Последний даже

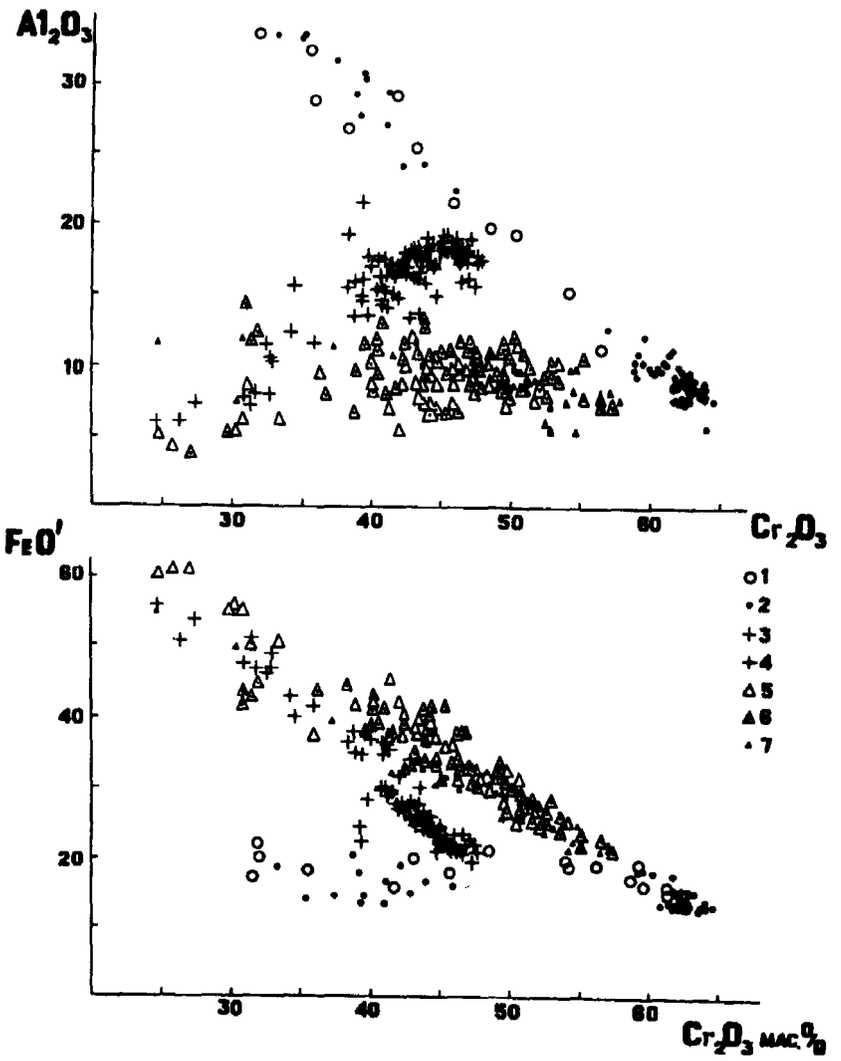


Рис. 123. Характер изоморфизма в хромшпинелидах разных формаций ультрамафитов:

1—2 — альпинотипные ультрамафиты: *1* — из дунитов и гарцбургитов Кемпирсая, *2* — рудные хромшпинелиды Кемпирсая; *3—4* — расслоенные ультрамафиты Сарановского массива: *3* — акцессорные из дунитов, бронзитовых дунитов и гарцбургитов, *4* — рудные из хромититовых пластов; *5—7* — КЗУМ Платиноносного пояса Урала: *5* — акцессорные из дунитов, *6* — акцессорные из постмагматически-перекристаллизованных дунитов, *7* — из хромитовых жил

доказывал генетическое единство всех дунитов вообще, предполагая существование некоего самостоятельного слоя "мирового дунита" [112, 113]. После появления тектоники плит мантийный (реститовый) характер дунитов КЗУМ доказывался [458]. В пользу образования ультрамафитовой магмы в результате фракционного плавления мантии высказывались Дж. Ракмик, Х. Тейлор и Дж. Нобл [501, 507, 508] для аляскинских КЗУМ.

В настоящее время возможность прямых, чисто дунитовых выплавок непосредственно из мантии считается маловероятной в связи с гарцбургитовым составом рестита. Более вероятным считается выплавление пикритовых магм с их последующей дифференциацией [103, 288]. Тем не менее рассмотрим доводы в пользу мантийной природы дунитов КЗУМ Платиноносного пояса. По мнению Д. С. Штейнберга и И. С. Чащухина [458], таковыми являются "почти полная тождественность химического и минералогического состава дунитов КЗУМ и альпинотипных комплексов, а также железистость дунитов и оливина, которая колеблется около среднего значения 9%, выдержанный размер зерен оливина и выдержанная степень серпентинизации на уровне 70—80%" (с. 9, 13, 16). Поскольку эти скудные доводы — единственные, высказанные сторонниками мантийного генезиса дунитов КЗУМ, остановимся на них более детально.

Вывод о тождественности химического состава дунитов КЗУМ и альпинотипных комплексов основывается на близости только средних данных по неклассифицированным дунитам [271, 278, 452, 458]. Однако составу исходных дунитов КЗУМ отвечает, как показано нами, лишь состав протодунитов, железистость которых варьирует для разных массивов от 9,5 до 13%, т. е. протодуниты КЗУМ всегда более железистые, чем дуниты альпинотипных комплексов и по критерию Г. Хесса должны быть отнесены к базальтоидным (см. рис. 119).

Состав оливинов протодунитов также более железистый, чем из дунитов альпинотипных комплексов, однако, как показано выше, более значимо они различаются по таким компонентам, как NiO и CaO (см. рис. 118). При этом оливины дунитов КЗУМ всегда содержат значительно более высокие количества CaO, чем оливины альпинотипных комплексов.

Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов из дунитов КЗУМ и альпинотипных комплексов, по Е. В. Царицыну [430, 431], четко различается по содержанию Fe_2O_3 и FeO, а по нашим данным, также по степени окисленности железа, соотношению TiO_2/FeO' и TiO_2/Cr_2O_3 и, главное, по характеру изоморфизма Fe—Cr, а не Cr—Al, как в альпинотипных комплексах (см. рис. 120—123).

Предполагавшийся Д. С. Штейнбергом и И. С. Чащухиным [458] выдержанный размер зерен минералов мантийных дунитов подтверждается не для постмагматически-перекристаллизованных дунитов КЗУМ, где размер зерен оливина варьирует от 1 мм в протодунитах до 30 см в дунит-пегматитах, а лишь для вторично тектонически-рекристаллизованных дунитов с размером зерен оливина 1—5 мм, так же как и в альпинотипных дунитах, где он варьирует от 0,4 до 4,0 мм [458].

Степень серпентинизации вообще не может быть диагностическим признаком, так как она и в КЗУМ, и в альпинотипных ультрамафитах составляет не 70—80%, а варьирует от 0 до 100%, хотя менее серпентинизированные разности на современном срезе преобладают именно в КЗУМ [211, 458].

Наконец, заметно более низкое содержание Os, Ir и Ru в ультрамафитах КЗУМ по сравнению с ультрамафитами альпинотипных комплексов

также не подтверждает предположений о мантийном генезисе ультрамафитов КЗУМ [469].

Таким образом, ни один из рассмотренных доводов не подтверждает предположений о мантийном происхождении дунитов КЗУМ, о чем свидетельствуют и петрологические данные. Подтверждением этого служит и такой известный факт, что в действительно мантийных диапирах и ксенолитах из кимберлитов и базальтов преобладают гарцбургиты, лерцолиты, гранатовые клинопироксениты и лерцолиты, тогда как дуниты имеют очень ограниченное развитие [482, 491, 493].

Итак, сумма геологических, петрологических, петрохимических и минералогических данных не подтверждает выводов о формировании дунитового расплава при дифференциации пикритовых и верлитовых магм или выплавления их из мантии, а свидетельствует в пользу их образования в результате дифференциации базальтоидной магмы.

Возможность образования дунитов при дифференциации базальтоидных магм — петрологически несомненный факт [148, 192, 399]. Предложено несколько механизмов их образования, из которых наиболее известен механизм фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации, который, однако, может привести лишь к образованию оливинового кумулата со значительным (до 40%) количеством интеркумулусной жидкости, но не дунита. Попытки решить это противоречие с помощью гипотезы посткумулусного дорастания, сопровождавшегося диффузией катионов или отжимом расплава, становятся сомнительными в случае значительных мощностей дунитовых дифференциатов [167, 192]. Это привело к появлению теории докристаллизационной дифференциации, в последнее время интенсивно разрабатываемой А. А. Маракушевым с сотр. [18, 19, 285, 287].

Эксперименты Н. И. Безмена [18, 19, 285] по плавлению пород пикритового и базальтового состава под давлением водно-водородного флюида при температуре 1300 °С показали расслоение базальтового расплава на две зоны — верхнюю, имеющую средний и основной состав, и нижнюю, имеющую ультраосновной состав. В природе такое расслоение возможно и при более высоких температурах, и соответственно, при много меньшем содержании флюида, что, в частности, вытекает из данных Б. В. Олейникова [319] по температурам раннемагматического этапа эволюции базитовых расплавов, составляющим 1420—1550 °С. Эти данные подтверждаются находками в базитах муассанита с температурой образования 1527 °С и выше, безуглеродного железа с температурой кристаллизации 1535 °С, акцессорного корунда (1550 °С) и на температурах гомогенизации расплавных включений в магнезиальных силикатах Камчатки (1500 °С) и протокристаллах анортит-битовнита траппов Сибири (1430—1440 °С). Таким образом, при высокотемпературном докристаллизационном расслоении базальтоидных магм вполне возможно образование типичных дунитовых расплавов с предполагаемой (1400—1500 °С) температурой.

Аналогия КЗУМ с ультрамафитовыми дифференциатами расслоенных интрузий предполагает существование их аналогов среди аутигенных расслоенных интрузий, отличающихся близким составом, широким развитием дунитов и отсутствием тонкой расслоенности. Таковыми могли быть интрузии Златогорская и Лукинда [152, 156, 164, 210, 295], имеющие линзовидную или конусовидную форму с линзовидными дунитовыми телами размером в поперечнике до 2,5 × 1,5 км и мощность более 700 м

в Златогорском массиве и до 1 км в массиве Лукинда. Для них характерен сравнительно резкий контакт между дунитами и габброидами состава троктолит—габбро-норит и отсутствие хромититовых пластов в дунитах. Дуниты крупных линз указанных массивов частично перекристаллизованы с образованием коротких хромитовых жил, аналогичных по составу и морфологии жилам в дунитах КЗУМ Урала.

8.3. О ГЕНЕЗИСЕ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОЙ ОБОЛОЧКИ

Представления о генезисе пироксенитовой оболочки еще более дискуссионны, чем представления о генезисе дунитов.

Обзор гипотез образования клинопироксенитов

Генезис клинопироксенитов объяснялся магматической кристаллизацией, реакционным взаимодействием габбро с дунитами или гарцбургитами, воздействием глубинных метасоматических растворов на дуниты и контактово-реакционным воздействием дунитового расплава на вмещающие вулканиты.

Как магматические образования клинопироксениты рассматривались Е. А. Кузнецовым, Л. Ф. Борисенко, О. А. Воробьевой и др. [30, 31, 82, 280, 307] и особенно единодушно исследователями аляскинских массивов [389, 390, 471, 473, 487]. При этом они рассматривались как самостоятельные интрузии, продукты дифференциации базальтоидной магмы в современной камере или в глубинном очаге путем термодиффузии или в результате гравитационной дифференциации. В качестве доводов в пользу магматического образования клинопироксенитов приводились: существование самостоятельных клинопироксенитовых массивов, большая мощность клинопироксенитовых тел, жилы пироксенитов в дунитах и габбро, сингенетичные прослои в габбро, устойчивое содержание оливина и пироксена и магматические структуры пироксенитов. Для аляскинских массивов дополнительно указывается ритмическая и градационная слоистость, дайки магнетит-роговообманковых пород и изотопное соотношение кислорода [391]. Попытаемся обсудить эти доводы.

На Урале существование самостоятельных клинопироксенитовых массивов не подтвердилось. Клинопироксениты всегда слагают только оболочку вокруг дунитовых ядер. Так называемые "чисто пироксенитовые" массивы имеют все признаки зонального строения с тем или иным развитием дунитов и оливинитов, позволяющим предполагать существование дунитового ядра под пироксенитами, например, в Кривинском и Синегорском массивах (см. рис. 8, 27).

Жилы клинопироксенитов в дунитах, клинопироксенитах и вмещающих породах [82, 473] указывают на их образование в высокотемпературных условиях из подвижной субстанции, однако четких признаков именно магматического их образования не имеется. К тому же они являются более поздним образованием и, следовательно, не идентичны клинопироксенитовым оболочкам.

Переслаивание клинопироксенитов с дунитами, интерпретируемое как одновременное образование дунитов и пироксенитов, по аналогии с расслоенными массивами [82] наблюдается в западных зонах выклинива-

ния КЗУМ, однако отсутствие ритмической, градационной и скрытой слоистости [120] не подтверждает предположения о дифференциации ультрамафического расплава и проще объясняется силлообразным внедрением дунитов по напластованию вмещающих пород. Отмечавшиеся ранее сингенетичные прослои пироксенитов в "габбро", трактовавшиеся как результат магматической дифференциации, в настоящее время более убедительно интерпретируются как прослоевидные реликты, образовавшиеся в результате фельдшпатизации клинопироксенитов.

По Т. Н. Ирвайну и др. [31, 280, 489], доказательством магматического генезиса оливиновых и магнетитовых клинопироксенитов служит состав, близкий к котектической (по Л. Ф. Борисенко — эвтектической) кристаллизации со стабильным содержанием оливина. Такое содержание составляет 20—25% по Т. Ирвайну [487], 25% по А. С. Варлакову [54], 15—20% по Х. Тейлору и Дж. Ноблу [391], около 14% по И. А. Малахову [279] и 8—12% по Л. Ф. Борисенко [31], т. е. варьирует в весьма значительных пределах — от 8 до 25%. Такие большие разбросы И. А. Малахов [279] объясняет влиянием давления. Например, в оливин-диопсидовой эвтектике при давлении 1 атм. количество оливина около 8%, тогда как при давлении 30 кбар — около 30%. Однако пироксенитовая оболочка сложена непрерывной серией пород от верлитов до мономинеральных клинопироксенитов, имеющих фациальные переходы между собой, с вариациями содержаний оливина от 0 до 100%, что делает невозможным объяснение кристаллизации этих пород на разных глубинах. Диаграмма CaO—MgO подтверждает постепенный переход между верлитами и мономинеральными клинопироксенитами (см. рис. 92, 93), что полностью исключает возможность использования этого довода в пользу магматической кристаллизации всей совокупности пород клинопироксенитовой оболочки.

Л. Дюпарк [481, 482] считал доказательством магматического генезиса клинопироксенитов сидеронитовую структуру магнетитовых клинопироксенитов. Физиографически она заметно отличается от типичных магматических "сидеронитовых" структур палласитов, магнетитовых оливинитов Таберга, хромит-оливиновых и хромит-бронзититовых пород расслоенных интрузий более неправильной формой индивидов клинопироксена и отсутствием их кристаллографической огранки на границе с магнетитом. Предполагавшиеся Н. К. Высоцким [84] и А. С. Варлаковым [52] порфировидные магматические структуры клинопироксенитов оказались типичными бластомилонитовыми или порфиробластовыми [119, 171].

Наиболее интересной из магматических гипотез была гипотеза М. Уолтона [510] о формировании КЗУМ в результате интрузии верлитовой магмы и ее термодиффузной дифференциации в современной камере с миграцией кальция к периферическим частям массивов. Гипотеза удовлетворительно объясняла зональное верлит-клинопироксенитовое строение оболочки простых КЗУМ и зону контактового метаморфизма. Однако проблематичность процесса термодиффузии, резкие контакты дунитов и клинопироксенитов, признаки оливинизации, пироксенит-дунитовые жилы, силлы и ксенолиты вмещающих пород ставят под сомнение возможность ее использования для объяснения генезиса КЗУМ.

Таким образом, на современном уровне исследований КЗУМ в пользу магматического образования клинопироксенитов могут свидетельствовать только расслоенность и ритмическая слоистость, как будто описанные в КЗУМ Аляски, но совершенно отсутствующие в уральских массивах.

В группе гипотез, объясняющих образование пироксенитовой оболочки в результате воздействия габбро на дуниты, выделяется несколько принципиально различных подходов. Наиболее ранняя модель, предложенная Н. Боуэном [40] и разработанная А. Н. Заварицким [135] для Нижнетагильского массива, предполагала образование клинопироксенитов в современной камере в результате воздействия габбрового расплава на ранее затвердевшие дуниты. За пределами Урала эта гипотеза использовалась В. Н. Москалевой [301] и Н. П. Михайловым [294], установившими частое отсутствие клинопироксенитов на контакте габбро с дунитами, но объяснившими их отсутствие быстрым остыванием небольших по размеру массивов габбро. Однако уже А. Бенсон считал, что эта гипотеза требует невероятной силы диффузии в материнской магме [100], а в 1966 г. было установлено, что пироксенитовая кайма наблюдается и в массивах, залегающих в метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщах при отсутствии или очень ограниченном развитии габбро, что указывало на непричастность габбро к образованию клинопироксенитов. К тому же, как показано выше, габброиды срезают клинопироксенитовую оболочку, активно воздействуют на клинопироксениты и захватывают их в виде ксенолитов, т. е. образовались позднее клинопироксенитов и, следовательно, не могли оказать влияние на их образование. По В. Г. Фоминых и др. [415], промежуточное положение и промежуточный между дунитами и габбро состав клинопироксенитов свидетельствует, что они являются магнезиальными скарнами, возникшими при воздействии базальтоидных расплавов на дуниты. Против этого свидетельствует развитие клинопироксенитов вне зависимости от присутствия или отсутствия габбро и активное воздействие габброидов на уже сформированные клинопироксениты с их дроблением, фельдшпатизацией, пегматитизацией и горнблендитизацией.

Гипотеза об образовании клинопироксенитов в результате воздействия габбровой магмы на альпинотипные гарцбургиты, предложенная Ю. Н. Замигой, В. И. Вагановым и И. Е. Кузнецовым [47, 141, 252], обсуждена выше и не находит петрологического подтверждения.

Гипотеза, объясняющая образование клинопироксенитов глубинными растворами, вызывающими метасоматическое преобразование габбрового субстрата в пироксениты, предложена Н. М. Успенским [397]. Близка к ней модель А. А. Ефимова [111] об образовании клинопироксенитов в результате метасоматического замещения дунитов Ca—Al—Fe глубинными подкоровыми растворами. Основные его доводы — метасоматический характер клинопироксенитовых и верлитовых жил в дунитах, развитие метасоматического диопсида на контактах дунитов с клинопироксенитами, увеличение железистости дунитов, оливина и хромшпинелида на контакте с клинопироксенитами и идентичный характер изменения дунитов в зоне контакта с клинопироксенитами оболочки и на контактах метасоматических клинопироксенитовых жил. В пользу глубинного источника растворов свидетельствует, по его мнению, общая тенденция химизма процесса в гипербазитах и габброидах и крупные масштабы проявления процесса. Позже А. А. Ефимов отказался от идеи метасоматоза "вследствие уникальности этого явления" и предположил, что клинопироксениты являются результатом взаимодействия верхней мантии и "древнего метаморфического слоя, имевшего первоначально базальтоидный состав", из которого брались Ca, Al и Fe для образования клинопироксенитов, т. е. фактически согласился с предложенной нами ранее мо-

делью [158]. Еще позже А. А. Ефимов [119], снова постулируя "метасоматическую природу кальциевых гипербазитов (т. е. клинопироксенитов.— *О. И.*) по магнезиально-гипербазитовому субстрату, какие бы новые факты не обнаруживались"(?! — *О. И.*), сам отмечал неудовлетворительность своего объяснения состава агентов метасоматоза и источника вещества.

Попытаемся обсудить первоначальные, более обоснованные предположения А. А. Ефимова. Привлечение глубинного источника позволило объяснить отсутствие прямой связи клинопироксенитов с габброидами. Однако, как показано выше, постепенного перехода от клинопироксенитов к полевошпатовым пироксенитам не существует, и последние развиваются только по клинопироксенитам, т. е. это два разновременных, генетически различных процесса. При фельдшпатизации дунитов не наблюдалось сопутствующего образования клинопироксенитов. Нельзя идентифицировать процессы, происходящие на контакте пироксенитовых жил и клинопироксенитовой оболочки, так как это разновременные парагенезисы и условия их образования различны. В зоне контакта дунитов с клинопироксенитами развита не пироксенизация дунитов, а оливинизация клинопироксенитов [49, 54, 307], так как на контакте поздних клинопироксенитовых жил с дунитами происходит замещение дунитов оливинитами. Образование акцессорного диопсида или энстатита в дунитах обусловлено не их пироксенизацией, а ассимиляцией дунитами пироксенитового материала. Против аподунитового происхождения клинопироксенитов свидетельствуют оболочечная форма клинопироксенитов, сохранность дунитовых ядер, корреляция размеров дунитовых ядер с размерами массивов, отсутствие в дунитах апофиз клинопироксенитов, а в клинопироксенитах — останцев дунитов, ксенолитов хромитовых жил и реликтов акцессорного хромшпинелида и в то же время присутствие ксенолитов или останцев кварца, теневых останцев вмещающих пород и ксенолитов вмещающих пород, а также жилы клинопироксенита во вмещающих кытлымитах Гусевогорского массива.

К изложенной модели примыкает предположение [71] о существовании двух типов клинопироксенитов — оливиновых в дунит-оливинит-пироксенитовой ассоциации и магнетитовых, образовавшихся при воздействии на дунит-оливин-пироксеновую ассоциацию неких "базальтоидных источников". Основанием для этого послужило резкое различие в петрохимии ассоциаций, разный спектр платиновых элементов и признаки замещения оливиновых клинопироксенитов магнетитовыми. Петрохимические различия даже генетически родственных пород вполне естественны и не могут быть доводом в пользу их возрастного различия, а признаков замещения оливиновых клинопироксенитов магнетитовыми никем не наблюдалось. Не исключено, что за такое явление принято воздействие пироксенит-пегматитов на клинопироксениты, но это уже иной процесс. Кроме того, в этом случае должна наблюдаться приуроченность магнетитовых клинопироксенитов к контакту с габбро или к выходам "базальтоидных источников", чего не наблюдается даже в наиболее изученных Качканарском и Гусевогорском массивах.

Таким образом, ни одна из рассмотренных гипотез метасоматического образования клинопироксенитов по дунитам не подтверждается имеющимся фактическим материалом.

Контактово-метасоматическая модель образования клинопироксенитовой оболочки по вмещающим породам*

В 1958 г. Н. В. Бутырин [45], модифицируя известную модель Н. М. Успенского, предположил, что интрузия перидотитовой магмы вызывала изменение вмещающих пород с образованием клинопироксенитов и габброидов. В 1963 г. Д. С. Штейнберг обратил внимание на сходство структур магнетитовых клинопироксенитов качканарского типа и пироксен-магнетитовых скарнов. В 1981 г. В. Г. Фоминых и др. [415, 418] указали на сходство составов пироксена магнетитовых клинопироксенитов с составом клинопироксенов скарнов, хотя интерпретировали их как аподунитовые образования. В 1976 г. автор [150], исходя из оболочечной формы клинопироксенитов КЗУМ Урала, залегающих среди вмещающих пород, предположил образование клинопироксенитовой оболочки в результате ассимиляции дунитами вмещающих вулканитов. Позже эти представления были нами дополнены и конкретизированы [158, 164, 165, 175, 183, 194, 518]. При этом внешняя часть оболочки интерпретировалась как результат высокотемпературного контактового метасоматического процесса замещения вмещающих вулканитов, тогда как внутренняя, верлитовая — ассимиляцией клинопироксенитов дунитами.

Доказательствами контактово-метасоматического генезиса клинопироксенитов оболочки по вмещающим породам являются ее контактовое положение вокруг дунитовых массивов и оболочечная форма, признаки развития клинопироксенитов по осадочно-вулканогенному субстрату и идентичность клинопироксенитов с клинопироксенитами магнезиальных скарнов контактово-метасоматического и метаморфического происхождения, а также присутствие останцев и теневых останцев вмещающих пород в клинопироксенитах.

Приконтактовое всегда связанное с дунитами положение клинопироксенитовой оболочки доказывается отсутствием самостоятельных клинопироксенитовых массивов, постоянной приуроченностью пироксенитов к периферическим частям дунитовых массивов и оболочечной формой. Такое положение свидетельствует, что клинопироксениты могли образоваться только при воздействии дунитов на вмещающие породы или при взаимодействии между ними. Вмещающие породы КЗУМ Урала представлены основными вулканитами, их туфами и туффитами с прослоями углистых и кремнистых сланцев, реже карбонатных пород и прослоев марганцевых карбонатов.

Доказательствами развития клинопироксенитов по осадочно-вулканогенному субстрату служат реликты или ксенолиты вмещающих пород, теневые ксенолиты (скиалиты) в пироксенитах оболочки, признаки замещения вмещающих пород клинопироксенитами, химизм клинопироксенитов, сходный с химизмом вмещающих вулканитов, а также зависимость состава пород оболочки от состава замещаемых пород.

Ксенолиты или останцы вмещающих пород, представленные метаморфитами, базитами и кварцем, описаны в КЗУМ Аляски [473]. Количество и размеры "ксенолитов" уменьшаются по направлению к внутренней части

* По мнению Л. С. Егорова, "выдвигаемая О. К. Ивановым гипотеза возникновения "пироксенитовых оболочек" при метасоматическом изменении базальтов под воздействием флюидов дунитовой магмы противоречит более полным данным по гомологичным породам ийолит-карбонатитовых комплексов". По нашему мнению, говорить о полной гомологичности вряд ли возможно, да и сами клинопироксениты этих объектов пока слабо изучены.

оболочки. Предполагают [507], что часть останцев представляет собой трудноассимилируемый материал, тогда как материал, более соответствующий составу ультрамафитов, был полностью ассимилирован или замещен клинопироксенитами. "Теневыми", полностью замещенными останцами мы считаем блоки бронзитовых пород, впервые обнаруженные нами в клинопироксенитовой оболочке Конжаковского массива [183]. Они резко отличаются по составу от клинопироксенитов и образовались, как предполагается, при замещении кремнистых пород, в отличие от клинопироксенитов, образовавшихся при замещении вулканитов. Следовательно, в данном случае мы имеем признаки присутствия блока или линзы кремнистых пород, замещенных ортопироксенитами. Такими же "теневыми" останцами являются блоки или прослои вебстеритов в клинопироксенитах Гусевогорского массива, предположительно образовавшиеся по прослоям кремнисто-вулканогенного материала. В пользу развития клинопироксенитов по вмещающим породам свидетельствуют также признаки порфиробластического развития клинопироксена по вмещающим породам и зонки горнблендитов по вмещающим ороговикованным туффитам в краевых частях пироксенитовой оболочки Нижнетагильского массива. В пользу преимущественно вулканогенного состава субстрата говорят особенности петрохимии клинопироксенитов с характерным высоким содержанием Ca, Fe, Ti и V — элементов, типоморфных для основных вулканитов. При этом коэффициент их концентрации даже в магнетитовых клинопироксенитах составляет всего 1,5—2,0, тогда как в случае замещения дунитов магнетитовыми клинопироксенитами коэффициенты концентрации должны быть на два-три порядка выше, что требует значительного привноса вещества извне.

Важными доводами в пользу контактового метасоматического происхождения клинопироксенитов служат признаки сходства с явно биметасоматическими или метаморфическими клинопироксенитами. Так, структура субполиэдрических мономинеральных клинопироксенитов и бронзититов характерна для перекристаллизованных и метаморфических пород. "Сидеронитовые" структуры магнетитовых клинопироксенитов, интерпретированные Л. Дюпарком и Н. К. Высоцким как ортомагматические [84, 477], по [455], сходны со структурами магнетит-пироксеновых скарнов. Физиографическое сравнение показывает, что "сидеронитовая структура" магнетитовых клинопироксенитов резко отличается от типичных ортомагматических сидеронитовых структур, наблюдаемых в магнетитовых оливинитах Таберга, хромитовых бронзититах Бушвельда, оливиновых хромититах Сарановского массива, Великой Дайки и Стиллуотера [190, 489, 503, 528] или в палласитах [153, 509], и близка структурам магнетитовых пироксенитов метаморфических пород. Расчет двумерного фактора формы рудных минералов по методу С. А. Салтыкова показал их близость при среднем 0,543 для ортомагматов и 0,464 для магнетитовых клинопироксенитов КЗУМ. Однако такие же расчеты для силикатов, контактирующих с магнетитом, дали более различающиеся цифры, соответственно 0,940 и 0,811, что свидетельствует о заметно менее упорядоченной неравновесной структуре магнетитовых пироксенитов, не позволяющей идентифицировать ее с типичными ортомагматическими клинопироксенитами.

Для магнетитовых клинопироксенитов и косьвитов характерно присутствие акцессорного плеоната, не встречающегося среди ортомагматических ультрамафитов, но являющегося типоморфным минералом магнезиальных скарнов магматической стадии, роговиков и метаморфических шпинель-пироксеновых пород [97, 165, 334, 415, 438, 439, 482].

По данным многих авторов [418, 454], пироксены Качканара по составу не отличаются от пироксенов безусловно метаморфического происхождения из скарнов. Сравнительный анализ составов клинопироксенов из разных формаций и типов пород показывает близость клинопироксена из клинопироксенитовой оболочки составам клинопироксенов скарнов и заметное их отличие от составов ортомагматических клинопироксенов расслоенных интрузий и базальтов (рис. 124).

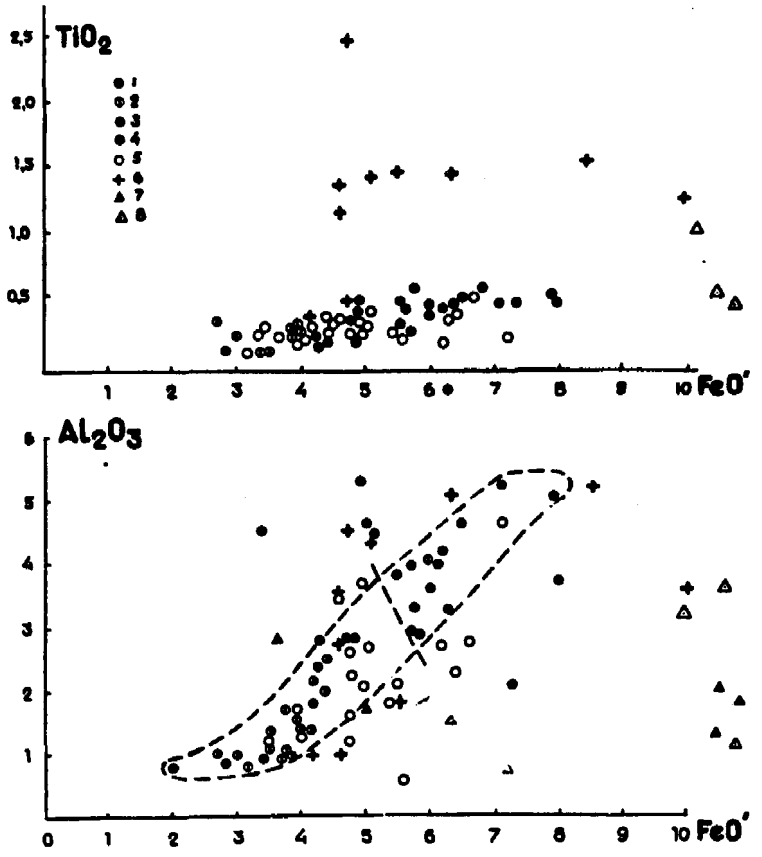


Рис. 124. Сравнительный анализ клинопироксенов из клинопироксенитов разных формаций и генетических типов:

1—3 — клинопироксены КЗУМ: *1* — из клинопироксенитов магнетитовых, *2* — оливиновых, *3* — мономинеральных; *4—5* — клинопироксены из альпинотипных комплексов: *4* — массивов Монголии [67], *5* — пироксенитов массива Крака [366]; клинопироксены из щелочно-ультраосновных комплексов платформ: *6* — из рудных клинопироксенитов Кольского п-ова [256]; *7—8* — клинопироксены из магнезиальных скарнов и роговиков: *7* — из пироксенитовых скарнов Урала [318], *8* — из пироксен-плагиоклазовых роговиков Баранчинского массива

Состав магнетита из магнетитовых клинопироксенитов, как показали еще Д. С. Штейнберг, В. Г. Фоминых и др. [423, 455, 456], близок к магнетитам из контактово-метасоматических месторождений и роговиков по содержанию TiO_2 и V_2O_5 и заметно отличается от магнетитов из ортомагматических образований (рис. 125). Плеонаст из магнетитовых клинопироксенитов близок к шпинелям шпинель-магнетит-пироксеновых ультрамафических скарнов по железистости, но отличается от них более высоким содержанием Fe^{3+} (рис. 126).

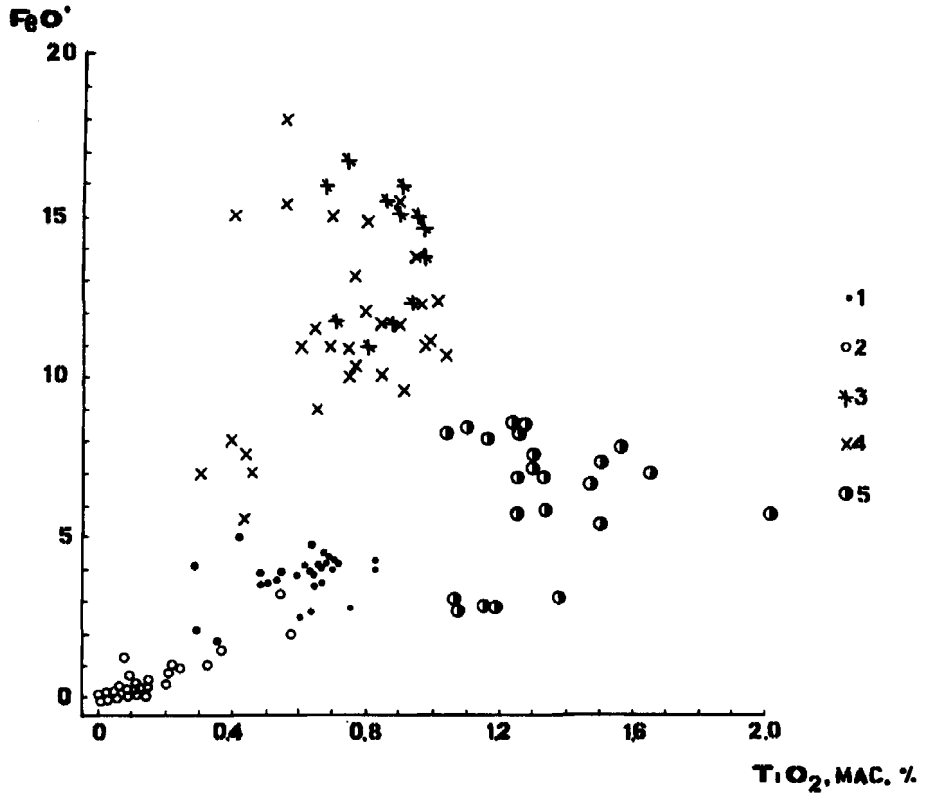


Рис. 125. Сравнительный анализ магнетитов из пород разных формационных и генетических типов:

1 — из магнетитовых клинопироксенитов КЗУМ Урала; *2* — магнезиальных скарнов и роговиков Урала [318]; *3* — титаномагнетитовых пластов Кусинско-Копанской расслоенной интрузии [456]; *4* — акцессорный из габброидов Копанской расслоенной интрузии [456]; *5* — из габбро Волковского массива

Все вышеизложенное подтверждает большую близость клинопироксенитов КЗУМ с клинопироксеновыми породами магнезиальных скарнов и метаморфических пород и допускает возможность их контактово-метасоматического образования по вмещающим основным вулканитам. Вместе с тем различие геологического положения разных типов пироксенитов и различие их структур свидетельствует о различии в условиях их образования. Так, положение и структура пойкилитовых и гипидиоморфнозернистых верлитов и гарцбургитов свидетельствует, что они прошли стадию магматической кристаллизации, а такситовые верлиты с жилами оливинитов и продуктами оливинизации клинопироксенитов — метасоматическую. Оливиновые, оливинсодержащие и мономинеральные клинопироксениты и бронзититы не имеют четких признаков магматического образования и лишь магнетитовые клинопироксениты и снеттисхемиты по всем признакам близки к высокотемпературным контактово-метасоматическим образованиям типа шпинель-магнетит-пироксеновых и пироксеновых скарнов магматической стадии.

Таким образом, наиболее вероятно образование пироксенитов оболочки КЗУМ в результате высокотемпературного контактового воздействия дунитов на вмещающие основные вулканиты с формированием зонального контактово-метасоматического ореола: оливиновые клинопироксениты — клинопи-

роксениты — магнетитовые клинопироксениты — снеттисхемиты. Взаимодействие дунитов с породами оболочки приводило к ее частичной ассимиляции, замещению пироксенитов (клино- или орто-) и контаминации дунитов пироксенитовым веществом с образованием верлитов и гарцбургитов.

Принципиальная возможность образования клинопироксенитов при контактово-метасоматических процессах следует из широкого развития пироксеновых, магнетит-пироксеновых и шпинель-пироксеновых пород в древних щитах и гранитогнейсовых куполах, где они рассматриваются как регионально-метаморфизованные породы, аподоломитовые скарны магматической стадии, алюмосиликатные постмагматиты или скарны "базификатного" типа, образующиеся на этапе ультраметаморфизма по кристаллическим сланцам [334, 438, 440]. Пироксеновые и магнетит-пироксеновые скарны широко развиты в контактово-метасоматических месторождениях, обычно близ контакта гранитоидов, сиенитов, габбро и ультрамафитов с магнезиальными карбонатными породами [318, 438, 522, 523]. На образование мономинеральных клинопироксеновых скарнов по мергелистым известнякам на контакте с гарцбургитами Нейрица в Иране указывает Р. Холл, считая их доказательством магматического образования гарцбургитов, возможно, относящихся к формации КЗУМ. Ближе к нашему случаю описанные Б. Эвансом [483] ороговикованные пелитовые ксенолиты в ультрамафитах Кашель-Лоха в Ирландии, замещенные парагенезисом шпинель-магнетит-кордиерит-корунд-ортопироксен, что, за исключением кордиерита, почти соответствует минеральному составу магнетитовых клинопироксенитов КЗУМ. Можно предполагать, что более основной состав вмещающих пород КЗУМ Урала, более крупные размеры массивов, более высокая их температура и присутствие водного флюида приводят к образованию не магнезиальных роговиков, а клинопироксеновых пород. В целом же образование пироксенитовой оболочки — результат термодиффузного инфильтрационно-биметасоматического перераспределения компонентов в термоградиентном тепловом поле, возникающем в результате интрузии дунитов, аналогичных по генезису магнезиальным скарнам магматической стадии.

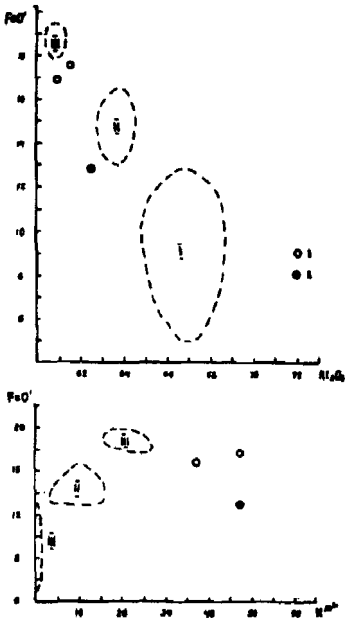


Рис. 126. Сравнительный анализ шпинелей из пород разных генетических типов:

I — из магнетитовых клинопироксенитов КЗУМ Урала [418]; *2* — скарнов Евстюнинского месторождения [418]; поля фигуративных точек: *I* — шпинели из шпинель-пироксеновых магнезиальных скарнов Прибайкалья [334]; *II* — шпинель-пироксеновых перекристаллизованных пород Прибайкалья [334]; *III* — шпинель-пироксеновых магнезиальных скарнов Алдана [334]

О генезисе флогопитовых клинопироксенитов

Принципиальное значение имеет генезис необычных флогопитовых клинопироксенитов Светлоборского массива, описанных автором [212]. Между бесфлогопитовыми и флогопитовыми клинопироксенитами масси-

ва не существует каких-либо четких взаимоотношений, позволяющих судить о их относительном возрасте. Постепенное появление флогопита и закономерное его положение относительно клинопироксена позволяет сделать вывод о близодновременном образовании обоих типов пород. В то же время ряд данных свидетельствует о несколько более позднем образовании флогопитовых разностей. Во-первых, наблюдаются признаки замещения пироксена флогопитом с появлением каймы бурого амфибола. Во-вторых, в магнетит-флогопит-пироксеновых породах отсутствует плеонаст — характерный акцессорный минерал бесфлогопитовых магнетитовых клинопироксенитов, что можно было бы объяснить его замещением флогопитом. В то же время очевидно, что если и существовал временной разрыв между образованием обеих пород, то этот интервал был весьма незначителен. Отсюда вытекает две возможности образования флогопитовых клинопироксенитов — синхронно с клинопироксенитовой оболочкой или близодновременно с горнблендитами.

В пользу генетической связи флогопитовых клинопироксенитов с клинопироксенитовой оболочкой свидетельствуют: 1) обычное присутствие акцессорного флогопита в оливиновых и мономинеральных клинопироксенитах оболочки КЗУМ [153]; 2) признаки близодновременного образования бесфлогопитовых и флогопитовых клинопироксенитов; 3) признаки флогопитизации клинопироксенитов с уничтожением плеоната аналогично постмагматической флогопитизации магнезиальных скарнов на контактах гранитоидов с доломитами [438, 439, 522]; 4) разные тренды направленности процесса и отсутствие четкой связи с горнблендитами (рис. 127); 5) широкое присутст-

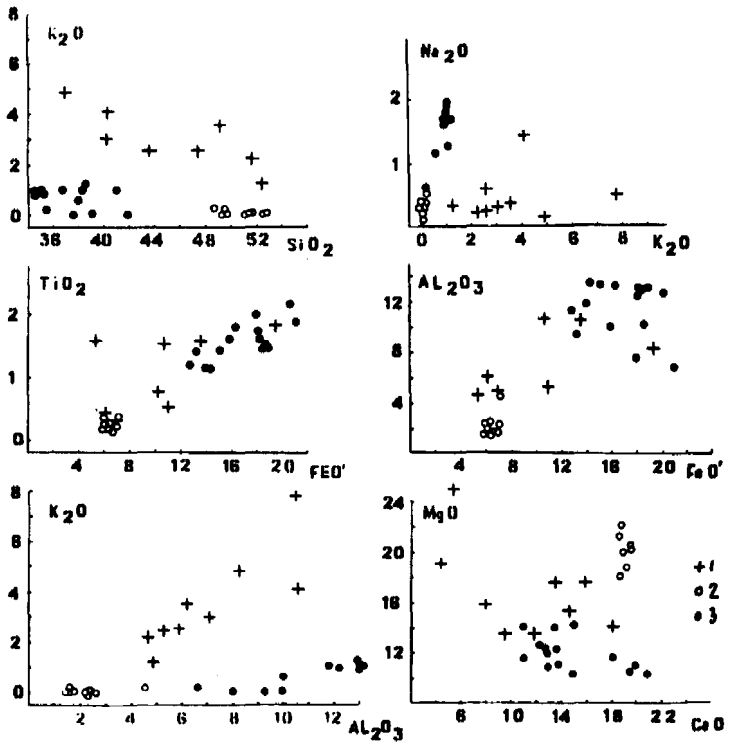


Рис. 127. Сравнительная диаграмма составов флогопитовых ультрамафитов (*1*), клинопироксенитов (*2*) и горнблендитов (*3*) Светлоборского массива

вие флогопита в пироксенитовых дайках среди дунитов Светлоборского массива.

В пользу тесной связи флогопитовых клинопироксенитов с процессом горнблендитизации могут служить признаки более позднего образования флогопита и его местами тесный парагенезис с амфиболом. Возможность кристаллизации при этом клинопироксена подтверждается присутствием равновесных амфибол-пироксеновых пород в том же Светлоборском массиве [187]. Исходя из этого можно было предполагать, что более высокотемпературный калиевый метасоматоз предшествовал горнблендитизации. Однако против этого свидетельствует, во-первых, редкость развития флогопита при горнблендитизации, несмотря на широкое развитие горнблендитов в КЗУМ, во-вторых, совершенно различные тренды обоих процессов (см. рис. 127). В целом сумма признаков свидетельствует, по нашему мнению, в пользу генетической связи флогопитовых клинопироксенитов с формированием клинопироксенитовой оболочки КЗУМ.

При этом возникает естественный вопрос о причинах аномального появления K, Al и H_2O — главных компонентов флогопитовых клинопироксенитов. Одной из причин их появления могли быть флюиды, связанные с собственно дунитовой интрузией. Дуниты Платиноносного пояса содержат, правда в незначительных количествах, щелочи и глинозем. Во-первых, в оливинах некоторых массивов (Иовское тело) установлены продукты распада, представленные флогопитом [186, 187, 191, 466]. Во-вторых, флогопит выявлен в значительных количествах в камерных пегматитах Уктусского массива, где он образует индивиды до 5 см, замещенные пеннином и вермикулитом. В-третьих, в дунитах ряда массивов, особенно Нижнетагильского, установлены фуксит и флогопит, образующие поздние оливин-флогопитовые жилки в дуните и интерстициальные выделения в флогопитсодержащих дунитах [191]. Таким образом, этот вариант представляется достаточно обоснованным, хотя количество K_2O и Al_2O_3 в дунитах пока не может быть точно оценено. Не исключено, что значительная часть этих компонентов была вынесена и участвовала в формировании клинопироксенитовой оболочки. Второй, менее вероятной причиной, могли служить попавшие в зону формирования пироксенитовой оболочки экзотические щелочьсодержащие высокоглиноземистые породы, например, риолиты или пелиты, спорадически присутствующие в полосе верхнеордовикских и нижнесилурийских отложений. При этом подвижные компоненты диффундировали вдоль кровли массива и с понижением температуры вызывали постмагматическую флогопитизацию клинопироксенитов.

Флогопитовые ультрамафиты являются типичными породами трех формаций — расслоенных интрузий, щелочно-ультраосновных комплексов платформ и магнезиальных скарнов.

В расслоенных интрузиях они представлены флогопитовыми дунитами и флогопитовыми гарцбургитами с пойкилитовой структурой, являются типичными ортомагматическими образованиями, впервые описанными под именем сциелит в базальтоидных ультрамафитах Гарца, затем в Сарановской расслоенной интрузии [153, 192]. Но ни флогопитовых пироксенитов, ни флогопитовых горнблендитов в КЗУМ или Светлоборском массиве нами не установлено.

В щелочно-ультраосновных комплексах платформ (Алданский щит, Маймеча-Котуйская провинция, Кольский п-ов) флогопитовые клинопи-

роксениты, флогопит-пироксен-оливиновые породы и флогопит-магнетитовые породы развиты на контакте оливинитов с поздними щелочными интрудатами, хотя часть флогопита является результатом постмагматических процессов [104, 256]. Для них характерно присутствие тетрафлогопита с повышенным содержанием F (до 1,2%), а также акцессорных перовскита и высокотитанистого титаномагнетита.

В магнезиальных скарнах на контакте гранитоидов с доломитами флогопит-пироксеновые и флогопит-магнетит-пироксеновые породы обычны в зонах постмагматической перекристаллизации по пироксеновым и магнетит-пироксеновым породам. Для флогопита характерна пониженная железистость, низкая титанистость и железистость и высокое (более 1,5%) содержание F.

Сравнение указанных выше типов флогопитовых ультрамафитов с флогопитовыми клинопироксенитами, установленными в Светлоборском массиве, показывает, что наиболее близки к нашим флогопитовые пироксениты из магнезиальных скарнов. Отличие в составе флогопита и магнетита этих пород может быть обусловлено разным составом субстрата и интрузивных пород.

Формирование флогопитовых клинопироксенитов, близодновременное с магнетитовыми, предполагает и близкие условия формирования. Парагенезис диопсид + флогопит кристаллизуется при 600—650 °С (Жариков, 1985). Однако по экспериментам Г. П. Зарайского [523] образование флогопита и шпинели магнезиальных скарнов происходит при 800 °С и давлении 500 МПа, а в природных магнезиальных скарнах и в клинопироксенитовой оболочке КЗУМ флогопит образуется явно позже плеонаста, т. е. при более низких температурах порядка 700—800 °С и ниже. Гипабиссальные условия формирования КЗУМ указывают на вероятные глубины в 3 км. Химизм процесса достаточно очевиден и выражается в привносе глинозема, калия и воды с низким содержанием фтора во флюиде [187]. Источником этих компонентов могли быть дуниты КЗУМ, из которых они выносились в стадию образования пироксенитового ореола. Калий-аргоновое отношение показало, что возраст флогопитов из флогопит-пироксеновых и флогопит-амфиболовых пород составляет 426—432 млн. лет, что отвечает геологическим данным о возрасте КЗУМ [216].

Условия формирования пироксенитовой оболочки

Основываясь на предложенной модели и используя данные по составу и структурам пород и минералов, попытаемся восстановить некоторые условия формирования пироксенитовой оболочки.

Химизм процесса формирования клинопироксенитовой оболочки оценивался по средним составам пород оболочки и основных вулканитов с учетом пространственного положения зон. Пересчет анализов по атомно-объемному методу показывает, что по поведению в контактовом ореоле элементы разделяются на четыре группы (рис. 128; см. также таблицу на с. 271).

Содержание типоморфных элементов дунитов (Mg, Cr, Ni, Mn) падает по направлению от внутренних частей пироксенитовой оболочки к внешним, равномерно-постепенно для Mg и Mn, с резким падением от оливиновых клинопироксенитов для Ni и Cr. Содержание типоморфных для вмещающих пород K, Na и Al постепенно падает по направлению к дунитам, но K и Na

Расчет привноса—выноса вещества при образовании клинопироксенитов оболочки

Компоненты	Протодунит, образец 12086, ρ = 3,24 г/см³		Оливиновый клинопироксенит, образец 18281, ρ = 3,2 г/см³			Клинопироксенит мономинеральный, образец 18447, ρ = 3,05 г/см³			Магнетитовый клинопироксенит, ρ = 3,40 г/см³ Качканарский массив [420]		
	1	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO_2	40,00	2598,64	50,66	71,74	3312,57	51,62	52,73	3224,55	38,03	37,99	2589,73
TiO_2	0,03	1,56	0,19	0,19	8,60	0,35	0,35	16,17	1,23	1,23	63,08
Al_2O_3	0,18	21,08	1,57	1,59	84,58	2,29	2,34	126,78	4,85	4,85	292,48
Cr_2O_3	0,41	30,45	0,20	0,20	7,05	0,08	0,09	3,31	0,05	0,05	1,84
Fe_2O_3	3,05	223,68	1,25	1,27	42,83	1,39	1,42	49,06	14,48	14,46	556,70
FeO	6,65	232,46	4,54	4,64	116,75	4,67	4,77	122,00	10,00	10,08	287,36
MnO	0,15	4,10	0,11	0,11	2,89	0,09	0,09	2,38	0,13	0,13	3,69
NiO	0,11	2,93	0,04	0,04	0,94	0,01	0,01	0,18	0,013	0,01	0,41
CoO	0,008	0,19	0,009	0,01	0,18	0,006	0,01	0,18	0,013	0,01	0,41
MgO	48,84	2364,22	20,87	21,33	256,02	18,29	18,68	851,24	13,49	13,47	684,30
CaO	0,41	14,25	18,14	18,53	507,11	18,66	19,07	624,70	0,16	0,16	5,33
Na_2O	0,10	6,25	0,29	0,29	8,49	0,39	0,40	11,94	0,04	0,04	0,82
K_2O	—	—	0,04	0,04	0,71	0,005	—	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	1,30	—	—	1,20	—	—	1,04	1,04	118,2
P_2O_5	—	—	0,01	0,01	0,92	0,01	0,01	0,92	0,03	0,03	2,05
V_2O_5	—	—	0,02	0,02	—	0,02	0,02	0,92	0,13	0,13	7,17
Сумма	100,08	—	99,21	100,00	—	99,07	99,99	—	100,11	100,00	—

Компоненты	Магнетитовые клинопироксениты, ρ = 3,40 г/см³ Нижнетагильский массив			Вмещающие породы, ρ = 2,76 г/см³ Амфиболиты [420]			Диабазы хлоритизированные		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO_2	44,20	45,51	3102,60	48,07	48,72	2696,15	49,27	51,61	2855,77
TiO_2	0,51	0,52	26,63	0,43	0,44	18,29	1,53	1,60	66,51
Al_2O_3	3,58	3,69	222,43	19,42	19,42	950,20	15,04	15,76	771,14
Cr_2O_3	0,16	0,17	6,76	0,02	0,02	0,55	0,02	0,02	0,50
Fe_2O_3	5,70	5,87	225,51	3,94	3,99	124,70	1,63	1,71	53,37
FeO	8,70	8,96	270,77	6,48	6,57	152,13	8,73	9,14	211,66
MnO	0,21	0,22	6,35	0,12	0,12	2,83	0,12	0,12	2,83
NiO	0,05	0,05	1,43	0,013	0,01	0,33	—	—	—
CoO	0,009	0,01	0,20	0,013	0,01	0,33	—	—	—
MgO	19,10	18,64	946,87	5,59	5,67	237,68	8,94	9,36	396,07
CaO	0,20	0,21	6,96	2,79	2,83	75,98	4,33	5,17	138,67
Na_2O	0,05	0,00	—	0,84	0,85	14,96	0,03	0,03	0,50
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	1,14	—	—	1,00	1,01	92,44	3,61	—	—
P_2O_5	0,06	0,06	4,10	0,05	0,05	3,32	—	—	—
V_2O_5	0,03	0,03	2,05	0,03	0,03	1,66	—	—	—
Сумма	99,20	100,06	—	99,67	99,99	—	99,07	99,99	—

Примечание: 1 — химический анализ породы, мас.%; 2 — пересчет на безводное ведество и на 100 мас.%; 3 — количество катионов на 10 000 Å³.

практически отсутствуют в пироксенитах, тогда как Al еще сохраняется в них. Содержание таких типоморфных элементов вмещающих пород, как Fe, Ti, V и Co, изменяется очень слабо от роговиков до пироксенитов и резко падает на контакте с верлитами и дунитами (см. рис. 128). Учитывая изменчивые содержания этих элементов в самих вмещающих породах, можно предполагать, что их содержание во всей зоне контактового метаморфизма остается практически постоянным. И наконец, Ca, тоже типичный элемент вмещающих пород, накапливается в зоне клинопироксенитов, несмотря на его более низкие концентрации во вмещающих породах и почти полное отсутствие в дунитах. Для дунитов характерны повышенные содержания Pt, для вулканитов Pd, тогда как в пироксенитовой оболочке происходит уменьшение от внутренних частей к внешним Pt и увеличение Pd, с максимумом его содержания в магнетитовых клинопироксенитах.

Распределение элементов хорошо согласуется с предложенной генетической моделью. Так, падение содержания типоморфных элементов дунитов в сторону от контакта дунитов с пироксенитовой оболочкой отражает прогрессивный магниевый метасоматоз окружающих пород, сопровождающийся также привносом хрома, никеля и платины. Поведение типоморфных элементов вмещающих вулканитов различно. Падение содержаний щелочей и Al по направлению к дунитовому ядру может быть объяснено их выносом и отгонкой под влиянием высоких температур в зоне контакта. Сравнительно устойчивые содержания Ti, V, Co и Fe свидетельствуют о их слабой миграционной способности в условиях контактового ореола и лишь слабой отгонке к периферии ореола.

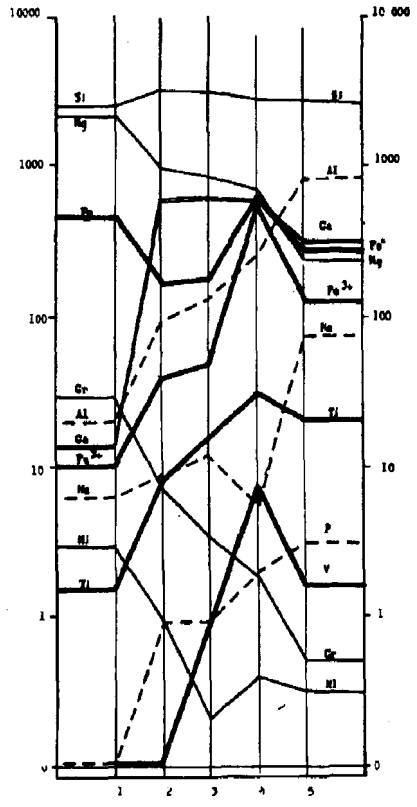


Рис. 128. Вариации содержания элементов (в атомах на 10 000 Å) в породах пироксенитовой оболочки:
1 — протодуниты; *2* — клинопироксениты оливиновые; *3* — мономинеральные; *4* — магнетитовые; *5* — основные вулканиты

Не находившее ранее объяснений накопление Ca и Si в зоне контакта логично объясняется биметасоматозом и концентрацией в виде наиболее стабильного при данных PTX условиях клинопироксена. Аналогичное явление наблюдается и в магнезиальных апокарбонатных скарнах, что подтверждено экспериментами Г. П. Зарайского и др. [523]. Столь же характерна концентрация Ti, Fe и V в зоне экзоконтакта апокарбонатных магнезиальных скарнов. В целом вариации химизма отражают условия обменных реакций в зоне контакта двух резко разнородных по составу пород, обмен их Ca и Mg вследствие встречной диффузии, вынос щелочей и Al при стабильных содержаниях Co, Ti, V и Fe. Наибольший интерес представляет вынос Mg за пределы дунитовых тел, позволяющий в какой-то мере проводить аналогию с процессом фенитизации вокруг

щелочных интрузий. Аналогичное явление установлено Б. Эвансом [483] в ороговикованных ксенолитах Кашель-Лоха, обогащающихся Fe в 3 раза, Mg — в 2, Ti, Cr, V и Ni — в 5 раз при полном выносе K, Na, Li, P, частичном выносе Al и неопределенном поведении Ca.

Флюидный режим в момент формирования оболочки малоизучен, однако формирование мощного контактового ореола невозможно в сухих условиях вследствие чрезвычайно малой диффузии компонентов при контактовом метаморфизме, происходящей, по [346], в объеме всего в несколько кубических сантиметров. Участие флюида (воды) фиксируется по присутствию роговой обманки, развивающейся в равновесии с клинопироксеном и магнетитом в периферических частях оболочки, особенно широко в снеттисхемитах слабо эродированных КЗУМ Аляски. В уральских массивах первичный амфибол фиксируется в продуктах распада в пироксенах магнетитовых клинопироксенитов, также в периферических и прикровлевых частях оболочки. В то же время и сам клинопироксен содержит гидроксил в пересчете на H_2O в количестве 0,14—1,58%, среднее 0,70 мас.%. Уменьшение содержания воды от внутренних частей оболочки к периферической части отражает отгонку летучих под воздействием высокой температуры дунитовой интрузии и показывает, что диффузия компонентов происходила при участии водного флюида.

Температура формирования пироксенитового ореола в разных частях оболочки различна. Признаки магматических структур в верлитовой зоне указывают на кристаллизацию пироксена и оливина из расплава и свидетельствуют о существовании здесь температур около 1400 °C (температуры плавления диопсида), а учитывая эвтектическое понижение температуры и присутствие летучих — 1200—1300 °C. Определения по оливин-пироксеновому геотермометру Поуэллов для оливиновых клинопироксенитов дают 1100—1200 °C [413], что подтверждает этот вывод. Для магнетитовых клинопироксенитов по магнетит-ильменитовому геотермометру температура образования 672—825 °C, в среднем 700—750 °C. По В. Г. Фоминых [413, 418], это свидетельствует о более позднем времени образования рудного парагенезиса, но вероятно, что более низкие температуры образования всего парагенезиса обусловлены их положением в периферической, наиболее удаленной от теплового источника зоне оболочки. Широкое развитие амфибола в снеттисхемитах, слагающих внешнюю часть оболочки, свидетельствует еще более низких температурах ее кристаллизации, достигающей в массивах Аляски температуры 500—600 °C. Таким образом, температура кристаллизации метасоматической колонки клинопироксенитовой оболочки происходила в условиях градиента температур при падении температуры от внутренних частей к внешним от 1200—1300 до 500—600 °C в полном соответствии с условиями формирования контактового ореола.

Глубина формирования ореола может быть косвенно определена по геологическим данным, например, по мощности пород, перекрывающих КЗУМ в момент их образования, оцениваемой в 3—6 км. Косвенными доказательствами малой глубинности образования оболочки служит присутствие магнетита, состав клинопироксена, обогащенного фассаитовым миналом и высокая степень окисления железа, увеличивающаяся к периферии пироксенитовой оболочки. На существование тренда неравновесности процесса от дунитов, верлитов и оливиновых клинопироксенитов к магнетитовым указывает диаграмма железистости оливина и породы в разных частях пироксенитовой оболочки. Если для равновесных параге-

незисов это отношение равно или близко к 1 [155], то в породах оболочки с удалением от контакта с дунитами коннода отклоняется от равновесной линии, постепенно выполаживаясь (рис. 129). По В. С. Соболеву и др. [98, 100, 345], породы зоны оливиновых клинопироксенитов соответствуют шпинель-фассаитовой субфации (клинопироксен, клинопироксен + оливин) с температурами кристаллизации 900—1200 °С, зоны магнетитовых клинопироксенитов — пироксен-роговиковой фации (клинопироксен + магнетит + плеонаст), кристаллизовавшейся при температурах 700—800 °С, и внешней зоны, сложенной снеттисхемитами — условиям амфибол-роговиковой фации, формирующейся при температурах 600—800 °С.

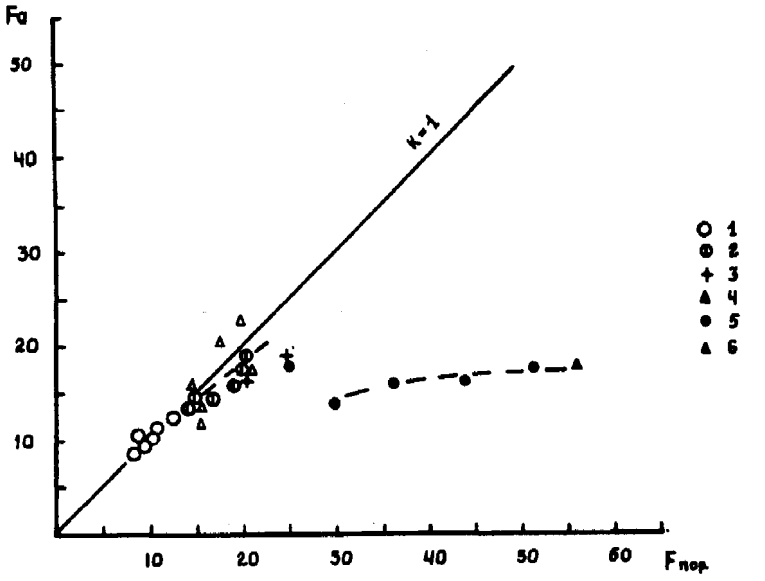


Рис. 129. Соотношение железистости оливина с железистостью материнских пород:
1 — дуниты; *2* — верлиты; *3* — клинопироксениты оливиновые; *4* — магнетитовые; *5* — косьвиты; *6* — магнетитовые оливиниты

В целом особенности контактово-метасоматического ореола вокруг дунитовых массивов обусловлены диффузным перераспределением вещества в условиях термоградиентного тепломассообмена и биметасоматоза между дунитовым расплавом и вмещающими породами, облегчавшимися сверхвысокой температурой дунитового расплава, не имеющей аналогов среди других типов интрузивных пород, высокой химической активностью дунитового расплава, недонасыщенного кремнеземом и перенасыщенного магнезией, а также составом вмещающих вулканитов, богатых Ca, Ti и Fe.

Образование клинопироксенитовой оболочки — результат определенного состава субстрата. Так, еще в 1979 г. нами был сделан вывод, что в случае, если вмещающие породы имеют высокое содержание кремнезема, оболочка должна иметь ортопироксенитовый состав, что подтвердилось находкой ортопироксенитов в клинопироксенитовой оболочке Конжаковского массива [183], а затем вебстеритов в магнетитовых клинопироксенитах Гусевогорского массива. Намечается третий тип оболочек, развивающийся на контакте КЗУМ с пелитами и выражающийся в образовании кордиеритовых пород, как это указывается в КЗУМ Монголии [2], в Вывенско-Ха-

тырском поясе на Чукотке и в массивах Ирландии [483]. В то же время вокруг небольших или маломощных дунитовых массивов или субвулканических тел оболочка или даже признаки контактового метаморфизма могут отсутствовать.

Таким образом, породы клинопироксенитовой оболочки следует считать контактово-метасоматическими образованиями на контакте дунитовых интрузий с вмещающими терригенно-вулканогенными породами. Логическим следствием из этого должна являться смена терминологии. Очевидно, что вместо термина "пироксенит" следует употреблять термин "пироксеновая порода", вместо термина магнетитовый клинопироксенит — термин "плеонаст-магнетит-клинопироксеновая порода" и т. д.

В целом, по-видимому, возможно выделение пяти главных типов пироксеновых скарнов, возникающих на контакте интрузивных пород любого состава с карбонатными (доломитовыми) породами, на контакте дунитов и ультрамафитов с вулканогенными и терригенными породами и на контакте габбро с ультрамафитами [154, 183, 194, 415, 522] (см. таблицу):

Типы пироксеновых и иных скарнов

Интрузивы	Породы субстрата				
	Доломиты	Пелиты	Кварциты	Базиты	Гарцбургиты
Нефелиновые сиениты	Клинопироксеновые, плеонаст-магнетит-клинопироксеновые, кальцифиры	—	Эгириновые	—	Флогопитовые
Сиениты	То же	—	—	—	—
Гранитоиды	» »	—	—	—	—
Диориты	» »	—	—	—	—
Габброиды	» » + монтичеллитовые	Кордиеритовые	—	—	Клинопироксеновые
Дуниты	» »	Ортопироксеновые	Ортопироксеновые	Клинопироксеновые, плеонаст-магнетит-фассаитовые	—

8.4. СРАВНЕНИЕ КЗУМ С УЛЬТРАМАФИТАМИ ДРУГИХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

Изложенные выше особенности петрологии, состава и условий образования КЗУМ Урала свидетельствуют о самостоятельности их как петрологических объектов, четко отличающихся от других формаций ультрамафитов, с которыми КЗУМ часто ошибочно идентифицировали (см. таблицу на с. 276). Поскольку значительная часть сравнительного материала приведена выше, здесь дается лишь краткое изложение со ссылками на иллюстративный материал и источники.

От щелочно-ультраосновных комплексов платформ (ЩУОК) КЗУМ отличаются геологическим положением в складчатых областях, ассоциацией с островодужными вулканитами, меньшей степенью изометричности сечений массивов (рис. 130), отсутствием ультращелочных дифференциатов, по-видимому, иным характером взаимоотношений габброидов и ультрамафитов, отсутствием широкого развития магнетитовых оливинитов и магнетитовых

Сравнение КЗУМ с ультрамафитами других формационных типов

Важнейшие параметры	КЗУМ	ЩУОК	Альпинотипные ультрамафиты	Мантийные диапиры	Расслоенные интрузии
Геологическое положение	Островные дуги	Платформы	Складчатые области	Складчатые области	Платформы
Форма массивов	Гарполиты, линзы	Трубы, штоки, лакколиты	Блоки, плиты, линзы	Штоки, плиты	Лакколиты, лополиты
Размеры в сечении, км	0,6 × 0,2—6 × 13	0,5 × 0,5 до 5 × 10	До 30 × 300	До 24 × 2	До 120 × 600
Преобладающие типы ультрамафитов	Дуниты, оливиниты, верлиты, клинопироксениты	Оливиниты, дуниты, клинопироксениты	Гарцбургиты, лерцолиты, дуниты	Лерцолиты, гранатовые лерцолиты, гарцбургиты, дуниты	Дуниты, верлиты, бронзититы, гарцбургиты
Ассоциирующиеся породы	Габбро-нориты, диориты, плагиограниты	Щелочные габбро, нефелиновые породы, карбонатиты	Габбро	Нет	Габбро-нориты, троктолиты, гранитоиды
Степень перекристаллизации ультрамафитов	Очень сильная	Очень сильная	Слабая	Милонитизация, рекристаллизация	Слабая
Железистость дунитов, Fa %	9,5—20	6,7—18,8	9,1 (среднее)	8,6—9,0	6—20
Состав оливина, Fa	8,6—20	6,2—14,8	5—11(8,4)	9,5—12,7	5—20
Содержание в оливине CaO, мас.%	0,13—0,34	0,03—0,71	0,00—0,07	0,03—0,14	?
Содержание в хромшпинелиде, мас.%:					
TiO_2	0,3—1,0	0,05—15,6	0,07—0,65	0,02—0,42	0,01—2,0
Cr_2O_3	24,7—53,4	18,6—48,6	31,1—59,9	5,1—33,7	8,5—57,3
Изоморфизм	Cr—Fe	Cr—Fe	Cr—Al	Cr—Al	Cr—Fe
Преобладающие платиноиды (МПГ)	Изоферроплатина, осмирид, иридосмин, осмий, иридий	Изоферроплатина, осмирид, осмий	Иридосмин, рутенирид-осмин, осмирид	—	Тетраферроплатина, лаурит—эрликманит, арсениды Pt и Pd

Окончание табл.

Важнейшие параметры	КЗУМ	ЩУОК	Альпинотипные ультрамафиты	Мантийные диапиры	Расслоенные интрузии
Преобладающие элементы платиновой группы (ЭПГ)	Pt, Ir, Os	Pt, Ir, Os	Ir, Os, Ru	?	Pt, Pd, Ru
Минерагения ультрамафитов	Магнетиты, платиноиды	Титаномагнетиты, перовскит	Хромиты	Алмазы (?)	Хромиты, титаномагнетиты, платиноиды
Форма хромитовых тел и их мощность, м	Жилки до 5 м	Жилки до 0,n м	Линзы до 100 м, пластообразные тела	Отсутствуют	Пласты до 12 м
Форма магнетитовых тел и их размеры	Зоны до 700 м, жилки до 1 м	Зоны	Отсутствуют	Отсутствуют	Пласты и пропластки до 5 м
Высокобарические минералы	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Алмаз, пироп	Отсутствуют
Положение пироксенитов	Зональная оболочка	Оболочка (?)	Зона на контакте с габбро	Тонкие слои	Слои до 10 м
Взаимоотношения габбро с ультрамафитами	Фельдшпатизация, горнблендитизация, штубахитизация	Оливинизация, клинопироксенизация (?)	Реакционные дунит-клинопироксенитовые зоны	Отсутствуют	Постепенные и ритмично-постепенные переходы
Горнблендиты	Развиты широко	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Очень редки
Содержание в клинопироксените, мас.%					
TiO_2	0,13—5,0	1,6—7,4	0,0—1,15 (?)	0,11—0,63	—
FeO′	4,0—27,0	11,5—25,5	1,2—10,5	—	—
Содержание в магнетите TiO_2, мас.%	1,0—4,0	7—10	Отсутствует	Отсутствует	8—16
Присутствие плеоната	Обычен	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует

клинопироксенитов, отличающихся высоким содержанием TiO_2. Предполагавшаяся ранее близость состава дунитов и рудоносности обоих типов ультрамафитов не подтвердились. Магнезиальный состав имеют лишь дуниты некоторых дунитовых трубок или штоков (Кондер, Инагли) (рис. 131). Более широко распространены высокожелезистые разности, вплоть до оливинитов и магнетитовых оливинитов. При этом оливин обычно более железистый и содержит больше CaO, чем оливины КЗУМ, что отражает меньшую глубину их кристаллизации (см. рис. 118). Заметно отличаются составы акцессорных и рудных хромшпинелидов, особенно по содержанию TiO_2 и степени окисленности железа (см. рис. 120—123) [60—66]. Клинопироксениты ЩУОК более железистые и содержат много больше TiO_2 и FeO′ (рис. 132), так же как и магнетиты из них (см. рис. 125), к тому же ассоциирующиеся не с плеонастом, а с перовскитом. В целом полная идентификация КЗУМ и ЩУОК, как это предполагали [127, 355], недопустима, но определенные элементы сходства между ними, особенно в составе дунитов и оливинитов, существуют, что обусловлено близкими условиями формирования.

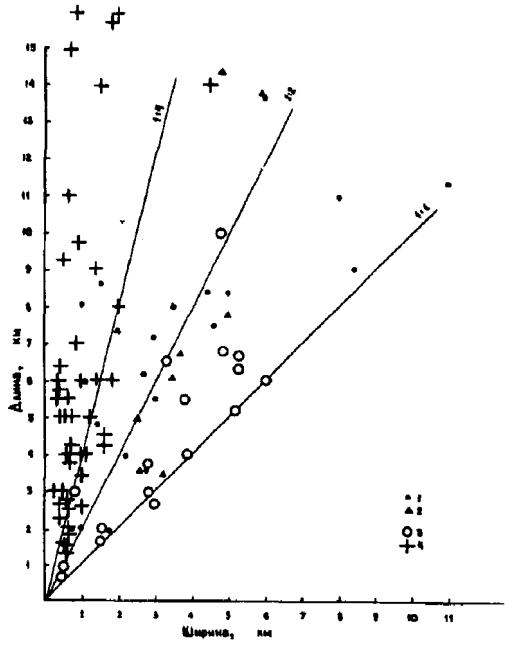


Рис. 130. Степень изометричности и размеры ультрамафитовых массивов разных формаций:
1 — КЗУМ Урала; *2* — КЗУМ юго-восточной Аляски; *3* — оливинитовые и дунитовые массивы щелочно-ультраосновной ассоциации платформ; *4* — альпинотипные ультрамафиты Среднего Урала

Сравнение КЗУМ с мантийными диапирами показывает отсутствие элементов сходства между ними, за исключением близкой формы сечений. В то же время, если мантийные диапиры протягиваются на значительную глубину, то КЗУМ естественно выклиниваются на глубинах 4—6 км. Ограниченное развитие дунитов в мантийных диапирах, резкое преобладание гарцбургитов и лерцолитов, ограниченное развитие клинопироксенитов в виде пластообразных тел, отсутствие клинопироксенитовых оболочек и присутствие высокобарических минеральных ассоциаций не позволяют идентифицировать мантийные диапиры с КЗУМ.

Сравнение КЗУМ с альпинотипными гарцбургитовыми комплексами показывает полное различие между ними в форме и строении массивов, степени тектонизации, составе и спектре пород, рудоносности, характере взаимоотношений с габброидами, в составе дунитов, оливина (особенно по содержанию CaO (см. рис. 118), акцессорного и рудного хромшпинелида (см. рис. 120—123), степени окисленности Fe в хромшпинелидах (см. рис. 122), содержании TiO_2 (см. рис. 120—121) и характере изоморфизма (см. рис. 123), составе и спектре платиноидов [358, 469], составе клинопироксенитов, особенно содержании в них TiO_2 и FeO′, присутствии магнетита и плеоната, а также присутствии горнблендитов. Дунит-клино-

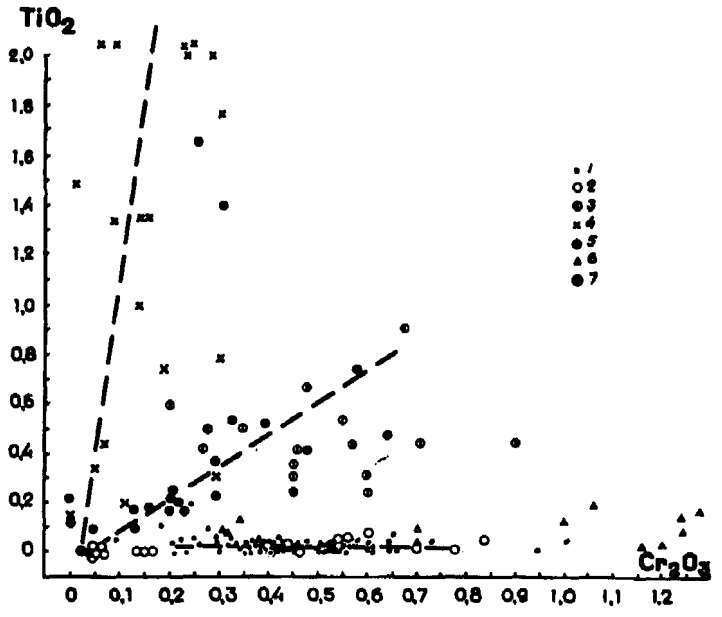


Рис. 131. Сравнительный анализ дунитов и оливинитов разных формационных типов по содержанию TiO_2 и Cr_2O_3:

1 — протодуниты КЗУМ Урала: *2* — дуниты массивов Кондер и Инагли [65]; *3* — дуниты и оливиниты Гулинского массива [65]; *4* — маймечиты Гулинского массива [65]; *5* — оливиниты массивов Кольского п-ова [256]; *6* — дуниты Сарановской расслоенной интрузии [192]; *7* — средний состав дунитов из альпинотипных ультрамафитов Урала [278]

пироксенитовые зоны на контакте гарцбургитов и габбро имеют линейное положение, в отличие от концентрического в КЗУМ, и принципиально другой генезис. В целом трудно найти между ними элементы общности, за исключением названий пород и минералов.

Сравнение КЗУМ с расслоенными интрузиями показывает, что между ними существует не только общность в составе дунитов, оливина, хромшпинелида (характер изоморфизма), некоторых типов клинопироксенитов, но и резкие различия в геологическом положении, спектре пород и внутреннем строении массивов. Близость состава и широкое развитие дунитов в обоих типах позволяет предполагать одинаковые или близкие условия образования этого общего члена обеих формаций.

Таким образом, подтверждается касающееся дунитов сходство КЗУМ со ЩУОК и расслоенными интрузиями. Сравнение показывает различные условия их формирования и прежде всего щелочной, а не щелочно-земельный ход дифференциации ЩУОК, более широкий спектр условий дифференциации ультрамафитов, часто заканчивающийся образованием оливинитов и, вероятно, принципиально другим генезисом клинопироксенитов — с более высоким содержанием TiO_2, FeO′ и присутствием перовскита.

Характерна дискуссионность генезиса дунитов в ЩУОК. Если часть исследователей — Л. С. Егоров и др. [104—106], А. А. Кухаренко [256] считают возможным образование дунитов в результате дифференциации щелочно-ультраосновного расплава, способного продуцировать серию пород от дунитов до карбонатитов, то Л. С. Бородин и Ю. Р. Васильев

[60—63, 65] считают, что образование дунитов и щелочных пород разделено значительным интервалом времени, а дуниты могли быть как самостоятельной интрузивной фазой [106, 256], так и блоком более древних пород, захваченных и переработанных щелочным расплавом [60, 65, 127]. Впрочем, в последнее время появились работы М. П. Орловой, трактующие дунитовые массивы Кондер и Инагли как расслоенные интрузии. Близость состава дунитов — основного члена КЗУМ — с дунитами расслоенных интрузий лишний раз подтверждает правильность вывода об образовании дунитов КЗУМ в результате дифференциации магм базальтоидного состава.

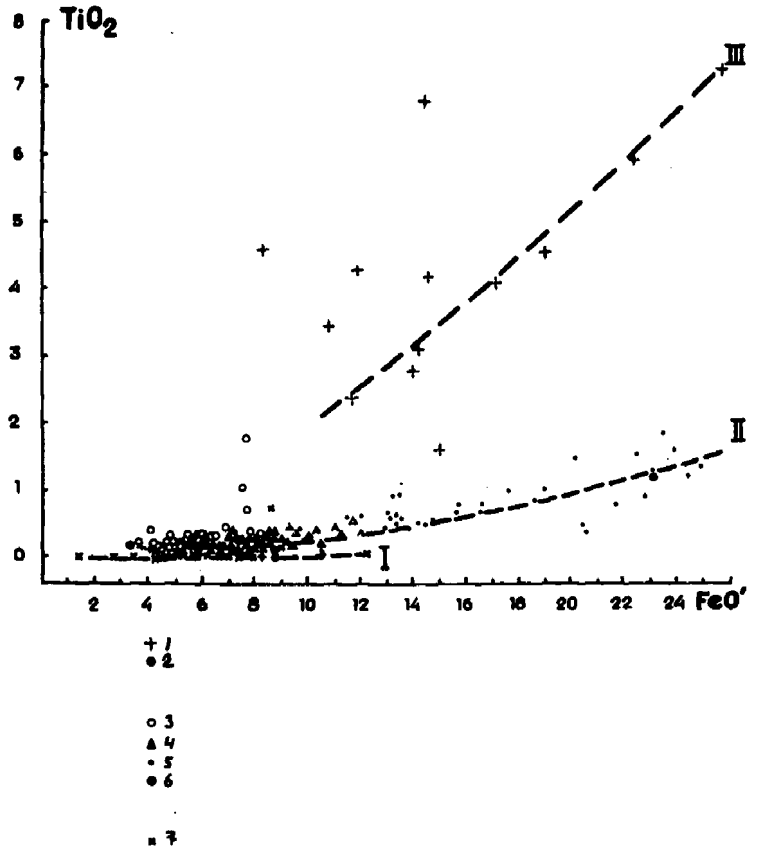


Рис. 132. Сравнительный анализ клинопироксенитов разных формационных типов:
1 — клинопироксениты ЩУОК; *2* — магнезиальных скарнов; *3* — оливиновые КЗУМ; *4* — мономинеральные КЗУМ; *5* — магнетитовые КЗУМ; *6* — средний состав магнетитовых клинопироксенитов Качканара; *7* — клинопироксениты альпинотипных комплексов Урала; *I* — типичные составы клинопироксенитов альпинотипных комплексов; *II* — КЗУМ и магнезиальных скарнов; *III* — типичные клинопироксениты ЩУОК

Сходство между некоторыми формациями по положению и присутствию клинопироксенитов чисто формальное, ибо генезис клинопироксенитов в них различен. Это или результат взаимодействия габбро или связанных с ними флюидов с гарцбургитами в альпинотипных комплексах, или воздействие щелочных флюидов на дуниты и оливиниты

щелочно-ультраосновных комплексов, или воздействие дунитового расплава на вмещающие основные вулканиты, как в случае КЗУМ. Общность между ними заключается в высокотемпературном взаимодействии сред резко различного химического состава, приводящем к образованию близких по составу клинопироксенитов.

Таким образом, резкое отличие КЗУМ от других формационных типов ультрамафитов позволяет утверждать необходимость их выделения как самостоятельной формации ультрамафитов, генетически близкой к расслоенным интрузиям и щелочно-ультраосновным комплексам, отличающейся от первых миграцией дифференциатов с места дифференциации, от вторых — формированием в островодужных комплексах эвгеосинклиналей.

8.5. КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ КЗУМ

Проведенный выше сравнительный анализ ультрамафитов разных формационных и генетических типов позволяет сформулировать основные критерии выделения КЗУМ. Если в классическом выражении отличить КЗУМ не представляет особого труда, то в сложной геологической обстановке тектонизации, метаморфизма или слабой обнаженности это иногда весьма затруднительно. Наиболее важные критерии КЗУМ были сформулированы в начале их изучения [83, 84, 102, 391, 514] и позже дополнены автором [159, 165, 191]. Проведенная проверка на массивах Урала позволила уточнить эти признаки с целью отличия КЗУМ от псевдозональных пироксенит-дунитовых зон контакта габбро и гарцбургитов альпинотипных комплексов. В настоящее время сформулированы следующие эмпирические признаки КЗУМ, не наблюдавшиеся вовсе или в таком сочетании в ультрамафитах других формаций.

Из геологических признаков — концентрически-зональное строение, в идеальном случае с зональным дунитовым ядром, верлитовой и зональной клинопироксенитовой оболочкой, в слабо эродированых массивах без дунитового ядра при приуроченности КЗУМ к вулканогенным островодужным ассоциациям складчатых поясов.

Из петрографических признаков — широкое развитие дунитов при полном отсутствии гарцбургитов, присутствие миаролитовых дунитов и магнетитовых клинопироксенитов с сидеронитовой структурой и акцессорным плеонастом, с содержанием TiO_2 в породе 0,4—2,0%.

Из минералогических признаков — состав акцессорного и рудного хромшпинелида с изоморфизмом Cr—Fe и высокой (25—75%) степенью окисленности железа, преобладание акцессорной изоферроплатины, присутствие акцессорного плеоната в магнетитовых клинопироксенитах, состав магнетита с содержанием TiO_2 2—4% и высокое (0,1—0,3%) содержание CaO в оливине дунитов.

Петрохимические признаки, в силу конвергентности составов основных типов пород разных формаций, за исключением магнетитовых клинопироксенитов, не имеют большого значения.

По нашему мнению, сочетание указанных признаков позволяет предполагать возможность присутствия КЗУМ или его фрагментов. Однако в условиях сильной тектонизации и метаморфизма такими критериями могут быть только присутствие магнетитовых клинопироксенитов с "сидеронитовым" магнетитом и плеонастом и содержанием TiO_2 0,4—2,0%.

8.6. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЗУМ УРАЛА

История формирования КЗУМ представляется нам в следующем виде (рис. 133). В результате эволюции островодужного вулканизма Тагильского вулканогенного прогиба, его затухания и локализации магматических очагов в относительно неглубоких (10—15 км) очагах произошла докристаллизационная дифференциация толеитовой магмы с обособлением расплавов дунитов, габбро-норитов и, возможно, гранитоидов (S_2—D_1). Тектонические подвижки привели к выжиманию их в верхние горизонты коры. Различие в скорости текучести расплавов, обусловленное их резкоразличающейся вязкостью, вызвало их разделение и, как следствие, разное время поступления в современную камеру в гомодромной последовательности, а разные температуры кристаллизации — интрудирование более высокотемпературных и, значит, более быстро кристаллизующихся дунитов габбро-норитами, кристаллизовавшимися при более низких температурах. Последовательное внедрение привело к образованию интрузивных комплексов центрального типа, а близ зоны стыка с Центрально-Уральским поднятием — плитообразных интрузивных массивов. Интрузия дунитов привела к высокотемпературному контактовому метаморфизму вмещающих вулканитов с образованием зональной контактово-метасоматической пироксенитовой оболочки. Взаимодействие дунитов с пироксенитами привело к образованию реакционных верлитов или гарцбургитов, оливинитовых жил и зон пироксенитовых брекчий.

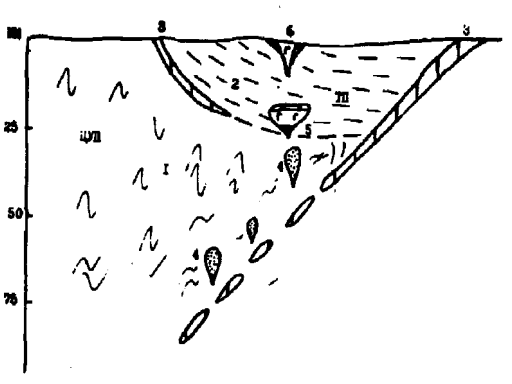


Рис. 133. Схема формирования КЗУМ:
1 — кристаллические сланцы Центрально-Уральского поднятия (ЦУП); *2* — вулканогенно-осадочные отложения Тагильского прогиба (ТП); *3* — альпинотипные серпентиниты Салатимского и Серовско-Маукского поясов; *4* — поднимающиеся "капли" базальтоидных магм; *5* — гипотетическая расслоенная протоинтрузия; *6* — многофазный интрузивный комплекс дунит-габбро-гранитоидного состава

Кристаллизация дунитов сопровождалась выделением и миграцией флюида, способствовавшего постмагматической перекристаллизации с образованием перекристаллизованных дунитов, хромитовых жил и ультрамафических пегматитов. Несколько более поздняя по времени интрузия габбро-норитов привела к образованию кольцевых разломов вокруг КЗУМ, милонитизации и катаклазу КЗУМ вдоль этих зон и частичному перемещению блоков КЗУМ вверх и к западу на расстояние до 1 км. Постмагматические процессы над зонами подводящих каналов и вдоль контактов КЗУМ привели к анортитизации габбро-норитов и ультрамафитов с образованием на контакте с крупными интрузиями зон фельдшпатизации и пегматитизации, а в удалении от них — зон горнблендитизации клинопироксенитов и штубахитизации дунитов. Интрузии гранитоидов сопровождались повторной милонитизацией, рассланцеванием и дроблением габброидов и частично ультрамафитов и внедрением редких гранитоидных даек в ультрамафиты.

В интервале D_2—P_1 происходило внедрение диабазовых даек в ультрамафиты, возможно, неоднократное. В герцинский этап метаморфизма и

тектонизации КЗУМ испытали субгоризонтальные перемещения, сопровождавшиеся, по-видимому, повторной рекристаллизацией дунитов и массовой серпентинизацией, местами с полным тектоническим сдиранием клинопироксенитовой оболочки на западных контактах массивов. В интервале P_2—К происходило локальное шарьирование, в К—T_2 — площадное выветривание с образованием мощных нонтронит-гидрогетитовых кор выветривания в T_2—Q, интенсивно размывавшихся с образованием платиновых россыпей.

Глава 9

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЗУМ УРАЛА

Основные черты минерагении КЗУМ — платиноносность и магнетитоносность отмечены уже в начале их изучения и нашли отражение в названии одного из поясов ("Платиноносного") [84, 85, 102]. Этому вопросу посвящено множество работ, где описаны основные виды минерального сырья и дана интерпретация их генезиса в духе времени. Особенно большое воздействие на представления о минерагенических особенностях КЗУМ Урала оказала плитная тектоника. Предлагаемый очерк основывается на петрологических выводах и генетических представлениях автора, изложенных выше.

9.1. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И ОСНОВНЫЕ ВИДЫ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

В настоящее время основными видами минерального сырья КЗУМ являются ванадийсодержащие магнетиты и дуниты, потенциальное значение имеют платиноиды, хромиты, демантоиды, апатит, золото, палладий, скандий, поделочные камни, хризотил-асбест. Обсуждалась возможность алмазоносности КЗУМ. Наша систематика основных видов минерального сырья изложена в таблице на с. 284. Рассмотрим их по отдельным промышленно важным минералам.

9.2. ХРОМИТЫ

Характерной особенностью дунитовых массивов является постоянное присутствие хромитовых жил, но полное отсутствие их значительных концентраций. Этот вопрос обсуждался давно [149, 272, 321], однако удовлетворительного объяснения не было предложено. По сугубо формальным данным И. А. Малахова [272], все основные ультрамафические формации Урала, в том числе КЗУМ, являются хромитоносными, но для дунитов хромитоносных массивов характерно увеличение среднего содержания хрома, резкое возрастание дисперсии, увеличение асимметрии и повышенные коэффициенты вариации. КЗУМ удовлетворяют этим критериям, однако промышленное хромитовое оруденение в них отсутствует. Анализ хромитоносности КЗУМ, проведенный нами [163, 164, 170, 518], показал, что все хромитовые концентрации наблюдаются только в центральных частях дунитовых ядер в виде эпигенетических образований с максимальными размерами до $5 \times 6 \times 180$ м и содержанием до 50% Cr_2O_3. Приуроченность хромитовых концентраций к периферии и кровле зон перекристаллизованных дунитов свидетельствует о их генетической связи. Сингенетичные ортомагматические концентрации не установлены. Наблюдается связь хромитоносности с размерами массивов, его положением относительно подводящего канала массива и степенью перекристаллизации дунитов. Предполагается уменьшение хромитоносности массивов с

Генетическая классификация эндогенных руд КЗУМ Урала

Интрузивная фаза	Минерагенический этап	Рудообразующие процессы	Рудная формация	Минеральный тип руд	Формы концентраций рудных компонентов	Масштаб концентраций	Примеры месторождений
I	Ультрамафический (собственно КЗУМ)	Контактово-метасоматический	Магнетитовая	Магнетитовые пироксениты (плеонаст-магнетит-фассаитовые породы)	Концентрические зоны	Очень крупный	Северо-Гусевогорское
				Косьвиты	То же	Крупные	Косьвинское
				Пироксенит-пегматиты	Жилы	Проявления	Гусевогорский массив
				Магнетитовые жилы	Жилы, зоны	Проявления	г. Сев. Качканар
		Постмагматическая перекристаллизация	Хромитовая	Хромшпинелидовый	Жилы, шлиры, зоны вкрапленности	Проявления	б. Господская шахта
				Хромтитанмагнетитовый	Жилы	Проявления	Бутыринская копь (Косьвинский Камень)
			Платиновая	Дуниты перекристаллизованные	Концентрические зоны, жилы	Крупные	Нижнетагильское
				Хромитовые	Жилы, зоны	Мелкие	б. Господская шахта Ободранный лог
				Пегматиты	Жилы	Проявления	б. Авроринское (Нижнетагильский массив)
				Верлит-пегматиты	Жилы	Проявления	Хищнический лог (?)
II	Габбровый	Ортомагматический	Магнетитовая	Магнетит, апатит, халькопирит, борнит	Слои, зоны	Мелкие	Волковское
		Постмагматический	Халькопирит-борнитовая	Халькопирит, борнит	Зоны, пластообразные тела	Крупные месторождения	Волковское
						Проявления	Серебрянский Камень
		Апопироксенитовый	Магнетитовая	Магнетит, горнблендиты	Зоны	Средние	Светлоборские
			Магнетит-апатитовая	Апатитовые горнблендиты	Зоны	Мелкие	Светлоборские
		Пегматитовый	Магнетитовая	Магнетит, халькопирит, апатит	Жилы, зоны	Мелкие	Первоуральское
III	Серпентинитовый	Гидротермальный	—	Демантоид	Жилки	Крупные	Нижнетагильское
				Хризотил-асбест	Жильные зоны	Проявления	Сосновское

глубиной. Противоположный вывод [163] основывался на ошибочном отнесении Каркадинского массива к формации КЗУМ. Присутствие и масштабы хромитового оруденения исчерпывающе объясняются их связью с постмагматической перекристаллизацией, сравнительно небольшими размерами массивов и, следовательно, ограниченным количеством первичного рассеянного хромитового вещества и ограниченными энергетическими ресурсами массивов, благодаря которым осуществлялась перекристаллизация. С этой точки зрения максимально хромитоносными должны являться наиболее крупные Гусевогорский и Конжаковский массивы. Промышленные перспективы массивов КЗУМ на массивные хромитовые руды отсутствуют, однако при комплексной разработке дунитов рационально выделение и использование хромитового концентрата ввиду его значительно большей ценности по сравнению с дунитом.

9.3. ПЛАТИНОИДЫ

Проблема платиноносности КЗУМ привлекает большое внимание со времени открытия в начале прошлого столетия крупных платиновых россыпей, приуроченных к дунитовым массивам Платиноносного пояса. Установление приуроченности платины к хромитовым шлирам, а затем к дунитам привело к активному изучению этого типа минерализации большим числом исследователей [22, 26, 27, 83—85, 87, 102, 169, 170, 174, 184, 199, 201, 202, 206, 207, 209, 224, 236, 237, 343, 358].

Достаточная изученность платиноносности КЗУМ позволяет остановиться лишь на вопросах систематики, платиноносности минеральных ассоциаций и генезисе платиноидной минерализации. Изучение платиноносности весьма затруднено супераккумулятивным характером минерализации, ее сверхнеравномерным распределением и очень низкими содержаниями элементов платиновой группы. Проанализировано свыше 400 проб ультрамафитов, из которых 319 относится к петрографически охарактеризованным дунитам, 48 — к габброидам и 25 — к вмещающим вулканитам. Определение Pt, Pd и Rh проводилось пробирно-спектральным методом в Тульской лаборатории ЦНИГРИ. Для каждой пробы весом 0,5 кг делалось 2—3 определения, из которых выводилось среднее. Чувствительность метода $0{,}n \cdot 10^{-7}$%. Использовались также результаты сделанных ранее определений по Нижнетагильскому, Светлоборскому и Косьвинскому массивам С. А. Конради, С. А. Маханова, С. И. Духнина и др.

В начале столетия А. Иностранцевым, С. А. Конради, Н. К. Высоцким и Л. Дюпарком [84, 87, 102, 224] была установлена платиновая минерализация в дунитах, хромитовых жилах и клинопироксенитах. А. Г. Бетехтин [22, 26, 27] установил минерализацию, связанную с серпентинитами, С. А. Кашин и др. [236, 237] детализировали типы минерализации в дунитах, а Л. В. Разин [343] — в хромитовых шлирах. Ю. А. Волченко и др. [78] выделяли три типа платиноносных ассоциаций: раннюю дунит-верлит-оливин-пироксеновую с железистой платиной и магнетит-клинопироксенитовую с двумя подтипами — "метаморфизованным дунитовым" типом с сульфидами, содержащими Pt, Os, Ru, Au, и позднюю ассоциацию, представленную ферроплатино-палладиевым типом с сульфидами, антимонидами и арсенидами Pd, возникающую при "наложении габброидов" на гипербазиты более ранних ассоциаций и отличающуюся заметным накоплением палладия. Позже они же [75] выделили два типа парагенезисов с платиноидами: 1) в хромитовых жилах, дунитах неких "дунит-ты-

лаитовых серий", хроммагнетитовых жилах, дунитах и оливиновых пироксенитах и 2) в "габбро-норит-ферроклинопироксенитовых сериях". М. С. Рудашевский [358], основываясь только на составе и взаимоотношениях платиновых минералов, умозрительно выделял в КЗУМ Платиноносного пояса четыре разновременных парагенезиса, отвечающих этапу дифференциации ультрамафического вещества в условиях верхней мантии, этапу смены твердых растворов платиноидов, богатых Os, Ru и Ir, Fe—Pt твердыми растворами, этапу воздействия на ультрамафиты более поздних габброидов с наложенным парагенезисом сульфидов и этапу серпентинизации ультрамафитов. В. Д. Бегизов [16] различает два парагенезиса — первичный и связанный с серпентинизацией. Однако в большинстве последних работ, основанных только на минералогическом или геохимическом изучении платиноидов, не учитывались или слабо учитывались петрологические данные, особенно взаимоотношения и последовательность образования платиноносных минеральных ассоциаций. С учетом вышеизложенного нами предложена новая генетическая классификация платиноносных минеральных ассоциаций КЗУМ [169] (см. таблицу): в собственно КЗУМ; в ассоциациях, связанных с габброидами и в связи с серпентинизацией. Среди минеральных ассоциаций собственно КЗУМ выделяется платиновая минерализация в протодунитах, перекристаллизованных дунитах, хромитовых жилах и ультрамафических пегматитах.

Генетические типы платиноидной минерализации КЗУМ

Генетические типы	Породы	Преобладающие минералы платиновой группы
I. Собственно КЗУМ:		
ортомагматический	Протодуниты	Отсутствуют (?) или не обнаружены
постмагматический	Дуниты перекристаллизованные	Изоферроплатина, осмирид
	Хромитовые жилы	Изоферроплатина, осмирид, осмий, иридосмин
пегматитовый	Дунит-пегматиты	Изоферроплатина
контактово-метасоматический	Клинопироксениты	Отсутствуют (?) или не обнаружены
пегматитовый	Пироксенит-, оливинит- и верлит-пегматиты	Платина, изоферроплатина
II. Апоультрамафические габброиды	Габбро, габбро-нориты	Сульфиды, арсениды Pt и Pd
постмагматический	Фельдшпатизированные ультрамафиты	Отсутствуют (?)
	Горнблендиты, горнблендит- и габбро-пегматиты	Сульфиды, арсениды и теллуриды Pt и Pd
III. Серпентинитовый	Лизардитовые серпентиниты	Туламинит, родплюмсит, тетраферроплатина

Стабильно низкие содержания при слабых вариациях, равномерность распределения, близость содержаний в разных массивах пояса и отсутствие россыпей в связи с ними позволяют считать, что платина в протодунитах находится в тонкодисперсной или изоморфной форме в породообразующих минералах и не образует самостоятельных выделений (рис. 134).

Изучение платиноносности перекристаллизованных дунитов с использованием данных крупнообъемного опробования показало относительно высокие, хотя и нестабильные содержания и постоянное присутствие

самостоятельных платиновых минералов, представленных изоферроплатиной с продуктами распада — платинистым осмиридом, иридосмином и осмием [16, 209, 236]. Характерны размеры зерен (не более 1—2 мм), изометрические, округлые или кристаллографические формы, позволяющие уверенно отличать изоферроплатину дунитов от изоферроплатины хромитовых жил [84, 236]. В платине из россыпей многих массивов преобладает именно "дунитовый тип" платиноидов.

Связь платины с хромитами была установлена в 1829 г. Ф. И. Швецовым и подтверждена А. Иностранцевым в 1892 г. [224]. Интенсивные поиски привели к открытию в Нижнетагильском массиве более 1600 хромитовых жил, платиновая минерализация которых изучалась [22, 26, 84, 87, 224, 341, 342, 463, 464]. Нами [169] выделяются шлировидные средне- и густовкрапленные руды с хромитизированными обломками дунитов, с максимальной платиноносностью, поздние жилы сливного хромитита и тонкие жилки в квазидунитах, несущие только тонкорассеянную минерализацию. Платиноиды в жилах образуют акцессорную в виде микровключений в хромшпинелиде вкрапленность в интерстициях последнего, скопления, агрегаты и самородки до первых килограммов. Средние содержания для Нижнетагильского массива около 3 г/т с одиночными выбросами до 570 г/т, для месторождений Александровского лога — 5,5 г/т, отдельные содержания в Господской шахте — до 4,5 кг/т [135]. По Л. В. Разину и Г. А. Хоменко [343], значительная часть платины входит в виде изоморфной примеси в хромшпинелид, составляя 3,6—6,6 г/т в рудных жилах и 2,3 г/т в акцессорных хромшпинелидах. Наши данные (см. таблицу на с. 288) также показывают, что от микрошлиров к хромитовым жилам и тонким прожилкам в протодунитах в целом увеличивается содержание платины и лишь в наиболее поздних и удаленных от зон перекристаллизации жилках

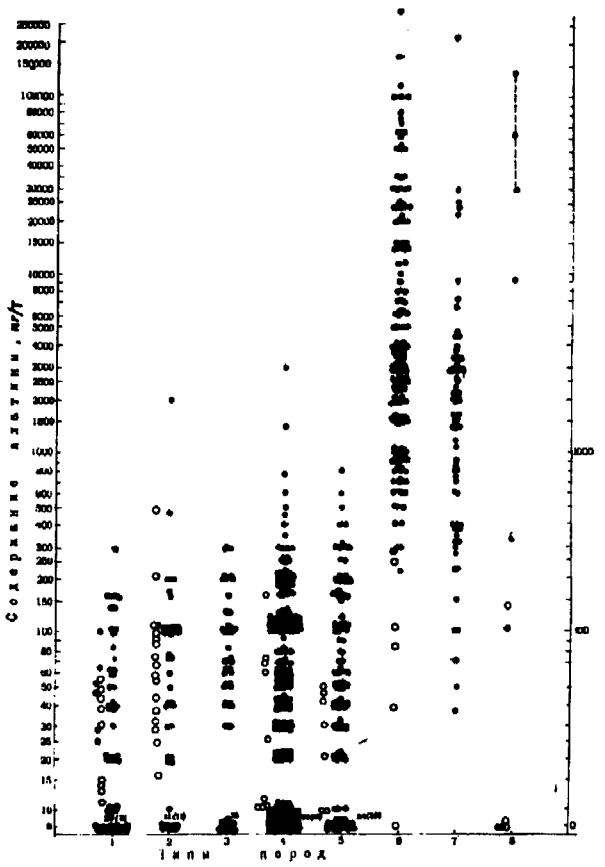


Рис. 134. Вариации содержаний платины в дунитах, хромитовых жилах и дунит-пегматитах Нижнетагильского массива:

1 — протодуниты; *2—5* — постмагматически перекристаллизованные дуниты: *2* — мелкозернистые, *3* — мелкозернистые, обедненные хромшпинелидом, *4* — среднезернистые, *5* — крупнозернистые; *6* — хромитовые жилы; *7* — сливные хромитовые жилы; *8* — дунит-пегматиты

появляется палладий (рис. 135, 136). Платиноиды представлены изоферроплатиной, осмиридом, иридосмином, рутеносмиридом, реже сульфидами и арсенидами платины, образующими ксеноморфные зерна и мелкополиэдрические агрегаты в интерстициях в хромите, реже включения в нем. Изоферроплатина образует матрицу с неправильными или закономерными выделениями пластинчатых кристалликов иридосмина, вкрапленностью и эвтектическими выделениями осмирида, реже продуктов распада с выделением туламинита, тетраферроплатины или осмия. Несмотря на высокое содержание платиноидов, незначительные размеры хромитовых жил, их незакономерное положение и трудности поисков делают этот тип не имеющим самостоятельного значения.

Содержание и соотношение Pt и Pd в минеральных ассоциациях КЗУМ Урала, мас.% [174]

Типы минеральных ассоциаций	Содержание $n \times 10^{-7}$%		Pt/Pd	Pd/(Pt + Pd) · 100%	
	Pt	Pd		в породе	в "сырой" платине
I. Вмещающие вулканиты	1,8(25)	3,1(20)	0,58	63,2	—
II. Ультрамафические ассоциации:					
протодуниты	34(72)	0(55)	—	0	—
клинопироксениты	10,8(38)	1,8(27)	6	14,3	—
"магнетитовые пироксениты"	53(457)	—	—	—	—
верлиты	21,3(23)	0(19)	—	0	—
Постмагматические породы:					
дуниты мелкозернистые	40,6(78)	0,07(56)	580	0,17	—
дуниты среднезернистые	16,2(100)	6,4(81)	2,5	28,3	0,44
дуниты крупнозернистые	8,5(69)	0(63)	—	0	—
микрошлиры хромита	180	0	—	0	—
мелкие шлиры хромита	107	0	—	0	—
хромитовые жилы [135]	3000	0	—	0	0,23
"сливные" жилы	2282	36	381	0,20	—
жилки в протодунитах	7483	30	250	0,40	—
дунит-пегматиты	55,5(5)	0	—	0	0,78
III. Габброидные ассоциации:					
габбро, габбро-нориты	41,7(10)	23,9(8)	1,7	36,4	—
габбро анортитовое	4(4)	20,0(3)	0,2	83,3	—
анортозиты	8,8(4)	22,4(5)	0,4	71,5	—
габбро-пегматиты	5,6(4)	15,3(4)	0,36	73,2	—
конжакиты, тылаиты	50,0(8)	8,2(2)	6,1	14,1	—
горнблендиты	14,3(10)	95,1(8)	0,15	86,9	—
горнблендит-пегматиты	13,9(8)	121(8)	0,11	88,8	—
Среднее в ультрамафитах [463]	200	120		62,5	
Среднее в габбро [463]	100	19			

Примечание. В круглых скобках — количество проб.

В ультрамафических пегматитах платина непосредственно не установлена, однако ряд косвенных данных свидетельствует о возможности ее нахождения. Так, генезис скоплений крупнозернистой платины с агрегатами до 2,5 см и весом до 86 г в элювии дунитов Авроринского проявления [84, 135] трудно объяснить иначе вследствие отсутствия хромитовых концентраций и того, что в дунитах платиноиды никогда не

образуют выделений крупнее 2 мм. По А. Н. Заварицкому [135], на дне разработки оказались благородные змеевики зеленого цвета, характерные для камерных ультрамафических пегматитов. Само проявление располагается на южной периферии массива в поле протодунитов, где хромитовые жилы не образуются и не встречаются, тогда как камерные пегматиты в этих зонах обычны. Совокупность этих признаков позволяет нам считать Авроринское проявление примером платиновой минерализации в ультрамафических пегматитах. Другим доводом является приуроченность 2600 крупных зафиксированных самородков платины Нижнетагильского массива [442] к верховьям Александровского лога, где располагается наиболее крупное поле ультрамафических пегматитов. Наконец, все крупные самородки установлены только в массивах, где известны ультрамафические пегматиты (Вересовоборский, Нижнетагильский и Желтой сопки), и отсутствуют в массивах, где они неизвестны. По составу платиноиды Авроринского проявления отличаются максимальным содержанием платиновых металлов и присутствием палладия [22], т. е. заметно отличаются от "платины" дунитов и хромитовых жил.

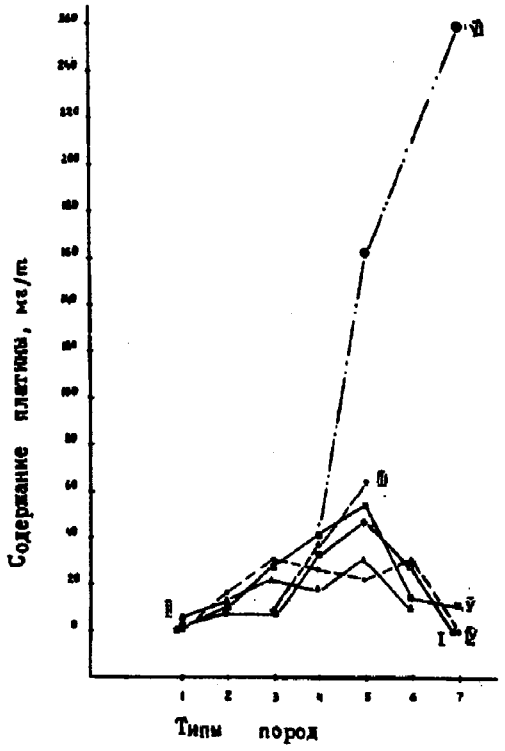


Рис. 135. Среднее содержание платины в породах КЗУМ Платиноносного пояса:
1 — вмещающие породы; *2* — клинопироксениты; *3* — верлиты; *4* — протодуниты; *5* — дуниты мелкозернистые; *6* — среднезернистые; *7* — крупнозернистые; массивы: *I* — Светлый Бор; *II* — Сосновское дунитовое тело; *III* — Вересовый увал; *IV* — Желтой сопки; *V* — Нижнетагильский; *VI* — Нижнетагильский по данным крупнообъемного опробования

"Пироксенитовый" тип платиновой минерализации выделен Л. Дюпарком и Н. К. Высоцким [84, 87, 102]. Однако результаты изучения шлихов или платиновых концентратов обогатительных фабрик из пород Гусевогорского массива не могут быть убедительными, так как в руды попадали не только магнетитовые клинопироксениты, но также оливиниты, верлит- и клинопироксенит-пегматиты и горнблендиты. По В. А. Решитько [354], максимум содержаний Pt приурочен к мономинеральным клинопироксенитам и магнетитовым клинопироксенитам, однако наши данные (см. табл. на с. 288) не подтверждают вывод о приуроченности наиболее высоких содержаний платины к безрудным клинопироксенитам с содержанием Fe ниже 6%. Нами в клинопироксенитах оболочки установлено только равномерное незначительное содержание Pt и Pd, свидетельствующее об изоморфной или дисперсной форме нахождения платиноидов. Таким образом, указания на пироксенитовый тип оруденения [71, 72, 84, 87, 102] пока не подтвердились.

Платиноидный тип минерализации в верлит- и клинопироксенит-пегматитах выделен нами на основании описанных Н. К. Высоцким [84, 87] находок платины, срастающейся с крупнозернистым клинопироксеном (индивиды до 1—2 см) и магнетитом. Породы такого состава и размерностей выделяются нами как клинопироксенит-пегматиты. Возможно, часть этой платины могла быть связана и с магнетитовыми верлит-пегматитами, широко развитыми в пределах Гусевогорского массива. Этот тип в силу ограниченного развития не имеет самостоятельного значения, но может быть использован при попутной добыче.

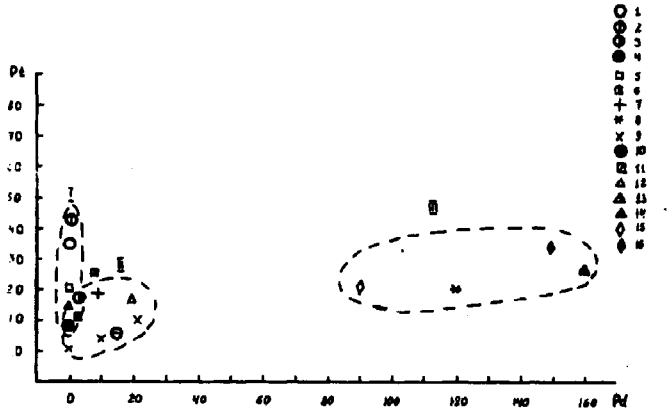


Рис. 136. Платино-палладиевое отношение в главных минеральных ассоциациях КЗУМ Урала: *1—6* — минеральные ассоциации собственно КЗУМ: *1* — протодуниты, *2* — дуниты мелкозернистые, *3* — среднезернистые, *4* — крупнозернистые, *5* — верлиты, *6* — клинопироксениты; *7—16* — габброидные ассоциации: *7* — габбро роговообманковые, *8* — рудное габбро Волковского массива, *9* — габбро и анортозиты Серебрянского массива, *10* — габбро-пегматиты и анортозит-пегматиты, *11* — конжакиты, *12* — горнблендиты Светлоборского массива, *13* — Первоуральского массива, *14* — горнблендит-пегматиты Светлоборского массива, *15* — Первоуральского массива, *16* — Гусевогорского массива; поля: *I* — ультрамафические ассоциации КЗУМ; *II* — габброидные ассоциации; *III* — наложенные габброидные ассоциации с сульфидной минерализацией

Н. В. Бутыриным в 1945 г. были описаны платиноносные пироксенитовые жилы с сегрегациями хромтитанмагнетита из дунитов Юдинского тела Косьвинского массива, подробно изученные [467]. Установлено содержание до 40 г/т платиноидов, но самостоятельных минералов не обнаружено. Единичная находка делает этот тип бесперспективным.

В породах габброидной ассоциации содержание Pt и Pd варьирует в широких пределах. В ортомагматических габброидах содержание Pd близко к кларковому, повышаясь в разностях с акцессорными сульфидами, тогда как содержание платины в 2,5 раза ниже кларкового для базитов. Самостоятельных минералов палладия пока не описано. В постмагматических габброидах содержание Pt и Pd падает, особенно резко для Pt, а самостоятельных минералов платиноидов также не установлено. В апоультрамафических конжакитах и тылаитах содержание Pt и Pd близко к таковому в пироксенитах, собственные минералы не установлены. В апопироксенитовых горнблендитах и горнблендит-пегматитах, не содержащих сульфидов, содержание Pt и Pd близко к таковому в клинопироксенитах, но содержание Pd резко увеличивается в сульфидизированных разностях этих пород (см. таблицу на с. 288). В этом типе установлена самостоятельная платиноидная минерализация, представленная сульфидами, арсенидами и стибнидами Pd. Вероятно, к этому же типу относится

большинство платиноидов, описанных Ю. А. Волченко и др. [75, 79] в "концентратах" из "пироксенитов" Гусевогорского месторождения.

Четко устанавливаются различия в содержании Pt и Pd в породах ультрамафической и габброидной ассоциаций (см. рис. 136). Если для первой характерно полное отсутствие палладия, то во второй Pt и Pd присутствуют примерно в равных количествах. В процессе постмагматических преобразований происходит увеличение в поздних минеральных ассоциациях ультрамафитов Pt, а в габброидных ассоциациях — Pd. Соотношение $Pd/Pt+Pd \cdot 100\%$ в породе и сырой платине позволяет различать породы обеих ассоциаций (см. рис. 136).

Платиновая минерализация, связанная с серпентинитами, установлена А. Г. Бетехтиным [15, 22, 88, 169, 237], показавшим связь с ней купроплатины (сейчас туламинит. — *О. И.*), ферроплатины и никелистой платины. В настоящее время к этому типу относят образование туламинита, $PtCu_3$, тетраферроплатины, никельферроплатины, родплюмсита, платины-цинка, платиновых тиошпинелей, золота и купроаурида [15, 209, 237]. Этот тип минерализации не образует самостоятельных концентраций, но существенно изменяет свойства ранних платиноидов, в частности, увеличивает их хрупкость за счет туламинита, что отрицательно сказывается на выходе платины при обогащении.

Таким образом, основными платиноносными ассоциациями являются перекристаллизованные дуниты и хромитовые жилы, а из габброидных ассоциаций — сульфидизированные горнблендиты и горнблендит-пегматиты. При анализе результатов прежде всего бросается в глаза низкое содержание Pt и Pd в ультрамафитах и габброидах, которое ниже не только кларков для ультрамафитов, но и средних данных для ультрамафитов Платиноносного пояса по О. Е. Юшко-Захаровой [463, 464].

Со времен Н. К. Высоцкого, Л. Дюпарка и Н. К. Заварицкого [84, 102] ортомагматическое происхождение платиновой минерализации считалось очевидным. А. Г. Бетехтин [22] показал возможность гидротермального образования платиноидов, А. Н. Заварицкий [135] считал, что платиновая минерализация образована на позднемагматическом этапе, но до полной кристаллизации дунитов. С. А. Кашин с сотр. [237] и Л. В. Разин [341, 343] также различали ранние и позднемагматические хромиты и связанные с ними платиноиды. Ю. А. Волченко и др. [69—77], установив невысокий уровень вариаций содержаний в ряду дуниты — оливиновые пироксениты сочли его первичным, а уменьшение содержаний платины в железистых разностях дунитов связали с высвобождением первично рассеянной платины с образованием ее концентраций. В то же время платиновая минерализация в магнетитовых пироксенитах, фельдшпатизированных ультрамафитах и горнблендитах связывалась ими с воздействием габброидов на ранние ультрамафиты. Н. С. Рудашевский [358—363], основываясь на исследованиях альпинотипных ультрамафитов, отстаивал мантийный источник платины, имевший первоначально Os—Ir состав, впоследствии в условиях земной коры в твердом состоянии претерпевший изменение в Pt—Fe фазу в результате воздействия флюидов, вначале связываемых им с габброидами, а позже — с мантийным источником [360]. Однако, как показано выше, хромитовые жилы эпигенетичны по отношению к дунитам и связаны с процессом перекристаллизации дунитов, а платиновый парагенезис образовался в наиболее поздние стадии кристаллизации жил после хромшпинелида. Отсюда совершенно очевидно, что платиновые минералы формировались в условиях земной

коры на поздней стадии становления КЗУМ. Столь же проблематично воздействие на платиноиды габброидов. Так как габброиды располагаются достаточно далеко от центральных частей массивов с платиноносными хромитовыми жилами, температура их воздействия на ультрамафиты составляет для центральной части Нижнетагильского массива 200—300 °С и меньше, и при этой температуре в платиноиды могли привноситься лишь Pd и Au, как это наблюдается в горнблендитах.

Исходя из вышеизложенного петрологического материала и данных по содержанию, составу и распределению минералов, а также Pt и Pd, автор пришел к выводу, что платиноидная минерализация имеет сложный полигенный характер и прежде всего обусловлена постмагматическими процессами [169, 174, 202, 206, 207]. Стабильные фоновые содержания платины в протодунитах, близкие к кларковым для этих пород [463, 464], интерпретируются нами как отвечающие первичному содержанию платины в дунитовом расплаве. Постепенное падение содержаний элементов платиновой группы к верлитам, оливиновым, мономинеральным и магнетитовым клинопироксенитам обусловлено их выносом из дунитового расплава при формировании пироксенитовой оболочки, ассимиляции и оливинизации клинопироксенитов. Появление в пироксенитах повышенных содержаний палладия, но значительно более низких, чем в габбро-норитах, связано с усвоением палладия, содержавшегося во вмещающих вулканитах и его накоплением с магнетитом при образовании пироксенитовой оболочки. В перекристаллизованных дунитах содержание платины по представительным пробам растет от мелкозернистых дунитов к крупнозернистым, достигая максимума в хромитовых жилах по периферии зон перекристаллизации, что свидетельствует о перераспределении платины, переносе ее из глубинных частей дунитового массива и концентрации на фронте перекристаллизации с коэффициентом концентрации до 10 и более раз. При этом из рассеянных в петрогенных минералах платиноидов образуются собственные минеральные формы. При пегматитообразовании происходит вынос платиноидов за пределы фронта перекристаллизации, в том числе и в пироксенитовую оболочку, причем платина здесь наименее железистая и с максимальным для всех ассоциаций содержанием палладия. Таким образом, первичным источником Pt послужили кларковые содержания платиновых элементов в протодунитах.

В зонах высокотемпературной фельдшпатизаци и горнблендитизации ультрамафитов происходит привнос палладия без изменения содержаний платины, характерной для замещаемых пород. Однако появление сульфидов приводит к концентрации палладия с коэффициентом концентрации $n \cdot 10^2$ в горнблендитах, горнблендит- и габбро-пегматитах. Учитывая, что при постмагматических процессах в габбро-норитах происходит вынос сульфидов и Pd, можно предполагать, что концентрация их в горнблендитах обусловлена выносом палладия из габброидов и сбрасыванием его в сульфидизированных горнблендитах. При процессах серпентинизации заметного перераспределения платиноидов в пределах породы не происходит.

Образование платиноидной минерализации в перекристаллизованных дунитах происходило при 1400—900 °С, в хромитовых жилах 1200—800 °С, ультрамафических пегматитах — 1200—300 °С. Кристаллизация платиноидов в горнблендитах происходила при 700—300 °С, в серпентинитах — 250—100 °С.

Таким образом, устанавливаются три новых типа платиноидной минерализации в концентрически-зональных ультрамафических массивах

Урала, генетически связанных с перекристаллизованными дунитами, дунит-пегматитами и пироксенит-пегматитами. Не обнаружено признаков ортомагматической платиноидной минерализации. Не подтверждается самостоятельность платиноидной минерализации, связывавшейся с магнетитовыми пироксенитами [78] и вывод об определяющем воздействии габброидов при образовании платиноидной минерализации концентрически-зональных ультраосновных массивов [360]. Перераспределение платины при постмагматических процессах является типоморфной особенностью формации концентрически-зональных массивов, отличающей ее от расслоенных интрузий, где основная часть Pt и Pd связана с ортомагматитами, и от альпинотипных ультрамафитов, где постмагматические процессы такого типа пока не установлены.

Анализ поведения платиноидов и условий их концентрации показывают, что реальными объектами для поисков концентраций Pt, Os и Ir могут служить прикровлевые части дунитовых ядер, особенно обогащенных акцессорным хромшпинелидом и хромитовыми жилами, зоны, обогащенные пироксенит- и верлит-пегматитами в апикальных частях пироксенитовых оболочек, а для палладия — зоны сульфидизированных горнблендитов и горнблендит-пегматитов [174] в контактах габбро с клинопироксенитами.

Потенциальные запасы платиноидов в дунитах КЗУМ Платиноносного пояса оцениваются до глубины 500 м в несколько тысяч тонн. Наиболее перспективным является Нижнетагильский массив, где запасы с содержанием ~ 160—450 мг/т оцениваются в 2200 т [206].

9.4. ЗОЛОТО

Имеется ограниченное число работ общего характера по золотоносности Качканарского, Гусевогорского и Тебинбулакского массивов, проведенных [34, 36, 77, 173, 248, 258, 385, 425]. Практического значения известные концентрации не имели. Содержание золота в дунитах (2,4 мг/т) заметно ниже его кларкового содержания, но оно накапливается в габброизированных гипербазитах и горнблендитах со средним содержанием 65,2 мг/т. Однако использование различных аналитических методов — пробирных, спектрохимических и нейтронно-активационных дает слишком различающиеся содержания для одних и тех же пород, например, для дунитов такое различие составляет три порядка [34, 77, 385]. Кроме того, наиболее исследованные ранее массивы относятся к типу слабо эродированных, где обнажается только пироксенитовая оболочка без дунитового ядра, и они поэтому не могут считаться типичными представителями рассматриваемой формации.

Содержание золота определялось пробирно-спектральным методом в пробах весом 0,5 кг в двух-трех параллельных определениях с чувствительностью ± 0,000n г/т в химико-аналитической лаборатории ЦНИГРИ. Всего проанализировано 324 пробы ультрамафитов и 48 проб габброидов (см. таблицы на с. 294).

Исходя из петрологических данных о генезисе и последовательности образования минеральных ассоциаций, полученные результаты интерпретируются следующим образом. Уменьшение содержания золота от дунитов к клинопироксенитам в породах первичной ультрамафической ассоциации

Содержание золота
в породах ультрамафической ассоциации КЗУМ Урала, n · 10^{-7} мас.%

Массивы	Типы пород						
	Вмещающие породы	Клинопироксениты	Верлиты	Дуниты			
				протодуниты	мелкозернистые	среднезернистые	крупнозернистые
Желтая сопка	0 — 61 (3) / 23	0 — 23 (2) / 5,8	0 — 260 (3) / 83	0 — 140 (7) / 16	0 — 72 (8) / 6	0 — 120 (5) / 25	0 — 86 (5) / 19
Вересовый увал	—	—	0 — 97 (1) / 48	0 — 36 (3) / 6,	0 — 49 (1) / 24	—	—
Сосновское тело	0 — 24 (2) / 8,2	0 — 45 (5) / 8,9	0 — 25 (5) / 4,6	0 — 28 (5) / 8,5	0 — 160 (12) / 27,5	0 — 140 (11) / 15,3	—
Светлоборский	0 — 99 (7) / 20,2	0 — 91 (7) / 24,0	0 — 7,2 (2) / 3,2	0 — 40 (9) / 8,2	0 — 110 (8) / 16,7	0 — 130 (7) / 11,1	0 — 21 (6) / 5,3
Нижнетагильский	0 — 30,5 (5) / 13,9	0 — 52,3 (8) / 13,0	2 — 160 (3) / 55,3	0 — 408 (28) / 50,3	0 — 365 (22) / 44,6	0 — 9050 (58) / 178,9	0 — 270 (51) / 37,2
Среднее	16,3	11,9	31,7	17,7	23,8	56,6	20,5

Примечание. В числителе — вариации содержаний, в знаменателе — среднее, в скобках — число анализов.

Содержание золота
в породах габброидных ассоциаций Платиноносного пояса, n · 10^{-7} мас.%

Массивы	Типы пород						
	Габбро	Анортитовое габбро	Габбро-пегматиты	Анортозит-пегматиты	Конжакиты, тылаиты	Горнблендиты	Горнблендит-пегматиты
Желтая сопка	—	—	0 — 0 (2) / 0	—	0 — 100 (3) / 33	—	—
Серебрянский	—	0 — 21 (2) / 10,5	0 — 0 (2) / 0	0 — 110 (5) / 13,9	—	—	—
Сосновское тело	—	—	—	—	25 — 160 (2) / 82	—	—
Нижнетагильский	0 — 76,5 (5) / 23,3	—	—	—	24 — 52 (2) / 38	—	—
Светлоборский	0 — 52 (1) / 26	—	0 — 20 (1) / 10	—	—	0 — 46 (6) / 10,3	0 — 14 (2) / 3,5
Качканарский	43 — 59 (1) / 51	0 — 59 (1) / 28,5	—	—	—	20 — 300 (3) / 120	37 — 67 (1) / 52
Первоуральский	—	—	—	—	—	6 — 2700 (3) / 502	21 — 460 (5) / 192
Среднее	33,4	19,5	3,3	13,9	51	211	82

Примечание. В числителе — вариации содержаний, в знаменателе — среднее, в скобках — число проб.

может свидетельствовать о привносе золота в пироксениты из дунитов в процессе образования пироксенитовой оболочки. Стабильные содержания золота в этих породах свидетельствуют о тонкодисперсном или изоморфном вхождении золота в петрогенные минералы (рис. 137). Увеличение средних содержаний золота от протодунитов к мелко- и среднезернистым и падение его содержаний в крупнозернистых дунитах свидетельствуют о перераспределении золота в процессе постмагматической перекристаллизации дунитов, выносе его из глубоких, наиболее перекристаллизованных частей дунитового ядра и отложении близ фронта перекристаллизации. Значительные вариации содержаний золота в одноименных типах перекристаллизованных дунитов разных массивов могут отражать разные его содержания в исходных дунитах и различную интенсивность процесса перекристаллизации в различных массивах. Резкая дисперсия содержаний

золота в перекристаллизованных дунитах свидетельствует, что в этой группе минеральных ассоциаций оно образует самостоятельные формы или входит в состав супераккумулятивной платины. Среднее содержание золота в оливине дунитов $0{,}003 \cdot 10^{-7}$%, хотя в ряде монофракций устанавливаются высокие содержания, например, в оливине Иовского тела $39—76 \cdot 10^{-7}$%, среднее из трех проб $56 \cdot 10^{-7}$%. В то же время в "сырой платине" из россыпей золото присутствует в количестве 0—6,8%, составляя в среднем 0,07—4,7% [22, 36, 87, 173, 204] (см. таблицу на с. 296). В хромитовых жилах Нижнетагильского массива устанавливается тенденция к уменьшению содержаний золота от высокотемпературных жил ($410 \cdot 10^{-7}$%) к более поздним низкотемпературным мелкозернистым ($37{,}7 \cdot 10^{-7}$%), сливным брекчиевым жилам ($8 \cdot 10^{-7}$%) и тонким жилкам в протодунитах ($0{,}7 \cdot 10^{-7}$%), что обусловлено все большим удалением жил от фронта перекристаллизации и меньшей подвижностью Au по сравнению с платиноидами. В ультрамафических пегматитах Нижнетагильского массива устанавливается низкое ($1 \cdot 10^{-7}$%) содержание золота с вариациями $0—4{,}6 \cdot 10^{-7}$% для 10 проб, что может быть обусловлено высокой степенью дифференцированности вещества или образованием самостоятельных минеральных форм золота.

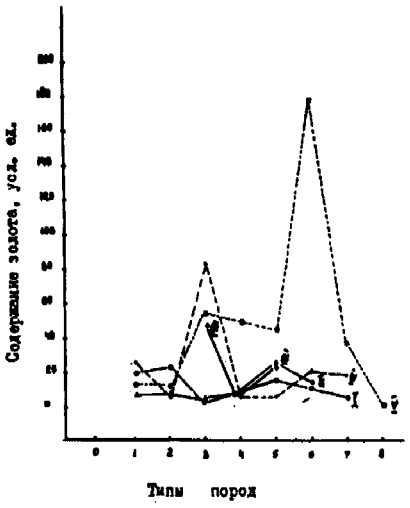


Рис. 137. Содержание золота в породах КЗУМ Урала:
1 — вмещающие вулканиты; *2* — клинопироксениты; *3* — верлиты; *4* — протодуниты; *5* — дуниты мелкозернистые; *6* — среднезернистые; *7* — крупнозернистые; *8* — дунит-пегматиты; массивы: *I* — Светлоборский; *II* — Сосновское дунитовое тело; *III* — Супреинский; *IV* — Желтой сопки; *V* — Нижнетагильский

В габброидной группе минеральных ассоциаций содержание золота варьирует в широких пределах. В ортомагматических габброидах содержание золота близко к кларковым и увеличивается лишь в разностях, обогащенных сульфидами, как, например, в габбро-норитах Волковского массива. Габброиды, подвергшиеся постмагматической переработке, а также габбро- и анортозит-пегматиты имеют пониженное содержание золота, что свидетельствует о его выносе при этом процессе. В фельдшпатизированных ультрамафитах — конжакитах, тылаитах и габброподобных их разностях содержание золота обычно повышенное, по сравнению с габброидами и выше, чем в исходных пироксенитах, что позволяет предполагать либо привнос золота при процессе фельдшпатизации, либо его перераспределение с некоторым накоплением в зонах фельдшпатизации. В амфиболизированных клинопироксенитах, горнблендитах и горнблендит-пегматитах содержание золота близко к таковому в исходных пироксенитах, с небольшим понижением в пегматитовых фациях. Исключение представляют зоны, обогащенные сульфидами меди и железа, где происходит увеличение содержания золота до 1,5 г/т с коэффициентом концентрации до 300. Учитывая условия образования этих пород, можно считать, что источником могло служить золото, рассеянное в габброидах или сульфидах ортомагматических габброидов, выносившееся при постмаг-

Содержание золота в "сырой платине" КЗУМ Урала, мас.%

Массивы	Участки и типы пород	Формации содержаний	Среднее
Нижнетагильский	Дуниты [255]	0,06(1)	0,06
	Хромитовые жилы [27]	0—0,24(9)	0,03
	Авроринская жила [103]	0,05	0,05
	Россыпи	0,03—0,36(3)	0,19
Среднее по массиву			0,07
Желтая сопка	Россыпи р. Сольвы	0,07—0,09(2)	0,08
	Р. Сольва, самородок	0,02(1)	0,02
Косьвинский	Россыпи р. Кытлым	0,07—0,67(3)	} 2,20
	Ободранный лог	3,74(1)	
	Поповский лог	0,46(1)	
	Соколовский лог	6,8(1)	} 4,68
	Р. М. Сосновка	2,56(1)	
Конжаковский	Иовское тело	2,52(1)	2,52
Каменушинский	Россыпи	0,27(1)	0,27
Светлоборский	Первый лог	2,02(1)	} 0,89
	Травянистый лог	0,10(1)	
	Шестой лог	0,05(1)	
	Второй лог	1,38(1)	
Толстогорский	Р. Шумиха, самородок	0,04(1)	0,04
Баронский	Р. Орулиха	0,25(1)	0,25
Омутнинский	Самородок	Следы(1)	Следы
Среднее без Кытлымского и Косьвинского массивов			0,08
Среднее по всем массивам			0,91

Примечание. Там, где нет ссылки на литературу, данные Н. К. Высоцкого [87].

матических процессах и отлагавшееся в зонах горнблендитизации пироксенитов вместе с сульфидами. По-видимому, именно этим объясняется отмеченная ранее связь золота с сульфидами в Гусевогорском и Тебинбулакском массивах [12, 34, 36].

Таким образом, новые данные не подтверждают вывода о геохимической инертности золота при формировании концентрически-зональных массивов [77], однако, в отличие от платины, не наблюдается четко выраженной связи содержаний золота с перекристаллизованными дунитами и хромитовыми жилами. Устанавливается два этапа перераспределения золота. Первый этап связан с постмагматической перекристаллизацией дунитов, приводящей к выносу золота из глубинных частей дунитового ядра и его концентрации на фронте перекристаллизации в перекристаллизованных дунитах и хромитовых жилах. Второй этап связан с постмагматическими процессами в габброидах, выносом золота и его осаждением в зонах фельдшпатизации и горнблендитизации пироксенитов оболочки, с максимумом в зонах, обогащенных сульфидами. Практический интерес могут представлять только горнблендиты и горнблендит-пегматиты, обогащенные сульфидами, Первоуральского, Гусевогорского и Светлоборского массивов.

9.5. МАГНЕТИТЫ

Магнетиты имеют большое практическое значение в КЗУМ Урала и Аляски. Они известны со времен В. И. Геннина и П. С. Палласа и изучались на Урале [14, 84, 102, 170, 179, 182, 188, 194, 282, 313, 351, 377, 376, 396, 411—447 и т. д.] и на Аляске [390, 471, 508]. Детальная изученность магнетитовых месторождений КЗУМ позволяет остановиться только на петрографических типах руд, генетической типизации концентраций, закономерностях положения оруденения в пределах массивов и его генезисе.

Из петрографических типов магнетитовых руд Н. К. Высоцким [84] и Л. Дюпарком [102] выделены магнетитовые оливиниты, пироксениты и косьвиты, Н. Н. Смирновым [377] — магнетитовые горнблендиты, В. Г. Фоминых [420] — рекристаллизованные магнетитовые клинопироксениты и магнетитовые анортозиты. В массивах Аляски широко развиты магнетит-пироксен-роговообманковые породы (снеттисхемиты) [391], которые мы считаем фацией магнетитовых клинопироксенитов. К этому списку можно добавить магнетитовые конжакиты, магнетитовые троктолиты, магнетитовые пироксенит-, верлит- и габбро-пегматиты, связанные с ними магнетитовые жилы и магнетитсодержащие серпентиниты. Детальное описание этих типов руд выше в тексте позволяет нам не останавливаться на этом вопросе. Наибольшее практическое значение имеют магнетитовые пироксениты, косьвиты, снеттисхемиты, горнблендиты и горнблендит-пегматиты.

Из генетических типов магнетитовых концентраций И. И. Малышев и др. [282] выделяли Первоуральско-Качканарский тип титаномагнетитовых месторождений, а среди него — месторождения качканарского типа в пироксенитах и первоуральского типа в горнблендитах [282]. В. Г. Фоминых и Е. И. Клевцов [417] дополнили эту систематику выделением метаморфизованных руд маюровского типа. В. М. Нечеухин и др. [313] выделяли три генетических типа магнетитовых месторождений: ортомагматический протогеосинклинальной стадии развития, представленный магнетитовыми метадунитами и оливиновыми пироксенитами, аллометасоматический поздне-океаническо-островодужной стадии развития геосинклинали, представленный магнетитовыми пироксенитами и верлитами Качканарского массива, и метаморфизованный аллометасоматический, представленный горнблендитами Первоуральского месторождения.

Мы предлагаем выделять концентрации магнетита, связанные с собственно КЗУМ и с наложенным воздействием габброидов. Среди первых выделяются первичные концентрации в клинопироксенитовой оболочке (магнетитовые клинопироксениты, косьвиты, магнетитовые оливиниты, магнетитовые верлиты и пироксенит-пегматиты и связанные с ними магнетитовые жилы). Среди вторых выделяются концентрации зон фельдшпатизации магнетитовых клинопироксенитов (магнетитовые конжакиты и анортозиты), зон перекристаллизации магнетитовых клинопироксенитов под воздействием габбро и связанных с ними флюидов (магнетитовые горнблендиты, магнетитовые габбро, пироксенит- и горнблендит-пегматиты, а также магнетитовые жилы) (см. таблицу на с. 298). В делювии и аллювии Качканарского масссива известны валунчатые магнетитовые руды. Наибольшее значение имеют магнетитовые клинопироксениты, послужившие субстратом и источником магнетита при образовании всех других типов руд, магнетитовые горнблендиты, горнблендит- и габбро-пегматиты (Синегорское и Первоуральское месторождения), магне-

титовые горнблендит-, габбро- и клинопироксенит-пегматиты (Западно-Гусевогорское месторождение), меньшее — магнетитовые конжакиты (Конжаковское месторождение).

Генетические типы магнетитовых концентраций КЗУМ

Ассоциация	Генетический тип	Магнетитсодержащие породы	Содержание в рудах, мас.%				Месторождения
			FeO'	TiO_2	Cr_2O_3	V_2O_5	
Собственно КЗУМ	Магматический	Оливиниты [420]	26,6	1,20	0,07	0,05	Южно-Гусевогорское
	Контактово-метасоматический	"Пироксениты" [420] (плеонаст-магнетит-фассаитовые породы)	23,1	1,23	0,05	0,13	Качканарское, Северо-Гусевогорское
		Косьвиты	—	—	—	—	Косьвинское
		Снеттисхемиты	19,9	1,97	—	—	Снеттисхем (Аляска)
	Постмагматический	Верлит-пегматиты	—	—	—	—	Гусевогорское
		Пироксенит-пегматиты	—	—	—	—	г. Качканар
		Магнетитовые жилы	57,8	3,22	0,41	0,33	Качканарское
	Тектонизированный	Милонитизированные магнетитовые клинопироксениты	—	—	—	—	Нижнетагильское, Восточно-Конжаковское
Апопироксенитовые габброидные ассоциации	Постмагматический	Магнетитовые конжакиты, троктолиты, анортозиты	—	—	—	—	Висимское
		Горнблендиты	16,3	1,57	0,06	0,14	Первоуральское (Шайтанское)
		Горнблендит-пегматиты	14,0	1,30	0,26	0,12	Западно-Гусевогорское

Вопрос о закономерностях положения руд в пределах КЗУМ имеет принципиальное значение. Высказывалось предположение, что магнетитовые пироксениты образуют согласные слои в расслоенной серии [311, 348, 351, 353], зоны на контакте габбро с дунитами [351] или габбро с оливиновыми клинопироксенитами [72, 451, 461], тела или зоны в самостоятельных пироксенитовых массивах [31, 35, 394], центральные части крупных пироксенитовых "брахисинклиналей" и концентры в клинопироксенитовой оболочке [158, 164, 170, 391, 518]. Выше показано, что магнетитовые клинопироксениты образуют внешнюю зону пироксенитовой оболочки. При этом мощность ее резко увеличивается в кровле и в Гусевогорском массиве достигает более 800 м. На крутых контактах магнетитовые клинопироксениты или отсутствуют, или имеют незначительную мощность.

В то же время рудные ассоциации, связанные с габброидами, имеют иное пространственное расположение. Магнетитовые конжакиты развиты в зоне фельдшпатизации магнетитовых клинопироксенитов, по периферии КЗУМ (Конжаковский массив). Магнетитовые троктолиты и анортозиты приурочены к наиболее интенсивным зонам анортитизации ультрамафитов и обычно располагаются в их центральных частях. Горнблендиты

развиты по периферии КЗУМ, удаленных от крупных массивов габброидов, или в крупных блоках магнетитовых клинопироксенитов среди габброидов (Западно-Гусевогорский и Первоуральский массивы). Горнблендит-, пироксенит и габбро-пегматиты приурочены к зонам контакта габбро с клинопироксенитами и не удаляются от них дальше первой сотни метров. Таким образом, все магнетитсодержащие габброидные ассоциации приурочены или непосредственно к контакту КЗУМ с габброидами, или к контакту КЗУМ с кытлымитами, т. е. также к периферическим частям КЗУМ. Вывод о прикровлевом положении магнетитовых клинопироксенитов существенно ограничивает прогнозные ресурсы руд Качканарско-Гусевогорского плутона, в отличие от расчетов, основанных на модели В. А. Решитько [348], считавшего его расслоенной интрузией. Это подтверждается результатами глубокого бурения на Гусевогорском массиве, показавшими тенденцию к выклиниванию руд на глубинах 500—800 м, осложненному признаками подрезания ультрамафитов габброидами (см. рис. 25).

Анализ показывает, что в массивах, удаленных от подводящих каналов типа Вересовоборского и Нижнетагильского с малой мощностью пироксенитовой оболочки, магнетитовые концентрации невелики или отсутствуют. Промышленные концентрации отсутствуют в КЗУМ с эродированной пироксенитовой оболочкой и в массивах с интенсивной фельдшпатизацией клинопироксенитов. Наибольшие концентрации установлены в КЗУМ, расположенных на подводящих каналах с крупными гравиметрическими аномалиями.

Генезис магнетитового оруденения КЗУМ долгое время считался ортомагматическим. Д. С. Штейнберг [444] пытался идентифицировать его с контактово-метасоматическими месторождениями, А. А. Ефимов [120] — с метасоматическим воздействием Ca—Al—Fe растворов на дуниты, В. Г. Фоминых [415] — с воздействием габброидов на дуниты или оливиновые клинопироксениты. Обсуждение вопросов генезиса показало предпочтительность модели формирования магнетитовых клинопироксенитов в результате контактово-метасоматического воздействия дунитового расплава на вмещающие основные вулканиты по типу магнезиальных скарнов магматической стадии [158, 194]. Полигенность магнетитовых месторождений позволяет говорить лишь о генезисе отдельных типов руд. Исходя из изложенного выше, магнетитовые клинопироксениты формировались в условиях фракционирования вещества вмещающих пород и отгонки ряда компонентов (Fe, Ti, V, Al) к периферическим частям контактового ореола, косьвиты — в результате оливинизации магнетитовых клинопироксенитов в прикровлевой части дунитовых массивов. Образование магнетитовых оливинитов обусловлено повторным внедрением дунитов в зону магнетитовых клинопироксенитов или косьвитов с ассимиляцией железа и выпадением магнетита; верлит-пегматитов — проникновением пегматитообразующих флюидов, обогащенных оливиновым веществом в магнетитовые клинопироксениты, а также ассимиляцией и перекристаллизацией магнетита; пироксенит-пегматитов и магнетитовых жил — внедрением оливинитов и воздействием связанных с ними флюидов на магнетитовые клинопироксениты с перекристаллизацией и частичной отгонкой магнетита с образованием самостоятельных скоплений. Воздействие габброидов и связанных с ними флюидов приводило лишь к переработке исходного магнетитсодержащего субстрата с его перекристаллизацией и перераспределением. Оно сопровождалось некоторым измене-

нием состава магнетитов (обогащением TiO_2) и укрупнением размера зерен, что облегчает процесс обогащения.

Генезис магнетитсодержащих габброидных ассоциаций связан с процессами высокотемпературной фельдшпатизации магнетитовых клинопироксенитов и других магнетитсодержащих ассоциаций с перераспределением магнетитового вещества (магнетитовые конжакиты, магнетитовые троктолиты и анортозиты); перекристаллизацией и перераспределением флюидами, обогащенными глиноземом, щелочами, фосфором и серой (магнетитовые горнблендиты); перекристаллизацией горнблендитов и перераспределением вещества с образованием магнетитовых горнблендит- и габбро-пегматитов и магнетитовых жил в них.

Из изложенного следует, что концентрации магнетитовых клинопироксенитов обусловлены энергетическими ресурсами дунитовых массивов и составом субстрата. Для реализации первого условия необходимы достаточно большие размеры дунитовых массивов, расположенных в зоне подводящего канала (тепловая энергия), и насыщенность флюидами. Для реализации второго — вулканогенный субстрат, в максимальной степени обогащенный железом, т. е. основные вулканиты. В пределах Платиноносного пояса обоим условиям в наибольшей степени удовлятворяют Качканарско-Гусевогорский, Косьвинский и Конжаковский массивы, особенно восточная часть последнего. За пределами Платиноносного пояса наиболее интересным представляется Петрокаменский комплекс, где известны мелкие проявления магнетитовых горнблендитов.

9.6. ПРОЧИЕ ТИПЫ РУД

Кроме перечисленных типов руд с КЗУМ связаны апатиты, алмаз, хризотил-асбест, демантоиды, поделочные камни и несерпентинизированные дуниты.

Апатитовое оруденение в КЗУМ Урала известно в клинопироксенитах и горнблендитах [182]. В клинопироксенитах Платиноносного пояса апатит практически отсутствует. В рудных клинопироксенитах Качканара среднее содержание фосфора 0,12%, в пироксенитах других массивов 0,0n%. В то же время для пироксенитов южных КЗУМ — Сахаринского, Амамбайского, Суроямского и Велиховского характерно повышенное содержание апатита. Так, в Суроямском массиве апатитоносные пироксениты слагают тела размером 7,7 × 1,2—2,2 км с содержанием фторапатита в зернах 1—3 мм около 2,3%, в пегматоидных пироксенитах 2,9—16,7%, при содержании P_2O_5 0,85—3,9% (среднее 2,5%) и 0,14—4,8% (среднее 2,64%) соответственно. Выход апатита 2,3%, содержание P_2O_5 в концентрате 35,2%, прогнозные запасы P_2O_5 223 млн. т. В Велиховском массиве [35] содержание апатита до 1,2%, часто в срастании с магнетитом и в виде мелких зерен, включенных в диопсид. В пироксенитах Амамбайского массива — 0,13—8,2%, среднее 3,40% [340]. Наиболее интересно, что апатитсодержащие пироксениты появляются в связи с поздними дифференциатами щелочного состава, а максимум их развития установлен в Суроямском массиве, где известны нефелиновые сиениты, что сближает их со щелочно-ультраосновными комплексами платформ.

Нами установлено развитие апатитового оруденения в горнблендитах Светлоборского и Качканарского массивов [182]. Оруденение наблюдается в горнблендитах и горнблендит-пегматитах в периферических частях массивов близ тектонических нарушений на контакте пироксенитовой

оболочки с кытлымитами. Горнблендиты содержат до 10—15% оксиапатита в зернах 0,2—0,3 мм с содержанием P_2O_5 0,36—2,78%, среднее из 18 штуфных проб 1,69%, горнблендит-пегматиты 1,15—3,45% P_2O_5, среднее из 7 проб — 2,99% в виде зерен до 1—3 мм. В пределах Светлоборского массива апатитсодержащие горнблендиты образуют две группы участков на западном и восточном контактах массива. В западной группе три участка размером от 25 × 200 м до 0,8 × 1,0 км, в Восточно-Кучумской зоне — два неоконтуренных участка и несколько мелких проявлений. В западной части Качканарского массива в делювии обнаружены глыбы апатитовых горнблендитов с содержанием P_2O_5 1,1—1,8%. Выход апатитового концентрата 1,3—2,0% с содержанием апатита в концентрате 91—95% и P_2O_5 41—42%. Попутно получен магнетитовый концентрат. Месторождения апатита можно разрабатывать с попутным извлечением магнетита.

Апатитовые горнблендиты образовались в результате замещения клинопироксенитов флюидами, вызывавшими анортитизацию габбро-норитов и выносивших из них фосфор, глинозем, щелочи и сульфиды. Наиболее благоприятными условиями для сбрасывания этих компонентов оказались периферические части КЗУМ, удаленные от подводящих каналов. Легкая обогатимость, расположение в промышленно освоенном районе, комплексный с магнетитом состав руд и недостаток фосфорных удобрений на Урале делают апатитовые горнблендиты Светлоборского массива промышленно интересным объектом.

Находки *алмазов* в платиновых россыпях верховьев р. Ис и в партии демантоидов р. Тагильской Бобровки привели Н. К. Высоцкого [84] к выводу о их генетической связи с дунитовыми массивами. Дж. Камселл [472] сообщил о присутствии мелких кристаллов алмаза в хромититах из массива Туламин, а Н. Н. Сарсадских [368], Ф. В. Каминский и В. И. Прокопчук [229] — о находке алмазов в элювии дунитов Каменушинского массива. В связи с этим было высказано предположение о возможной связи алмазов с КЗУМ Платиноносного пояса. Однако, по Ю. А. Орлову [320, с. 184], на массиве Туламин за алмаз был принят периклаз, образующийся при химическом разложении проб. По И. С. Степанову и Г. Н. Сычкину [388], рентгеновское определение алмазов Каменушки не было произведено, а крупнообъемное опробование не показало присутствия алмазов, что позволило считать эту находку недостоверной. А. А. Маракушев с сотр. [286], считая массивы Платиноносного пояса аналогами алмазоносных ахондритов, пришли к выводу о их возможной алмазоносности. На потенциальную возможность образования высокобарических минералов, в том числе алмаза, в зоне контакта высокотемпературной ультраосновной магмы с холодным веществом литосферы указывали также [91]. Ф. В. Каминским и В. И. Вагановым [229] рассмотрена возможность реализации в альпинотипных ультрамафитах температур и давлений, достаточных для кристаллизации алмаза [470], и сделан вывод, что наиболее перспективными на алмазы могут оказаться массивы дунит-пироксенитовой ассоциации Урала, формировавшиеся, по их мнению, в зоне глубинного разлома в стабильных участках земной коры, имевших максимальную скорость подъема, способствовавшую сохранности алмазов. Однако геологические данные о кристаллизации дунитов в условиях высокого водного давления на небольших глубинах, а также активная перекристаллизация дунитов в этих условиях, свидетельствуют о существовании термодинамических условий вне поля кристаллизации алмаза [470]. Условия кристаллизации дунитов КЗУМ Урала резко

отличаются от таковых альпинотипных комплексов и мантийных диапиров именно низким давлением (~ 1,5 кбар) в момент формирования и кристаллизации, и потому не могут способствовать ни кристаллизации, ни сохранности алмазов, даже если бы они их только транспортировали. Таким образом, отсутствие алмазов в платиновых россыпях, связанных с КЗУМ, отрицательные данные крупнообъемного опробования и доказательства малоглубинной кристаллизации дунитов свидетельствуют о малой вероятности кристаллизации алмазов в дунитах КЗУМ и о их бесперспективности в отношении алмазоносности.

Дуниты, как полезное ископаемое, с 40-х годов используются для изготовления огнеупорных изделий [43, 44]. Ежегодная добыча дунита на Нижнетагильском массиве около 100 тыс. т. Возможность использования их как сырья для производства огнеупоров и формовочного силикобезопасного материала привела к разведке Нижнетагильского и Иовского дунитовых месторождений. Пригодным сырьем являются дуниты с содержанием п.п.п. 2,5% и MgO > 42,0% [95, 121]. Исследования показали, что наилучшим является дунит Иовского месторождения [365]. Поскольку степень серпентинизации зависит от мощности пироксенитовой оболочки, размеров массива и степени его дробления, была очевидна необходимость поисков слабо серпентинизированных дунитов в крупных слабо тектонизированных массивах с мощными оболочками пироксенитов и широким контактовым ореолом [211]. Картирование КЗУМ позволило обнаружить слабо серпентинизированные дуниты в Фарковском и Сосновском дунитовых телах Косьвинского массива, в глубоких частях Юдинского тела, в северной части Нижнетагильского массива и в Супреинском массиве. Использование слабо серпентинизированных дунитов Нижнетагильского массива могло бы исключить дорогую операцию обжига, а дуниты Косьвинского и Супреинского массивов могли быть альтернативным источником вместо высокогорного и расположенного в заповедных местах Иовского месторождения.

Хризотил-асбест как полезное ископаемое ранее в Платиноносном поясе не отмечался [9, 145], хотя жилки хризотил-асбеста до 1—2 мм были известны в западном борту Иовского тела. Нами установлено два генетических типа проявлений хризотил-асбеста: постмагматический в связи с ультрамафическими пегматитами и стандартный, связанный с массовой серпентинизацией. Первый тип представлен оторочками вокруг тел камерных пегматитов шириной до 20 см и псевдоморфозами по кристаллам оливина в камерных пегматитах Нижнетагильского и Уктусского массивов. Хризотил-асбест оторочек образует сагенитоподобные псевдоморфозы по оливину с содержанием до 100% и длиной волокна 1—2 мм. Хризотил-асбест псевдоморфоз по оливину длинноволокнистый (до 20—30 мм). Общие запасы этого типа невелики и пока не представляют практического интереса. Синсерпентинитовые проявления хризотил-асбеста встречены в северо-западном контакте Сосновского дунитового тела. Хризотил-асбест образует жилки до 5 мм мощностью, системы линзовидных жилок и мелкопрожил в зонах размером 5 × 0,4 км, приуроченных к контакту серпентинитов с хлоритизированными диабазами. Невыветрелый хризотил-асбест встречен в устье р. М. Сосновки, в остальных местах он гипергенно окремнен. Генезис проявления связывается нами с верхнекарбоновым динамотермальным метаморфизмом, сопровождавшимся серпентинизацией и трещинообразованием с выполнением многочисленных трещин разрыва хризотил-асбестом. По [9, 146], описанные проявления не относятся к промышленному типу.

Демантоиды известны в россыпях р. Бобровки в северной части Нижнетагильского массива с 1856 г. [3, 110]. А. В. Глазковым установлены коренные проявления, связанные, как и предполагал Н. К. Высоцкий, с шурпихитами. Проявление располагается в северной части Нижнетагильского массива на северном склоне г. Зотихи, в 350 м южнее русла р. М. Бобровки в зоне развития шурпихитов, между клинопироксенитовой оболочкой и слабо серпентинизированными дунитами. По А. В. Глазкову, И. Н. Рундквист и др. демантоиды встречены в круто- и пологопадающих трещинах, выполненных серпофитом, и в серпентинитах близ трещин. Демантоид образует зерна до 1 мм и сферолиты до 3 × 5 мм. Цвет его бледно-зеленый, желтовато-зеленый до бурого. В аллювии р. Бобровки наблюдались ярко-зеленые прозрачные индивиды до 2—4 мм и более. Генезис проявления связывали с субмеридиональным разломом в пироксенит-дунитовом массиве, зоной дробления и гидротермальной переработки, фиксированных зоной шурпихитов и офитовых жил с демантоидами. По нашему мнению, офит-демантоидные жилы генетически связаны с шурпихитами, формировались после них в результате динамотермального минералообразования в верхнекарбоновое время [190]. Источником тепла был фрикционный эффект, воды — поровые воды вмещающих пород, Ca и Al — клинопироксениты, хрома — хромшпинелид дунитов. Перспективными на демантоиды являются все зоны развития шурпихитов на западных тектонизированных контактах массивов, прежде всего Нижнетагильского, Вересовоборского, Уктусского, а также Верхнетагильского, Верхнейвинского и др.

Поделочные камни представлены разными типами клинопироксенитов, в том числе магнетитовых, габброидов, конжакитов и тылаитов, а также "качканаритов", представляющих пумпеллиитизированные и пренитизированные габбро-пегматиты, в которых сизая и голубая окраска обусловлена ферропумпеллиитом, а зеленая — пренитом [203].

9.7. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РУДОНОСНОСТИ КЗУМ

Рудоносность КЗУМ обусловлена многими факторами. Наиболее важное значение для формирования руд, генетически связанных с КЗУМ, имеют энергетические ресурсы массивов, зависящие от его размеров, формы и положения относительно подводящего канала. Этими фактами в первую очередь обусловлены мощность пироксенитовой оболочки и соответственно магнетитовых клинопироксенитов, а также интенсивность постмагматических процессов, приводящих к образованию платиноносных минеральных ассоциаций. Вторым важным фактором является состав вмещающих пород, вернее, содержание в них Fe, Ti и V, способствующих образованию магнетитовых клинопироксенитов и определяющих присутствие и содержание в них этих компонентов.

Основными факторами, определяющими рудоносность габброидных ассоциаций, является интенсивность воздействия габброидов на ультрамафиты КЗУМ. Интенсивная фельдшпатизация ультрамафитов приводит к выносу платиноидов, преобразованию магнетитовых пироксенитов и формированию новых типов руд — магнетитовых конжакитов, горнблендитов, горнблендит-, габбро- и клинопироксенит-пегматитов. В ряде случаев это приводит к образованию апатитовых и сульфидизированных горнблендитов и горнблендит-пегматитов с палладиевой и золотой минерализацией. Определяющее значение имеют состав, место и интенсивность выделения

флюидов. Мощные кольцевые габбровые интрузии сохраняют массивы и ранее образовавшиеся месторождения от тектонизации, а дуниты — от серпентинизации. Основными факторами, способствующими образованию полезных минералов, связанных с серпентинизацией (хризотил-асбест, демантоиды), являются интенсивность процесса тектонизации, обуславливающего температуру процесса, водонасыщенность и состав (в том числе pH) поровых вод, лимитирующих возможность кристаллизации хризотил-асбеста, а также присутствие компонентов (Ca, Al, Cr), создающих потенциальную возможность кристаллизации демантоида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение полученного и имевшегося ранее материала по петрологии, вещественному составу и рудоносности концентрически-зональных ультрамафических массивов Урала и сравнение их с аналогичными объектами других регионов позволяет выделить следующие, наиболее существенные моменты:

1. В структуре Урала КЗУМ располагаются среди вулканогенных комплексов палеозойской эвгеосинклинали, образуя 8 поясов и групп от западного края эвгеосинклинали до Валерьяновской зоны на востоке в прогибах, поднятиях и блоках вне зависимости от современных структур. Альпинотипные серпентиниты пространственно разобщены с КЗУМ, огибают массивы или протрузивно прорывают их (Сахаринский комплекс), а КЗУМ прорывают и метаморфизуют кремнисто-вулканогенные члены офиолитовой ассоциации.

2. Платиноносный пояс — классический эталонный объект КЗУМ, состоит из изолированных многофазных ультрамафит-габбро-гранитоидных комплексов, трассирующих разлом в западной части Тагильского прогиба. Степень изометричности комплексов увеличивается с увеличением расстояния от края прогиба и от Главного Уральского надвига. Комплексы имеют пластообразную, линзовидную или конфокальную форму, асимметричную или центрального типа структуру и прослеживаются по геофизическим данным до глубины 10—12 км. Собственно КЗУМ образуют линзовидные и гарполитообразные массивы или линзовидные апофизы в них, в верхней части комплексов выклинивающиеся на глубине до 4—6 км. КЗУМ состоят из дунитового ядра и зональной клинопироксенитовой оболочки. Западные части КЗУМ залегают согласно с вмещающими породами и выклиниваются вверх через силлообразную зону переслаивания дунитов и клинопироксенитов. Пироксенитовый, дунит-пироксенитовый или дунитовый состав массивов на поверхности обусловлен только уровнем эрозионного среза.

3. КЗУМ подверглись нескольким этапам наложенной тектонизации, выражающейся в милонитизации, рассланцевании и метаморфизме ультрамафитов и перемещении массивов и отдельных блоков с амплитудой до 1 км, идентифицированных с этапами становления КЗУМ, интрузией габбро-норитов, интрузией гранитоидов, этапом регионального метаморфизма и герцинской складчатости и неотектоническими движениями. Тектонические деформации были относительно слабыми и почти не нарушали общую структуру КЗУМ. Не устанавливается связи тектонизации с предполагавшимся подъемом мантийного диапира. Все деформации происходили только после кристаллизации и перекристаллизации дунитов и клинопироксенитов в современной камере.

4. В пределах дунитового ядра КЗУМ выделяется несколько минеральных ассоциаций, образующих вторичную зональную структуру ядра. Наиболее ранней ассоциацией являются протодуниты — субмономинеральные, диопсидсодержащие, энстатитсодержащие, миаролитовые, флогопитовые и хлоритсодержащие, сохранившиеся по периферии дунитовых

ядер близ контакта с пироксенитами, отличающиеся мелкозернистостью, гипидиоморфнозернистыми структурами, высокой (9,5—13%) железистостью, присутствием CaO и повышенным содержанием кальция в оливине (0,1—0,3%).

Перекристаллизованные мелко-, средне- и крупнозернистые дуниты слагают большую часть дунитовых ядер, эпигенетически развиваются по протодунитам. Степень перекристаллизации дунитов увеличивается к геометрическому центру массива. С увеличением степени перекристаллизации уменьшается железистость дунитов, оливина и хромшпинелида и направленно изменяется их состав. Процесс перекристаллизации является автометасоматическим, т. е. постмагматическим.

Хромитовые жилы эпигенетичны к протодунитам, концентрируются по периферии и в кровле перекристаллизованных дунитов и сингенетичны с ними.

Ультрамафические пегматиты, представленные дунит-пегматитами, дунит-пегматитами с миаролами и акцессорными силикатами, камерными пегматитами с офитом и верлит-пегматитами, располагаются зонально: дунит-пегматиты — в поле крупнозернистых дунитов, камерные пегматиты — по периферии дунитовых ядер, оливинит- и верлит-пегматиты в пироксенитовой кровле пространственно и генетически связаны с перекристаллизованными дунитами.

Выделяется несколько стадий преобразования протодунитов — спонтанная перекристаллизация, постмагматическая перекристаллизация, милонитизация и рекристаллизация, связанные с интрузией габбро-норитов, и вторичная синтектоническая динамотермальная рекристаллизация. Постмагматическая перекристаллизация, обусловленная миграцией флюидов, представленных главным образом H_2O, выделившейся при кристаллизации дунитов, сопровождалась фракционированием и перераспределением вещества и облегчалась субмономинеральным характером дунитов.

5. Пироксенитовая оболочка мощностью до 1,5 км располагается между дунитовым ядром и вмещающими породами вне связи с габброидами. В пределах оболочки выделяются первичные ассоциации, представленные оливиновыми, мономинеральными, флогопитовыми и магнетитовыми клинопироксенитами (плеонаст-магнетит-фассаитовыми породами), снеттисхемитами, бронзититами и вебстеритами, образующими зональную оболочку, состоящую от внутренних частей к внешним из зон верлитов (или гарцбургитов), оливиновых клинопироксенитов, клинопироксенитов, магнетитовых клинопироксенитов и снеттисхемитов. Клинопироксениты содержат ксенолиты или останцы вмещающих пород (массивы Аляски) и теневые останцы, сложенные вебстеритами и ортопироксенитами. Поздние ассоциации представлены жилами и дайками оливинитов, магнетитовых оливинитов, клинопироксенит- и верлит-пегматитов и магнетитовыми жилами, связанными со вторым этапом внедрения дунитов. Клинопироксенитовая оболочка является контактово-биметасоматическим образованием, идентичным так называемым магнезиальным скарнам магматической стадии.

6. Габброиды, представленные габбро-норитами и амфиболовыми габбро, образовались позже КЗУМ, интрудируют их, образуют вокруг них кольцевые или полукольцевые интрузии или захватывают их в виде блоков. Габброиды вызывают фельдшпатизацию ультрамафитов с образованием конжакитов, габбро-конжакитов, троктолитов и анортозитов, амфиболизацию с образованием горнблендитов, перекристаллизацию с обра-

зованием горнблендит-, клинопироксенит- и габбро-пегматитов, в том числе флогопитовых. Воздействие габброидов на дуниты вызывает образование оливинитов, оливинит- и троктолит-пегматитов, а в массивах, удаленных от габбро, — штубахитов. Процессы изменения ультрамафитов связываются с постмагматическими процессами в габброидах, выносом из них щелочей, глинозема, фосфора, тяжелых металлов и сульфидов и сбрасыванием в горнблендитизированных пироксенитах.

7. Лизардитовые и брусит-магнетит-антигоритовые (шурпихиты) серпентиниты развиваются по дунитам, концентрируясь на западной периферии массивов близ контакта с вмещающими породами и вдоль тектонических нарушений. Их генезис связывается с динамотермальным минералообразованием при верхнепалеозойском шарьировании, прогревом поровых вод и их миграцией в дуниты.

8. Генезис дунитов и клинопироксенитов принципиально различен. Форма дунитовых массивов, силлообразные выклинивания дунитов, согласное залегание во вмещающих породах, структура протодунитов, равномерность распределения в них акцессориев, размерности минералов протодунитов и присутствие в них миарол свидетельствуют о их кристаллизации из расплава в гипабиссальных условиях. Предполагается образование протодунитов из базальтоидного расплава в результате докристаллизационной дифференциации в промежуточных очагах древней островной дуги и перемещение его в жидком состоянии в современную камеру.

Клинопироксениты образовались в результате контактово-метасоматического воздействия высокотемпературного флюидонасыщенного дунитового расплава на вмещающие вулканиты, сопровождавшегося тепломассопереносом и выносом во вмещающие породы Mg, Cr, Ni, отгонкой из вмещающих пород щелочей и глинозема с накоплением наиболее инертных элементов Ca, Fe, Ti и V, и являются новым типом магнезиальных скарнов магматической стадии [194, 518]. Образование оболочки происходило при температурах 1400°C во внутренних частях, до 700°C и ниже в периферических. Воздействие дунитов на внутренние части оболочки приводило к частичной ассимиляции клинопироксенитов с образованием верлитов или ассимиляции ортопироксенитов с образованием гарцбургитов и сопровождалось оливинизацией пироксенитов. Состав пород оболочки лимитируется составом вмещающих пород, основные вулканиты замещаются клинопироксенитами, кремнистые породы — бронзититами, кремнисто-вулканогенные — вебстеритами.

9. Сравнительный анализ петрологии и вещественного состава ультрамафитов разных формаций показывает резкое отличие КЗУМ от дунит-клинопироксенитовых зон альпинотипных комплексов, расслоенных интрузий и мантийных диапиров и значительное сходство с некоторыми дунитовыми трубками щелочно-ультраосновной ассоциации платформ. От последних КЗУМ отличаются геологическим положением в эвгеосинклинали, приуроченностью к островодужным ассоциациям, гарполитовой формой массивов и ассоциацией не со щелочными, а щелочно-земельными дифференциатами, что позволяет рассматривать их как самостоятельный тип ультрамафитов.

Формальное сходство дунитов и клинопироксенитов разных формаций — результат конвергенции принципиально различных процессов в массивах разных формаций. Так, дуниты образуются в результате магматической дифференциации из базальтоидных расплавов, деплетирования мантийных гарцбургитов и лерцолитов и метасоматических процессов в

гарцбургитах. Клинопироксениты формируются в результате магматической дифференциации в расслоенных интрузиях, как продукт контактово-метасоматического взаимодействия габброидов и гарцбургитов в альпинотипных комплексах, воздействия щелочных пород и связанных с ними флюидов на дуниты и оливиниты и как магнезиальные скарны при воздействии ультраосновных расплавов на основные вулканиты. Причина конвергентности — высокотемпературное взаимодействие химически контрастных пород ультраосновного и основного состава в условиях градиента температур в присутствии флюидов.

10. С собственно КЗУМ связаны ванадиеносные магнетитовые клинопироксениты во внешней части клинопироксенитовой оболочки, платиноидная минерализация в перекристаллизованных дунитах, хромитовых жилах и ультрамафических пегматитах, а также несерпентинизированные дуниты — сырье для литейной и огнеупорной промышленности; с габброидными ассоциациями — фельдшпатизированные магнетитовые клинопироксениты, магнетитовые горнблендиты, магнетитовые габбро, флогопит-, клинопироксенит- и горнблендит-пегматиты, сульфидоносные горнблендиты и горнблендит-пегматиты с золото-палладиевой минерализацией и их апатитовые разности; с серпентинитами связаны проявления хризотил-асбеста и демантоидов. Наибольшее практическое значение имеют ванадийсодержащие магнетиты, скандийсодержащие пироксениты, платиноиды и несерпентинизированные дуниты.

11. В целом КЗУМ являются самостоятельной магматической формацией ультрамафитов, фиксирующей островодужную стадию развития участков эвгеосинклиналей и имеющей свою четкую петрологическую, минералогеохимическую и минерагеническую специфику. КЗУМ могут служить важным индикатором положения древних островных дуг, даже в случае глубокой эрозии или переработки этих сооружений. Можно ожидать их широкого развития на Урале, особенно в северных, перекрытых мезо-кайнозойскими отложениями, частях эвгеосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агафонов Л. В., Велинский В. В., Хакимзянов Р. С., Лобанова Г. Л.* Электроимпульсное дробление как возможный источник геологической дезинформации // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 6. С. 1458—1463.

2. *Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г. и др.* Закономерно-ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии // Геол. и геоф. 1974. № 6. С. 49—60.

3. *Александров А. И.* Демантоид — хромсодержащий андрадит из Елизаветинской Бобровки (Средний Урал) // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1975. Вып. 1, № 107. С. 140—145.

4. *Алешин М. И.* Качканарское и Гусевогорское месторождения малотитанистых магнетитов // Проблемы Качканара. Свердловск, 1959. С. 16—25.

5. *Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Горонович Е. Б. и др.* Особенности глубинного строения Платиноносного пояса Урала по геофизическим данным в связи с его металлогенической специализацией // Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976. С. 125—128.

6. *Андреева Е. Д.* Габбро-пегматиты в пироксенитах горы Синей на Среднем Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 9. С. 48—53.

7. *Артамонова В. А.* Роль вмещающих пород и процессов метаморфизма в формировании габброидного комплекса в Тагило-Кушвинском районе // Тез. докл. I Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1961. С. 421—430.

8. *Артамонова В. А., Малахова Л. В.* Метаморфизм авгитовых порфиритов именновской свиты с образованием пород габбрового облика в районе ст. Гороблагодатская // Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии: I Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1961. С. 80—85.

9. *Артемов В. Р., Ковалев Г. А.* Минералогия месторождений хризотил-асбеста // Месторождения хризотил-асбеста СССР. Л., 1967. С. 339—491.

10. *Багдасаров Э. А.* Сравнительная характеристика и особенности вариации состава акцессорных хромшпинелидов // Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформы. М., 1983. С. 181—221.

11. *Багдасаров Э. А., Ланда Э. А., Марковский Б. А.* Химический состав и условия кристаллизации хромшпинелидов вулканических ультрамафитов и других пород мафит-ультрамафитового ряда // Зап. ВМО. 1979. Вып. 5. С. 524—535.

12. *Баранов В. В., Кромская Ю. М.* Новые данные о Тебинбулакском титаномагнетитовом месторождении (качканарский тип) в Султануиздаге // Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Т. 2. Свердловск, 1976. С. 34—35.

13. *Барбот де-Марни Н.* Успехи геологического описания России за 1875 г. // Горн. журн. 1876. Ч. 4. С. 241.

14. *Барбот де-Марни Е. Н.* Гора Качканар и ее месторождения магнитного железняка // Горн. журн. 1902. № 6. С. 243—266.

15. *Бегизов В. Д.* Платиновые минералы и их парагенезисы, связанные с Нижнетагильским ультраосновным массивом // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 14—15.

16. *Бегизов В. Д., Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д.* Сульфиды и природные твердые растворы платиноидов из ультрабазитов Гусевогорского массива // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 6. С. 1408—1411.

17. *Безман Д. Б.* Уктусский габбро-пироксенит-дунитовый массив // Путеводитель Свердловской экскурсии: I Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1961. С. 108—110.

18. *Безмен Н. И.* Экспериментальное изучение жидкостной дифференциации базит-гипербазитовых расплавов // 27-й Междунар. геол. конгресс. Москва: Тезисы. Т. 4: Секция 08—09. М., 1984. С. 264—265.

19. *Безмен Н. И., Сук Н. И.* Базит-гипербазитовое расслоение (эксперимент) // Изв. вузов. Сер. геол. и разведки. 1983. № 6. С. 43—51.

20. *Белковский А. И., Селиверстов Г. Ф.* О формационной принадлежности Суроямского щелочно-ультраосновного массива (Средний Урал) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 3. С. 660—663.

21. *Берлянд Н. Г.* Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геол. 1982. № 11. С. 78—89.

22. *Бетехтин А. Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.; Л.: АН СССР, 1935. 148 с.

23. *Бетехтин А. Г.* Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка вообще // Хромиты СССР. Т. 1. М., 1937. С. 77—156.

24. *Бетехтин А. Г.* О хромовых гранатах из Нижнетагильского дунитового массива // Акад. Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения. М., 1946. С. 68—73.
25. *Бетехтин А. Г.* О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород // Вопр. минералогии и петрографии. М., 1953. Вып. 1. С. 40—47.
26. *Бетехтин А. Г.* Коренные месторождения платины на Урале // Минералогия Урала. Т. 1. М., 1954. С. 29—45.
27. *Бетехтин А. Г.* О коренных месторождениях платины на Урале // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. 1961. Т. 72, № 1. С. 49—52.
28. *Богатиков О. А., Богданов С. В., Борсук А. М. и др.* Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. Т. 6. М.: Наука, 1987. 438 с.
29. *Богомолов М. А.* Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968. С. 312—363.
30. *Борисенко Л. Ф.* Малые элементы и вопросы генезиса гипербазитов Нижнетагильского массива // Геохимия. 1961. № 2. С. 1115—1123.
31. *Борисенко Л. Ф.* Редкие элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966. 223 с.
32. *Борисенко Л. Ф.* Месторождения ванадия // Рудные месторождения СССР. Т. 1. М., 1978. С. 244—261.
33. *Борисенко Л. Ф., Делицын Л. М., Архангельская В. Н.* Антофиллит из зоны контакта гипербазитов и габбро Баранчинского массива (Урал) // Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М., 1964. С. 191—197.
34. *Борисенко Л. Ф., Миллер А. Д., Фишер Э. И.* О распространенности золота в ультрабазитах // Геохимия. 1972. № 2. С. 188—196.
35. *Борисенко Л. Ф., Степанов И. В., Куриленко Н. М.* О рудных пироксенитах Велиховского месторождения титаномагнетитов на Южном Урале // Геол. рудных месторождений. 1974. Т. 16, № 1. С. 93—97.
36. *Борисенко Л. Ф., Усков В. Д.* О золотоносности ультрабазитов Гусевогорского массива (Урала) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 291, № 2. С. 450—452.
37. *Борисенко Л. Ф., Усков В. Д., Еремин Н. Я., Архангельская В. Н.* Ильменит бедных титаномагнетитовых руд и возможности его извлечения // Исследования в области рудной минералогии. М., 1973. С. 93—99.
38. *Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д., Лугин Н. С.* Акцессорные элементы и минералы и малые элементы в горнблендитах Гусевогорского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 1. С. 83—96.
39. *Борщевский Ю. А., Алиева О. З., Борисова С. Л.* Температура образования и генезис хризотил-асбеста по изотопно-кислородным данным // Геохимия. 1979. № 2. С. 298—302.
40. *Боуэн Н. Л., Татл О. Ф.* Система $MgO—SiO_2—H_2O$ // Вопр. физико-химии в минералогии и петрологии. М., 1950. С. 23—49.
41. *Бреу Д. А., Морелл Р. Н.* Плутонические пояса юго-восточной Аляски, США // Металлогения докембрия тихоокеанского пояса: 14-й Тихоокеанский научный конгресс. Ком. В, секция В-4. Хабаровск, 1979. С. 31—33.
42. *Бродская Р. Л., Марин Ю. Б.* Использование стереометрических методов в онтогеническом анализе горных пород // Зап. ВМО. 1979. № 2. С. 141—153.
43. *Бутырин Н. В.* Комплексное использование дунита // Тр. Урал. науч. конф. Свердловск, 1940. С. 130—138.
44. *Бутырин Н. В.* Дуниты Урала как сырье для огнеупорной промышленности // Тр. II Всесоюз. совещ. по огнеупорным материалам. М., 1941. С. 79—84.
45. *Бутырин Н. В.* Обсуждение некоторых вопросов геологического строения и петрологии западного (Платиноносного) пояса габбро-перидотитовой формации Урала // Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР. 1958. Вып. 33. С. 301—312.
46. *Ваганов В. И., Кузнецов И. Е.* Соотношение процессов пироксенизации и оливинизации в ультрабазитах Урала // Сов. геол. 1974. № 6. С. 65—74.
47. *Ваганов В. И., Кузнецов И. Е.* Взаимоотношения между ультрабазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой ассоциаций в свете экспериментальных данных // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 15—16.
48. *Ваганов В. И., Кузнецов И. Е.* Ультрамафитовые ассоциации главного глубинного разлома Урала, их взаимоотношения и металлогения // Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1974. С. 129—130.
49. *Варлаков А. С.* Роль оливинизации в формировании дунитов Урала // Материалы ко Второй конф. по околорудному метасоматозу. Л., 1966. С. 294—295.
50. *Варлаков А. С.* О диагностическом и генетическом значении морфологических особенностей акцессорных хромшпинелидов // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1969. Вып. 57. С. 112—115.
51. *Варлаков А. С.* Штубахиты — особый тип в дунитах в альпинотипных гипербазитовых массивах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 10. С. 37—47.

52. *Варлаков А. С.* К вопросу о формировании структур магматических пород // Тр. Ильмен. заповедника. 1975. Вып. 13. С. 21—26.
53. *Варлаков А. С.* Условия размещения и становления гипербазитов Урала // Тр. Ильмен. заповедника. 1976. Вып. 15. С. 37—47.
54. *Варлаков А. С.* Проблема происхождения дунитов Урала // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 3—21.
55. *Варлаков А. С.* О серпентинизации дунитов // Тр. Ильмен. заповедника. 1978. Вып. 22. С. 22—41.
56. *Варлаков А. С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
57. *Варлаков А. С.* Гипербазиты зоны Главного Уральского разлома // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984. С. 71—77.
58. *Варлаков А. С.* Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 192 с.
59. *Варлаков А. С., Гурьев С. А.* Офиты и повлен-хризотилы в ультраосновных породах // Изв. АН СССР. 1985. № 12. С. 72—80.
60. *Васильев Ю. Р.* Петрология ультрабазитов Гулинского плутона: (север Сибирской платформы) // Проблемы петрологии ультрабазитов и основных пород. М., 1972. С. 7—25.
61. *Васильев Ю. Р.* Магнетиты и титаномагнетиты ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) // Материалы по генетич. и эксперим. минералогии. Новосибирск, 1976. Т. 6. С. 46—81.
62. *Васильев Ю. Р.* Природа оливинов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах // Петрология гипербазитов и базитов Сибири и Дальнего Востока и МНР. Новосибирск, 1980. С. 103—119.
63. *Васильев Ю. Р.* Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Вопр. генетической петрологии. Новосибирск, 1981. С. 61—83.
64. *Васильев Ю. Р.* Ультраосновные вулканиты севера Сибирской платформы // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983. С. 150—160.
65. *Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, 1975. 270 с. (Тр. Ин-та геол. и геоф. СОАН СССР; Вып. 166).
66. *Васильев Ю. Р., Коненко В. Ф., Королюк В. Н.* Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) // Материалы по генетич. и эксперим. минералогии. Новосибирск, 1976. Т. 6. С. 7—16.
67. *Велинский В. В., Банников О. Л.* Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 102 с.
68. *Виноградская Г. М.* Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Докл. АН СССР. 1954. Т. 97, № 5. С. 899—902.
69. *Виргинский В. С.* Фотий Ильич Швецов. М.: Наука, 1977. 59 с.
70. *Висьневский Я. С.* Петрография основных и ультраосновных пород Султан-Уиз-Дага. Ташкент: УзФАН СССР, 1940. 123 с.
71. *Волченко Ю. А.* Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива // Ежегодник-1969 / Ин-т геол. и геох. УФАН СССР. Свердловск, 1970. С. 188—192.
72. *Волченко Ю. А.* Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса // Проблемы геол., петрол., рудогенеза. Свердловск, 1972. С. 64—68.
73. *Волченко Ю. А.* К металлогении дунитов Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1976 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1977. С. 90—93.
74. *Волченко Ю. А.* Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Свердловск, 1986. С. 56—63.
75. *Волченко Ю. А.* Новые минералы и парагенезисы минералов МПГ в рудоносных габбро-гипербазитовых комплексах Урала // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 14—17.
76. *Волченко Ю. А., Вилисов Н. Г.* Генетическая природа корреляционных связей Fe, Pt и Pd в платиноносных клинопироксенитах Урала // Ежегодник-1970 / Ин-т геол. и геох. УФАН СССР. Свердловск, 1971. С. 87—91.
77. *Волченко Ю. А., Вилисов Н. Г., Гуткин Н. Д.* Закономерности распределения золота в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала // Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1977. Вып. 131. С. 125—130.
78. *Волченко Ю. А., Вилисов Н. Г., Нечеухин В. М.* О парагенетических породных ассоциациях и типах платиноидной минерализации в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1973 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 75—80.
79. *Волченко Ю. А., Нечеухин В. М., Радыгин А. И., Сандлер Г. А.* Новый тип

платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых областей // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 1. С. 182—185.

80. *Воробьева О. А.* О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 5. С. 61—78.

81. *Воробьева О. А.* О магматической природе Платиноносного пояса габбро-перидотитовой формации Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 7. С. 23—39.

82. *Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., 1962. 318 с. (Тр. ИГЕМ. 1962; Вып. 65).

83. *Высоцкий Н. К.* Краткий предварительный очерк месторождений платины по системе рек Иса, Выи, Туры и Нясьмы на Урале // Изв. Геол. комитета. 1903. Т. 22. № 7—8. С. 533—559.

84. *Высоцкий Н. К.* Месторождения платины Иовского и Нижнетагильского районов на Урале. СПб., 1913. 694 с. (Тр. Геол. комитета. Нов. сер.; Вып. 62).

85. *Высоцкий Н. К.* Детальная геологическая съемка района платиноносных россыпей Баранчинской и Кушвинской долин Гороблагодатского горного округа... // Изв. Геол. комитета. 1917. Т. 36, № 2—10. С. 26—29.

86. *Высоцкий Н. К.* О коренных месторождениях платины на Урале и в Сибири // Изв. Геол. комитета. 1923. Т. 12. С. 15—21.

87. *Высоцкий Н. К.* Платина и районы ее добычи. Л., 1925. Т. 4. С. 347—692.

88. *Генкин Л. Д., Лапутина И. П., Муравницкая Г. Н.* Рутений и родийсодержащий пентландит — показатель гидротермальной мобилизации платиновых металлов // Геол. рудных месторождений. 1974. № 6. С. 102—106.

89. *Геннин В. И. де.* Генерал-лейтенантом от артиллерии и кавалером ордена Св. Александра Георгием Вильгельмом де Геннином собранные, натуралии и минералии камер в Сибирских горных и заводских дистриктах, также через него о вновь строенных и старых исправленных заводских строениях и прочих куриозных вещах абрисы // Горн. журн. 1828. Ч. 3, кн. 7. С. 102—128; Кн. 8. С. 69—87; Кн. 9. С. 113—140.

90. *Гинзбург И. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 291 с.

91. *Годлевский М. Н.* Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 152—219.

92. *Гофман Э.* Материалы для составления геогностической карты казенных горных заводов хребта Уральского // Горн. журн. 1865. Кн. 5—6. С. 204—243.

93. *Гофман Э.* Материалы для составления геогностической карты казенных горных заводов хребта Уральского // Горн. журн. 1867. Т. 1. С. 517—543.

94. *Джексон Е. Д.* Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллуотер // Магматические рудные месторождения. М., 1973. С. 43—66.

95. *Диесперова М. И., Брон В. А., Перепелицын В. А. и др.* Форстеритовые огнеупоры из дунитов Кытлымского месторождения // Огнеупоры. 1977. № 5. С. 27—31.

96. *Дир У. А., Хауи Р. Н., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965—1966. Т. 1—5.

97. *Добрецов Н. Л., Кочкин И. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

98. *Добрецов Н. Л.. Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

99. *Дружинин В. С., Рыбалко В. Н., Соболев И. Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала: (по результатам исследований на Красноуральском профиле ТС-3) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 7. С. 173—176.

100. *Дударев А. Н., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г.* Теплообмен в магматических процессах. Новосибирск: Наука, 1972. 124 с.

101. *Дударев А. В., Сотников В. И., Васильева А. И.* Мобилизация рудных элементов в термоградиентных полях. Новосибирск: Наука, 1976. 135 с.

102. *Дюпарк Л.* Платина и платиновые месторождения на Урале // Горн. журн. 1913. № 1—2. С. 49—73; № 3. С. 282—305.

103. *Дюпарк Л., Сигг Г.* Медные месторождения в Сысертской даче на Урале. СПб., 1914. 94 с. (Тр. Геол. комитета. Нов. сер.; Вып. 101).

104. *Егоров Л. С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм: (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.

105. *Егоров Л. С.* Форма, структура и эволюция Гулинского массива ультраосновно-щелочных пород и карбонатитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 41—56.

106. *Егоров Л. С., Голдбурт Т. Л., Шихорина К. М.* Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. Л., 1961. 272 с. (Тр. НИИГА; Т. 123).

107. *Ельянов А. А., Моралев В. М.* О глубинах формирования хромово-платинового оруденения типа дунитовых штоков // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975. С. 146—150.

108. *Ельянов А. А., Моралев В. М.* Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геол. рудных месторождений. 1972. Т. 14, № 5. С. 32—40.

109. *Еремеев П. В.* Заметки о месторождениях железных руд в горнозаводских дачах хребта Уральского // Горн. журн. 1859. Ч. 2, № 5. С. 313—315.

110. *Еремеев П. В.* О демантоиде из россыпей около Нижнетагильского завода на Урале // Зап. Минерал. о-ва. 1871. Ч. 6. С. 391—392.

111. *Ефимов А. А.* Кытлымский платиноносный массив // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963. С. 405—420.

112. *Ефимов А. А.* Проблема дунита // Сов. геол. 1966. № 5. С. 13—27.

113. *Ефимов А. А.* Проблема мирового дунита // Кора и верхняя мантия. М., 1968. С. 169—178.

114. *Ефимов А. А.* О геологической позиции и внутреннем строении Качканарского массива // Ежегодник-1969 / Ин-т геол. и геох. УФАН СССР. Свердловск, 1970. С. 34—35.

115. *Ефимов А. А.* О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973. С. 14—30.

116. *Ефимов А. А.* "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24—41.

117. *Ефимов А. А.* Существует ли в Уральских платиноносных массивах первичный дунит? // Тр. ин-та геол. и геох. УНЦ СССР. 1977. Вып. 127. С. 41—50.

118. *Ефимов А. А.* Формационные и геотектонические следствия изучения габбро-гипербазитовых комплексов Урала // Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979. С. 162—179.

119. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.

120. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиноносный массив. Л., 1967. 336 с. (Материалы по геол. и полезным ископаемым Урала; Вып. 13).

121. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Дуниты Иовского месторождения // Огнеупоры. 1977. С. 17—19.

122. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* О некоторых метасоматических явлениях, сопровождающих образование пироксенитовых жил в дунитах // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148, № 2. С. 427—430.

123. *Ефимов А. А., Кейльман Г. А.* Метаморфизм и метасоматоз в связи с габбро-гипербазитовыми комплексами Урала // Региональный метаморфизм, метасоматоз, металлогения Урала. Свердловск, 1975.

124. *Ефимов А. А., Куусталу Т. И.* О природе анортитовых габбро Серебрянского Камня и связанного с ними медного оруденения // Докл. АН СССР. 1962. Т. 145, № 1. С. 181—184.

125. *Ефимов А. А., Потапова Т. И.* Природа и метаморфизм жильных габброидов в дунитах Платиноносного пояса Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 1. С. 179—182.

126. *Ефимов А. А., Пучков В. Н.* О происхождении офиолитовых ассоциаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 62 с. (Препринт).

127. *Ефимов А. А., Таврин И. Ф.* О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 4. С. 991—994.

128. *Ефимов А. А., Флерова К. В., Маегов В. И.* Платиноносный пояс Урала: новая трактовка петрогенезиса и история развития // Петрология литосферы и рудоносность: VI Всесоюз. петрогр. совещ. Л., 1981. С. 190—191.

129. *Ефимов А. А., Царицын Е. П.* Распределение железа и магния между оливином и акцессорным хромитом в дунитах Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1972 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973. С. 109—112.

130. *Жабин А. Г.* Онтогения минералов: Агрегаты. М.: Наука, 1979. 273 с.

131. *Заварицкий А. Н.* Отчет об исследовании в платиноносном районе Н-Тагильского округа // Зап. Горн. ин-та Екатерины II. 1909. Т. 2, вып. 3. С. 189—212.

132. *Заварицкий А. Н.* Главнейшие черты в развитии вулканического цикла на Урале // Изв. Геол. комитета. 1924. № 3. С. 361—396.

133. *Заварицкий А. Н.* Дунит Нижне-Тагильского массива на Урале с глубины 500 м // Вестн. Геол. комитета. 1925. № 4. С. 35—38.

134. *Заварицкий А. Н.* Выделение газа из скважин в дунитовом массиве на Урале // Там же. С. 75.

135. *Заварицкий А. Н.* Коренные месторождения платины на Урале. М., 1928. 56 с. (Материалы по общей и прикл. геол.; Вып. 108).

136. *Заварицкий А. Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. № 3. С. 36—111.

137. *Заварицкий А. Н.* О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными породами и рудными жилами // Зап. ВМО. 1947. Ч. 76, № 1. С. 36—50.

138. *Заварицкий А. Н., Бетехтин А. Г.* Нижне-Тагильский дунитовый массив // Сев. маршрут: XVII Междунар. геол. конгресс. Л.; М., 1937. С. 61—73.
139. *Зайцев А.* Общая геологическая карта России. Лист 138: Геол. описание Ревдинского и Верх-Исетского округов и прилегающих местностей. СПб., 1887. 158 с. (Тр. Геол. комитета; Т. 4, № 1).
140. *Зайцев А. М.* Месторождения платины на Урале. Томск, 1898. 75 с.
141. *Замига Ю. Н.* Сахаровский габбро-пироксенит-дунитовый массив на восточном склоне Южного Урала // II Урал. петрогр. совещ. Т. 2. Свердловск, 1966. С. 39—40.
142. *Зимин С. С.* Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов: (на примере интрузий Сихотэ-Алиня) // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., 1965. С. 232—246.
143. *Зимин С. С.* Формации никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. 89 с.
144. *Зимин С. С.* Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.
145. *Золоев К. К., Рапопорт М. С., Попов Б. А. и др.* Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 254 с.
146. *Иванов А. А.* Месторождения осмистого иридия. Свердловск, 1944. 88 с. (Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР; Вып. 6).
147. *Иванов О. К.* Ультрамафические пегматиты и связанные с ними образования в гипербазитах Сарановского комплекса // Ежегодник-1970 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971. С. 25—26.
148. *Иванов О. К.* Влияние мощности базальтоидных интрузий на степень их дифференцированности // Ежегодник-1973 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 80—82.
149. *Иванов О. К.* Некоторые аспекты хромитоносности дифференцированных базальтоидных интрузий // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., 1974. С. 36—40.
150. *Иванов О. К.* Пироксениты дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала — продукт ассимиляции вмещающих пород // Материалы к V Всесоюз. петрол. совещ. Т. 1: Проблемы петрологии. Алма-Ата, 1976. С. 150—152.
151. *Иванов О. К.* Взаимоотношения оливина и хромшпинелида и первичная структура дунитов — дифференциатов базальтовых магм // Тр. Ильмен. заповедника. 1976. Вып. 15. С. 100—104.
152. *Иванов О. К.* Зависимость состава шпинелидов базальтоидных интрузий от их мощности и степени дифференцированности // Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1977. Вып. 125. С. 53—57.
153. *Иванов О. К.* Сарановский пояс стратифицированных хромитоносных гипербазитов // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 51—62.
154. *Иванов О. К.* О факторах, определяющих последовательность кристаллизации минералов ортомагматов // Минералогия — народному хозяйству. Л., 1977. С. 214—215.
155. *Иванов О. К.* О факторах, определяющих состав оливина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 6. С. 86—99.
156. *Иванов О. К.* Высокоглиноземистые рудные хромшпинелиды Златогорской расслоенной интрузии (Сев. Казахстан) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 5. С. 1203—1206.
157. *Иванов О. К.* Эволюция состава хромшпинелидов зональных ультрамафических комплексов Урала // XI съезд Междунар. минерал. ассоциации. Т. 1. Новосибирск, 1978. С. 30—31.
158. *Иванов О. К.* Высокотемпературные зональные контактовые образования дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала // Сов. геол. 1979. № 1. С. 49—60.
159. *Иванов О. К.* Новые зональные ультрамафические массивы Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. С. 682—686.
160. *Иванов О. К.* Состав и свойства дунитовых магм, формирующих концентрически-зональные ультрамафические массивы Урала // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1980. С. 50—51.
161. *Иванов О. К.* Временные соотношения ассоциаций пород дунит-габбро-плагиогранитной формации // Магматические формации Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск, 1981. С. 14—16.
162. *Иванов О. К.* Взаимоотношения концентрически-зональных ультрамафических массивов Урала с офиолитами // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. С. 27—28.
163. *Иванов О. К.* Хромитоносность зональных ультрамафических массивов Платиноносного пояса Урала // Вопр. петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1981. Т. 1. С. 61—62.
164. *Иванов О. К.* Петрология и рудоносность концентрически-зональных ультрамафических массивов Урала // Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981. С. 289—290.
165. *Иванов О. К.* Зональные ультрамафические массивы Урала // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М., 1981. С. 326—353.

166. *Иванов О. К.* Реинтерпретация диаграммы кристаллизации плагиоклазов // Минералы и парагенезисы минералов месторождений Урала. Свердловск, 1983. С. 56—62.
167. *Иванов О. К.* Условия формирования дунитовых интрузий Платиноносного пояса Урала // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983. С. 180—186.
168. *Иванов О. К.* Колингит из Нижнетагильского дунитового массива: (первая находка в СССР) // Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск, 1984. С. 75—78.
169. *Иванов О. К.* Генетические типы и условия формирования акцессорной платиноидной минерализации концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала // Самородные металлы в изверженных породах. Ч. 1. Якутск, 1985. С. 102—105.
170. *Иванов О. К.* Металлогения концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивов Урала // Региональная металлогения Урала и связь оруденения с глубинным строением. Свердловск, 1985. С. 107—108.
171. *Иванов О. К.* Тектонизация концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса // Тектоника, магматизм, метаморфизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1985. С. 63—64.
172. *Иванов О. К.* Методика и результаты крупномасштабного картирования пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала // Геол. картирование магматических комплексов Урала. Свердловск, 1986. С. 21—23.
173. *Иванов О. К.* Рассеянное золото в концентрически-зональных ультрамафических массивах Платиноносного пояса Урала // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 3. С. 709—712.
174. *Иванов О. К.* Рассеянные платина и палладий в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 5. С. 1226—1230.
175. *Иванов О. К.* Новые данные о дунит-пироксенит-габбровой формации Урала // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Т. 2. Новосибирск, 1986. С. 25—26.
176. *Иванов О. К.* Факторы, определяющие состав плагиоклазов магматических пород // Morphology and Phase Equilibria of Minerals. IMA. Sophie, 1986. P. 240—250.
177. *Иванов О. К.* Минералогия ультрамафических пегматитов Нижнетагильского дунитового массива // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 5—7.
178. *Иванов О. К.* Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 58 с.
179. *Иванов О. К.* Первая находка магнетитовых пироксенитов качканарского типа в Зауральском поднятии // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. Свердловск, 1987. С. 158—159.
180. *Иванов О. К.* Штубахиты концентрически-зональных ультрамафических массивов Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1986 / Ин-т геол. и геох. УрО АН СССР. Свердловск, 1987. С. 51—53.
181. *Иванов О. К.* Жильная гидротермальная минерализация в серпентинизированных дунитах Нижнетагильского массива // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск, 1988. С. 112—120.
182. *Иванов О. К.* Новый тип апатитового оруденения в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск, 1988. С. 106—111.
183. *Иванов О. К.* Находка ортопироксенитов в клинопироксенитовой оболочке концентрически-зональных ультрамафических массивов: (Конжаковский массив) // Ежегодник-1987 / Ин-т геол. и геох. УрО АН СССР. Свердловск, 1988. С. 51—54.
184. *Иванов О. К.* Крупномасштабное картирование субмономинеральных дунитовых массивов // Оценка перспектив рудоносности геологических формаций при крупномасштабном геологическом картировании и поисках минералого-геохимическими методами. Л., 1988. С. 5—7.
185. *Иванов О. К.* Зональность и условия равновесной кристаллизации ортомагматических минералов // Теория минералогии. Л., 1988. С. 91—96.
186. *Иванов О. К.* Миаролитовые дуниты в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 2. С. 413—415.
187. *Иванов О. К.* О составе флюидов в дунитовых магмах, формирующих концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей // Геохимия и физико-химическая петрология магматизма. М., 1988. С. 130—132.
188. *Иванов О. К.* Петрология западного блока Гусевогорского клинопироксенитового массива // Ежегодник-1988 / Ин-т геол. и геох. УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 51—52.
189. *Иванов О. К.* Первая находка хромита ($FeCr_2O_4$) в ультрамафитах Урала: (Нижнетагильский массив) // Региональная минералогия Урала. Миасс, 1990. С. 24—26.
190. *Иванов О. К.* Динамотермальное минералообразование в ультрамафических массивах Урала // Материалы к минералогии Урала. Свердловск, 1990. С. 93—100.
191. *Иванов О. К.* Критерии различия мантийных и коровых ультрамафитов // Геодина-

мические условия формирования, геохимические аспекты, генезис базитов и гипербазитов. Иркутск, 1990. С. 70—74.

192. *Иванов О. К.* Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 254 с.

193. *Иванов О. К.* Горнблендит-пегматиты Первоуральского горнблендитового массива, Урал // Минералогия и генезис пегматитов. Ч. 1. Миасс, 1991. С. 120—122.

194. *Иванов О. К.* Роль ультрамафических пегматитов в формировании титаномагнетитового оруденения концентрически-зональных ультрамафических массивов Урала // Там же. С. 122—124.

195. *Иванов О. К.* Хризотилизация — новый постмагматический процесс в ультрамафитах // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 1. С. 151—156.

196. *Иванов О. К.* Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив: Экскурсионный маршрут // Горн. журн. 1993. № 10. С. 186—192.

197. *Иванов О. К.* Проблема рудоносности Качканарского рудного поля // Горн. журн. 1993. № 6. С. 43—53.

198. *Иванов О. К.* Томсонитизация — новый метасоматический процесс в габброидах // Урал. минерал. сб. № 2. Екатеринбург, 1993. С. 94—100.

199. *Иванов О. К.* Факторы, определяющие формирование крупных месторождений платины в дунитах концентрически-зональных массивов Урала // Геологические и минералогические критерии крупных и уникальных месторождений. СПб., 1994. С. 32—33.

200. *Иванов О. К.* Геолого-петрологические особенности уникального Качканарско-Гусевогорского месторождения магнетитовых клинопироксенитов (Урал) // Там же. С. 60—62.

201. *Иванов О. К.* Платиноносность классического Нижнетагильского дунитового массива, Урал // Abstracts VII International Platinum Simposium. Moscow, 1994. 1—4 Aug. P. 40—43.

202. *Иванов О. К.* Платиноносность клинопироксенитов концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала // Ibidem.

203. *Иванов О. К.* Качканарит — новый уральский поделочный камень // Урал. горн. обозр. 1994. № 4. С. 101—103.

204. *Иванов О. К.* О платиноносности Уктусского ультрамафитового массива // Уральская летняя минералогическая школа-95 (Урал. отд-ние ВМО). Екатеринбург, 1995. С. 3—9.

205. *Иванов О. К.* Структура и внутреннее строение Светлоборского пироксенит-дунитового массива в Платиноносном поясе Урала // Изв. Урал. горно-геол. академии. 1996. Вып. 4. С. 62—73.

206. *Иванов О. К.* Платиноносность Нижнетагильского концентрически-зонального пироксенит-дунитового массива // Горн. журн. 1996. № 3—4. С. 63—71.

207. *Иванов О. К., Агафонов Л. В.* Платиноиды из хромитовых жил Уктусского пироксенит-дунитового массива, Урал // Уральская летняя минералогическая школа-96. Екатеринбург, 1996. С. 122—125.

208. *Иванов О. К.* Опыт петрографической систематики постмагматических горных пород // Проблемы магматической и метафорической петрологии. М., 1996. С. 12.

209. *Иванов О. К., Бегизов В. Л.* Акцессорные платиноиды пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 9—12.

210. *Иванов О. К., Булыкин Л. Д.* Эволюция состава ультраосновных зон аутигенных дифференцированных базальтоидных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 46—52.

211. *Иванов О. К., Булыкин Л. Д., Шилов В. А.* Новые данные о зависимости степени серпентинизации от глубины в Нижнетагильском дунитовом массиве // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 3. С. 690—693.

212. *Иванов О. К., Вилисов В. А.* Флогопитовые ультрамафиты в концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала // Изв. Урал. горн. ин-та. Сер. геол. и геоф. 1993. Вып. 2. С. 95—104.

213. *Иванов О. К., Зворская С. А.* Новые данные о структуре Качканарско-Гусевогорского габбро-клинопироксенитового плутона (Урал) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 4. С. 931—935.

214. *Иванов О. К., Кайнов В. И.* О корреляции между составом и размерами ребра элементарной ячейки хромшпинелидов // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., 1975. С. 32—36.

215. *Иванов О. К., Кайнов В. И.* Псевдоморфозы хризотил-асбеста по кристаллам оливина из дунитовых пегматитов Нижнетагильского массива // Минералы месторождений Южного и Среднего Урала. Свердловск, 1985. С. 25—27.

216. *Иванов О. К., Калеганов Б. А.* Новые данные о K—Ar возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 6. С. 720—724.

217. *Иванов О. К., Мозжерин Ю. В.* Партеит из габбро-пегматитов Денежкина Камня, Урал // Зап. ВМО. 1982. Т 2. С. 120—125.

218. *Иванов О. К., Рудашевский Н. С.* Состав оливина и хромшпинелида из дуни-

тов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск, 1987. С. 16—35.

219. *Иванов О. К., Шилов В. А., Шилова Т. А.* Дуниты Нижнетагильского массива, Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 10. С. 29—45.

220. *Иванов О. К., Шилова Т. А.* Ферробрусит из Нижнетагильского дунитового массива Урала // Зап. ВМО. 1980. № 6. С. 709—713.

221. *Иванов О. К., Ширяева Л. А., Хорошилова Л. А.* Оксиапатит из горнблендитов Светлоборского массива // Материалы по минералогии Урала. Свердловск, 1990. С. 42—52.

222. *Иванов О. К., Штейнгельмейер С. В.* Вязкость и температура кристаллизации расплавов ультрамафитов // Геохимия. 1982. № 3. С. 330—337.

223. *Иванов С. Н., Пучков В. Н., Иванов К. С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 246 с.

224. *Иностранцев А. А.* Коренное месторождение платины на Урале // Тр. О-ва естествоиспытателей. 1893. Т. 22, вып. 2. С. 17—27.

225. *Кадик А. А., Лебедев Е. К., Хитаров Н. И.* Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.

226. *Кадик А. А., Лукашин О. А.* Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 96 с.

227. *Казанцева Т. П.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 210 с.

228. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

229. *Каминский В. Ф., Ваганов В. И.* Петрологические предпосылки алмазоносности альпинотипных ультрабазитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 35—47.

230. *Каретин Ю. С.* Об ультрамагнезиальных эффузивных аналогах тылаитов Тагильского прогиба // Докл. АН СССР. 1975. Т. 200, № 1. С. 201—204.

231. *Каретин Ю. С.* Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1976. Вып. 127. С. 66—72.

232. *Каретин Ю. С.* К истории тектономагматического развития Тагильского прогиба // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 3. С. 646—649.

233. *Каретин Ю. С.* Тагильский прогиб как типовая эвгеосинклинальная зона Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск, 1987. С. 62—73.

234. *Карпинский А. П.* Пироксенитовая порода горы Качканар // Горн. журн. 1869. № 5. С. 225.

235. *Карпинский М.* Опыт геогностического описания округа Богословских заводов // Горн. журн. 1835. Ч. 4, кн. 10. С. 1—44.

236. *Кашин С. А.* Коренная платина уральских дунитов // Тр. НИГРИЗолото. 1956. Вып. 21. С. 93—102.

237. *Кашин С. А., Козак С. С., Николаева Л. А., Тихомиров К. П.* Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распространения коренной платины. М.: Гостехиздат, 1956. 113 с.

238. *Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б.* Основные закономерности формирования ряда ультраосновных массивов Урала // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1977. Т. 52, № 4. С. 9—19.

239. *Кеммерер А.* О платине, открытой на европейской стороне Урала // Горн журн. 1826. Т. 1. С. 150—152.

240. *Квитка С. С., Уманский М. М.* Рентгеновская камера для экспрессной съемки поликристаллов // Изв. АН СССР. Сер. физ. 1951. Т. 15, № 2.

241. *Классификация* и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М.: Недра, 1975. 25 с.

242. *Клевцов Е. И.* Роль метасоматоза в образовании титаномагнетитовых месторождений Баронской группы на Среднем Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963. С. 445—448.

243. *Колман Р. Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

244. *Комиссаров Б. И. и др.* Центрально-Уральское поднятие // Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1968. С. 23—28.

245. *Кориневский В. Г.* Габбро-сиенитовый комплекс Казахского Урала // Тр. Ильменского заповедника. 1976. Вып. 15. С. 30—33.

246. *Краснопольский А. А.* Геологический очерк Черноисточинской дачи Нижне-Тагильского округа // Изв. Геол. комитета. 1890. Т. 9, № 7. С. 177—191.

247. *Краснопольский А. А.* Геологический очерк окрестностей Верхне- и Нижне-Туринского завода и горы Качканар. СПб., 1909. 63 с. (Тр. Геол. комитета. Нов. сер.; Вып. 52).

248. *Кромская К. М., Баранов В. В.* Акцессорная и рудная минерализация Тебинбулакского перидотит-пироксенит-габбрового массива // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1975. Вып. 28. С. 182—186.

249. *Кротов Б. П.* Петрографическое исследование южной части Миасской дачи // Тр. О-ва естествоиспытателей при Имп. Казан. ун-те. Казань, 1915. Т. 47, вып. 1.

250. *Ксенофонтов О. К., Давыдов Е. В.* Особенности формирования стратифицированных габброидов Тогузакского массива в Зауралье // Вестн. Ленингр. ун-та. 1978. Вып. 3, № 18. С. 7—17.

251. *Кузнецов Е. А.* Габбро-перидотитовые формации Урала // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. 1958. Т. 33, вып. 2. 150 с.

252. *Кузнецов И. Е.* Геологическое строение и генезис габбро-пироксенит-дунитового массива Ялпинг-Нер на Сев. Урале // Вестн. Моск. ун-та. 1971. № 4. С. 96—98.

253. *Кузнецов И. Е.* Возраст дунит-пироксенит-габбрового массива Ялпинг-Нер (Сев. Урал) // Современная методика петрологических исследований. М., 1976. С. 195—197.

254. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 387 с.

255. *Кузнецова В. Н., Артемов В. Р.* О серпентинизации дунитов платиноносной дунит-пироксенит-габбровой формации Урала // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971. С. 129—135.

256. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др.* Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.

257. *Ланда Э. А., Марковский Б. А., Багдасаров Э. А.* Химический состав и условия образования магнетитов и феррохромитов из маймечитов Маймеча-Котуйского региона и пикритов Камчатки // Зап. ВМО. 1980. Т. 109, № 5. С. 545—554.

258. *Латыш И. К.* Формы нахождения платины в рудах Качканарского типа на Урале // Тр. Горно-геол. ин-та. УФАН СССР. 1959. Вып. 42. С. 3—16.

259. *Латыш И. К.* Минеральный состав и условия локализации титаномагнетитовых руд Висимского месторождения на Среднем Урале. Свердловск, 1960. 76 с. (Тр. Горно-геох. ин-та УФАН СССР; Вып. 50).

260. *Лебедев П.* К петрографии Денежкина Камня // Зап. УОЛЕ. 1926. Т. 10, вып. 1, ч. 40. С. 29—52.

261. *Лебедев П.* О внутренней тектонике Ялпинг-Нерской габбровой интрузии на Северном Урале // Докл. АН СССР. 1948. Т. 13, № 6. С. 721—724.

262. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Тр. СПб О-ва естествоиспытателей. 1900. Т. 30, вып. 5. С. 1—257.

263. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* О новом месторождении платины на Урале (в Синих горах около Баранчи) // Изв. СПб политехн. ин-та. 1900. Т. 11, вып. 2. С. 427—458.

264. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* О самом южном месторождении платины на Урале (на р. Омутной в Сысертском округе) // Там же. 1910. Т. 13. С. 471—480.

265. *Ленных В. И., Пучков В. Н., Белковский А. И., Вализер П. И.* Зона дислокационного метаморфизма западного склона Урала // Проблемы петрологии: (геол. аспекты). Т. 1. Алма-Ата, 1976. С. 319—321.

266. *Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Остапчук И. М. и др.* Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 142 с.

267. *Леш А. А.* Краткий очерк о геологическом исследовании части Екатеринбургского округа // Изв. Геол. комитета. 1884. С. 255—261.

268. *Луцкина Н. В.* Концентрически-зональный массив ультраосновных и основных пород острова Феклистова (Шантарские острова) // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 52—67.

269. *Магматические* горные породы: Классификация. Номенклатура. Петрография. Т. 1. М.: Наука, 1983. 365 с.

270. *Маегов В. И., Ильясова Л. К.* О составе клинопироксенов и плагиоклазов из порфирокристов и мелкозернистой массы тылаитов массива Денежкина Камня // Ежегодник-1979 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 67—68.

271. *Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с. (Тр. Ин-та геол. и геох. УФАН СССР; Вып. 79).

272. *Малахов И. А.* О геохимических критериях выделения хромитоносных ультраосновных массивов на Урале // Эндогенные рудные месторождения. М., 1968. С. 27—35.

273. *Малахов И. А.* Об апопироксеновых серпентинитах в ультраосновных массивах Урала // Проблемы метасоматизма. Л., 1969. С. 312—315.

274. *Малахов И. А.* Глубина формирования и условия метаморфизма ультрабазитов Урала по термодинамическим данным // Ежегодник-1970 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971. С. 57—59.

275. *Малахов И. А.* Глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения по термодинамическим данным // I Междунар. геох. конгресс. М., 1971. С. 151—162.

276. *Малахов И. А.* Термодинамические условия серпентинизации ультрабазитов // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, вып. 1—7. С. 212—214.

277. *Малахов И. А.* Состав оливин-хромитового парагенезиса как индикатор условий формирования ультрабазитов и хромитов Урала // Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1979. № 151. С. 82—85.

278. *Малахов И. А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 222 с.

279. *Малахов И. А.* Никель-магниевое отношение в оливинах — геологический термометр для ультрабазитов // Ежегодник-1984 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1985. С. 82—83.

280. *Малахов И. А., Малахова Л. В.* Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск, 1970. 166 с. (Тр. Ин-та геол. и геох. УФАН; Вып. 83).

281. *Малахова Л. В.* О контактовых роговиках Баранчинской габбровой интрузии в Кушвинском районе на Среднем Урале // Тр. Ин-та геол. и геох. УФАН СССР. 1965. Вып. 70. С. 97—104.

282. *Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В.* Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л.: АН СССР, 1934. 264 с.

283. *Малютин Н. Б., Смирнов Е. П., Дегтева М. Н.* Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. М.: Недра, 1977. 222 с.

284. *Маракушев А. А.* О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геол. рудных месторождений. 1980. № 1. С. 3—23.

285. *Маракушев А. А., Безмен Н. И., Бокина С. С. и др.* К проблеме генезиса мономинеральных магм // Очерки физико-химической петрологии. М., 1978. Вып. 7. С. 83—91.

286. *Маракушев А. А., Безмен Н. И., Мальков Б. А.* К проблеме генезиса алмазов // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 5. С. 3—11.

287. *Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С.* Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1979. № 1. С. 3—22.

288. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 246 с.

289. *Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. и др.* Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 318 с.; Т. 2. 279 с.

290. *Масуренков Ю. Н.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.

291. *Масуренков Ю. Н.* Системы вулкан-очаг-структура: (геолого-петрологические аспекты проблемы). Ч. 1: Постановка проблемы. Элементарная ячейка вулканотектонической системы // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 34—49.

292. *Минкин Л. М.* Метаморфизм // Геология Урала. Л., 1969. Т. 12, ч. 1, кн. 1. С. 685—721.

293. *Минкин Л. М., Яковлева О. А.* Новые данные об амфиболитах Платиноносного пояса // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. Т. 5. С. 107—118.

294. *Михайлов Н. П.* Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана // Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов. Л., 1962. С. 100—223.

295. *Михайлов Н. П., Иняхин М. В., Ляпичев Г. Ф. и др.* Петрография Центрального Казахстана. М.: Недра, 1971. Ч. 2. 359 с.

296. *Михайловский Г. Н.* К петрографии Северного Урала // Протоколы заседаний и тр. О-ва естествоиспытателей при Имп. Варш. ун-те. Варшава, 1898. Вып. 9. С. 1—88.

297. *Молдаванцев Е. П.* Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1923 г. // Изв. Геол. комитета. 1924. Т. 40, № 9. С. 1135—1160.

298. *Молдаванцев Е. П.* Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1924 г. // Там же. 1925. Т. 44, № 10. С. 945—958.

299. *Молдаванцев Е. П.* Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1925 г. // Там же. 1927. Т. 46, № 2. С. 157—174.

300. *Молдаванцев Е. П.* Геологический очерк района Чистоп и Хой-Эква в Северном Урале // Там же. № 7. С. 711—740.

301. *Москалева В. Н.* Дунито-габбровый массив Тесик-Таш в Северном Прибалхашье // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1958. № 2 (3). С. 56—66.

302. *Москалева В. Н., Румянцева Н. А., Масайтис В. Л.* Эволюция ультрамафитового и мафитового магматизма и сопутствующей металлогении // 27-й Междунар. геол. конгресс. М., 1984. Т. 6.

303. *Москалева С. В.* О природе Баранчинской "эруптивной" брекчии // Докл. АН СССР. 1954. Т. 98, № 2. С. 265—267.

304. *Москалева С. В.* О генезисе некоторых гипербазитов Урала // Там же. 1958. Т. 123, № 1. С. 148—151.

305. *Москалева С. В.* О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале // Информ. сб. № 7. Л., 1959. С. 81—87.

306. *Москалева С. В.* О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960. С. 402—404.

307. *Москалева С. В.* Роль метасоматоза в образовании некоторых пород габбрового и гипербазитового состава на Урале // Петрографические провинции, изверженные и метамор-

фические горные породы: Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13. М., 1960. С. 240—249.

308. *Москалева С. В.* Петрология Баранчинского массива на Урале // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1964. Т. 119. С. 248—298.

309. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.

310. *Мясник С. Л., Самойлов П. И., Максимов Г. С. и др.* Краткая геологическая характеристика Гусевогорского месторождения и технологическая оценка рудного сырья // Горн. журн. 1966. № 2. С. 14—17.

311. *Немцович В. М., Орлов Д. М.* Металлогения титана и хрома доорогенных интрузий эвгеосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1978. С. 216—220.

312. *Нечеухин В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Н. и др.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.

313. *Нечеухин В. М., Волченко Ю. А., Андреев М. И.* Генетические типы титаномагнетитовых месторождений // Ежегодник-1974 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975. С. 124—126.

314. *Нечеухин В. М., Соколов В. Б., Таврин И. Ф.* Положение в структуре земной коры Урала и строение гипербазитовых и гипербазит-габбровых комплексов // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979. С. 110—192.

315. *Низамутдинов Г. Н.* Перекристаллизация минеральных агрегатов в гидротермальном минералообразовании // Теория минералогии. М., 1988. С. 97—105.

316. *Никитин В. В.* Геологические исследования центральной группы дач Верх-Исетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. СПб., 1907. 311 с. (Тр. Геол. комитета. Нов. сер.; Вып. 32).

317. *Новохатский И. П., Марченко Л. Г.* Петрология и металлогения расслоенных интрузий Денисовской эвгеосинклинальной зоны // Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976. С. 144.

318. *Овчинников Л. Н.* Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960. 495 с. (Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР; Вып. 39).

319. *Олейников Б. В.* Петрографические черты раннемагматического этапа эволюции базитовых расплавов // Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981. С. 96—98.

320. *Орлов Ю. А.* Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 263 с.

321. *Павлов Н. В., Григорьева И. И., Гришина Н. В.* Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М., 1979. С. 5—78.

322. *Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.

323. *Падалка Г. Л.* Геологические исследования во II Вагранской даче на Северном Урале, произведенные в 1924 г. // Изв. Геол. комитета. 1926. Т. 45, № 2. С. 97—116.

324. *Падалка Г. Л.* Предварительный геологический отчет о геологических исследованиях, произведенных во II Вагранской даче на Северном Урале // Там же. 1929. Т. 48, № 8.

325. *Падалка Г. Л.* Западная зона пород габбро-перидотитовой формации Урала // Петрография Урала. Сер. 1. Вып. 7. М.; Л., 1937. С. 55—140.

326. *Падалка Г. Л.* К статье Н. М. Успенского "О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала" // Петрология и минералогия некоторых рудных районов Урала. М., 1952. С. 79—83.

327. *Паллас П. С.* Путешествие по разным провинциям Российской империи. Ч. 1. СПб., 1773; Ч. 2. СПб., 1786. С. 2.

328. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.

329. *Пейве А. В.* Офиолиты и земная кора // Природа. 1974. № 2. С. 18—25.

330. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. и др.* Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.

331. *Перевозчиков Б. В.* Петрология Вольинского интрузивного комплекса // Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Т. 2. С. 59—61.

332. *Персиков Э. С.* Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 158 с.

333. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.

334. *Петрова Э. И., Левицкий В. И., Гормашева Г. С.* Химические особенности шпинелей формации магнезиальных скарнов // Зап. ВМО. 1979. Т. 83, вып. 4. С. 454—465.

335. *Пинус Г. В., Велинский В. В., Васильев Ю. Р.* Проблемы формации ультраосновных пород // Проблемы магматических формаций. М., 1974. С. 108—119.

336. *Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др.* Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

337. *Плошкина Е. Н., Фоминых В. Г.* О составе моноклинных пироксенов некоторых пород Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 463—466.

338. *Покровский П. В., Чащухин И. С.* Изотопный состав кислорода в серпентинах Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 6. С. 1461—1464.
339. *Попов В. А.* Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 191 с.
340. *Прямоносов П. С.* Титаномагнетитовое оруденение Амамбайской зоны на Южном Урале // Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1974. С. 29—30.
341. *Разин Л. В.* Месторождения платиновых металлов // Рудные месторождения СССР. М., 1974. Т. 3. С. 96—116.
342. *Разин Л. В.* О платиноносности гипербазитовых массивов эвгеосинклинальных зон складчатых областей // Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. С. 130—135.
343. *Разин Л. В., Хоменко Г. А.* Особенности накопления осмия, рутения и остальных элементов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов // Геохимия. 1969. № 6. С. 659—672.
344. *Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм // Механизм интрузий магм. М., 1972. С. 284—310.
345. *Ревердатто В. В.* Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.
346. *Ревердатто В. В., Колобов В. Ю.* Массоперенос при метаморфизме // Геол. и геоф. 1977. № 3. С. 3—12.
347. *Ревердатто В. В., Салько А. К.* О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Юрях // Там же. 1966. № 12. С. 119—122.
348. *Решитько В. А.* Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале // Материалы I науч. конф. аспирантов. Ростов, 1959. С. 58—64.
349. *Решитько В. А.* Метаморфизм зон рассланцевания и глубинных разломов в районе Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале // Сов. геол. 1959. № 12. С. 24—39.
350. *Решитько В. А.* Геологическое строение Кытлымского и других габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала // Материалы II науч. конф. аспирантов. Ростов, 1960. С. 58—64.
351. *Решитько В. А.* Закономерности распределения пород и оруденения в брахисинклиналях габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала // Разведка и охрана недр. 1961. № 9. С. 7—10.
352. *Решитько В. А.* О значении жильных пород для определения уровня эрозионных срезов с массивов Платиноносного габбро-перидотитового пояса Урала // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, № 4. С. 906—908.
353. *Решитько В. А.* Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 393—404.
354. *Решитько В. А.* Платиновое оруденение в брахисинклиналях Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале // Изв вузов. 1967. № 5. С. 33—42.
355. *Рожков И. С., Кицул В. И., Разин Л. В., Боришанская С. С.* Платина Алданского щита. М.: АН СССР, 1962. 210 с.
356. *Романов Б. М.* Опыт геологического районирования Урала // Зап. УОЛЕ. 1926. Т. 40. С. 5—27.
357. *Романов Б. М.* Габбро-перидотитовая формация Урала // Сов. геол. 1949. № 40. С. 72—85.
358. *Рудашевский Н. С.* Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // Зап. ВМО. 1987. № 2. С. 222—238.
359. *Рудашевский Н. С.* Анализ основных парагенезисов платиноидных минералов в ультраосновных формациях с помощью фазовых диаграмм // Там же. 1988. № 3. С. 269—272.
360. *Рудашевский Н. С., Жданов В. В.* Петрогенезис в платиноносных ультрамафитах // Там же. 1983. Вып. 4. С. 398—411.
361. *Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г.* Состав включений хромшпинелидов в зернах платиноидов из пород ультрамафитовых формаций // Геол. и геоф. 1985. № 8. С. 56—70.
362. *Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г., Жданов В. В.* Минеральные парагенезисы платиноидов в ультрамафитах // Зап. ВМО. 1983. Вып. 1. С. 3—13.
363. *Рудашевский Н. С., Старых В. Б.* Природа Fe—Pt твердых растворов в ультрамафитах // Докл. АН СССР. 1984 Т. 279, № 2. С. 467—471.
364. *Рупасова З. В.* Качканарское месторождение титаномагнетитовых руд // Горн. журн. 1948. № 5. С. 3—6.
365. *Рутман Д. С., Фрейденберг А. С., Солдатов С. П. и др.* Кытлымские дуниты как материал для изготовления теплоизоляционных вкладышей // Огнеупоры. 1976. № 9. С. 24—28.
366. *Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 404).
367. *Самойлова Н. В.* Габброидные породы Северного и Среднего Урала и их петрохимические особенности // Вопр. магматизма Урала. М., 1959. С. 19—51.

368. *Сарсадских Н. Н.* Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмазов. Л.: Недра, 1973. 69 с.
369. *Свешникова Е. В.* Структура Кумбинского габброидного массива (Сев. Урал) // Тр. ИГЕМ. 1961. Вып. 41. С. 49—66.
370. *Свяжин Н. В., Жилин И. В., Петров В. И., Селиверстов Г. Ф.* Щелочные породы Нязепетровского района на западном склоне Урала // Тр. II. Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1971. Т. 4. С. 421—429.
371. *Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров В. И., Гогулан А. М.* Суроямское месторождение ванадий-апатит-титаномагнетитовых руд // Разведка и охрана недр. 1969. № 8. С. 8—11.
372. *Сергиевский В. М.* К статье Н. М. Успенского "О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала" // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., 1952. С. 84—90.
373. *Симонов В. А.* Условия образования в негранитных пегматитах. Новосибирск: Наука, 1981. 169 с.
374. *Сирин Н. А.* Геолого-петрографическое описание габбрового массива Ялпинг-Нер на Северном Урале // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. 1937. Вып. 2. С. 17—70.
375. *Смирнов В. И.* Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геол. рудных месторождений. 1981. Т. 23, № 1. С. 5—17.
376. *Смирнов Н. Н.* Шайтанское месторождение магнитного железняка гора Магнитная в Шайтанской даче на Урале // Тр. СПб о-ва естествоиспытателей. 1907. Т. 38, вып. 2. С. 238—252.
377. *Смирнов Н. Н.* Рудные месторождения Шайтанской дачи на Урале. Екатеринбург, 1910. 66 с. (Зап. УОЛЕ).
378. *Смирнова Т. А.* Корреляция состава природных хромшпинелидов с кристаллохимическими параметрами их решеток // Тез. докл. VII конф. молодых исследователей ВИМСа. 1968. Ч. 2.
379. *Смирнова Т. А.* Формации хромитовых месторождений // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1977. Т. 27 С. 3—35.
380. *Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И.* О температурах кристаллизации минералов в маймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205, № 2. С. 201—204.
381. *Соболев И. Д.* Основные черты магматизма Урала //Материалы по геол. и полезным ископаемым Урала. М., 1961. Вып. 8. С. 5—21.
382. *Соболев И. Д.* Геологическая карта Урала. Масштаб 1 : 200 000. Свердловск, 1966.
383. *Соболев И. Д.* Геологическая карта Урала. Масштаб 1 : 1 000 000. Свердловск, 1966.
384. *Соболев С. Ф.* Особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала // Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968. С. 187—199.
385. *Соболев С. Ф., Аношин Г. Н., Пережогин Г. А.* Закономерности распределения золота в гипербазитовых и базитовых формациях Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 10. С. 68—78.
386. *Соколов Б. В.* О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала // Там же. 1989. № 11. С. 73—80.
387. *Сосунов Н. Н.* О Шайтанском заводе г. Берг // Зап. УОЛЕ. 1875. Т. 3, № 1—2.
388. *Степанов И. С., Сычкин Г. Н.* Об оценке степени достоверности некоторых находок алмазов // Геол. и геоф. 1977. № 10. С. 73—79.
389. *Тейлор Х. П., Нобл Дж. А.* Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски // Тр. XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Вып. 2: Тектоника и петрография. М., 1963. С. 41—62.
390. *Тейлор Х. П., Нобл Дж. А.* Сопоставление ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом // Там же. С. 69—79.
391. *Тейлор Х. П., Нобл. Дж. А.* Происхождение магнетита в зональных ультрамафических комплексах юго-восточной Аляски // Магматические рудные месторождения. М., 1973. С. 151—171.
392. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Иностр. лит., 1961. 592 с.
393. *Тимохов К. Д.* Связь медно-сульфидного и титаномагнетитового оруденения с вмещающими породами на Волковском месторождении // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 439—443.
394. *Тимохов К. Д.* Титаномагнетитовое оруденение на Гусевогорском и Качканарском месторождениях // Сов. геол. 1963. № 11. С. 125—131.
395. *Токарев И. Ф.* Дунито-пироксенитовый массив Уктусских гор // Зап. УОЛЕ. 1922. Т. 38, вып. 1. С. 31—41.
396. *Усков Е. Д.* Элементы-примеси в рудах Гусевогорского и Собственно-Качканарского месторождений титаномагнетита (Средний Урал): Автореф. канд. дис. ... геол.-минерал. наук. М.: ИМГРЭ, 1976. 30 с.

397. *Успенский Н. М.* О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., 1952. С. 54—78.
398. *Успенский Н. М.* Негранитные пегматиты. М.: Недра,. 1968. 320 с.
399. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
400. *Файзулин Р. М., Шуликов Е. С., Вировлянский Г. М. и др.* Критерии прогнозирования апатитоносных магматических формаций // Сов. геол. 1977. № 8. С. 50—63.
401. *Файф И., Прейс Н., Томсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 435 с.
402. *Федоров Е. С.* Геологические исследования в Северном Урале в 1884—1886 гг. // Горн. журн. 1889. Т. 2. № 47. С. 81—147; № 5—6. С. 307—383; 1890. Т. 1, № 3. С. 498—597; Т. 2. № 4—6. С. 145—211.
403. *Федоров Е. С., Никитин В. В.* Богословский горный округ. СПб., 1901. 183 с.
404. *Ферштатер Г. Б.* Петрология главных типов интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
405. *Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Доказательства магматического происхождения уральских габбро, ассоциированных с гипербазитами // Докл. АН СССР. 1982. Т. 261, № 5. С. 1203—1209.
406. *Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородина Н. С. и др.* Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
407. *Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В.* Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13—23.
408. *Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В.* Субвулканические ультрамафиты в Платиноносном поясе Урала // Зап. ВМО. 1990. Ч. 119, № 1. С. 51—62.
409. *Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В.* Нефелинсодержащие тылаиты Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива в Платиноносном поясе Урала // Ежегодник-1987 / Ин-т геол. и геох. УрО АН СССР. Свердловск, 1988. С. 47—50.
410. *Флерова К. В., Яковлева О. М.* О времени и месте проявления гранитизации в Кумбинском и Кытлымском массивах // Ежегодник-1980 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 64—65.
411. *Фоминых В. Г.* Первоуральское титаномагнетитовое месторождение // Путеводитель экскурсии. Свердловск, 1961. С. 114—120.
412. *Фоминых В. Г.* Брусит из гидротермальных жил некоторых ультраосновных массивов Урала // Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1976. Вып. 118. С. 71—74.
413. *Фоминых В. Г.* Температуры образования титаномагнетитовых концентраций по ильменит-магнетитовому геотермометру на примере Урала // Проблемы биминеральной геотермобарометрии. Свердловск, 1976. С. 58—68.
414. *Фоминых В. Г.* Своеобразный тип "хроммагнетитовых руд" в пироксенитах Платиноносного пояса Урала // Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 136. С. 107—113.
415. *Фоминых В. Г.* Магнетитовые пироксениты дунит-пироксенитовых ассоциаций — магнезиальные скарны магматической стадии // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1981. Т. 3. С. 82—83.
416. *Фоминых В. Г., Клевцов Е. И.* Баранчинский массив // Путеводитель Первоуральско-Качканарской экскурсии II Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1966. С. 21—22.
417. *Фоминых В. Г., Клевцов Е. И.* Метаморфизм титаномагнетитов Маюровского месторождения // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. Т. 5. С. 91—97.
418. *Фоминых В. Г., Краева Ю. П., Ларина Н. В.* Особенности зональности дунит-пироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала на примере Иовского дунитового тела Кытлымского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруднения. Свердловск, 1977. С. 32—40.
419. *Фоминых В. Г., Краева Ю. П., Ларина Н. В.* Особенности изменения состава пород в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урала // Ежегодник-1980 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 48—51.
420. *Фоминых В. Г., Краева Ю. П., Ларина Н. В.* Петрология и рудогенез Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.
421. *Фоминых В. Г., Ларина Н. В., Краева Ю. П.* Останцы оливинитов в пироксенитах Гусевогорского месторождения // Минералы месторождений Урала. Свердловск, 1987. С. 106—111.
422. *Фоминых В. Г., Латыш И. К., Шилов В. А.* Ревдинский массив и его титаномагнетитовые руды // Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974. С. 43—80.
423. *Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А.* Пироксениты Качканара. Свердловск: УФАН СССР, 1967. 84 с.
424. *Фоминых В. Г., Усков Е. Д., Алешин Б. М.* Шпинель в рудах Качканарского массива // Тр. ин-та геол. и геох. УФАН СССР. 1970. Вып. 86. С. 25—28.
425. *Фоминых В. Г., Усков Е. Д., Волченко Ю. А.* Золото в рудах Качканарского массива на Среднем Урале // Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1978. С. 31—36.

426. *Фоминых В. Г., Царицын Е. П., Каплан В. Е.* Физические свойства, состав и особенности серпентинизации дунитов Нижнетагильского массива на Среднем Урале // Петрология ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 42—48.

427. *Фоминых В. Г., Юников Б. А.* Шпинель в титаномагнетитовых месторождениях Урала // Зап. ВМО. 1961. Ч. 90, № 6. С. 717—720.

428. *Фредерикс Г. Н.* О газе в дунитовом массиве Тагила // Геол. вестн. 1926. № 1—3. С. 75.

429. *Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А.* Растворимость воды в расплавах основного и ультраосновного состава при высоких давлениях. Новосибирск, 1968. 176 с. (Тез. докл. VIII Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии).

430. *Царицын Е. П.* Состав хромшпинелидов как критерий генетического разделения производных ультраосновных магм // Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1976.

431. *Царицын Е. П.* Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 83—95.

432. *Царицын Е. П.* Оливин-хромитовые парагенезисы в дунитах дунит-клинопирокенитовой формации // Минералы горных пород и руд Урала. Свердловск, 1980. С. 8—10.

433. *Царицын Е. П., Фоминых В. Г.* Об оливин-хромшпинелидовых парагенезисах в дунитах Платиноносного пояса // Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1979. № 151. С. 86—94.

434. *Царицын Е. П.* О поведении акцессорного хромшпинелида в стадию ранней петельчатой серпентинизации в дунитах Нижнетагильского массива // Ежегодник-1979 / Ин-т геол. и геох. УрО АН СССР. Свердловск, 1980. С. 77.

435. *Чайковский.* Геогностические исследования в округе Екатеринбургских заводов // Горн. журн. Ч. 2, кн. 6. С. 282—303.

436. *Чащухин И. С.* О методах определения степени серпентинизации ультрабазитов // Асбесты СССР. М., 1974. Вып. 1. С. 92—97.

437. *Челищев Н. Ф.* О пегматоидных и жильных гидротермальных образованиях Первоуральского месторождения титаномагнетитов // Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 167. С. 180—188.

438. *Шабынин Л. И.* Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.

439. *Шабынин Л. И., Шигарев М. А., Перцев Н. Н., Шмакин Б. М.* Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961. С. 440—483.

440. *Шалагинов В. В.* Габбро-гранитоидные ассоциации Платиноносного пояса Северного Урала // Вопр. петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1981. С. 45—46.

441. *Шалагинов В. В., Гагин С. Н.* Сводная легенда Среднеуральской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000. Свердловск: Уралгеология, 1981. 89 с.

442. *Швецов Ф. И.* Новейшие открытия золотых и платиновых россыпей в дачах, принадлежащих к Н-Тагильскому заводу // Горн. журн. 1930. Т. 4. С. 139—146.

443. *Шинкарев Н. В.* Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 302 с.

444. *Штейнберг Д. С.* О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых магматических железорудных месторождений Урала // Зап. ВМО. 1958. Ч. 82, вып. 4. С. 247—255.

445. *Штейнберг Д. С.* Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала // Тр. XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 13. М., 1960. С. 250—260.

446. *Штейнберг Д. С.* Интрузивные формации Урала // Материалы по геол. и полезным ископаемым Урала. М., 1961. Вып. 8. С. 22—44.

447. *Штейнберг Д. С.* Интрузивные формации // Геология СССР. М., 1969. Т. 12, ч. 1. С. 537—685.

448. *Штейнберг Д. С., Булыкин Л. Д., Ефимов А. А. и др.* Проблемы петрологии ультрабазитов Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969. С. 5—17.

449. *Штейнберг Д. С., Ефимов А. А.* Общая характеристика пояса // Путеводитель Первоуральско-Качканарской экскурсии. Свердловск, 1966. С. 2—11.

450. *Штейнберг Д. С., Ефимов А. А.* О применении термодинамических расчетов к анализу истории формирования ультрабазитов в статьях И. А. Малахова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 9. С. 152—156.

451. *Штейнберг Д. С., Лагутина М. В.* Углерод в ультрабазитах и базитах. М.: Наука, 1984. 108 с.

452. *Штейнберг Д. С., Малахов И. А.* Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов горных пород ряда дунит—гарцбургит на Урале // Тр. Ин-та геологии УФАН СССР. 1965. Вып. 70. С. 39—42.

453. *Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминых В. Г.* Генетическое значение закономерности распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала // Зап. ВМО. 1964. Ч. 93, вып. 5. С. 591—605.

454. *Штейнберг Д. С., Румынина Н. В.* О структуре серпентинизированных дунитов Урала // Ежегодник-1978 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1979. С. 59—60.
455. *Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г.* Титаномагнетиты изверженных горных пород Урала и связанные с ними титаномагнетитовые месторождения // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 513—520.
456. *Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г., Еремина М. В. и др.* Состав титаномагнетитов в базитах и ультрабазитах Урала. Свердловск, 1965. 98 с. (Тр. Ин-та геол. УФАН СССР; Вып. 78).
457. *Штейнберг Д. С., Чащухин И. С.* О зависимости между степенью автометаморфической серпентинизации, распределением железа между бруситом и хризотилом и крупностью зерен оливина в ультрабазитах // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 5. С. 1196—1199.
458. *Штейнберг Д. С., Чащухин И. С.* Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
459. *Штейнберг Д. С., Чащухин И. С.* О режиме флюидов при ранней серпентинизации дунитов // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 2. С. 437—440.
460. *Штрейс Н. А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М.: АН СССР, 1951. 380 с. (Тектоника СССР; Т. 3).
461. *Щербакова С. В., Лапшина А. Б.* Особенности детального геологического картирования габбро-гипербазитовых массивов // Геологическое картирование магматических комплексов Урала. Свердловск, 1986. С. 19—21.
462. *Щербакова С. В., Лапшина А. Б., Соседко Т. А.* Рудоносность пироксенитов качканарского типа // Оценка перспектив рудоносности геол. формаций при крупномасштабном геол. картировании и поисках минералого-геох. методами. Л., 1988. С. 108—110.
463. *Юшко-Захарова О. Е.* Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 277 с.
464. *Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняев Л. А.* Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М.: Недра, 1970. 200 с.
465. *Яковлева О. М.* Амфиболиты западного обрамления Платиноносного пояса (Сред. Урал) // Ежегодник-1975 / Ин-т геол. и геох. УрО АН СССР. Свердловск, 1976. С. 78—80.
466. *Ярош П. Я.* О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Зап. ВМО. 1980. № 1. С. 98—105.
467. *Ярош П. Я., Фоминых В. Г.* Платиноиды в хроммагнетит-пироксенитовой жиле Косьвинского дунитового тела Кытлымского массива // Ежегодник-1975 / Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. 1976. С. 100—101.
468. *Ярош П. Я., Фоминых В. Г., Краева Ю. П., Ларина Н. В.* Особенности состава "титаномагнетитов" из пироксенитовых жил Косьвинского дунитового тела (Кытлымский массив) // Ежегодник-1974 / Ин-т геол. и геох УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975. С. 97—99.
469. *Barnes S. J., Naldrett A. J., Gorton M. F.* The origin of the fractionation of platinum group elements in terrestrial magmas // Chem. Geol. 1985. Vol. 53. P. 202—323.
470. *Boyd F. R., Finnerty A. A.* Conditions of origin of naturel of diamonds of peridotite affinity // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, № 12. P. 6911—6918.
471. *Buddington A. F., Chapin T.* Geology and mineral deposits of southeastern Alaska. 1929. 398 p. (U. S. Geol. Survey Bull.; № 800).
472. *Camsell C. A.* New diamond locality in the Tulamin district, British Colambia // Econ. Geol. 1911. Vol. 6.
473. *Camsell C.* Geology and mineral deposits of the Tulamin district British Colambia. 1913. 188 p. (Canada dep. of Geol. Survay. Memoire; № 26).
474. *Clark C. L., Ally A.* X-ray examination of chrome ores: (1) Lattice demensions, (2) Theoretical demensitics // Amer. Miner. 1932. Vol. 2, № 2. P. 64—74.
475. *Duparc L.* Sur la "ostraite" une piroxenit riche en spinelles // Comptes rendus de L'Akad de Sci. 1913.
476. *Duparc L.* Recherches geologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord: La region sitace a l'est de la Haufe Wichera et des sources de la Petchora. Geneve, 1928.
477. *Duparc L. et Grosset A.* Recherches geologiques et petrographiques sur la district minier de Nicolai-Pawda. Geneve, 1916.
478. *Duparc L. et Pamfil.* Sur la composition chemique et l'uniforite petrographique des rochec que accompagnent la dunite dans les gisement platiniferes // Bull. Soc. Miner. France. 1910. Vol. 33. P. 351—352.
479. *Duparc L. et Pearce F.* Sur la dunite du Kosvinsky Kamen (Oural) // Comptes rendus de L'Akad de Sci. Seplemenes. 1901. P. 1—3.
480. *Duparc L. et Pearce F.* Recherches geologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kiselowskaya datcha (gouverment de Perm) // Memor. Sci. phys. d'hist. natur. de Geneve. 1902. Vol. 34. Pase 2. P. 248—572.
481. *Duparc L., Pearce F.* Recherces geologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kiselowskaya datha (gouverment de Perm) // Deuxieme memoir. Memor. Soc. phys. Hist. natur. Geneve. 1905. Vol. 34, f. 5. P. 383—602.

482. *Duparc L. et Tikhonowitch M.* Le platine et les gites platiniferes de l'Oural et du Monde. Geneve, 1920. 542 p.
483. *Evens B. M.* Fractionation of elements in pelitic hornfelses of the Cushel-Lough Wheelaun intrusion, Connemara, Eire // Geoch. et Cosm. Acta. 1964. Vol. 28, № 2. P. 127—156.
484. *Findley D. C.* Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex: southern British Colambia // Canada Earth Sci. 1969. H. 3. P. 399—425.
485. *Green D. N.* High Temperature peridotite intrusions // Ultramafic and related rocks. N. Y., 1967. P. 212—221.
486. *Hofmann E.* Materialien zur Auferigung geologichen Karten der Kaiserlishen Bergwerks — Distrikte des Ural—Gebirges. SPb., 1870. 218 s.
487. *Irvine T. N.* Origin of the ultramafic complex of Duke Island southeastern Alaska // Miner. Soc. Amer. Spec. Paper. 1963. Vol. 1. P. 36—45.
488. *Irvine T. N.* The Duke Island ultramafic complex southeastern Alaska // Ultramafic and related rocks. N. Y., 1967. P. 84—97.
489. *Irvine T. N.* Ultramafic and gabbroic rocks in the Aikin Lake and McConnel Creek map-areas, British Columbia // Paper Geol. Surv. Canada. 1974. № 1, pt. A. P. 149—152.
490. *Jackson E. D.* Chemical variation in coexsisting chromite and olivine in the chromitite zone of the Stillwater complex // Econ. Geol. Memor. 4. 1963. P. 41—71.
491. *Kornprobst J.* Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interno, Maroc) // Contr. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 23. P. 283—322.
492. *Le Play.* Recherches geologiques dans l'Oural // Comptes rendus de L'Akad. de Sci. Paris, 1844. Vol. 19. P. 853.
493. *Loomis T. P.* Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature intrusion, southern Spine // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 2475—2477.
494. *Molly E. W.* Platinum deposits of Ephiopia // Econ. Geol. 1959. Vol. 54, № 3. P. 467—477.
495. *Moors E. M.* Geotectonic significance of ultramafic rocks // Earth Sci. Rev. 1973. Vol. 9, № 3. P. 241—258.
496. *Murrey G. G.* Zoned ultramafic complex of the Alaskian type: Feader pipes of andesitic volcanoes // Geol. Soc. Amer. Memor. 1972 (1973). № 132. P. 313—335.
497. *Powell M., Powell R.* An olivine-clinopyroxene geothermometer // Contr. Miner. Petrol. 1974. Vol. 48, № 4. P. 249—263.
498. *Ragan D. M.* Olivine recristallization textures // Miner. Mag. 1969. Vol. 37, № 286. P. 238—240.
499. *Roeder P. L., Campbell I. H., Jamison H. E.* A re-evaluation of the olivine — spinel geotermometer // Contr. Miner. Petrol. 1979. Vol. 68. P. 325—334.
500. *Rose G.* Reise nach dem Ural, dem Altai... Berlin, 1837. Bd 1; 1842. Bd 2.
501. *Ruckmik J. C., Nobble J. A.* Origin of the ultramafic complex at Union Bay, southeastern Alaska // Geol. Soc. Amer. Bull. 1959. № 70. P. 981—1012.
502. *Simkin T., Smith J. V.* Minor-element distribution in olivine // J. Geol. 1970. Vol. 78, № 3. P. 304—325.
503. *Smith C. H., Irvine T. N., Findlay D. C.* Geology of the Muskox intrusion // Geol. Surv. Canada. № 213.
504. *Smith G. S.* Some elementary principles polycristalline microstructur // Metall. Rev. 1964. № 33. P. 1—48.
505. *Stevens R.* Composition of some chromites of the Western Hemispere // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, № 1—2.
506. *Stormer J. C.* Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure // Geoch. et Cosm. Acta. 1973. Vol. 37, № 8. P. 1815—1820.
507. *Taylor H. P.* The zoned ultramafic complexes of southern eastern Alaska // Ultramafic and related rocks. N. Y., 1967. P. 97—121.
508. *Taylor H. P., Nobble J. A.* Origin of magnetite in the zoned ultramafic complexes of souteastern Alaska // Magmatic ore Deposits Simposium. 1968. P. 209—230.
509. *Thayer T. P.* Chromite segregations as petrogenetic indicators // Simposium on the Bushweld igneous complex and other layered intrusions // Geol. Soc. South Africa. Spec. publ. 1971. № 1. P. 380—390.
510. *Walton M. S.* The Blashke Island ultrabasic complex: with notes on related areas in souteastern Alaska // N. Y. Akad. Sci. Trans. 1951. Vol. 13. P. 320—323.
511. *Weinshenk E.* Beitrage zur Petrographic der östlichen central alpen speciell des Gross-Vendigerstochs. 1: Uber die Peridotite und die aus ihnen nervorgegangen serpentingestingestline // Bayer. Akad. Wiss. 1894. K. 11, t. 17. S. 658.
512. *Wenner D., Taylor H. P. jr.* Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $0^{18}/0^{16}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite // Contr. Miner. Petrol. 1971. Vol. 32, № 3. P. 165—185.
513. *Wenner D. B., Tailor H. P. jr.* Oxigan and hidrogen isotop studies of the serpentinization of the ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273, № 3. P. 207—239.

514. *Willie P. J. ed.* Ultramafic and related rocks. N. Y., 1967. 416 p.
515. *Wyllie P. J.* Magmas and volatile components // Amer. Miner. 1979. Vol. 64. P. 469—500.
516. *Worst B. G.* The differentiation and structure of the Great Dyke of Southern Rhodesia // Trans. Geol. Soc. Africa. 1958. Vol. 61. P. 283—358.
517. *Смирнов В. Н., Пушкарев Е. В.* О составе хромшпинелидов из пород Давыдовского массива // Ежегодник-1994 / Ин-т геол. и геох. УНЦ РАН. Екатеринбург, 1995. С. 123—125.
518. *Иванов О. К.* Концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей (на примере Урала): Автореф. докт. дис. СПб., 1990. 41 с.
519. *Ross J. V., Ave Lallemant N. A. and Carter N. L.* Stress dependens of recrysstallized-grain and subgrain size in olivine // Tectonophisics. 1980. Vol. 70, № 1—2. P. 39—61.
520. *Везенцев А. И., Башта К. Г., Смольников А. А., Солодовников Д. К.* Экспериментальное исследование по выявлению условий и механизма образования офита и хризотил-асбеста // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 42—44.
521. *Вертушков Г. Н.* А. Е. Ферсман и минералогическое картирование // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск, 1985. С. 3—12.
522. *Александров С. М.* Геохимия скарно- и рудообразования в доломитах. М.: Наука, 1992. 343 с.
523. *Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М., Балашов В. Н.* Экспериментальные исследования биметасоматического скарнообразования. М.: Наука, 1986. 231 с.
524. *Ушакова Е. Н.* Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1973. 214 с.
525. *Пушкарев Е. В., Гуляева Т. Я., Пальгуева Г. В., Шерстобитова Л. А.* Дуниты Уктусского массива // Ежегодник-1993 / Ин-т геол. и геох. УрО РАН. Екатеринбург, 1994. С. 73—80.
526. *Иванов О. К., Шерстобитова Л. А.* Минералогия офитов из миарол в ультрамафитах концентрически-зональных и расслоенных интрузий Урала // Зап. ВМО. 1996. № 6. С. 81—87.
527. *Иванов О. К.* Новые генетические типы магнезиальных скарнов магматической стадии в связи с ультрамафитами // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. СПб., 1992. С. 132—134.
528. *Jackson E. D.* Primary textures and mineral association in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex. Montana, 1961. 106 p. (U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.; № 358).
529. *Жабин А. Г.* Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М.: Наука, 1971. 167 с.

ТАБЛИЦЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ КЗУМ

Таблица 1

КЗУМ из разных регионов мира

Пояс, группа или массив	Возраст	Длина пояса, км	Массивы	
			Количество	Размеры, км
Докембрий				
Дахэчженьский*, Китай [144]	R	—	10	17 × 4
Палеозой				
Северо-Восточная Монголия [1]	$\in$	—	> 3	17 × 4
Саранский, Казахстан [295]	$\in$	45	19	3 × 2
Куржункульский, Казахстан [295]	$\in$	30	5	—
Шалгинский, Казахстан [294, 295]	$\in$	100	10	—
Тесиктасский, Казахстан [294, 295]	O	50	18	2,5 × 1,2
Акшокинский, Казахстан [294, 295]	S	15	8	—
Платиноносный, Урал [165]	S_2	930	29	13 × 6
Сахаринский, Юж. Урал [165, 141]	S_2—D_2	80	6	10 × 4
Пийский, Ср. Урал [165]	S_2	300	10	—
Уктусский, Ср. Урал [165]	S_2	12	1	10 × 12
Маюровский, Ср. Урал [165]	S_2—D_1		1	4 × 0,5
Челябинская группа, Юж. Урал [165]	?	3	1	3 × 1,5
Велиховский, Юж. Урал [165]	D_2 e	—	1	4 × 0,2
Курганская группа, Зауралье [179]	PZ	—	5	15 × 2
Суроямский массив, Юж. Урал [371]	PZ	8	1	8 × 2,2
Тебинбулакский, Ср. Азия [70]	PZ_2	4	1	4 × 2
Восточный пояс, Сихоте-Алинь [144]	P_1	500	59	—
Наданьха-Бикинский, Китай [142]	P_1	15	1	14,4 × 5
Мезозой				
Лодстаун (Туламин), Брит. Колумбия [473]	T_3	15	1	14,4 × 5
Поларис, Канада [489]	J_2	72 × 30	9	15 × 4,5
Феклистовский, Дальний Восток [268]	J_3 — K_1	4,5	1	4,4 × 4
Зона Самбагава, Япония [142]	?	—	—	—
О. Борнео	J_3 — K(?)	—	—	—
Юго-Восточная Аляска [41]	K_2	653 × 48	35	8,5 × 2,3
Вывенско-Хатырский, Чукотка [144]	K_2	350	—	—
Венесуэльский, Юж. Америка [496]	K_2	350	8	8 × 6
Кайнозой				
Центрально-Камчатский, Камчатка [288]	₽	160	> 3	

* Массивы "оливинит-верлит-клинопироксенитовой" формации [144].

Таблица 2

Состав протодунитов и оливинитов из дунитовых ядер, мас.%

Компоненты	Супреинский массив						Конжаковский массив, Иовское тело	
	24391		24397		2440		C21/45	
SiO_2	38,96	40,26	38,30	40,22	37,82	40,10	39,80	40,53
TiO_2	< 0,02	—	≤ 0,02	—	< 0,02	—	0,03	0,03
Al_2O_3	0,13	0,13	0,39	0,41	0,30	0,32	0,35	0,36
Cr_2O_3	0,22	0,23	0,33	0,35	0,20	0,21	0,50	0,51
Fe_2O_3	1,92	1,98	2,02	2,12	1,78	1,89	1,20	1,22
FeO	8,53	8,81	8,17	8,58	8,25	8,75	6,40	6,52
MnO	0,15	0,15	0,13	0,14	0,13	0,14	0,10	0,10
NiO	0,14	0,14	0,11	0,11	0,09	0,10	0,28	0,28
CoO	0,019	0,02	0,020	0,021	0,018	0,019	0,019	0,019
MgO	46,39	47,93	45,23	47,50	45,43	48,16	49,00	49,90
CaO	0,19	0,20	0,39	0,41	0,25	0,26	0,30	0,31
Na_2O	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,15	0,15
K_2O	0,05	0,05	0,06	0,06	< 0,05	—	0,04	0,04
H_2O^+	3,15	—	4,31	—	5,17	—	1,24	—
H_2O^-	0,19	—	0,21	—	0,16	—	< 0,05	—
CO_2	0,18	—	0,18	—	0,29	—	0,29	—
П.п.п.	3,52	—	4,70	—	5,62	—	1,80	—
P_2O_5	<0,004	—	0,005	0,005	0,005	0,005	0,018	0,018
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,30	99,98	99,925	100,00	99,94	100,0	99,72	99,99
$F_{пор.}$	11,03		11,00		10,85		7,88	
RO : SiO_2	1,99		1,98		2,01		1,99	
Степень серп., %	19		27		32		7	
K	18,4		19,8		17,7		15,8	

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело				Косьвинский массив, Юдинское тело			
	C59/6		4035 [120]		23095		23121	
SiO_2	38,64	39,94	36,68	40,25	38,20	40,38	39,58	41,28
TiO_2	0,01	0,01	0,05	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02
Al_2O_3	0,12	0,12	0,62	0,65	0,16	0,17	0,16	0,17
Cr_2O_3	0,50	0,52	0,09	0,09	0,30	0,32	0,44	0,46
Fe_2O_3	1,93	1,99	4,78	4,97	3,04	3,21	2,39	2,49
FeO	6,82	7,05	9,03	9,40	8,07	8,53	6,40	6,67
MnO	0,10	0,10	0,19	0,20	0,16	0,17	0,14	0,15
NiO	0,30	0,31	0,13	0,13	0,13	0,14	0,18	0,19
CoO	0,018	0,018	0,019	0,02	0,019	0,02	0,017	0,018
MgO	48,00	49,61	41,30	42,91	43,65	46,14	45,93	47,90
CaO	0,31	0,32	1,24	1,29	0,77	0,81	0,58	0,60
Na_2O	—	—	—	—	0,08	0,08	0,05	0,05
K_2O	—	—	—	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	3,30	—	—	—	5,45	—	4,15	—
H_2O^-	0,62	—	—	—	0,04	—	н.о.	—
CO_2	0,40	—	—	—	0,24	—	0,12	—
П.п.п.	—	—	4,79	—	5,76	—	4,30	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,007	0,01	< 0,004	—
V_2O_5	—	—	Следы	Следы	—	—	—	—
Сумма	101,07	99,99	100,92	100,00	100,33	100,00	100,16	100,00
$F_{пор.}$	9,09		15,4		12,15		8,76	
RO : SiO_2	2,04		1,98		1,94		2,06	
Степень серп., %	23		28		33		24	
K	22,1		34,6		27,4		27,2	

Продолжение табл. 2

Компоненты	Косьвинский массив, Юдинское тело		Косьвинский массив, Сосновское тело					
	2371*		22132		22211		22295	
SiO_2	38,00	40,17	36,35	39,51	35,90	40,32	38,16	40,69
TiO_2	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Al_2O_3	0,24	0,25	0,27	0,29	0,29	0,33	0,38	0,40
Cr_2O_3	0,34	0,36	0,46	0,50	0,50	0,61	0,52	0,55
Fe_2O_3	1,82	1,92	2,73	2,97	3,12	3,55	2,73	2,91
FeO	8,13	8,59	6,82	7,41	4,50	5,12	6,82	7,27
MnO	0,18	0,19	0,18	0,20	0,12	0,14	0,16	0,17
NiO	0,15	0,16	0,11	0,12	0,18	0,20	0,22	0,23
CoO	0,018	0,019	0,007	0,008	0,013	0,014	0,018	0,019
MgO	45,31	47,90	44,48	48,34	42,93	48,82	44,08	47,00
CaO	0,30	0,31	0,40	0,43	0,24	0,27	0,57	0,61
Na_2O	0,08	0,08	0,11	0,12	0,09	0,10	0,09	0,10
K_2O	< 0,05	—	0,06	0,07	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	5,00	—	7,07	—	11,00	—	6,49	—
H_2O^-	0,33	—	0,49	—	0,64	—	0,11	—
CO_2	0,21	—	0,46	—	0,46	—	0,10	—
П.п.п.	5,55	—	7,56	—	11,46	—	6,36	—
P_2O_5	0,009	0,01	0,004	—	0,004	—	0,009	0,01
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,14	99,99	100,03	99,99	100,04	99,99	100,38	99,99
$F_{пор.}$	10,76		10,46		8,71		10,52	
$RO : SiO_2$	1,99		2,03		1,95		1,92	
Степень серп., %	31		42		65		37	
K	18,3		28,6		40,9		28,6	

Компоненты	Косьвинский массив, Сосновское тело							
	22306		22384		22222		22191	
SiO_2	37,58	40,79	38,30	40,33	35,90	40,95	36,22	40,33
TiO_2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Al_2O_3	0,20	0,22	0,21	0,22	0,19	0,22	0,34	0,38
Cr_2O_3	0,34	0,37	0,34	0,36	0,40	0,46	0,37	0,41
Fe_2O_3	3,50	3,90	2,43	2,56	3,32	3,79	4,11	4,58
FeO	6,31	6,85	8,13	8,56	5,22	5,95	6,53	7,27
MnO	0,18	0,19	0,18	0,19	0,13	0,14	0,19	0,21
NiO	0,10	0,11	0,13	0,14	0,15	0,17	0,13	0,15
CoO	0,019	0,02	0,019	0,02	0,017	0,019	0,011	0,012
MgO	43,20	46,89	44,42	46,78	41,70	47,57	41,11	45,78
CaO	0,62	0,67	0,67	0,70	0,51	0,58	0,57	0,63
Na_2O	0,07	0,07	0,10	0,10	0,09	0,10	0,12	0,13
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	0,07	0,08
H_2O^+	6,72	—	4,87	—	11,60	—	9,43	—
H_2O^-	0,16	—	0,17	—	0,37	—	0,49	—
CO_2	0,23	—	0,35	—	0,35	—	0,52	—
П.п.п.	7,65	—	5,28	—	12,00	—	10,34	—
P_2O_5	0,014	0,015	< 0,004	—	< 0,004	—	< 0,004	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,24	100,01	100,35	99,99	99,98	99,98	100,24	99,99
$F_{пор.}$	10,95		11,51		11,45		12,25	
$RO : SiO_2$	1,91		1,95		1,95		1,92	
Степень серп., %	40		89		68		59	
K	35,7		23,0		38,9		38,6	

* См. также анализы в работе [120].

Продолжение табл. 2

Компоненты	Косьвинский массив, Сосновское тело							
	22136		22216		22233		22242	
SiO_2	36,22	40,38	36,86	41,73	38,03	40,51	36,73	40,76
TiO_2	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
Al_2O_3	0,30	0,33	0,20	0,23	0,43	0,46	0,33	0,37
Cr_2O_3	0,54	0,60	0,29	0,33	0,34	0,36	0,34	0,38
Fe_2O_3	3,14	3,50	3,14	3,55	2,70	2,88	3,16	3,51
FeO	5,51	6,14	4,50	5,09	8,85	9,43	6,16	6,84
MnO	0,14	0,16	0,11	0,12	0,20	0,21	0,16	0,18
NiO	0,14	0,16	0,19	0,21	0,12	0,13	0,15	0,17
CoO	0,018	0,02	0,015	0,016	0,019	0,02	0,018	0,02
MgO	42,42	47,29	42,60	48,23	42,18	44,93	42,33	46,98
CaO	1,07	1,19	0,30	0,34	0,84	0,89	0,59	0,65
Na_2O	0,10	0,11	0,09	0,10	0,11	0,12	0,10	0,11
K_2O	0,06	0,06	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	10,44	—	11,46	—	6,20	—	9,42	—
H_2O^-	0,54	—	0,52	—	0,13	—	0,26	—
CO_2	0,10	—	0,10	—	0,20	—	0,42	—
П.п.п.	10,46	—	11,46	—	6,28	—	10,18	—
P_2O_5	< 0,004	—	< 0,004	—	0,014	0,015	< 0,004	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,68	99,98	100,30	99,97	100,40	99,99	100,20	100,00
$F_{пор.}$	9,91		8,78		13,04		10,66	
RO : SiO_2	1,93		1,88		1,90		1,92	
Степень серп., %	65		71		37		67	
K	36,3		41,1		23,4		33,9	

Компоненты	Камснушинский массив		Вересовоборский массив					
	20884		17110		17124		17131	
SiO_2	37,80	40,45	38,08	40,64	37,61	40,39	37,63	40,35
TiO_2	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04
Al_2O_3	0,70	0,75	0,35	0,37	0,41	0,44	0,35	0,37
Cr_2O_3	0,60	0,64	0,30	0,32	0,20	0,21	0,94	1,01
Fe_2O_3	2,30	2,46	3,71	3,96	2,18	2,34	3,20	3,43
FeO	6,15	6,58	6,44	6,87	7,02	7,54	5,19	5,56
MnO	0,16	0,17	0,20	0,21	0,12	0,13	0,14	0,15
NiO	0,20	0,21	0,14	0,15	0,18	0,19	0,22	0,23
CoO	0,017	0,02	0,015	0,016	0,013	0,014	0,014	0,015
MgO	44,50	47,62	43,70	46,63	44,79	48,10	44,84	48,08
CaO	0,75	0,80	0,63	0,67	0,31	0,33	0,58	0,62
Na_2O	0,18	0,19	0,09	0,10	0,11	0,12	0,09	0,10
K_2O	0,04	0,04	< 0,05	—	0,10	0,11	< 0,05	—
H_2O^+	6,05	—	6,72	—	7,08	—	6,96	—
H_2O^-	0,10	—	0,22	—	0,34	—	0,24	—
CO_2	0,10	—	0,27	—	0,44	—	0,35	—
П.п.п.	6,70	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,007	0,01	0,014	0,01	0,01	0,011	0,01	0,014
V_2O_5	—	—	< 0,02	—	0,04	0,04	0,03	0,03
Сумма	99,59	99,98	100,92	99,99	100,98	99,99	100,82	100,00
$F_{пор.}$	9,33		11,15		10,18		9,17	
RO : SiO_2	1,93		1,92		1,95		1,95	
Степень серп., %	35		41		44		43	
K	27,2		36,6		23,7		38,1	

Продолжение табл. 2

Компоненты	Верхнеборский массив		Светлоборский массив					
	17612		17653а		18220		18228	
SiO_2	37,32	40,95	38,56	40,66	37,70	40,91	36,60	39,86
TiO_2	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04
Al_2O_3	0,60	0,66	0,56	0,59	0,57	0,62	0,34	0,37
Cr_2O_3	0,20	0,22	0,28	0,29	0,53	0,58	0,67	0,73
Fe_2O_3	3,26	3,57	2,94	3,11	1,67	1,81	2,69	2,93
FeO	6,95	7,63	7,24	7,64	6,00	6,51	6,59	7,18
MnO	0,16	0,17	0,17	0,18	0,16	0,17	0,18	0,20
NiO	0,11	0,12	0,13	0,14	0,17	0,18	0,14	0,15
CoO	0,015	0,016	0,018	0,019	0,022	0,023	0,019	0,020
MgO	41,77	45,83	43,88	46,27	44,70	48,51	43,80	47,70
CaO	0,57	0,62	0,85	0,90	0,43	0,47	0,65	0,71
Na_2O	0,13	0,14	0,13	0,14	0,10	0,11	0,05	0,05
K_2O	< 0,05	—	0,05	—	0,04	0,04	0,04	0,04
H_2O^+	8,40	—	5,31	—	6,50	—	6,87	—
H_2O^-	0,39	—	0,21	—	0,03	—	0,15	—
CO_2	0,47	—	0,30	—	0,18	—	0,47	—
П.п.п.	—	—	—	—	7,01	—	7,49	—
P_2O_5	0,011	0,01	0,014	0,015	—	—	—	—
V_2O_5	< 0,02	—	0,03	0,03	< 0,02	—	< 0,02	—
Сумма	100,39	99,99	100,68	99,99	98,95	99,98	99,10	99,98
$F_{пор.}$	11,70		11,22		8,56		10,35	
RO : SiO_2	1,88		1,91		1,93		1,98	
Степень серп., %	52		33		38		42	
K	31,9		28,9		21,8		29,0	

Компоненты	Светлоборский массив							
	18291		18336		18096		18151	
SiO_2	37,60	41,14	37,16	40,24	38,44	40,32	37,70	40,64
TiO_2	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04
Al_2O_3	0,29	0,32	0,49	0,53	0,44	0,49	0,37	0,40
Cr_2O_3	0,48	0,53	0,39	0,42	0,52	0,57	0,45	0,48
Fe_2O_3	2,64	2,89	2,70	2,93	2,45	2,71	2,55	2,75
FeO	5,25	5,74	7,49	8,11	4,54	5,02	7,24	7,86
MnO	0,14	0,15	0,05	0,05	0,13	0,14	0,17	0,18
NiO	0,18	0,20	0,11	0,12	0,18	0,20	0,11	0,11
CoO	0,018	0,02	0,025	0,027	0,018	0,02	0,020	0,021
MgO	43,91	48,05	43,50	47,11	45,13	49,93	43,39	46,76
CaO	0,76	0,83	0,22	0,24	0,33	0,37	0,65	0,70
Na_2O	0,07	0,08	0,15	0,16	0,12	0,13	0,07	0,08
K_2O	0,02	0,02	< 0,05	—	0,03	0,03	< 0,02	—
H_2O^+	8,00	—	6,82	—	9,10	—	7,30	—
H_2O^-	0,18	—	0,12	—	0,02	—	0,10	—
CO_2	0,29	—	0,41	—	0,18	—	0,18	—
П.п.п.	8,53	—	7,35	—	9,29	—	7,67	—
P_2O_5	—	—	< 0,02	—	< 0,02	—	< 0,02	—
V_2O_5	< 0,02	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,86	99,99	99,69	99,96	99,68	99,98	100,34	99,97
$F_{пор.}$	8,97		11,34		7,70		10,98	
RO : SiO_2	1,91		1,96		1,94		1,92	
Степень серп., %	48		41		54		44	
K	33,5		26,5		35,0		26,0	

Продолжение табл. 2

Компоненты	Светлоборский массив		Нижнетагильский массив					
	18156		2600		2605		2611	
SiO_2	37,36	40,44	35,30	39,58	34,48	39,83	34,12	40,29
TiO_2	0,09	0,10	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,88	0,95	0,23	0,25	0,13	0,15	0,14	0,17
Cr_2O_3	0,26	0,28	0,48	0,53	0,36	0,42	0,37	0,44
Fe_2O_3	2,27	2,46	5,37	6,01	3,88	4,48	4,90	5,79
FeO	6,96	7,53	4,76	5,33	4,12	4,76	3,79	4,48
MnO	0,17	0,18	0,11	0,11	0,14	0,17	0,15	0,18
NiO	0,11	0,12	0,12	0,12	0,14	0,16	0,12	0,14
CoO	0,016	0,017	0,01	0,01	0,011	0,011	0,015	0,016
MgO	43,13	46,69	42,50	47,65	42,69	49,31	40,60	47,94
CaO	0,87	0,94	0,28	0,30	0,46	0,53	0,34	0,40
Na_2O	0,16	0,17	< 0,05	—	0,10	0,12	0,08	0,09
K_2O	0,10	0,11	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	7,00	—	9,10	—	13,20	—	13,82	—
H_2O^-	0,12	—	0,70	—	0,92	—	1,28	—
CO_2	0,47	—	0,43	—	0,72	—	0,72	—
П.п.п.	7,55	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	< 0,02	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,97	99,99	99,39	100,00	101,41	100,00	100,46	100,00
$F_{пор.}$	10,47		11,23		9,08		10,18	
RO : SiO_2	1,92		1,96		1,99		1,92	
Степень серп., %	42		53		77		81	
K	24,6		53,0		48,5		56,4	

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	2617		97006		2380		2385	
SiO_2	41,81	46,08	37,06	40,57	35,40	39,96	36,00	39,69
TiO_2	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,60	0,66	0,28	0,31	0,14	0,16	0,15	0,17
Cr_2O_3	0,40	0,44	0,39	0,43	0,43	0,52	0,50	0,55
Fe_2O_3	6,08	6,70	3,61	3,95	3,91	4,42	3,32	3,66
FeO	1,69	1,86	6,29	6,99	4,20	4,74	5,30	5,35
MnO	0,13	0,15	0,17	0,19	0,10	0,11	0,10	0,11
NiO	0,15	0,17	0,13	0,14	0,13	0,15	0,14	0,15
CoO	0,013	0,014	0,015	0,016	0,014	0,015	0,014	0,014
MgO	39,43	43,46	42,69	46,74	43,90	49,56	44,80	49,40
CaO	0,25	0,28	0,55	0,60	0,23	0,26	0,27	0,30
Na_2O	0,12	0,13	0,10	0,11	< 0,05	—	< 0,05	—
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	8,15	—	8,70	—	8,50	—	9,60	—
H_2O^-	0,88	—	0,68	—	1,14	—	0,70	—
CO_2	0,12	—	0,36	—	0,68	—	0,06	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,88	100,00	101,08	100,00	98,91	100,00	100,06	100,00
$F_{пор.}$	9,25		11,12		8,97		9,41	
RO : SiO_2	1,49		1,90		1,90		2,01	
Степень серп., %	48		51		50		57	
K	78,2		36,5		48,2		38,5	

Продолжение табл. 2

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	2562		2567		2571		2642	
SiO_2	37,00	39,71	35,93	40,49	36,30	40,38	35,93	41,02
TiO_2	< 0,01	—	0,02	0,02	< 0,01	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,15	0,16	0,33	0,37	0,35	0,39	0,16	0,18
Cr_2O_3	0,28	0,30	0,41	0,46	0,48	0,54	0,53	0,61
Fe_2O_3	3,82	4,10	3,34	3,76	3,32	3,69	3,86	4,42
FeO	5,30	5,69	5,59	6,30	4,58	5,09	3,73	4,26
MnO	0,14	0,15	0,15	0,17	0,13	0,14	0,13	0,15
NiO	0,14	0,15	0,14	0,16	0,14	0,16	0,15	0,17
CoO	0,014	0,015	0,014	0,014	0,015	0,016	0,013	0,015
MgO	45,70	49,05	42,20	47,56	44,30	49,21	42,57	48,60
CaO	0,53	0,57	0,45	0,51	0,30	0,33	0,37	0,42
Na_2O	< 0,05	—	0,12	0,14	< 0,05	—	0,10	0,10
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	7,46	—	9,94	—	9,60	—	11,66	—
H_2O^-	0,22	—	0,60	—	0,70	—	0,88	—
CO_2	0,62	—	0,60	—	0,25	—	0,72	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,48	100,00	99,88	100,00	100,56	100,00	100,86	100,00
$F_{пор.}$	9,69		10,27		8,74		8,66	
RO : SiO_2	2,00		1,92		1,96		1,89	
Степень серп., %	44		58		56		65	
K	41,9		37,4		42,0		50,9	

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	1910		1915		1919		9729a	
SiO_2	38,24	43,53	34,77	40,05	34,58	40,06	36,60	40,14
TiO_2	0,07	0,08	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al_2O_3	0,96	1,09	0,10	0,12	0,20	0,23	0,25	0,28
Cr_2O_3	0,57	0,65	0,33	0,38	0,53	0,61	0,60	0,66
Fe_2O_3	8,65	9,85	4,33	5,00	4,14	4,80	2,52	2,77
FeO	1,93	2,20	4,12	4,75	3,38	3,92	4,58	5,02
MnO	0,18	0,21	0,17	0,19	0,14	0,16	0,09	0,10
NiO	0,15	0,17	0,16	0,18	0,15	0,17	0,21	0,23
CoO	0,016	0,018	0,013	0,015	0,011	0,013	0,013	0,014
MgO	36,64	41,72	42,20	48,61	42,68	49,45	46,00	50,46
CaO	0,25	0,28	0,45	0,52	0,35	0,41	0,25	0,27
Na_2O	0,14	0,16	0,10	0,12	0,10	0,12	< 0,05	—
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	11,50	—	10,94	—	11,78	—	9,60	—
H_2O^-	1,88	—	0,74	—	0,70	—	1,66	—
CO_2	0,24	—	0,72	—	0,48	—	0,62	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,46	100,00	99,21	100,00	99,27	100,00	103,05	100,00
$F_{пор.}$	12,94		9,63		8,54		7,69	
RO : SiO_2	1,55		1,96		1,97		2,01	
Степень серп., %	68		68		70		57	
K	81,8		51,2		55,0		35,5	

Окончание табл. 2

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	11075		11208а		12096		12262	
SiO_2	35,51	39,79	36,30	39,21	37,82	40,00	34,80	39,48
TiO_2	0,02	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02
Al_2O_3	0,15	0,17	0,49	0,53	0,17	0,18	0,19	0,22
Cr_2O_3	0,30	0,34	0,40	0,43	0,39	0,41	0,46	0,52
Fe_2O_3	2,84	3,18	3,90	4,21	2,88	3,05	3,72	4,22
FeO	5,37	6,02	8,18	8,84	6,29	6,65	4,72	5,36
MnO	0,13	0,15	0,18	0,20	0,14	0,15	0,14	0,16
NiO	0,10	0,11	0,08	0,09	0,10	0,11	0,08	0,09
CoO	0,009	0,01	0,006	0,006	0,008	0,008	0,008	0,009
MgO	44,31	49,65	42,13	45,51	46,17	48,84	43,56	49,41
CaO	0,37	0,41	0,68	0,74	0,39	0,41	0,32	0,37
Na_2O	0,09	0,10	0,13	0,14	0,09	0,10	0,08	0,09
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	10,90	—	8,27	—	5,65	—	13,22	—
H_2O^-	0,70	—	0,51	—	0,37	—	0,80	—
CO_2	0,41	—	0,35	—	0,26	—	0,50	--
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,26	100,00	101,71	100,00	100,81	100,00	102,67	100,00
$F_{пор.}$	9,11		13,47		9,74		9,41	
RO : SiO_2	2,02		1,96		1,98		2,02	
Степень серп., %	64		50		33		77	
K	34,6		32,3		31,4		44,1	

Примечания. Здесь и далее вторая колонка — пересчет химического анализа на безводное вещество и на 100%; $F_{пор.}$ (железистость) $= \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} 100\%$; RO : SiO_2 — отношение $FeO'+MgO/SiO_2$; $K=\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} 100\%$.

В табл. 4 и далее a_0, Å — параметры элементарной ячейки в ангстремах; F_{Cr} — общая железистость, $F_{Cr} = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} 100\%$; f — чистая железистость, $f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} 100\%$ (в октаэдрической позиции); K — степень окисленности Fe в хромшпинелиде, $K = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} 100\%$.

Таблица 3

Состав оливина из прото- и квазидунитов

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	2562			2567			2617	
	Состав, мас.%							
SiO_2	40,79	40,86	40,47	40,91	40,60	40,94	41,04	40,91
FeO	9,27	9,10	9,26	8,85	8,70	8,85	7,49	7,32
MnO	0,18	0,33	0,18	0,17	0,22	0,21	0,14	0,14
NiO	0,17	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,18	0,18
MgO	49,38	49,35	49,66	49,56	50,01	49,53	50,84	51,15
CaO	0,21	0,21	0,28	0,34	0,31	0,31	0,28	0,30
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 2 катиона							
Si	0,998	0,999	0,989	0,999	0,990	1,000	0,996	0,991
Fe^{2+}	0,190	0,186	0,189	0,181	0,177	0,181	0,152	0,148
Mn	0,004	0,007	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003
Ni	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003
Mg	1,799	1,800	1,808	1,804	1,818	1,804	1,837	1,847
Ca	0,005	0,005	0,007	0,009	0,008	0,008	0,007	0,008
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	9,5	9,3	9,5	9,05	8,9	9,05	7,2	7,4

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело							
	2617	59/6			60/10			
	Состав, мас.%							
SiO_2	41,14	41,00	40,75	40,78	40,99	40,75	40,19	40,78
FeO	7,10	7,54	7,91	7,91	7,90	9,23	9,28	9,11
MnO	0,16	0,21	0,18	0,20	0,23	0,17	0,20	0,25
NiO	0,17	0,28	0,25	0,28	0,26	0,31	0,29	0,27
MgO	51,16	50,82	50,76	50,68	50,47	49,41	49,91	49,43
CaO	0,27	0,15	0,15	0,15	0,15	0,13	0,13	0,16
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 2 катиона							
Si	0,996	0,997	0,991	0,992	0,998	0,997	0,982	0,998
Fe	0,144	0,152	0,142	0,160	0,160	0,188	0,190	0,185
Mn	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,005
Ni	0,003	0,005	0,004	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005
Mg	1,847	1,872	1,840	1,837	1,831	1,803	1,818	1,803
Ca	0,007	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	7,2	7,6	8,0	8,0	8,0	9,4	9,5	9,2

Примечание. Микрозондовые определения (аналитик Н.С.Рудашевский, ВСЕГЕИ).

Таблица 4

Состав акцессорных хромшпинелидов из протодунитов

Компоненты	Желтая сопка	Гладкая сопка	Косьвинский массив		Каменушинский массив	Светлоборский массив
	2225	2124	2849	2846	2191	2336
	Состав монофракции, мас.%					
SiO_2	0,50	0,88	1,08	0,98	1,36	1,68
TiO_2	0,30	0,52	0,94	0,76	0,42	0,46
Al_2O_3	8,30	8,60	8,40	6,00	9,66	5,00
Cr_2O_3	41,90	39,56	30,70	30,00	51,55	28,77
Fe_2O_3	19,60	22,14	27,52	32,00	8,21	35,05
FeO	20,20	22,15	24,70	24,78	17,65	21,91
MnO	0,44	0,46	0,44	0,44	0,40	0,70
NiO	0,20	< 0,01	—	—	0,05	0,12
CoO	0,11	0,04	—	—	0,04	0,04
MgO	7,50	6,46	5,68	4,75	10,12	5,62
CaO	0,11	0,11	< 0,20	< 0,20	0,11	0,11
H_2O^+	0,62	0,44	Не обн.	0,30	—	0,40
H_2O^-	0,11	0,46	0,36	0,10	—	0,18
CO_2	—	0,11	0,45	< 0,10	Не обн.	0,11
P_2O_5	—	—	—	—	0,009	0,10
V_2O_5	0,04	0,10	0,09	0,04	< 0,03	< 0,03
Сумма	99,82	101,99	99,95	100,35	99,71	100,18
	Состав после исключения примесей, мас.%					
TiO_2	0,31	0,53	0,95	0,78	0,44	0,48
V_2O_5	0,04	0,10	0,09	0,04	—	< 0,03
Al_2O_3	8,55	8,69	8,53	6,17	10,00	5,24
Cr_2O_3	43,18	39,96	31,18	30,84	53,36	30,16
Fe_2O_3	20,05	22,96	27,94	32,89	8,50	36,75
FeO	20,67	22,11	25,08	25,32	17,84	22,52
MnO	0,45	0,46	0,45	0,45	0,41	0,73
NiO	0,20	0,01	—	—	—	0,13
CoO	0,11	0,04	—	—	0,04	0,04
MgO	6,44	5,74	5,77	3,51	9,30	3,88
Сумма	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99
	Пересчет на 24 катиона					
Ti	0,065	0,109	0,200	0,168	0,087	0,104
V	0,007	0,018	0,017	0,007	—	—
Al	2,777	2,838	2,791	2,004	3,145	1,777
Cr	9,403	8,755	6,839	6,981	11,256	6,856
Fe^{3+}	4,161	4,664	5,840	7,089	1,707	7,952
Fe^{2+}	4,767	5,124	5,821	6,063	3,983	5,417
Mn	0,106	0,109	0,105	0,110	0,094	0,179
Ni	0,046	0,002	—	—	0,011	0,029
Co	0,025	0,010	—	—	0,008	0,008
Mg	2,646	2,371	2,386	1,498	3,697	1,665
Сумма	24,000	24,000	23,999	24,000	24,000	23,999
a_0, Å	8,3139	8,341	—	—	8,3112	8,367
F_{Cr}	77,1	80,5	83,0	89,8	60,6	88,9
f	64,7	68,8	68,8	79,9	41,1	76,5
K	46,6	47,6	49,9	53,9	30,0	59,5

Продолжение табл. 4

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело					Вересовоборский массив
	8114	8116	8111	8113	8112	2347
	Состав монофракции, мас.%					
SiO_2	1,30	0,80	1,00	1,00	0,90	0,68
TiO_2	0,60	0,65	0,50	0,40	0,40	0,98
V_2O_5	0,10	0,10	0,10	0,10	0,15	0,10
Al_2O_3	5,10	7,00	10,70	6,60	7,90	5,00
Cr_2O_3	40,80	43,40	43,50	45,30	48,50	24,16
Fe_2O_3	30,10	25,80	19,30	21,40	17,10	37,67
FeO	16,50	15,00	16,00	17,70	17,40	25,16
MnO	0,35	0,30	0,35	0,45	0,40	0,55
NiO	0,15	0,15	0,10	0,14	0,10	0,13
CoO	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,033
MgO	5,00	6,30	7,90	6,50	7,00	4,97
CaO	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,11
H_2O^+	0,80	0,80	0,83	0,70	0,68	0,32
H_2O^-	—	—	—	—	—	0,24
CO_2	—	—	—	—	—	< 0,10
Сумма	100,84	100,36	100,32	100,32	100,56	100,20
	Состав после исключения примесей, мас.%					
TiO_2	0,61	0,66	0,51	0,41	0,41	1,00
V_2O_5	0,10	0,10	0,10	0,10	0,15	0,10
Al_2O_3	5,26	7,15	10,99	6,77	8,07	5,10
Cr_2O_3	41,95	44,36	44,68	46,47	49,52	24,66
Fe_2O_3	30,93	26,37	19,82	21,95	17,46	38,45
FeO	16,57	15,08	16,13	17,85	17,49	25,47
MnO	0,36	0,31	0,36	0,46	0,41	0,56
NiO	0,15	0,15	0,10	0,14	0,10	0,13
CoO	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
MgO	4,02	5,75	7,28	5,81	6,36	4,49
Сумма	99,98	99,98	99,99	99,99	100,00	99,99
	Пересчет на 24 катиона					
Ti	0,133	0,140	0,105	0,086	0,085	0,215
V	0,009	0,009	0,008	0,009	0,013	0,019
Al	1,778	2,367	3,521	2,235	2,632	1,722
Cr	9,544	9,842	9,593	10,287	10,836	5,579
Fe^{3+}	6,691	5,569	4,054	4,626	3,635	8,280
Fe^{2+}	3,988	3,543	3,665	4,180	4,049	6,096
Mn	0,087	0,072	0,082	0,109	0,095	0,136
Ni	0,035	0,034	0,022	0,033	0,022	0,031
Co	0,007	0,012	0,008	0,007	0,007	0,008
Mg	1,725	2,409	2,941	2,428	2,626	1,915
Сумма	23,997	23,997	23,999	24,000	24,000	24,000
a_0, Å	8,368	8,333	8,334	8,349	8,328	8,336
F_{Cr}	86,1	79,1	79,6	78,4	74,5	88,2
f	76,8	68,4	61,8	67,8	65,6	73,9
K	62,7	61,1	52,5	52,5	47,4	57,6

Продолжение табл. 4

Компоненты	Вересовоборский массив		Нижнетагильский массив			
	2367	2365	C1/600	2380	2580	8504
	Состав монофракции, мас.%					
SiO_2	2,00	0,60	1,20	0,46	1,15	1,00
TiO_2	0,56	0,56	0,55	0,52	0,60	0,65
V_2O_5	< 0,03	< 0,03	—	—	< 0,03	0,07
Al_2O_3	3,90	6,15	6,75	10,18	8,60	7,50
Cr_2O_3	24,45	33,30	40,31	42,00	42,50	42,00
Fe_2O_3	38,56	32,00	18,25	—	18,40	19,95
FeO	23,95	21,31	26,31	42,20	20,70	20,80
MnO	0,72	0,50	0,47	—	0,48	0,50
NiO	0,09	0,13	—	—	0,07	0,08
CoO	0,037	0,035	—	—	0,053	0,052
MgO	5,30	6,42	6,23	7,08	7,50	6,10
CaO	0,11	0,05	—	0,06	0,25	0,20
H_2O^+	0,60	0,12	—	—	0,48	0,05
H_2O^-	0,56	0,10	—	—	—	—
CO_2	< 0,10	< 0,10	—	Не обн.	—	—
Сумма	100,97	100,40	100,07	100,50	100,91	99,08
	Состав после исключения примесей, мас.%					
TiO_2	0,59	0,56	0,56	0,52	0,61	0,67
V_2O_5	< 0,03	< 0,03	—	—	< 0,03	0,07
Al_2O_3	4,11	6,17	6,92	10,24	8,75	7,73
Cr_2O_3	25,73	33,41	41,32	42,24	43,37	43,44
Fe_2O_3	40,58	32,11	18,72	40,26	18,78	20,64
FeO	24,63	21,22	26,62	—	20,87	21,32
MnO	0,75	0,50	0,48	—	0,49	0,52
NiO	0,09	0,13	—	—	0,07	0,08
CoO	0,04	0,04	—	—	0,05	0,05
MgO	3,41	5,79	5,36	6,74	6,97	5,48
Сумма	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 24 катиона					
Ti	0,129	0,119	0,118	0,110	0,126	0,141
V	—	—	—	—	—	—
Al	1,406	2,047	2,277	3,361	2,827	2,543
Cr	5,909	7,436	9,120	9,297	9,396	9,574
Fe^{3+}	8,871	6,802	3,930	8,439	3,872	4,329
Fe^{2+}	5,980	4,997	6,212	—	4,784	4,970
Mn	0,186	0,120	0,114	—	0,114	0,122
Ni	0,022	0,030	—	—	0,016	0,019
Co	0,009	0,008	—	—	0,012	0,012
Mg	1,477	2,429	2,228	2,794	2,848	2,277
Сумма	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
a_0, Å	8,355	8,360	—	8,3355	8,3381	—
F_{Cr}	91,0	82,9	82,0	75,1	75,2	80,3
f	78,8	67,7	70,7	65,1	62,6	69,6
K	59,7	57,7	38,7	44,7	44,7	46,6

Окончание табл. 4

Компоненты	Нижнетагильский массив					
	2562	2382	2385	2384	9729а	С7529/150
	Состав монофракции, мас.%					
SiO_2	1,00	0,24	0,44	0,38	1,00	1,00
TiO_2	0,60	0,44	0,50	0,46	0,50	0,50
V_2O_5	0,07	—	—	—	0,07	0,15
Al_2O_3	8,90	8,60	7,04	8,10	9,15	9,50
Cr_2O_3	42,90	44,60	54,10	46,70	49,50	38,00
Fe_2O_3	18,40	20,08	21,66	17,26	17,80	26,40
FeO	21,40	16,66	17,26	18,54	20,10	17,30
MnO	0,55	—	0,56	0,48	0,45	0,35
NiO	0,06	—	0,14	0,11	0,05	0,19
CoO	0,052	—	0,043	0,042	0,053	0,05
MgO	6,00	7,33	6,59	7,48	7,00	6,50
CaO	0,10	0,06	0,06	0,17	0,10	0,20
H_2O^+	0,80	—	—	—	0,92	0,80
H_2O^-	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—
CuO	—	—	—	—	—	0,005
Сумма	100,93	98,21	99,39	99,72	100,79	100,74
	Состав после исключения примесей, мас.%					
TiO_2	0,62	0,45	0,51	0,47	0,51	0,51
V_2O_5	0,07	—	—	—	0,07	0,15
Al_2O_3	9,15	8,83	7,16	8,20	9,38	9,71
Cr_2O_3	44,09	45,77	45,84	47,30	50,75	38,86
Fe_2O_3	18,91	20,61	22,01	17,48	12,10	27,00
FeO	21,69	17,03	17,41	18,66	20,30	17,38
MnO	0,57	—	0,57	0,49	0,46	0,36
NiO	0,06	—	0,14	0,11	0,05	0,19
CoO	0,05	—	0,04	0,04	0,05	0,05
MgO	4,79	7,32	6,32	7,25	6,32	5,78
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99
	Пересчет на 24 катиона					
Ti	0,129	0,093	0,106	0,096	0,106	0,107
V	0,013	—	—	—	0,013	0,014
Al	3,002	2,846	2,348	2,652	3,031	3,175
Cr	9,702	9,942	10,085	10,253	10,994	8,517
Fe^{3+}	3,961	4,242	4,611	3,607	2,495	5,631
Fe^{2+}	5,048	3,894	4,052	4,280	4,652	4,030
Mn	0,133	—	0,134	0,113	0,107	0,083
Ni	0,014	—	0,032	0,025	0,011	0,042
Co	0,119	—	0,010	0,009	0,012	0,012
Mg	1,986	2,982	2,623	2,964	2,530	2,388
Сумма	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	23,999
a_0, Å	8,341	8,3436	8,3518	8,3461	8,3381	—
F_{Cr}	81,9	73,2	76,8	72,7	73,5	80,2
f	71,8	62,7	65,0	61,1	66,1	68,4
K	44,0	52,1	53,2	45,7	34,9	58,3

Таблица 5

Состав акцессорных хромшпинелидов протодунитов

Компоненты	Нижнетагильский массив						Конжаковский массив, Иовское тело	
	2562				2617		С59/6	
	1с	1к	2	3	1с	1к	1с	1к
	Состав, мас.%							
TiO_2	0,58	0,77	0,46	0,57	0,44	0,51	0,44	0,47
Al_2O_3	8,59	8,67	11,45	8,74	9,57	9,50	10,39	10,15
Cr_2O_3	44,60	42,17	50,49	48,41	45,71	45,27	48,38	46,17
Fe_2O_3	16,08	18,89	9,78	14,35	14,77	15,25	11,45	14,76
FeO	22,66	30,55	15,16	16,21	20,77	20,38	20,23	17,69
MnO	0,41	0,41	0,29	0,26	0,44	0,48	0,27	0,29
NiO	0,10	0,13	0,14	0,15	0,08	0,14	0,05	0,06
MgO	6,96	8,42	12,22	11,29	8,20	8,46	8,78	10,39
Сумма	99,98	99,98	99,98	99,98	99,99	99,98	99,99	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,120	0,156	0,090	0,113	0,089	0,104	0,088	0,094
Al	2,773	2,772	3,506	2,735	3,047	3,020	3,276	3,161
Cr	9,649	9,036	10,369	10,148	9,756	9,649	10,231	9,687
Fe^{3+}	3,313	3,854	1,914	2,856	3,001	3,094	2,305	2,950
Fe^{2+}	5,188	4,658	3,294	3,595	4,688	4,594	4,526	3,917
Mn	0,095	0,094	0,064	0,059	0,100	0,110	0,061	0,065
Ni	0,021	0,028	0,030	0,032	0,018	0,030	0,011	0,013
Mg	2,839	3,401	4,732	4,462	3,300	3,399	3,500	4,110
Сумма	23,998	23,999	23,999	24,000	23,999	24,000	23,998	23,998
F	75,0	71,4	52,4	59,1	70,0	69,3	66,1	62,6
f	63,1	56,0	39,7	43,1	57,3	55,8	55,3	47,6
K	36,8	45,3	36,8	44,3	39,1	40,2	33,74	43,0

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело							
	С59/6			С60/10				
	2	3	4	1с	1к	2	3	4
	Состав, мас.%							
TiO_2	0,42	0,37	0,46	0,80	0,84	0,87	0,56	0,94
Al_2O_3	10,36	9,44	9,91	10,53	9,59	9,79	10,62	10,36
Cr_2O_3	48,97	49,32	48,98	41,56	39,53	40,26	40,62	42,10
Fe_2O_3	10,73	11,13	10,62	16,17	18,86	18,32	17,67	16,07
FeO	20,69	21,74	22,30	24,08	25,06	23,67	23,10	22,70
MnO	0,28	0,28	0,27	0,29	0,33	0,30	0,36	0,32
NiO	0,06	0,05	0,05	0,12	0,10	0,14	0,17	0,11
MgO	8,46	7,66	7,40	6,43	5,67	6,63	6,88	7,38
Сумма	99,99	99,99	99,99	99,98	99,98	99,98	99,98	99,98
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,085	0,075	0,094	0,164	0,174	0,179	0,114	0,192
Al	3,275	3,013	3,161	3,381	3,115	3,152	3,401	3,306
Cr	9,384	10,555	10,476	8,949	8,606	8,698	8,722	9,014
Fe^{3+}	2,164	2,268	2,163	3,316	3,909	3,765	3,610	3,274
Fe^{2+}	4,631	4,923	5,048	5,484	5,771	5,407	5,247	5,140
Mn	0,063	0,063	0,062	0,067	0,078	0,069	0,083	0,073
Ni	0,013	0,011	0,011	0,026	0,021	0,031	0,037	0,024
Mg	3,382	3,091	2,984	2,610	2,327	2,699	2,784	2,977
Сумма	23,997	23,999	23,999	23,997	24,001	24,000	23,998	24,000
F	66,8	69,9	70,7	77,1	80,6	77,3	70,1	73,9
f	56,8	60,4	61,8	66,2	69,7	65,0	63,7	61,6
K	31,8	31,5	30,0	37,7	40,4	41,0	40,8	38,9

Примечание: с — середина зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 6

Состав диопсидовых дунитов, мас.%

Компоненты	Номера проб							
	8056		8718в		20889		18159	
SiO_2	39,20	41,78	41,59	41,82	40,70	42,47	40,08	43,91
TiO_2	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,17	0,19
Al_2O_3	0,35	0,37	1,31	1,32	0,60	0,63	3,16	3,46
Cr_2O_3	0,35	0,37	0,18	0,18	0,28	0,29	0,22	0,24
Fe_2O_3	3,45	3,67	0,35	0,35	2,20	2,29	3,07	3,36
FeO	7,10	7,57	11,00	11,06	8,50	8,87	6,10	6,68
MnO	0,17	0,18	0,29	0,29	0,23	0,24	0,15	0,16
NiO	0,16	0,16	0,14	0,14	0,09	0,09	0,09	0,10
CoO	0,018	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,015	0,016
MgO	39,40	41,99	41,05	41,27	38,40	40,07	33,45	36,65
CaO	3,60	3,83	3,34	3,36	4,60	4,80	3,96	4,34
Na_2O	0,05	0,05	0,15	0,15	0,12	0,12	0,57	0,62
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	0,04	0,04	0,25	0,27
H_2O^+	6,40	—	—	—	3,85	—	7,82	—
H_2O^-	0,23	—	—	—	0,05	—	0,12	—
CO_2	0,24	—	—	—	0,23	—	0,35	—
П.п.п.	—	—	0,54	—	4,20	—	8,30	—
P_2O_5	< 0,003	—	—	—	0,011	0,01	—	—
V_2O_5	< 0,03	—	Следы	Следы	—	—	< 0,02	—
Сумма	100,74	100,01	100,00	100,00	99,91	99,98	99,57	100,00
$F_{пор.}$	12,7		16,2		13,1		11,7	

Примечание. Обр. 8056 — пятнисто-пойкилитовый диопсидовый дунит в 10 м от западного контакта Иовского тела; обр. 8718в — диопсидовый дунит в 4 м от контакта Юдинского дунитового тела Косьвинского массива [120]; обр. 20889 — северо-восточный контакт Каменушинского массива; обр. 18159 — восточный контакт Светлоборского массива.

Таблица 7

Состав оливина и клинопироксена из диопсидовых и диопсидсодержащих дунитов

Компоненты	Оливин			Клинопироксен		
	1	2	3	4	5	6
	Состав, мас.%					
SiO_2	40,12	41,14	40,41	52,70	52,81	53,51
TiO_2	Не обн.	Не обн.	0,00	0,18	0,00	0,22
Al_2O_3	Не обн.	0,00	0,00	1,65	2,04	1,96
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,00	0,24	0,76	0,59
Fe_2O_3	0,16	—	—	1,55	—	—
FeO	9,83	12,21	12,02	3,11	2,86	2,53
MnO	0,20	0,20	0,16	0,03	0,00	0,00
NiO	—	—	—	0,02	—	—
CoO	0,02	—	—	0,006	—	—
MgO	49,33	48,00	47,72	17,77	16,38	16,23
CaO	Не обн.	0,00	0,00	20,94	25,31	25,28
Na_2O	—	0,00	0,00	0,30	0,23	0,17
K_2O	—	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00
П.п.п.	0,55	—	—	0,98	—	—
V_2O_5	Не обн.	—	—	0,03	—	—
Сумма	100,31	101,58	100,31	99,66	100,39	100,48
	Пересчет на катионы					
Si	00,991	1,003	0,996	15,552	15,069	15,287
Ti	—	—	—	0,040	—	0,048
Al	—	—	—	0,576	1,248	1,202
Cr	0,003	—	—	0,056	0,171	0,134
Fe^{3+}	—	—	—	0,344	—	—
Fe^{2+}	0,182	0,248	0,248	0,768	0,682	0,604
Mn	0,006	0,004	0,003	0,008	—	—
Ni	—	—	—	0,008	—	—
Mg	1,817	1,745	1,753	7,816	6,964	6,909
Ca	—	—	—	6,624	7,738	7,723
Na	—	—	—	0,168	0,127	0,093
K	—	—	—	0,040	—	—
OH	—	—	—	0,968	—	—
Сумма	2,999	3,000	3,000	32,000	31,999	32,000
f	9,6	12,5	12,5	12,4	8,91	8,04

Примечание. Оливины: 1 - Косьвинский Камень, близ контакта с клинопироксенитами; 2 — из западного контакта Иовского дунитового тела; обр. 8056, центр зерна; 3 — то же, край зерна; клинопироксены: 4 — Косьвинский Камень, близ контакта с клинопироксенитами; 5 — Юдинское дунитовое тело, западный контакт, обр. 2994-2, центральная часть зерна; 6 — то же, край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 8

Состав классифицированных перекристаллизованных дунитов из дунитовых ядер, мас.%

Компоненты	Массив Желтой сопки							
	Тонко-мелкозернистые дуниты							
	24137		24061		24300		24116	
SiO_2	38,00	40,75	37,26	39,64	36,04	40,35	37,10	40,40
TiO_2	≤ 0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al_2O_3	0,22	0,24	0,30	0,32	0,16	0,18	0,30	0,33
Cr_2O_3	0,39	0,42	0,42	0,44	0,36	0,40	0,46	0,50
Fe_2O_3	1,68	1,80	3,00	3,19	2,71	3,03	2,29	2,49
FeO	5,69	6,10	8,10	8,62	4,94	5,53	5,72	6,23
MnO	0,11	0,11	0,16	0,17	0,11	0,12	0,12	0,13
NiO	0,11	0,11	0,14	0,15	0,11	0,12	0,23	0,25
CoO	0,018	0,019	0,018	0,019	0,019	0,021	0,017	0,018
MgO	46,78	50,16	43,80	46,60	44,56	49,89	45,23	49,25
CaO	0,18	0,19	0,50	0,53	0,22	0,24	0,25	0,27
Na_2O	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,10
K_2O	≤ 0,05	—	0,18	0,19	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	6,20	—	6,30	—	10,25	—	7,08	—
H_2O^-	0,05	—	0,06	—	0,08	—	0,16	—
CO_2	0,30	—	0,21	—	0,30	—	0,29	—
П.п.п.	7,02	—	6,78	—	10,64	—	7,98	—
P_2O_5	< 0,004	—	0,007	0,01	< 0,004	—	0,005	0,005
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,81	99,98	100,56	99,97	99,95	99,99	99,36	99,99
F	8,06		12,15		8,50		8,80	
RO : SiO_2	1,97		1,99		2,01		1,99	
Степень серп., %	37		38		61		43	
K	22,8		27,0		35,4		28,6	

Компоненты	Мелкозернистые		Среднезернистые		Крупнозернистые дуниты			
	24674		24457		24065		24329	
SiO_2	38,34	40,28	38,04	40,48	36,38	40,50	34,86	38,57
TiO_2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Al_2O_3	0,20	0,21	0,42	0,45	0,40	0,44	0,97	1,07
Cr_2O_3	0,50	0,52	0,48	0,51	0,66	0,73	2,85	3,15
Fe_2O_3	1,63	1,71	1,83	1,95	2,60	2,09	3,51	3,88
FeO	7,89	8,29	6,18	6,58	4,24	4,72	3,77	4,17
MnO	0,14	0,15	0,11	0,12	0,10	0,11	0,10	0,11
NiO	0,14	0,15	0,24	0,26	0,25	0,28	0,25	0,28
CoO	0,019	0,02	0,017	0,018	0,015	0,016	0,014	0,015
MgO	45,46	47,76	46,28	49,25	44,58	49,63	43,71	48,37
CaO	0,80	0,84	0,16	0,17	0,50	0,56	0,25	0,28
Na_2O	0,04	0,04	0,12	0,13	0,09	0,10	0,06	0,06
K_2O	< 0,05	—	0,06	0,06	≤ 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	5,08	—	6,05	—	9,80	—	9,10	—
H_2O^-	Не обн.	—	0,23	—	0,11	—	0,10	—
CO_2	0,018	—	0,24	—	0,35	—	0,36	—
П.п.п.	0,50	—	6,50	—	10,29	—	9,56	—
P_2O_5	< 0,004	—	0,007	0,007	< 0,004	—	< 0,007	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,78	99,99	100,49	100,01	100,09	100,00	99,93	99,99
F	10,35		8,68		7,65		8,17	
RO : SiO_2	1,97		1,99		1,98		2,03	
Степень серп., %	30		37		58		54	
K	17,1		20,9		38,0		48,2	

Продолжение табл. 8

Компоненты	Супреинский массив				Конжаковский массив, Иовское тело			
	Мелкозернистые дуниты							
	24394		24399		С60/10		С60/15	
SiO_2	38,54	40,37	38,98	40,42	38,58	39,58	38,30	39,64
TiO_2	< 0,02	—	< 0,02	—	< 0,01	—	0,01	0,01
Al_2O_3	0,16	0,17	0,15	0,15	0,09	0,09	0,38	0,39
Cr_2O_3	0,38	0,40	0,20	0,21	0,24	0,25	0,93	0,96
Fe_2O_3	1,44	1,51	1,88	1,95	2,71	2,78	2,54	2,63
FeO	8,25	8,64	7,71	7,99	7,69	7,89	5,66	5,86
MnO	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,08	0,08
NiO	0,14	0,15	0,11	0,11	0,30	0,31	0,33	0,34
CoO	0,019	0,02	0,019	0,02	0,018	0,019	0,015	0,015
MgO	46,20	48,39	46,82	48,55	47,38	48,61	48,05	49,73
CaO	0,15	0,16	0,38	0,39	0,32	0,33	0,33	0,34
Na_2O	0,06	0,06	0,05	0,05	—	—	—	—
K_2O	≤ 0,05	—	≤ 0,05	—	—	—	—	—
H_2O^+	4,00	—	2,80	—	2,34	—	3,00	—
H_2O^-	0,23	—	Не обн.	—	0,50	—	0,78	—
CO_2	0,24	—	0,29	—	0,20	—	0,34	—
П.п.п.	4,50	—	3,16	—	—	—	—	—
P_2O_5	< 0,004	—	0,005	0,005	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,94	100,01	99,53	99,98	100,51	100,00	100,74	99,99
F	10,38		10,13		10,84		8,48	
RO : SiO_2	1,99		1,99		1,88		2,04	
Степень серп., %	25		17		16,5		23	
K	14,8		19,6		26,1		31,0	

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело							
	Мелкозернистые				Среднезернистые дуниты			
	С63/1,5		С69/12		С62/13		С73/36,5	
SiO_2	40,92	41,78	39,62	40,20	38,38	39,63	39,30	39,83
TiO_2	0,03	0,03	< 0,01	—	< 0,01	—	0,03	0,03
Al_2O_3	0,78	0,80	0,12	0,12	0,31	0,32	0,65	0,65
Cr_2O_3	0,42	0,43	0,48	0,49	1,14	1,18	1,52	1,54
Fe_2O_3	1,67	1,70	1,78	1,81	2,39	2,47	1,80	1,82
FeO	5,61	5,73	6,82	6,92	5,31	5,48	6,20	6,28
MnO	0,12	0,12	0,10	0,10	0,07	0,07	0,14	0,14
NiO	0,33	0,34	0,30	0,30	0,30	0,31	0,29	0,29
CoO	—	—	0,018	0,02	0,016	0,02	0,017	0,02
MgO	47,85	48,85	49,00	49,72	48,60	50,18	48,20	48,86
CaO	0,22	0,22	0,32	0,32	0,33	0,34	0,26	0,26
Na_2O	—	—	—	—	—	—	0,16	0,16
K_2O	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03
H_2O^+	2,34	—	1,20	—	2,90	—	1,05	—
H_2O^-	0,54	—	0,70	—	0,48	—	0,05	—
CO_2	—	—	0,20	—	0,27	—	< 0,10	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	1,60	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,046	0,05
V_2O_5	0,02	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,83	100,00	100,66	100,00	100,50	100,00	99,70	99,96
F	7,68		8,78		7,93		8,34	
RO : SiO_2	1,89		2,02		2,05		1,99	
Степень серп., %	17		11		20		6	
K	22,9		20,7		31,0		22,5	

345

Продолжение табл. 8

Компоненты	Иовское тело				Косьвинский массив, Юдинское тело			
	Среднезернистые		Крупнозернистые		Тонко-мелкозернистые дуниты			
	С73/3		С73/100		23068		23131	
SiO_2	39,30	39,58	40,50	40,74	37,70	40,91	38,04	40,46
TiO_2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
Al_2O_3	0,50	0,50	0,80	0,80	0,33	0,36	0,17	0,18
Cr_2O_3	1,10	1,10	0,29	0,29	0,26	0,28	0,25	0,26
Fe_2O_3	1,10	1,10	0,75	0,75	2,22	2,41	1,52	1,62
FeO	7,00	7,05	6,60	6,64	7,93	8,60	7,18	7,63
MnO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,16	0,13	0,14
NiO	0,31	0,31	0,31	0,31	0,15	0,16	0,14	0,15
CoO	0,018	0,02	0,018	0,02	0,017	0,018	0,017	0,018
MgO	49,30	49,65	49,10	49,40	42,27	45,87	45,80	48,71
CaO	0,31	0,31	0,70	0,70	1,00	1,09	0,70	0,74
Na_2O	0,15	0,15	0,12	0,12	0,08	0,09	0,05	0,05
K_2O	0,01	0,01	0,03	0,03	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	1,20	—	0,75	—	6,70	—	5,77	—
H_2O^-	< 0,05	—	< 0,05	—	0,39	—	0,16	—
CO_2	0,23	—	< 0,10	—	0,23	—	0,23	—
П.п.п.	1,32	—	1,00	—	7,30	—	6,20	—
P_2O_5	0,007	0,01	≤ 0,005	—	0,007	0,01	0,007	0,01
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,71	99,96	100,14	99,97	99,47	99,98	100,19	99,99
F	8,33		7,67		11,66		9,48	
RO : SiO_2	2,04		1,95		1,89		1,98	
Степень серп., %	7		5		42		35	
K	13,6		10,2		21,9		17,5	

Компоненты	Косьвинский массив, Юдинское тело							
	Мелкозернистые дуниты							
	23197		23046		23064		23066	
SiO_2	39,45	40,74	38,54	40,53	37,16	40,12	38,04	40,56
TiO_2	≤ 0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05
Al_2O_3	0,16	0,16	0,21	0,22	0,24	0,26	0,58	0,62
Cr_2O_3	0,42	0,43	0,33	0,35	0,44	0,48	0,68	0,62
Fe_2O_3	2,11	2,13	2,42	2,54	3,27	3,53	2,61	2,78
FeO	7,46	7,70	6,32	7,17	7,32	7,90	7,64	8,15
MnO	0,19	0,19	0,16	0,16	0,16	0,17	0,15	0,16
NiO	0,15	0,16	0,11	0,12	0,11	0,12	0,14	0,15
CoO	0,018	0,019	0,018	0,019	0,017	0,018	0,019	0,02
MgO	46,51	48,03	45,68	48,04	43,53	46,99	42,83	45,67
CaO	0,30	0,31	0,70	0,74	0,30	0,32	1,00	1,06
Na_2O	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,13	0,14
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	3,10	—	4,30	—	6,90	—	5,80	—
H_2O^-	0,12	—	0,17	—	0,38	—	0,30	—
CO_2	0,12	—	0,47	—	0,27	—	0,23	—
П.п.п.	3,43	—	5,03	—	7,30	—	6,50	—
P_2O_5	0,007	0,01	0,009	0,01	0,004	—	0,007	0,01
Сумма	100,18	100,00	100,02	99,98	100,18	99,98	100,11	99,97
F	10,13		10,02		11,67		11,58	
RO : SiO_2	1,96		1,95		1,98		1,90	
Степень серп., %	19		27		43		36	
K	22,0		26,2		30,9		25,5	

Продолжение табл. 8

Компоненты	Юдинское тело		Косьвинский массив, Сосновское тело					
	Среднезернистые		Мелкозернистые дуниты					
	23218		22024		22034		22068	
SiO_2	39,87	40,37	37,51	38,38	36,93	40,38	34,40	39,70
TiO_2	≤ 0,02	—	0,12	0,12	0,04	0,04	0,03	0,03
Al_2O_3	0,14	0,14	0,29	0,30	0,56	0,61	0,38	0,44
Cr_2O_3	0,10	0,10	0,31	0,32	0,36	0,39	0,46	0,53
Fe_2O_3	0,83	0,84	4,06	4,15	3,26	3,56	4,43	5,11
FeO	10,30	10,43	14,65	14,99	6,31	6,90	5,51	6,36
MnO	0,20	0,20	0,31	0,32	0,18	0,19	0,16	0,18
NiO	0,11	0,11	0,14	0,14	0,18	0,19	0,16	0,18
CoO	0,022	0,022	0,025	0,025	0,016	0,017	0,015	0,016
MgO	46,61	47,19	39,90	40,82	42,91	46,92	40,60	46,86
CaO	0,50	0,50	0,25	0,26	0,47	0,51	0,40	0,46
Na_2O	0,08	0,08	0,12	0,12	0,15	0,16	0,10	0,11
K_2O	< 0,05	—	0,06	0,06	0,06	0,07	< 0,05	—
H_2O^+	0,85	—	1,75	—	8,90	—	13,00	—
H_2O^-	0,20	—	0,17	—	0,42	—	0,54	—
CO_2	< 0,10	—	< 0,10	—	0,23	—	< 0,10	—
П.п.п.	1,05	—	2,42	—	9,15	—	13,36	—
P_2O_5	0,007	0,007	≤ 0,004	—	0,027	0,029	< 0,004	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,82	99,99	99,66	100,00	101,01	99,97	100,18	99,99
F	11,74		20,46		10,78		11,63	
RO : SiO_2	1,97		1,99		1,97		1,98	
Степень серп., %	6		11		55		80	
K	7,5		14,1		34		44,5	

Компоненты	Косьвинский массив, Сосновское тело							
	Мелкозернистые		Среднезернистые дуниты					
	22083		22126		22040		22053	
SiO_2	37,38	40,08	37,58	40,43	35,44	40,65	37,25	39,27
TiO_2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Al_2O_3	0,34	0,36	0,30	0,32	0,27	0,31	0,27	0,28
Cr_2O_3	0,48	0,51	0,40	0,43	0,58	0,66	0,23	0,29
Fe_2O_3	2,86	3,07	1,98	2,13	3,32	3,81	3,20	3,37
FeO	7,98	8,56	5,95	6,40	4,20	4,82	9,36	9,87
MnO	0,18	0,19	0,15	0,16	0,13	0,15	0,20	0,21
NiO	0,13	0,14	0,19	0,20	0,14	0,16	0,15	0,16
CoO	0,016	0,017	0,014	0,015	0,01	0,01	0,019	0,02
MgO	43,28	46,41	45,60	49,06	42,63	48,90	43,60	45,96
CaO	0,47	0,50	0,57	0,61	0,34	0,39	0,40	0,42
Na_2O	0,11	0,12	0,12	0,13	0,08	0,09	0,10	0,10
K_2O	< 0,05	—	0,06	0,06	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	7,15	—	6,63	—	11,25	—	3,56	—
H_2O^-	0,27	—	0,36	—	0,43	—	0,36	—
CO_2	< 0,10	—	0,70	—	0,23	—	0,35	—
П.п.п.	7,20	—	7,33	—	12,99	—	6,14	—
P_2O_5	< 0,004	—	< 0,004	—	0,023	0,026	< 0,004	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,68	99,99	100,63	99,97	99,09	100,00	99,13	99,98
F	12,04		8,70		8,64		13,82	
RO : SiO_2	1,96		1,98		1,96		1,97	
Степень серп., %	44		42		68		23	
K	26,4		25,0		44,1		25,5	

Продолжение табл. 8

Компоненты	Сосновское тело		Каменушинский массив				Вересовоборский массив	
	Среднезернистые		Среднезернистые		Крупнозернистые		Мелкозернистые дуниты	
	22194		20627		20608		17213	
SiO_2	36,30	40,67	36,15	39,34	37,60	40,63	39,16	41,11
TiO_2	0,07	0,08	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05
Al_2O_3	0,38	0,42	0,80	0,87	0,25	0,27	0,49	0,51
Cr_2O_3	0,24	0,26	0,73	0,79	0,31	0,33	0,08	0,08
Fe_2O_3	4,35	4,81	3,60	3,91	2,80	3,02	2,42	2,54
FeO	7,40	8,18	8,15	8,86	7,50	8,10	6,00	6,30
MnO	0,18	0,19	0,17	0,18	0,17	0,18	0,14	0,15
NiO	0,11	0,12	0,12	0,12	0,20	0,21	0,15	0,16
CoO	0,02	0,02	0,019	0,02	0,02	0,02	0,013	0,014
MgO	40,50	44,76	41,35	44,99	43,10	46,57	45,88	48,16
CaO	0,30	0,33	0,62	0,67	0,40	0,43	0,74	0,78
Na_2O	0,13	0,14	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,14
K_2O	< 0,05	—	0,03	0,03	0,04	0,04	< 0,05	—
H_2O^+	9,20	—	7,40	—	7,10	—	5,26	—
H_2O^-	0,44	—	0,07	—	0,11	—	0,16	—
CO_2	0,23	—	< 0,10	—	0,17	—	0,18	—
П.п.п.	9,43	—	7,80	—	7,40	—	—	—
P_2O_5	< 0,004	—	0,011	0,01	< 0,005	—	0,011	0,01
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	< 0,02	—
Сумма	100,35	99,98	99,38	99,95	99,92	99,96	100,84	100,00
F	13,54		13,38		11,53		9,09	
RO : SiO_2	1,89		1,91		1,93		1,92	
Степень серп., %	57		43		41		32	
K	37,0		30,7		27,2		28,7	

Компоненты	Вересовоборский массив							
	Мелкозернистые		Среднезернистые дуниты					
	17324		17062		17090		17132	
SiO_2	38,29	40,35	37,16	39,31	37,99	40,54	38,45	41,26
TiO_2	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04
Al_2O_3	0,40	0,42	0,60	0,63	0,24	0,26	0,30	0,32
Cr_2O_3	0,20	0,21	0,86	0,91	0,28	0,29	0,26	0,27
Fe_2O_3	3,27	3,45	4,16	4,40	3,35	3,57	3,21	3,44
FeO	6,59	6,94	7,60	8,04	6,48	6,91	5,56	5,97
MnO	0,17	0,18	0,08	0,08	0,17	0,18	0,14	0,15
NiO	0,13	0,14	0,19	0,20	0,14	0,15	0,16	0,17
CoO	0,016	0,017	0,018	0,019	0,018	0,019	0,014	0,015
MgO	45,08	47,50	43,20	45,69	44,36	47,34	44,35	47,59
CaO	0,58	0,61	0,40	0,42	0,54	0,58	0,61	0,65
Na_2O	0,11	0,11	0,06	0,06	0,08	0,08	0,09	0,10
K_2O	< 0,05	—	0,06	0,06	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	5,48	—	5,28	—	5,67	—	6,54	—
H_2O^-	0,07	—	0,20	—	0,19	—	0,12	—
CO_2	0,27	—	<0,24	—	0,24	—	0,15	—
П.п.п.	—	—	5,40	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,014	0,015	0,016	0,017	0,007	0,007	0,009	0,01
V_2O_5	< 0,02	—	0,08	0,08	0,02	0,02	< 0,02	—
Сумма	100,72	99,99	100,02	99,97	99,81	99,98	100,00	99,99
F	10,59		12,85		10,71		9,65	
RO : SiO_2	1,96		1,98		1,94		1,90	
Степень серп., %	33		33		35		40	
K	39,2		35,4		34,1		36,6	

Продолжение табл. 8

Компоненты	Вересовоборский массив						Светлоборский массив	
	Среднезернистые						Мелкозернистые дуниты	
	17163		17493		17634		18035	
SiO_2	38,53	40,97	37,24	41,06	36,79	41,18	36,70	10,37
TiO_2	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04	0,04	0,24	0,26
Al_2O_3	0,39	0,41	0,54	0,60	0,28	0,31	2,98	3,28
Cr_2O_3	0,39	0,42	0,25	0,27	0,27	0,30	0,48	0,53
Fe_2O_3	2,46	2,62	2,77	3,05	3,52	3,94	3,62	3,98
FeO	5,71	6,07	5,56	6,13	4,02	4,50	6,10	6,70
MnO	0,09	0,10	0,15	0,17	0,12	0,13	0,13	0,14
NiO	0,19	0,20	0,14	0,15	0,18	0,20	0,18	0,20
CoO	0,014	0,015	0,015	0,016	0,013	0,014	0,014	0,015
MgO	45,72	48,62	43,12	47,54	43,23	48,40	38,00	41,80
CaO	0,38	0,40	0,71	0,78	0,77	0,86	1,85	2,04
Na_2O	0,09	0,10	0,13	0,14	0,09	0,10	0,47	0,52
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	0,13	0,14
H_2O^+	6,30	—	9,09	—	10,41	—	8,50	—
H_2O^-	0,25	—	0,21	—	0,37	—	0,19	—
CO_2	0,30	—	0,27	—	0,50	—	0,26	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	8,93	—
P_2O_5	0,011	0,01	0,016	0,017	0,007	0,008	0,04	0,04
V_2O_5	0,03	0,03	< 0,02	—	< 0,02	—	—	—
Сумма	100,89	100,00	100,27	99,99	100,61	99,98	99,88	100,01
F	8,85		9,47		8,53		12,12	
RO : SiO_2	1,94		1,90		1,91		1,75	
Степень серп., %	38		55		64		51	
K	30,1		33,3		46,7		37,2	

Компоненты	Светлоборский массив							
	Мелкозернистые дуниты							
	18050		18089		18289		18438	
SiO_2	37,20	40,90	37,46	40,59	36,69	40,48	38,42	41,77
TiO_2	0,06	0,07	0,07	0,08	0,03	0,03	0,04	0,04
Al_2O_3	0,63	0,69	0,50	0,54	0,45	0,50	0,37	0,40
Cr_2O_3	0,59	0,65	0,42	0,45	0,46	0,50	0,09	0,10
Fe_2O_3	1,89	2,08	1,79	1,94	2,48	2,74	1,55	1,68
FeO	5,68	6,24	5,68	6,15	6,40	7,06	5,54	6,02
MnO	0,12	0,13	0,13	0,14	0,14	0,15	0,05	0,05
NiO	0,18	0,20	0,20	0,22	0,15	0,16	0,18	0,19
CoO	0,019	0,02	0,016	0,017	0,018	0,019	0,016	0,017
MgO	44,00	48,38	45,09	48,86	43,42	47,91	45,25	49,19
CaO	0,33	0,36	0,76	0,82	0,22	0,24	0,33	0,36
Na_2O	0,20	0,22	0,12	0,13	0,13	0,14	0,11	0,12
K_2O	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05
H_2O^+	8,20	—	6,90	—	8,20	—	7,30	—
H_2O^-	0,24	—	0,09	—	0,29	—	0,10	—
CO_2	0,20	—	0,18	—	0,29	—	0,23	—
П.п.п.	8,65	—	7,25	—	9,02	—	7,67	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,03	0,03	< 0,02	—	< 0,02	—	< 0,02	—
Сумма	99,60	100,00	99,46	99,99	99,41	99,97	99,62	99,99
F	8,60		8,31		10,07		7,91	
RO : SiO_2	1,92		1,95		1,96		1,90	
Степень серп., %	50		42		50		44	
K	25,0		24,0		27,9		21,9	

Продолжение табл. 8

Компоненты	Светлоборский массив							
	Среднезернистые дуниты							
	18129		18134		18148		18219	
SiO_2	37,74	40,46	36,80	41,19	37,85	41,41	37,22	40,74
TiO_2	0,09	0,10	0,12	0,13	0,04	0,04	0,05	0,05
Al_2O_3	0,75	0,80	1,19	1,33	0,42	0,46	0,35	0,38
Cr_2O_3	0,35	0,38	0,54	0,60	0,23	0,25	0,19	0,21
Fe_2O_3	1,88	2,02	2,88	3,22	1,81	1,98	1,50	1,64
FeO	7,31	7,83	4,97	5,56	5,39	5,90	6,39	6,99
MnO	0,15	0,16	0,13	0,15	0,13	0,14	0,15	0,16
NiO	0,17	0,17	0,17	0,19	0,19	0,21	0,20	0,22
CoO	0,018	0,019	0,018	0,02	0,015	0,016	0,016	0,017
MgO	43,99	47,16	41,10	46,00	44,71	48,91	44,41	48,61
CaO	0,65	0,70	1,19	1,33	0,48	0,52	0,76	0,83
Na_2O	0,14	0,15	0,21	0,24	0,12	0,13	0,08	0,09
K_2O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
H_2O+	5,80	—	10,30	—	7,72	—	7,80	—
H_2O-	0,11	—	0,18	—	0,15	—	0,14	—
CO_2	0,11	—	0,23	—	0,23	—	0,29	—
П.п.п.	6,14	—	10,83	—	8,11	—	8,23	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	< 0,02	—	< 0,02	—	< 0,02	—	< 0,02	—
Сумма	99,29	99,98	100,03	99,99	99,55	99,99	99,59	99,98
F	10,30		9,40		8,10		8,98	
RO : SiO_2	1,93		1,93		1,91		1,95	
Степень серп., %	35		62		47		47	
K	20,5		36,7		25,1		19,0	

Компоненты	Светлоборский массив						Нижнетагильский массив	
	Среднезернистые				Крупнозернистые		Мелкозернистые дуниты	
	18776		16913		18404		2760	
SiO_2	37,29	40,45	37,74	41,25	37,88	40,40	35,09	40,05
TiO_2	0,08	0,08	0,06	0,07	0,09	0,10	0,01	0,01
Al_2O_3	0,85	0,92	0,51	0,56	0,62	0,66	0,09	0,10
Cr_2O_3	0,39	0,42	0,35	0,38	0,65	0,69	0,32	0,37
Fe_2O_3	2,27	2,46	2,22	2,43	2,14	2,28	3,41	3,89
FeO	5,96	6,46	5,11	5,59	5,68	6,06	5,02	5,73
MnO	0,09	0,10	0,07	0,07	0,06	0,06	0,15	0,17
NiO	0,19	0,21	0,15	0,16	0,23	0,24	0,13	0,15
CoO	0,018	0,02	0,019	0,02	0,02	0,02	0,013	0,015
MgO	44,60	48,38	44,89	49,07	45,46	48,49	42,91	48,98
CaO	0,22	0,24	0,22	0,24	0,77	0,82	0,35	0,40
Na_2O	0,16	0,17	0,11	0,12	0,15	0,16	0,08	0,09
K_2O	0,07	0,07	0,04	0,04	≤ 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	6,80	—	7,82	—	5,90	—	11,54	—
H_2O^-	0,08	—	0,08	—	0,05	—	1,01	—
CO_2	0,11	—	0,26	—	0,23	—	0,72	—
П.п.п.	7,27	—	8,16	—	6,18	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	<0,02	—	<0,02	—	<0,03	—	—	—
Сумма	99,18	99,98	99,65	100,00	99,93	99,98	100,89	100,00
F	9,14		8,15		8,56		9,55	
RO : SiO_2	1,96		1,93		1,95		1,98	
Степень серп., %	41		47		35		68	
K	27,6		30,3		27,4		40,5	

Продолжение табл. 8

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	Мелкозернистые дуниты							
	2766		2772		1934		8504	
SiO_2	35,82	40,18	35,78	40,40	35,58	40,80	37,60	41,24
TiO_2	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,12	0,14	0,35	0,40	0,11	0,13	0,24	0,26
Cr_2O_3	0,48	0,54	0,35	0,40	0,62	0,71	0,65	0,71
Fe_2O_3	2,65	2,97	3,29	3,71	4,20	4,82	3,06	3,36
FeO	5,10	5,72	5,41	6,11	2,60	2,98	5,13	5,63
MnO	0,14	0,16	0,16	0,18	0,16	0,19	0,15	0,16
NiO	0,13	0,15	0,13	0,15	0,14	0,16	0,17	0,20
CoO	0,013	0,015	0,013	0,015	0,016	0,018	0,013	0,014
MgO	44,15	49,52	42,48	47,97	43,40	49,78	43,80	48,04
CaO	0,37	0,42	0,38	0,43	0,26	0,30	0,26	0,28
Na_2O	0,12	0,14	0,16	0,18	< 0,05	—	< 0,05	—
K_2O	0,05	0,05	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	9,80	—	10,45	—	11,28	—	8,30	—
H_2O^-	0,62	—	0,56	—	0,49	—	0,54	—
CO_2	0,60	—	—	—	0,63	—	0,25	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,16	100,00	99,57	100,00	99,49	100,00	100,27	100,00
F	8,69		9,96		7,62		9,16	
RO : SiO_2	1,98		1,93		1,93		1,88	
Степень серп., %	58		62		67		49	
K	34,2		37,8		61,8		37,4	
Компоненты	9719а		97,23		2382		2384	
SiO_2	35,10	40,65	37,14	40,19	35,20	39,69	36,40	42,25
TiO_2	< 0,01	—	0,04	0,04	< 0,01	—	0,10	0,12
Al_2O_3	0,32	0,37	0,64	0,69	0,12	0,14	3,13	3,64
Cr_2O_3	0,46	0,54	0,44	0,48	0,52	0,59	0,60	0,70
Fe_2O_3	3,70	4,29	1,72	1,86	3,82	4,31	4,48	5,20
FeO	3,48	4,03	6,76	7,32	4,40	4,96	3,10	3,60
MnO	0,14	0,16	0,14	0,15	0,14	0,16	0,14	0,16
NiO	0,18	0,21	0,23	0,25	0,25	0,12	0,09	0,10
CoO	0,013	0,015	0,013	0,013	0,013	0,015	0,013	0,015
MgO	42,60	49,34	44,64	48,31	44,00	49,60	37,40	43,41
CaO	0,25	0,29	0,45	0,49	0,25	0,28	0,60	0,70
Na_2O	≤ 0,05	—	0,12	0,13	< 0,05	—	< 0,05	—
K_2O	< 0,05	—	0,03	0,09	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	12,00	—	6,23	—	10,40	—	9,20	—
H_2O^-	1,24	—	0,48	—	0,54	—	1,28	—
CO_2	0,87	—	0,36	—	0,37	—	0,80	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,46	99,98	99,48	99,98	100,00	100,00	97,43	100,00
F	8,23		9,14		9,08		9,51	
RO : SiO_2	1,93		1,96		2,01		1,65	
Степень серп., %	71		37		62		54	
K	51,5		20,3		46,5		59,1	

Продолжение табл. 8

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	Мелкозернистые дуниты							
	2425		2554		2597		2707	
SiO_2	34,50	39,79	36,74	39,29	34,84	40,36	36,37	39,96
TiO_2	< 0,02	—	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,12	0,14	0,20	0,21	0,55	0,63	0,22	0,24
Cr_2O_3	0,62	0,72	0,86	0,92	0,69	0,80	0,44	0,48
Fe_2O_3	5,19	6,00	2,89	3,09	2,66	3,08	3,41	3,75
FeO	2,47	2,85	6,75	7,22	4,71	5,46	6,31	6,94
MnO	0,14	0,16	0,13	0,14	0,13	0,15	0,18	0,20
NiO	0,16	0,18	0,12	0,13	0,18	0,21	0,18	0,20
CoO	0,016	0,018	0,018	0,019	0,013	0,015	0,013	0,014
MgO	43,10	49,71	45,46	48,62	41,97	48,62	43,40	47,69
CaO	0,27	0,31	0,23	0,25	0,32	0,37	0,33	0,36
Na_2O	≤ 0,05	—	≤ 0,05	—	0,16	0,18	0,10	0,10
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	0,10	0,12	< 0,05	—
H_2O^+	14,07	—	7,29	—	13,10	—	8,11	—
H_2O^-	0,88	—	0,44	—	0,71	—	0,47	—
CO_2	0,65	—	0,36	—	0,72	—	0,72	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	102,30	99,98	101,59	100,00	100,86	100,00	100,31	100,00
F	8,51		10,35		8,64		10,73	
RO : SiO_2	1,98		1,89		1,94		1,96	
Степень серп., %	83		43		77		48	
K	68		30,0		36		35,1	

Компоненты	1914		1928		8502		9728	
SiO_2	34,30	39,64	34,82	40,52	36,58	40,47	34,63	40,67
TiO_2	< 0,01	—	0,02	0,02	< 0,02	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,19	0,22	0,30	0,35	0,36	0,40	0,14	0,17
Cr_2O_3	0,68	0,79	0,44	0,52	0,29	0,32	0,18	0,21
Fe_2O_3	4,79	5,54	3,48	4,05	3,29	3,64	3,62	4,25
FeO	3,30	3,81	3,67	4,27	8,11	8,97	2,69	3,16
MnO	0,14	0,16	0,13	0,15	0,21	0,23	0,11	0,13
NiO	0,14	0,16	0,16	0,19	0,14	0,16	0,24	0,28
CoO	0,013	0,015	0,013	0,015	0,016	0,018	0,01	0,012
MgO	42,60	49,23	42,38	49,32	40,59	44,90	43,08	50,60
CaO	0,28	0,33	0,33	0,39	0,68	0,75	0,31	0,37
Na_2O	< 0,05	—	0,14	0,16	0,06	0,07	0,08	0,09
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	12,30	—	13,58	—	7,46	—	14,58	—
H_2O^-	0,48	—	0,71	—	0,93	—	0,77	—
CO_2	0,62	—	0,60	—	0,60	—	0,72	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,94	100,00	100,82	100,00	99,39	100,00	101,22	100,00
F	9,11		8,26		13,25		7,18	
RO : SiO_2	2,00		1,95		1,83		1,96	
Степень серп., %	72		81		44		86	
K	59,2		48,7		28,9		57,4	

Продолжение табл. 8

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	Среднезернистые дуниты							
	9720		2379		2564		2769	
SiO_2	36,20	39,86	35,60	39,30	36,13	40,68	34,27	40,78
TiO_2	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,19	0,21	0,21	0,23	0,11	0,11	0,11	0,13
Cr_2O_3	0,60	0,66	0,50	0,55	0,43	0,49	0,19	0,23
Fe_2O_3	2,54	2,80	3,26	3,60	4,04	4,55	4,10	4,88
FeO	5,86	6,45	5,49	6,06	4,27	4,81	2,45	2,92
MnO	0,18	0,20	0,13	0,15	0,14	0,16	0,10	0,12
NiO	0,13	0,14	0,14	0,16	0,18	0,20	0,19	0,22
CoO	0,014	0,015	0,013	0,014	0,03	0,015	0,01	0,012
MgO	44,50	49,00	44,90	49,57	43,21	48,65	42,16	50,17
CaO	0,24	0,27	0,23	0,26	0,18	0,20	0,30	0,36
Na_2O	0,14	0,15	0,05	0,05	0,06	0,07	0,10	0,12
K_2O	0,23	0,25	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H_2O^+	10,00	—	11,00	—	10,73	—	14,87	—
H_2O^-	0,78	—	0,74	—	0,92	—	1,32	—
CO_2	0,19	—	0,62	—	—	—	0,96	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,79	100,00	102,94	100,00	100,47	100,00	101,19	100,00
F	9,3		9,52		9,30		7,56	
RO : SiO_2	2,00		2,02		1,76		1,94	
Степень серп., %	59		65		63		88	
K	30,2		37,2		48,6		62,6	

Компоненты	8521		9712a		9725		11254	
SiO_2	33,61	40,20	35,72	40,42	35,40	40,43	34,73	40,36
TiO_2	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,03	—
Al_2O_3	0,20	0,24	0,29	0,33	0,22	0,25	0,36	0,42
Cr_2O_3	0,45	0,54	0,31	0,35	0,28	0,32	0,28	0,33
Fe_2O_3	3,80	4,55	3,29	3,72	3,15	3,60	3,68	4,28
FeO	2,40	2,87	4,24	4,80	4,12	4,70	3,04	3,53
MnO	0,12	0,14	0,15	0,17	0,13	0,14	0,11	0,13
NiO	0,20	0,23	0,20	0,23	0,18	0,21	0,15	0,13
CoO	0,013	0,015	0,011	0,012	0,011	0,013	0,005	0,006
MgO	42,49	50,83	43,55	49,28	43,51	49,69	43,13	50,13
CaO	0,23	0,28	0,46	0,52	0,39	0,45	0,33	0,39
Na_2O	< 0,05	—	0,10	0,11	0,12	0,14	0,15	0,18
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	14,90	—	11,09	—	12,08	—	13,60	—
H_2O^-	1,17	—	0,61	—	0,72	—	0,79	—
CO_2	0,93	—	0,60	—	0,60	—	0,50	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,60	100,00	100,68	100,00	100,97	100,00	100,94	100,00
F	7,14		8,45		8,23		7,63	
RO : SiO_2	1,99		1,95		1,96		1,96	
Степень серп., %	88		65		71		80	
K	61,3		43,7		43,3		54,8	

353

Окончание табл. 8

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	Крупнозернистые дуниты							
	2377		2404		2419		2615	
SiO_2	37,20	41,14	36,30	38,77	36,90	39,90	34,87	40,50
TiO_2	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,15	0,17	0,42	0,45	0,20	0,22	0,09	0,11
Cr_2O_3	0,60	0,66	2,30	2,45	0,70	0,76	0,38	0,44
Fe_2O_3	3,20	3,54	2,60	2,78	2,08	2,25	3,21	3,73
FeO	3,66	4,05	5,49	5,86	5,30	5,73	3,09	3,59
MnO	0,13	0,14	0,06	0,06	0,12	0,13	0,11	0,12
NiO	0,24	0,26	0,20	0,21	0,20	0,21	0,23	0,27
CoO	0,013	0,014	0,011	0,013	0,013	0,014	0,011	0,013
MgO	44,90	49,65	45,90	49,02	46,60	50,39	43,72	50,78
CaO	0,23	0,25	0,26	0,29	0,27	0,29	0,25	0,29
Na_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	0,08	0,09
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	11,00	—	4,40	—	8,50	—	13,39	—
H_2O^-	0,74	—	0,56	—	0,34	—	0,74	—
CO_2	0,62	—	0,19	—	0,25	—	0,60	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	102,79	100,00	98,68	100,00	101,58	100,00	100,83	100,00
F	7,55		8,74		7,95		7,35	
RO : SiO_2	1,92		2,04		2,02		1,98	
Степень серп., %	65		26		50		79	
K	46,6		32,1		28,2		51,0	
Компоненты	2625		2632		11515		129296	
SiO_2	34,03	39,90	34,43	39,47	36,34	41,83	38,86	42,53
TiO_2	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—	< 0,01	—
Al_2O_3	0,13	0,15	0,40	0,46	0,19	0,21	0,29	0,32
Cr_2O_3	0,68	0,80	0,92	1,05	0,11	0,12	0,34	0,37
Fe_2O_3	3,78	4,43	3,19	3,66	5,41	6,23	4,17	4,56
FeO	3,22	3,78	4,83	5,54	1,59	1,83	3,48	3,81
MnO	0,11	0,13	0,14	0,16	0,12	0,14	0,12	0,13
NiO	0,23	0,27	0,18	0,21	0,19	0,22	0,21	0,23
CoO	0,013	0,015	0,013	0,015	0,016	0,017	0,019	0,02
MgO	42,69	50,05	42,73	48,99	42,42	48,82	43,52	47,63
CaO	0,25	0,30	0,24	0,28	0,50	0,57	0,36	0,39
Na_2O	0,10	0,12	0,10	0,11	—	—	—	—
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	—	—	—	—
H_2O^+	12,81	—	10,54	—	11,98	—	8,72	—
H_2O^-	0,86	—	0,78	—	1,64	—	1,72	—
CO_2	0,84	—	0,72	—	0,63	—	0,20	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,80	100,00	99,27	100,00	101,13	99,99	102,01	99,99
F	8,01		9,19		7,86		7,75	
RO : SiO_2	1,99		2,04		1,88		1,81	
Степень серп., %	75		62		80		62	
K	54,0		39,8		77,3		54,5	

Таблица 9

Состав оливина из перекристаллизованных дунитов

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	Мелкозернистые дуниты							
	2707			2766			2772	
	Состав оливина, мас.%							
SiO_2	40,21	40,24	40,81	41,45	40,75	40,96	40,94	41,37
FeO	10,08	9,99	9,79	7,86	8,07	8,21	9,05	8,50
MnO	0,20	0,22	0,21	0,28	0,30	0,19	0,17	0,18
NiO	0,24	0,22	0,22	0,18	0,15	0,15	0,16	0,17
MgO	48,95	49,04	48,66	49,99	50,51	50,25	49,43	49,56
CaO	0,32	0,29	0,31	0,24	0,22	0,24	0,25	0,22
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 3 катиона							
Si	0,966	0,987	1,002	1,009	0,991	0,997	1,001	0,994
Fe	0,207	0,205	0,201	0,160	0,164	0,167	0,185	0,175
Mn	0,004	0,004	0,004	0,006	0,006	0,004	0,004	0,004
Ni	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,790	1,793	1,781	1,815	1,830	1,823	1,801	1,818
Ca	0,008	0,007	0,008	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	10,35	10,25	10,05	8,0	8,2	8,35	9,25	8,75

Компоненты	Среднезернистые дуниты							
	2772	9712a			9725			2632
	Состав оливина, мас.%							
SiO_2	41,09	41,00	40,99	40,82	41,50	41,42	41,29	40,75
FeO	8,90	7,02	7,01	6,90	7,24	7,16	7,25	7,78
MnO	0,08	0,14	0,25	0,11	0,17	0,20	0,23	0,19
NiO	0,15	0,21	0,22	0,21	0,22	0,18	0,23	0,23
MgO	49,61	51,38	51,27	51,70	50,56	50,74	50,75	50,80
CaO	0,17	0,25	0,26	0,26	0,30	0,30	0,25	0,25
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 3 катиона							
Si	1,003	0,992	0,986	0,986	1,008	1,005	1,002	0,969
Fe	0,184	0,142	0,161	0,139	0,147	0,145	0,147	0,158
Mn	0,002	0,003	0,005	0,002	0,003	0,004	0,005	0,004
Ni	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,005	0,005
Mg	1,805	1,852	1,838	1,862	1,830	1,835	1,835	1,838
Ca	0,004	0,007	0,006	0,007	0,008	0,008	0,006	0,006
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	9,2	7,2	8,05	6,95	7,35	7,25	7,35	7,90

355

Продолжение табл. 9

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	Среднезернистые		Крупнозернистые дуниты					
	2632		2432			2404		
	Состав оливина, мас.%							
SiO_2	41,16	40,96	41,17	41,17	41,00	41,23	41,28	41,17
FeO	8,03	8,03	6,74	6,89	7,13	6,84	6,93	7,03
MnO	0,21	0,23	0,26	0,28	0,23	0,21	0,10	0,17
NiO	0,22	0,23	0,23	0,22	0,21	0,23	0,23	0,24
MgO	50,13	50,22	51,38	51,20	51,22	51,28	51,22	51,18
CaO	0,25	0,28	0,22	0,24	0,21	0,21	0,24	0,21
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 3 катиона							
Si	1,002	0,997	0,996	0,997	0,993	0,998	0,999	0,997
Fe	0,163	0,164	0,136	0,138	0,144	0,139	0,141	0,143
Mn	0,004	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,002	0,003
Ni	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005
Mg	1,820	1,822	1,852	1,848	1,849	1,848	1,848	1,847
Ca	0,007	0,007	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	8,15	8,2	8,8	6,9	7,2	8,95	7,05	7,15

Компоненты	Крупнозернистые дуниты							
	129236			11513			2777	
	Состав оливина, мас.%							
SiO_2	41,36	41,53	41,01	41,46	40,97	41,02	41,22	40,93
FeO	6,20	6,22	6,55	7,04	7,50	7,24	6,79	7,52
MnO	0,16	0,08	0,15	0,15	0,15	0,22	0,22	0,25
NiO	0,25	0,26	0,25	0,25	0,25	0,20	0,17	0,20
MgO	51,82	51,77	51,79	50,88	50,89	51,11	51,41	50,89
CaO	0,21	0,14	0,25	0,22	0,24	0,21	0,20	0,21
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 3 катиона							
Si	0,998	1,002	0,990	1,005	0,994	0,994	0,997	0,993
Fe	0,125	0,126	0,132	0,143	0,152	0,146	0,137	0,152
Mn	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,005	0,005	0,005
Ni	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,003	0,004
Mg	1,864	1,861	1,864	1,838	1,840	1,846	1,853	1,841
Ca	0,005	0,004	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	6,25	6,3	6,6	7,15	7,6	7,3	6,85	7,6

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело						
	Мелкозернистые дуниты						
	С60/15			С63/1,5			
	Состав оливина, мас.%						
SiO_2	41,84	41,85	41,64	41,73	41,31	41,22	41,22
FeO	6,06	6,55	6,17	6,10	5,31	6,05	5,92
MnO	0,21	0,20	0,18	0,17	0,21	0,21	0,21
NiO	0,34	0,35	0,32	0,34	0,37	0,37	0,37
MgO	51,46	50,97	51,59	51,56	52,70	52,04	52,18
CaO	0,09	0,08	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 3 катиона						
Si	1,011	1,014	1,005	1,007	0,992	0,994	0,993
Fe	0,122	0,132	0,124	0,123	0,105	0,121	0,120
Mn	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007
Mg	1,855	1,842	1,859	1,858	1,889	1,871	1,873
Ca	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	6,1	6,6	6,2	6,1	5,25	6,05	6,0

Компоненты	Мелкозернистые			Среднезернистые дуниты		
	С69/12			С62/13		
	Состав оливина, мас.%					
SiO_2	41,06	41,23	41,38	41,21	41,33	41,08
FeO	7,59	7,30	7,13	6,37	5,84	5,84
MnO	0,12	0,07	0,09	0,15	0,23	0,16
NiO	0,34	0,30	0,28	0,36	0,39	0,37
MgO	50,74	51,00	51,02	51,83	52,01	52,45
CaO	0,15	0,10	0,10	0,08	0,10	0,10
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 3 катиона					
Si	0,997	1,000	1,001	0,995	0,997	0,990
Fe	0,154	0,148	0,144	0,128	0,120	0,117
Mn	0,002	0,001	0,002	0,003	0,005	0,003
Ni	0,006	0,006	0,005	0,007	0,007	0,007
Mg	1,837	1,842	1,845	1,865	1,868	1,883
Ca	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	7,7	7,8	7,6	6,4	6,0	5,9

Примечание. Микрозондовые определения (аналитик Н. С. Рудашевский, ВСЕГЕИ).

Таблица 10

Состав акцессорных хромшпинелидов из перекристаллизованных дунитов

Компоненты	Массив Желтой сопки							
	Мелкозернистые				Крупнозернистые дуниты			
	2227	2230	2220	2210	2206	2200	2211	2098
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,60	0,80	0,32	0,60	0,16	1,20	0,50	0,20
TiO_2	0,45	0,30	0,40	0,30	0,40	0,30	0,30	0,33
V_2O_5	0,06	0,10	0,13	0,04	0,10	0,06	0,04	0,08
Al_2O_3	10,05	10,70	10,20	8,60	9,70	9,10	10,20	11,10
Cr_2O_3	42,10	48,40	47,60	50,70	47,70	45,90	53,70	45,90
Fe_2O_3	17,00	10,50	13,10	11,20	13,20	14,30	6,40	15,40
FeO	21,20	18,00	19,00	17,20	18,90	14,30	16,20	18,00
MnO	0,40	0,36	0,37	0,36	0,37	0,36	0,30	0,34
NiO	0,10	—	0,11	0,12	0,03	0,13	0,17	0,09
CoO	0,11	—	0,05	0,10	0,01	0,09	0,09	0,01
MgO	7,20	10,40	9,00	10,20	9,80	9,00	11,65	9,20
CaO	0,10	0,17	< 0,20	0,25	< 0,20	0,40	0,18	< 0,20
H_2O^+	0,70	0,30	0,20	0,21	0,22	0,22	0,29	0,04
H_2O^-	0,06	0,06	0,14	0,04	0,15	0,11	0,02	0,20
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,07	100,03	100,48	99,88	100,59	99,71	100,02	100,69
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,46	0,31	0,40	0,30	0,40	0,31	0,31	0,33
V_2O_5	0,06	0,10	0,13	0,04	0,10	0,06	0,04	0,08
Al_2O_3	10,37	10,97	10,24	8,76	9,70	9,36	10,48	11,08
Cr_2O_3	43,44	49,32	47,79	51,62	47,69	47,21	55,17	45,82
Fe_2O_3	17,36	10,61	13,15	11,31	13,20	14,62	5,43	15,37
FeO	21,72	18,40	18,98	17,51	18,84	19,29	16,64	17,93
MnO	0,40	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,31	0,34
NiO	0,10	—	0,11	0,12	0,03	0,18	0,17	0,09
CoO	0,11	—	0,05	0,10	0,01	0,09	0,09	0,01
MgO	5,98	9,92	8,78	9,87	9,66	8,51	11,36	8,94
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,095	0,062	0,081	0,062	0,080	0,063	0,061	0,066
V	0,010	0,016	0,023	0,007	0,018	0,010	0,007	0,014
Al	3,348	3,414	3,236	2,762	3,052	2,979	3,210	3,490
Cr	9,406	10,351	10,128	10,913	10,063	10,070	11,326	9,676
Fe^{3+}	3,579	2,109	2,652	2,277	2,651	2,969	1,265	3,091
Fe^{2+}	4,978	4,063	4,255	3,914	4,206	4,343	3,616	4,004
Mn	0,095	0,083	0,084	0,083	0,083	0,085	0,068	0,077
Ni	0,022	—	0,024	0,026	0,006	0,040	0,037	0,019
Co	0,025	—	0,011	0,021	0,002	0,020	0,020	0,002
Mg	2,440	3,902	3,505	3,935	3,841	3,421	4,390	3,560
Сумма	23,999	24,000	23,999	24,000	24,002	24,000	24,000	23,999
a_0, Å	8,335	8,3246	8,3220	8,3274	8,327	8,335	8,3139	—
F	77,8	61,3	66,3	61,2	64,1	68,1	52,6	66,6
f	67,7	50,2	54,7	49,2	50,8	55,4	43,6	54,3
K	41,8	34,2	38,4	36,8	38,7	41,0	25,8	43,6

Продолжение табл. 10

Компоненты	Массив Гладкой сопки							
	Крупно-зернистые	Мелко-тонкозернистые						Средне-зернистые дуниты
	2232а	2142	2149	2139	2157	2160	2153	2136
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,52	0,88	0,52	1,24	1,04	0,68	1,00	0,44
TiO_2	0,49	0,66	0,60	0,62	0,50	0,40	1,24	0,42
V_2O_5	0,10	<0,03	0,12	0,07	0,08	0,08	0,24	0,06
Al_2O_3	10,70	10,20	9,80	10,70	11,20	9,14	11,50	11,80
Cr_2O_3	41,20	41,50	43,76	43,88	45,90	49,87	30,84	49,72
Fe_2O_3	17,90	19,25	16,01	—	12,53	—	24,46	9,96
FeO	21,70	20,90	22,13	39,11	20,50	33,19	19,95	17,66
MnO	0,24	0,46	0,46	0,46	0,44	0,40	0,24	0,32
NiO	0,15	0,09	0,05	0,06	0,07	0,07	—	< 0,01
CoO	0,05	0,05	0,058	0,05	0,058	0,045	—	0,037
MgO	7,50	5,78	7,49	6,10	7,25	8,03	9,97	9,80
CaO	0,20	0,05	0,11	0,11	0,11	0,16	< 0,20	0,05
H_2O^+	—	0,22	—	—	0,48	—	Не обн.	0,36
H_2O^-	0,60	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03	0,20
Сумма	100,55	100,18	101,11	102,40	100,26	102,06	99,47	100,94
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,49	0,67	0,60	0,62	0,51	0,40	1,26	0,42
V_2O_5	0,10	—	0,07	0,07	0,08	0,08	0,24	0,06
Al_2O_3	10,78	10,43	9,81	10,74	11,51	9,10	11,68	11,88
Cr_2O_3	41,50	42,44	43,81	44,06	47,19	49,66	31,33	50,08
Fe_2O_3	18,03	19,63	16,03	—	12,88	—	24,85	10,03
FeO	21,74	21,13	22,00	38,85	20,77	32,82	20,27	17,65
MnO	0,24	0,47	0,46	0,46	0,45	0,40	0,24	0,32
NiO	0,15	0,09	0,05	0,06	0,07	0,07	—	0,01
CoO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,04	—	0,04
MgO	6,92	4,97	7,06	5,08	6,46	7,43	10,13	9,50
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,100	0,140	0,123	0,132	0,105	0,083	0,250	0,084
V	0,018	—	0,022	0,013	0,015	0,015	0,042	0,011
Al	3,450	3,400	3,148	3,564	3,681	2,976	3,645	3,706
Cr	8,909	9,276	9,425	9,800	10,115	10,887	6,553	10,471
Fe^{3+}	3,685	4,096	3,282	—	2,629	—	4,951	1,997
Fe^{2+}	4,936	4,588	5,007	8,227	4,710	6,850	4,485	3,905
Mn	0,056	0,110	0,106	0,110	0,104	0,094	0,055	0,072
Ni	0,033	0,020	0,011	0,014	0,016	0,016	—	0,002
Co	0,011	0,011	0,013	0,011	0,013	0,010	—	0,008
Mg	2,802	2,046	2,864	2,130	2,613	3,070	4,018	3,744
Сумма	24,000	23,999	24,001	24,001	24,001	24,001	23,999	24,000
a_0, Å	8,338	8,330	8,2381	8,3274	8,3274	8,330	—	—
F	75,5	81,5	74,3	79,4	73,8	69,0	70,1	61,2
f	63,7	45,6	39,6	—	35,8	—	52,5	33,8
K	42,7	72,7	62,6	71,7	65,7	60,1	49,1	52,3

Продолжение табл. 10

Компоненты	Косьвинский массив, Юдинское тело					Каменушинский массив		
	Среднезернистые					Мелкозернистые дуниты		
	2829	2816	2831	2821	2876	2191	2186	2180
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,52	1,12	0,92	0,48	0,60	1,36	1,20	0,96
TiO_2	0,78	0,84	0,68	0,88	0,40	0,42	0,40	0,42
V_2O_5	0,16	—	—	0,08	0,10	< 0,03	0,07	0,07
Al_2O_3	7,85	6,50	9,28	8,41	10,20	9,66	12,80	10,20
Cr_2O_3	36,14	38,18	40,04	41,28	49,50	51,55	42,35	42,97
Fe_2O_3	25,50	21,23	24,00	23,00	14,20	8,21	13,14	15,02
FeO	21,80	25,27	17,70	16,98	14,60	17,65	20,69	20,48
MnO	0,44	0,48	0,40	0,40	0,34	0,40	0,44	0,44
NiO	—	—	—	—	0,11	0,05	0,06	0,06
CoO	—	—	—	—	0,04	0,035	0,045	0,050
MgO	6,15	6,30	7,04	7,97	9,50	10,12	8,03	7,86
CaO	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,11	0,05	0,11
H_2O^+	Не обн.	0,06	Не обн.	Не обн.	0,46	—	—	—
H_2O^-	0,10	Не обн.	0,12	0,08	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CO_2	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,10	0,11	< 0,10	< 0,10
P_2O_5	0,09	—	—	0,046	—	—	—	—
Сумма	99,53	100,04	100,18	99,61	100,25	99,70	99,37	99,74
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,79	0,85	0,68	0,89	0,41	0,44	0,41	0,44
V_2O_5	0,16	—	—	0,08	0,10	—	0,07	0,07
Al_2O_3	7,94	6,59	9,36	8,49	10,38	10,00	13,24	10,57
Cr_2O_3	36,57	38,73	40,39	41,71	50,36	53,36	43,81	44,54
Fe_2O_3	25,80	21,53	24,21	23,23	14,44	8,50	13,59	15,57
FeO	22,06	25,60	17,85	17,15	14,67	17,84	21,03	20,93
MnO	0,44	0,48	0,40	0,40	0,34	0,41	0,46	0,46
NiO	—	—	—	—	0,11	0,05	0,06	0,06
CoO	—	—	—	—	0,04	0,04	0,05	0,05
MgO	6,22	6,21	7,10	8,04	9,14	9,30	7,26	7,31
Сумма	99,98	99,99	99,99	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,165	0,177	0,141	0,182	0,082	0,087	0,083	0,089
V	0,030	—	—	0,015	0,008	—	0,013	0,013
Al	2,599	2,163	3,024	2,736	3,278	3,145	4,176	3,375
Cr	8,022	8,515	8,754	9,003	10,663	11,256	9,264	9,533
Fe^{3+}	5,386	4,502	4,995	4,775	2,913	1,707	2,736	3,172
Fe^{2+}	5,120	5,954	4,093	3,918	3,286	3,983	4,705	4,739
Mn	0,105	0,115	0,093	0,093	0,078	0,094	0,103	0,105
Ni	—	—	—	—	0,024	0,011	0,013	0,013
Co	—	—	—	—	0,008	0,008	0,010	0,011
Mg	2,573	2,573	2,901	3,276	3,653	3,697	3,896	2,950
Сумма	24,000	23,999	24,001	23,998	23,993	24,000	24,000	24,000
a_0, Å	—	—	—	—	—	8,3112	8,3166	8,329
F	80,3	80,2	75,8	72,6	62,9	60,6	72,0	72,8
f	66,5	66,4	63,3	57,9	53,0	41,1	62,2	61,4
K	51,3	43,1	54,9	54,9	47,0	30,0	36,8	40,1

Продолжение табл. 10

Компоненты	Каменушинский		Вересовоборский				Светлоборский массив	
	Мелкозернистые	Среднезернистые	Мелкозернистые		Среднезернистые	Крупнозернистые	Мелкозернистые дуниты	
	2199	2193	2342	2356	2364	2360	2304	2333а
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,78	1,76	1,30	1,12	0,68	0,64	1,32	1,28
TiO_2	0,40	0,40	0,52	0,54	0,58	0,56	0,48	0,42
V_2O_5	< 0,03	0,14	0,08	0,08	< 0,03	—	0,07	0,10
Al_2O_3	8,70	10,20	3,60	5,00	7,60	10,70	9,24	6,55
Cr_2O_3	47,63	45,64	25,95	28,83	40,10	44,06	43,27	43,85
Fe_2O_3	11,47	12,57	39,94	35,83	21,57	14,92	14,74	19,55
FeO	21,50	20,08	22,93	22,32	21,31	17,28	21,50	20,90
MnO	0,40	0,40	0,56	0,60	0,50	0,40	0,52	0,52
NiO	0,06	< 0,01	0,09	0,13	0,13	0,05	0,12	0,08
CoO	0,045	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
MgO	7,87	8,04	4,00	4,50	7,07	10,58	7,77	6,42
CaO	0,05	0,11	0,05	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
H_2O^+	—	—	—	0,46	0,10	Не обн.	0,40	—
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	0,22	0,24	0,14	0,28	0,10	Не обн.
CO_2	—	—	0,17	< 0,10	<0,10	0,11	—	0,10
Сумма	99,15	99,39	99,44	99,90	100,05	99,72	99,68	99,92
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,41	0,42	0,54	0,56	0,59	0,57	0,86	0,43
V_2O_5	—	0,15	0,08	0,08	—	—	0,10	0,10
Al_2O_3	8,93	10,66	3,74	5,18	7,77	10,93	10,55	6,77
Cr_2O_3	49,09	47,71	26,97	29,85	40,99	44,99	44,74	45,35
Fe_2O_3	11,77	13,14	41,51	37,09	22,04	15,24	14,89	20,22
FeO	21,82	20,48	23,43	22,76	21,57	17,52	20,00	21,27
MnO	0,41	0,42	0,58	0,62	0,51	0,41	0,72	0,54
NiO	0,06	—	0,09	0,13	0,13	0,05	0,12	0,08
CoO	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	7,41	6,97	3,02	3,69	6,30	10,26	7,97	5,18
Сумма	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,01	99,99	99,98
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,084	0,085	0,019	0,121	0,124	0,114	0,103	0,092
V	—	0,026	0,016	0,016	—	—	0,013	0,019
Al	2,861	3,409	1,289	1,759	2,538	3,408	3,103	2,241
Cr	10,553	10,229	6,231	6,800	8,975	9,412	9,744	10,061
Fe^{3+}	2,408	2,682	9,129	8,044	4,596	3,034	3,160	4,270
Fe^{2+}	4,962	4,645	5,726	5,485	4,999	3,878	5,042	4,993
Mn	0,095	0,096	0,144	0,152	0,120	0,092	0,125	0,126
Ni	0,013	0,002	0,022	0,031	0,030	0,011	0,023	0,019
Co	0,010	0,010	0,007	0,009	0,008	0,008	0,010	0,010
Mg	3,001	2,816	1,317	1,583	2,600	4,044	2,673	2,168
Сумма	24,000	24,000	24,000	24,000	24,001	24,001	24,001	23,999
a_0, Å	8,3355	8,3274	—	8,359	8,3545	8,3274	8,336	8,346
F	71,1	72,2	91,9	89,5	78,7	63,1	75,4	81,0
f	61,0	63,4	81,4	77,8	65,5	48,1	64,5	70,9
K	32,7	36,6	61,5	59,4	47,9	43,9	38,5	46,0

Продолжение табл. 10

Компоненты	Каменушинский		Вересовоборский				Светлоборский массив	
	Мелкозернистые	Среднезернистые	Мелкозернистые		Среднезернистые	Крупнозернистые	Мелкозернистые дуниты	
	2199	2193	2342	2356	2364	2360	2304	2333а
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,78	1,76	1,30	1,12	0,68	0,64	1,32	1,28
TiO_2	0,40	0,40	0,52	0,54	0,58	0,56	0,48	0,42
V_2O_5	< 0,03	0,14	0,08	0,08	< 0,03	—	0,07	0,10
Al_2O_3	8,70	10,20	3,60	5,00	7,60	10,70	9,24	6,55
Cr_2O_3	47,63	45,64	25,95	28,83	40,10	44,06	43,27	43,85
Fe_2O_3	11,47	12,57	39,94	35,83	21,57	14,92	14,74	19,55
FeO	21,50	20,08	22,93	22,32	21,31	17,28	21,50	20,90
MnO	0,40	0,40	0,56	0,60	0,50	0,40	0,52	0,52
NiO	0,06	< 0,01	0,09	0,13	0,13	0,05	0,12	0,08
CoO	0,045	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
MgO	7,87	8,04	4,00	4,50	7,07	10,58	7,77	6,42
CaO	0,05	0,11	0,05	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
H_2O^+	—	—	—	0,46	0,10	Не обн.	0,40	—
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	0,22	0,24	0,14	0,28	0,10	Не обн.
CO_2	—	—	0,17	< 0,10	<0,10	0,11	—	0,10
Сумма	99,15	99,39	99,44	99,90	100,05	99,72	99,68	99,92
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,41	0,42	0,54	0,56	0,59	0,57	0,86	0,43
V_2O_5	—	0,15	0,08	0,08	—	—	0,10	0,10
Al_2O_3	8,93	10,66	3,74	5,18	7,77	10,93	10,55	6,77
Cr_2O_3	49,09	47,71	26,97	29,85	40,99	44,99	44,74	45,35
Fe_2O_3	11,77	13,14	41,51	37,09	22,04	15,24	14,89	20,22
FeO	21,82	20,48	23,43	22,76	21,57	17,52	20,00	21,27
MnO	0,41	0,42	0,58	0,62	0,51	0,41	0,72	0,54
NiO	0,06	—	0,09	0,13	0,13	0,05	0,12	0,08
CoO	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	7,41	6,97	3,02	3,69	6,30	10,26	7,97	5,18
Сумма	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,01	99,99	99,98
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,084	0,085	0,019	0,121	0,124	0,114	0,103	0,092
V	—	0,026	0,016	0,016	—	—	0,013	0,019
Al	2,861	3,409	1,289	1,759	2,538	3,408	3,103	2,241
Cr	10,553	10,229	6,231	6,800	8,975	9,412	9,744	10,061
Fe^{3+}	2,408	2,682	9,129	8,044	4,596	3,034	3,160	4,270
Fe^{2+}	4,962	4,645	5,726	5,485	4,999	3,878	5,042	4,993
Mn	0,095	0,096	0,144	0,152	0,120	0,092	0,125	0,126
Ni	0,013	0,002	0,022	0,031	0,030	0,011	0,023	0,019
Co	0,010	0,010	0,007	0,009	0,008	0,008	0,010	0,010
Mg	3,001	2,816	1,317	1,583	2,600	4,044	2,673	2,168
Сумма	24,000	24,000	24,000	24,000	24,001	24,001	24,001	23,999
a_0, Å	8,3355	8,3274	—	8,359	8,3545	8,3274	8,336	8,346
F	71,1	72,2	91,9	89,5	78,7	63,1	75,4	81,0
f	61,0	63,4	81,4	77,8	65,5	48,1	64,5	70,9
K	32,7	36,6	61,5	59,4	47,9	43,9	38,5	46,0

Продолжение табл. 10

Компоненты	Светло-борский	Нижнетагильский массив						
	Мелко-зернистые	Мелкозернистые					Среднезернистые дуниты	
	2372	1914	2425	С7529/60	С7529/345	С7529/399	8521	2533
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,56	0,60	0,28	1,00	1,20	1,00	0,90	0,38
TiO_2	0,40	0,70	0,42	0,60	0,45	0,45	0,50	0,46
V_2O_5	< 0,03	< 0,03	0,08	0,15	0,10	0,15	< 0,03	0,08
Al_2O_3	7,60	12,60	9,13	6,50	8,00	8,50	9,70	8,35
Cr_2O_3	48,82	43,20	46,00	43,20	47,50	46,00	46,65	47,30
Fe_2O_3	14,25	13,90	17,24	23,70	16,50	19,50	13,20	16,76
FeO	18,66	21,00	17,75	16,80	16,00	15,15	19,30	17,25
MnO	0,46	0,38	0,48	0,40	0,35	0,35	0,40	0,44
NiO	0,05	0,05	0,15	0,12	0,14	0,15	0,10	0,14
CoO	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04
MgO	8,36	7,60	8,06	7,10	9,20	8,50	9,10	8,38
CaO	0,11	< 0,20	0,06	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,06
H_2O^+	0,32	—	Не обн.	1,00	0,30	0,45	0,80	0,22
H_2O^-	0,22	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	0,11	—	Не обн.	—	—	—	—	Не обн.
Сумма	99,99	100,41	99,69	100,62	99,78	100,23	101,03	99,86
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,41	0,71	0,42	0,61	0,46	0,46	0,51	0,47
V_2O_5	—	0,03	0,08	0,15	0,10	0,15	< 0,03	0,08
Al_2O_5	7,75	12,77	9,21	6,67	8,25	8,71	9,90	8,45
Cr_2O_3	49,78	43,80	46,44	44,32	49,01	47,11	47,60	47,89
Fe_2O_3	14,54	14,09	17,40	24,31	17,03	19,97	13,47	16,97
FeO	18,85	21,13	17,84	16,93	16,14	15,21	19,42	17,35
MnO	0,47	0,39	0,48	0,41	0,36	0,36	0,41	0,45
NiO	0,05	0,05	0,15	0,12	0,14	0,15	0,10	0,14
CoO	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04
MgO	8,05	6,97	7,94	6,41	8,45	7,83	8,51	8,16
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,98	99,99	99,99	100,00	100,00
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,084	0,143	0,037	0,129	0,096	0,094	0,103	0,095
V	—	< 0,005	0,014	0,014	0,008	0,013	< 0,005	0,015
Al	2,492	4,047	2,051	2,197	2,548	2,906	3,133	2,712
Cr	10,732	9,304	9,971	9,787	10,542	10,182	10,121	10,302
Fe^{3+}	2,982	2,850	3,557	5,111	3,485	4,108	2,726	3,475
Fe^{2+}	4,301	4,749	4,051	3,954	3,672	3,478	4,388	3,949
Mn	0,108	0,083	0,112	0,086	0,083	0,082	0,093	0,103
Ni	0,011	0,011	0,033	0,028	0,032	0,034	0,022	0,031
Co	0,008	0,011	0,008	0,012	0,009	0,008	0,011	0,008
Mg	3,270	2,791	3,215	2,671	3,427	3,193	3,412	3,310
Сумма	24,000	24,000	24,000	23,999	24,001	23,998	24,000	24,000
a_0, Å	8,341	8,3464	—	—	—	—	8,3273	8,3355
F	69,0	73,1	70,3	77,3	67,6	70,4	67,5	69,2
f	57,5	63,7	57,9	64,9	55,6	58,5	55,8	56,8
K	40,9	37,5	46,7	56,4	48,7	54,2	38,4	46,8

Продолжение табл. 10

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	Среднезернистые		Крупнозернистые дуниты					
	2416	2419	2377	2403	12288а	11050а	11088а	12079
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,80	0,20	0,18	0,36	1,48	1,63	1,37	1,71
TiO_2	0,32	0,40	0,32	0,36	0,40	0,37	0,41	0,42
V_2O_5	0,08	0,08	0,12	0,08	0,08	0,12	0,12	0,14
Al_2O_3	9,60	8,10	8,66	8,90	7,57	7,57	7,05	8,79
Cr_2O_3	50,30	49,90	50,50	51,00	53,43	54,58	55,08	55,22
Fe_2O_3	11,62	13,76	11,42	9,91	10,60	8,61	10,50	10,66
FeO	16,24	16,66	16,56	16,07	13,09	14,41	12,18	11,57
MnO	0,32	0,44	0,38	0,34	0,24	0,26	0,20	0,20
NiO	0,26	0,14	0,14	0,15	0,06	0,05	0,06	0,05
CoO	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05
MgO	10,35	9,10	10,74	11,07	13,22	12,58	13,06	13,36
CaO	0,15	0,06	0,06	0,17	< 0,05	< 0,05	0,10	< 0,05
H_2O^+	0,48	—	—	0,28	0,16	0,48	0,42	0,30
H_2O^-	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	0,10	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—
Сумма	100,68	98,87	99,11	98,71	100,56	100,68	100,57	100,47
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,33	0,41	0,32	0,37	0,41	0,38	0,42	0,44
V_2O_5	0,08	0,08	0,12	0,08	0,08	0,12	0,12	0,14
Al_2O_3	9,78	8,23	8,78	9,13	7,82	7,84	7,23	7,06
Cr_2O_3	51,26	50,72	51,18	52,31	55,25	56,54	56,52	57,40
Fe_2O_3	11,84	13,99	11,57	10,16	10,96	8,92	10,77	11,08
FeO	16,31	16,87	16,73	16,37	13,24	14,71	12,41	11,72
MnO	0,33	0,45	0,39	0,35	0,25	0,27	0,20	0,21
NiO	0,26	0,14	0,14	0,15	0,06	0,05	0,06	0,05
CoO	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06
MgO	9,76	9,08	10,73	11,05	11,89	11,14	12,23	11,84
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	99,89	99,99	99,98	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,065	0,083	0,065	0,074	0,082	0,074	0,083	0,088
V	0,014	0,015	0,036	0,014	0,006	0,011	0,011	0,013
Al	3,076	2,622	2,750	2,848	2,447	2,393	2,262	2,215
Cr	10,808	10,830	10,752	10,944	11,574	12,200	11,846	12,082
Fe^{3+}	2,377	2,843	2,315	2,024	2,187	1,755	2,148	2,219
Fe^{2+}	3,637	3,812	3,718	3,624	2,933	3,183	2,751	2,611
Mn	0,074	0,102	0,087	0,078	0,056	0,059	0,046	0,046
Ni	0,057	0,031	0,030	0,033	0,013	0,011	0,013	0,012
Co	0,010	0,007	0,008	0,005	0,005	0,005	0,005	0,012
Mg	3,881	3,655	4,250	4,356	4,699	4,299	4,834	4,702
Сумма	24,000	24,000	24,001	24,000	24,002	23,996	23,999	24,000
a_0, Å	8,3220	8,3355	8,3246	8,3246	—	—	—	—
F	60,8	64,5	58,7	56,5	43,3	53,5	50,3	50,7
f	49,7	52,6	45,3	44,1	40,3	45,3	38,8	40,3
K	39,5	42,7	38,4	35,8	42,7	35,5	43,8	45,9

Окончание табл. 10

Компоненты	Омутнинский			Уктусский массив		
	6610	6605	6606	1928	1924	1940
	Состав монофракции, мас.%					
SiO_2	0,80	0,80	1,00	1,08	1,56	1,50
TiO_2	0,30	0,35	0,30	0,66	0,84	1,05
V_2O_5	0,10	0,15	0,15	0,10	0,08	0,15
Al_2O_3	7,20	6,60	7,90	11,75	11,20	13,40
Cr_2O_3	43,20	45,70	48,40	46,25	40,86	34,60
Fe_2O_3	28,00	24,00	19,00	—	14,36	21,80
FeO	15,40	16,20	16,10	33,26	23,52	16,80
MnO	0,25	0,50	0,45	0,40	0,46	0,35
CoO	0,12	0,10	0,10	0,05	0,07	0,14
MgO	5,00	5,90	6,60	8,37	6,90	9,50
CaO	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,11	0,11	< 0,20
H_2O^+	1,10	0,44	1,00	—	—	0,80
H_2O^-	—	—	—	Не обн.	Не обн.	—
CO_2	—	—	—	—	0,11	—
Сумма	101,52	101,00	101,04	102,06	99,86	100,33
	Состав после исключения примесей, мас.%					
SiO_2	0,30	0,35	0,31	0,66	0,87	1,09
V_2O_5	0,10	0,15	0,15	0,10	—	0,15
Al_2O_3	7,29	6,68	8,06	11,80	11,63	13,90
Cr_2O_3	43,73	46,26	49,39	46,43	42,41	35,90
Fe_2O_3	28,34	24,30	19,39	—	14,91	22,62
FeO	15,48	16,29	16,28	33,03	23,72	17,23
MnO	0,25	0,51	0,46	0,40	0,48	0,36
NiO	0,12	0,10	0,11	0,05	0,07	0,15
CoO	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,04
MgO	4,32	5,29	5,81	7,49	5,81	8,55
Сумма	99,98	99,99	100,00	99,99	100,00	99,99
	Пересчет на 24 катиона					
Ti	0,062	0,072	0,060	0,136	0,178	0,217
V	0,008	0,013	0,013	0,018	—	0,013
Al	2,308	2,081	2,452	3,810	3,732	4,356
Cr	9,278	9,659	10,070	10,055	9,130	7,546
Fe^{3+}	5,724	4,830	3,764	} 6,809	3,054	4,525
Fe^{2+}	3,447	3,568	3,543		5,402	3,832
Mn	0,057	0,112	0,100	0,093	0,110	0,081
Ni	0,026	0,021	0,021	0,011	0,016	0,031
Co	0,012	0,013	0,008	0,007	0,010	0,008
Mg	3,088	3,626	3,969	3,060	2,356	3,390
Сумма	24,000	24,000	24,000	23,999	24,000	23,999
a_0, Å	8,346	8,333	8,342	8,3220	8,329	8,346
F	74,8	69,3	64,8	68,9	78,2	71,1
f	60,3	52,8	48,8	60,4	68,8	56,1
K	62,4	57,3	51,5	—	36,1	54,1

Таблица 11

Состав акцессорных хромшпинелидов из перекристаллизованных дунитов

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	2707					2772		
	1с	1к	2	3	4	1с	1к	2
	Состав хромшпинелида, мас.%							
TiO_2	0,52	0,75	0,81	0,71	0,69	0,68	0,46	0,40
Al_2O_3	10,96	10,05	11,56	8,04	11,87	6,89	6,97	6,46
Cr_2O_3	40,38	39,99	39,51	40,11	40,27	46,11	44,77	44,14
Fe_2O_3	17,60	18,30	17,78	20,23	16,61	16,33	17,98	19,00
FeO	23,19	24,28	22,10	24,87	22,74	22,71	22,49	23,18
MnO	0,43	0,46	0,42	0,46	0,44	0,43	0,46	0,44
NiO	0,11	0,07	0,07	0,11	0,09	0,05	0,08	0,11
MgO	6,79	6,100	7,74	5,46	7,28	6,79	6,78	6,24
Сумма	99,98	99,99	99,99	99,98	99,98	99,99	99,99	99,98
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,106	0,155	0,166	0,148	0,139	0,141	0,096	0,083
Al	3,506	3,245	3,663	2,635	3,766	2,244	2,256	2,120
Cr	8,836	8,656	8,396	8,812	8,570	10,067	9,714	9,707
Fe^{3+}	3,594	3,772	3,595	4,229	3,365	3,395	3,711	3,979
Fe^{2+}	5,262	5,560	4,968	5,780	5,120	5,246	5,325	5,393
Mn	0,098	0,106	0,095	0,108	0,100	0,101	0,107	0,104
Ni	0,024	0,015	0,014	0,025	0,019	0,012	0,018	0,035
Mg	2,746	2,490	3,101	2,261	2,920	2,794	2,772	2,538
Сумма	23,999	23,998	23,998	23,998	23,999	24,000	23,999	23,999
F	76,3	78,9	73,4	81,6	74,4	75,6	76,5	78,3
f	64,1	67,4	59,9	70,1	62,0	63,7	63,8	66,0
K	40,6	40,4	42,0	42,2	39,7	39,3	41,1	42,5

Компоненты	Мелкозернистые		Среднезернистые дуниты					
	2772		9712а				9725	
	3	4	1	2	3	4	1с	1к
	Состав хромшпинелида, мас.%							
TiO_2	0,49	0,44	0,46	0,50	0,43	0,37	0,42	0,36
Al_2O_3	5,84	6,68	8,31	8,78	8,37	8,53	8,18	8,16
Cr_2O_3	44,27	46,82	51,58	51,04	51,51	51,03	50,20	50,54
Fe_2O_3	18,93	15,96	11,18	11,32	11,17	11,57	12,61	12,62
FeO	24,51	23,30	18,28	17,66	18,43	18,43	18,48	17,88
MnO	0,50	0,47	0,28	0,29	0,28	0,28	0,30	0,34
NiO	0,12	0,09	0,05	0,08	0,05	0,06	0,14	0,10
MgO	5,32	6,22	9,86	10,32	9,75	9,72	9,66	9,98
Сумма	99,98	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,98	99,98
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,103	0,092	0,093	0,101	0,087	0,074	0,087	0,072
Al	1,934	2,187	2,627	2,757	2,645	2,697	2,627	2,580
Cr	9,831	10,267	10,922	10,754	10,914	10,817	10,477	10,711
Fe^{3+}	4,001	3,330	2,253	2,271	2,255	3,336	2,531	2,545
Fe^{2+}	5,758	5,405	4,095	3,936	4,131	4,132	4,208	4,007
Mn	0,118	0,110	0,063	0,066	0,063	0,063	0,069	0,077
Ni	0,027	0,042	0,011	0,018	0,011	0,013	0,031	0,021
Mg	2,226	2,567	3,995	4,088	3,894	3,968	3,920	3,986
Сумма	23,993	24,000	23,999	24,001	24,000	24,000	24,000	23,999
F	81,43	77,3	61,7	60,2	62,1	62,6	63,4	62,2
f	70,4	66,0	49,9	47,7	50,4	50,7	49,7	48,9
K	41,0	38,1	35,5	36,6	35,4	36,1	38,0	38,8

Продолжение табл. 11

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	Среднезернистые дуниты							
	2725		2632				2432	
	2	3	1	2	3	4	1с	1к
	Состав хромшпинелида, мас.%							
TiO_2	0,38	0,47	0,44	0,75	0,56	0,55	0,49	0,57
Al_2O_3	8,21	8,58	10,88	9,30	10,84	10,74	8,38	8,80
Cr_2O_3	50,67	49,28	47,02	36,18	47,66	48,50	50,92	49,72
Fe_2O_3	12,14	12,63	12,33	23,22	11,12	10,66	11,31	11,53
FeO	18,65	19,68	19,75	23,23	20,88	20,19	19,13	20,24
MnO	0,31	0,31	0,34	0,40	0,34	0,34	0,32	0,35
NiO	0,10	0,09	0,13	0,21	0,14	0,13	0,14	0,14
MgO	9,52	8,94	9,09	6,69	8,43	8,87	9,29	8,64
Сумма	99,98	99,99	99,98	99,97	99,98	99,98	99,98	99,98
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,077	0,095	0,088	0,155	0,112	0,111	0,098	0,115
Al	2,604	2,728	3,445	3,006	3,419	3,381	2,657	2,797
Cr	10,767	10,499	9,894	7,845	10,084	10,232	10,827	10,600
Fe^{3+}	2,455	2,559	2,469	4,793	2,240	2,139	2,288	2,340
Fe^{2+}	4,191	2,436	4,395	5,328	4,672	4,505	4,302	4,564
Mn	0,071	0,071	0,077	0,092	0,077	0,077	0,073	0,079
Ni	0,021	0,019	0,027	0,046	0,030	0,027	0,031	0,031
Mg	3,813	3,591	3,605	2,734	3,363	3,528	3,723	3,473
Сумма	23,999	23,996	24,000	23,999	23,997	24,000	23,999	23,999
F	63,5	66,1	65,6	78,7	67,3	65,3	63,9	66,5
f	51,2	54,0	53,6	64,1	56,6	54,6	52,2	55,2
K	36,9	51,2	36,0	47,4	32,4	32,2	34,7	33,9

Компоненты	Среднезернистые		Крупнозернистые дуниты					
	2432		2404			129236		11515
	2	3	1	2	3	1с	1к	1с
	Состав хромшпинелида, мас.%							
TiO_2	0,44	0,44	0,49	0,56	0,36	0,38	0,38	0,38
Al_2O_3	8,30	8,38	7,97	8,10	8,15	9,19	8,92	10,52
Cr_2O_3	52,01	51,74	52,48	52,08	51,66	52,53	53,47	49,87
Fe_2O_3	11,12	11,36	11,25	11,38	11,85	10,51	9,94	11,12
FeO	17,18	17,00	16,55	16,45	17,03	14,86	14,72	16,43
MnO	0,27	0,30	0,29	0,29	0,29	0,25	0,27	0,30
NiO	0,10	0,10	0,06	0,05	0,07	0,12	0,08	0,13
MgO	10,56	10,67	10,95	11,08	10,58	12,15	12,22	11,24
Сумма	99,98	99,98	99,99	99,99	99,99	99,98	99,99	99,98
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,088	0,088	0,098	0,112	0,072	0,076	0,076	0,076
Al	2,608	2,631	2,483	2,543	2,565	2,846	2,762	3,256
Cr	10,964	10,895	11,051	10,960	10,896	10,905	11,102	10,360
Fe^{3+}	2,232	2,277	2,256	2,249	2,379	2,076	1,967	2,200
Fe^{2+}	3,830	3,786	3,687	3,669	3,800	3,263	3,232	3,612
Mn	0,061	0,067	0,066	0,065	0,066	0,055	0,060	0,066
Ni	0,021	0,021	0,013	0,011	0,014	0,025	0,017	0,027
Mg	4,196	4,234	4,346	4,396	4,207	4,754	4,784	4,403
Сумма	24,000	23,999	24,000	23,999	23,999	24,000	24,000	24,000
F	59,1	58,9	57,8	57,3	59,5	52,9	52,1	56,9
f	46,5	46,0	44,7	44,1	46,4	39,6	39,2	43,8
K	36,8	37,5	38,0	38,0	38,5	38,9	37,8	37,8

Компоненты	Нижнетагильский массив			Конжаковский массив, Иовское тело				
	Крупнозернистые			Мелкозернистые дуниты				
	11515			С60/15				
	1к	2	3	1с	1к	2	3	4
	Состав хромшпинелида, мас.%							
TiO_2	0,35	0,35	0,27	0,53	0,37	0,52	0,34	0,57
Al_2O_3	10,20	10,23	10,37	11,00	10,75	10,97	10,72	10,53
Cr_2O_3	50,03	51,00	50,85	50,94	50,78	50,97	51,04	51,26
Fe_2O_3	10,75	10,21	10,28	8,42	9,21	8,36	9,01	8,34
FeO	15,90	16,86	16,93	18,18	18,76	19,27	18,91	19,61
MnO	0,27	0,30	0,28	0,25	0,25	0,26	0,25	0,25
NiO	0,13	0,13	0,14	0,12	0,10	0,08	0,06	0,08
MgO	11,56	10,91	10,84	9,77	9,78	9,56	9,65	9,33
Сумма	99,98	99,98	99,98	99,98	99,98	99,99	99,99	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,069	0,070	0,054	0,105	0,073	0,103	0,067	0,113
Al	3,158	3,180	3,223	3,431	3,359	3,427	3,352	3,300
Cr	10,552	10,628	10,600	10,657	10,635	10,678	10,700	10,773
Fe^{3+}	2,123	2,024	2,039	1,676	1,837	1,667	1,800	1,668
Fe^{2+}	3,491	3,717	3,733	4,196	4,157	4,271	1,197	4,375
Mn	0,060	0,066	0,062	0,056	0,056	0,059	0,055	0,056
Ni	0,027	0,027	0,030	0,025	0,021	0,017	0,012	0,019
Mg	1,518	4,286	4,259	3,852	3,861	3,775	3,817	3,696
Сумма	23,008	23,998	24,000	23,998	23,999	23,997	24,000	24,000
F	55,4	57,2	57,5	60,3	60,8	61,1	61,2	62,1
f	42,4	45,3	45,6	50,8	50,8	51,9	51,4	53,9
K	37,8	35,2	35,3	28,5	30,6	28,1	30,0	27,6

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело							
	Мелкозернистые				Среднезернистые дуниты			
	С63/1,5				С62/13			
	1с	1к	2	3	1с	1к	2	3
	Состав хромшпинелида, мас.%							
TiO_2	0,49	0,36	0,42	0,43	0,38	0,43	0,56	0,41
Al_2O_3	9,63	9,60	9,97	10,08	10,22	9,74	9,15	9,26
Cr_2O_3	52,43	52,0 9	52,33	52,95	52,22	53,58	54,65	54,17
Fe_2O_3	8,87	9,53	8,96	8,40	8,27	7,16	6,87	7,63
FeO	17,53	17,60	17,27	16,74	19,02	19,58	18,52	18,09
MnO	0,29	0,31	0,29	0,30	0,28	0,28	0,28	0,31
NiO	0,21	0,13	0,08	0,05	0,07	0,05	0,08	0,06
MgO	10,51	10,37	10,68	11,04	9,54	9,18	9,89	10,06
Сумма	99,97	99,98	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,100	0,072	0,084	0,085	0,075	0,087	0,112	0,081
Al	3,091	3,002	3,104	3,121	3,206	3,067	2,876	2,907
Cr	10,626	10,923	10,928	10,992	10,980	11,306	11,497	11,392
Fe^{3+}	1,817	1,903	1,781	1,726	1,656	1,442	1,379	1,527
Fe^{2+}	3,990	3,903	3,815	3,677	4,230	4,371	4,127	4,024
Mn	0,067	0,070	0,065	0,066	0,062	0,062	0,062	0,070
Ni	0,046	0,027	0,017	0,011	0,014	0,011	0,018	0,013
Mg	4,262	4,099	4,204	4,321	3,775	3,653	3,928	3,989
Сумма	23,999	23,999	23,998	23,999	23,998	23,998	23,999	23,999
F	57,7	58,6	57,1	55,6	60,9	61,4	58,4	58,2
f	45,3	47,5	46,4	45,0	51,9	53,4	49,9	49,1
K	31,3	32,8	31,8	31,9	28,1	24,8	25,0	27,5

Примечание: с — середина зерна, к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 12

Состав акцессорной изоферроплатины из постмагматически-перекристаллизованных дунитов

Компоненты	Массивы							
	Конжаковский, Иовское тело	Косьвинский, Сосновское тело	Косьвинский, Юдинское тело		Вересовоборский	Нижнетагильский	Омутинский	Синегорский
	М-630	М-632б	М-634в	М-634г	М-721	М-725б	М-724б	М-723
	Состав минерала, мас.%							
Pt	86,0	88,1	88,7	88,8	85,3	73,2	89,4	86,7
Ir	2,8	2,4	2,4	2,5	6,3	16,3	1,9	4,9
Rh	0,9	—	—	—	—	—	—	—
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	9,4	9,5	8,6	8,8	7,2	10,6	8,0	8,3
Ni	—	—	—	—	0,8	—	0,2	—
Cu	0,5	0,6	0,2	0,2	0,8	0,5	0,8	0,3
Сумма	99,6	100,6	99,9	100,3	100,4	100,6	100,3	100,2
	Пересчет на 4 катиона							
Pt	2,75	2,81	2,91	2,90	2,80	2,28	2,92	2,85
Ir	0,09	0,08	0,08	0,08	0,21	0,52	0,06	0,16
Rh	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Fe	1,05	1,06	0,99	1,00	0,83	1,15	0,91	0,95
Ni	—	—	—	—	0,09	—	0,02	—
Cu	0,05	0,06	0,02	0,02	0,08	0,05	0,08	0,04
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Таблица 13

Вариации железистости дунитов

Массивы	Типы дунитов				
	Протодуниты	Постмагматически-перекристаллизованные			Нетипизированные
		мелкозернистые	среднезернистые	крупнозернистые	
Желтая сопка [117]	—	—	—	—	6,38 – 13,6 / 9,1 (54)
Желтая сопка	9,6	—	8,7	7,9	—
Супреинский	10,96(3)	10,25	—	—	10,1 – 11,0 / 10,6 (5)
Гладкая сопка	—	—	—	—	7,8 – 10,5 / 9,0 (4)
Иовское тело [117]	—	—	—	—	8,8 – 16,1 / 12,0 (24)
Иовское тело [218]	—	7,7 – 10,8 / 8,9 (4)	7,7 – 9,3 / 8,2 (3)	7,7	—
Юдинское [120]	8,8 – 12,1 / 10,5 (3)	9,5 – 11,7 / 10,4 (3)	—	—	—
Сосновское [120]	—	—	—	—	76 – 9,2 / 8,4 (4)
Данные автора	8,7 – 13,0 / 10,7 (11)	—	—	—	—
Вересовоборский	9,2 – 11,7 / 10,7 (5)	9,1 – 10,6 / 9,8 (2)	8,5 – 12,8 / 9,4 (5)	—	8,5 – 12,8 / 10,1 (16)
Светлоборский	7,7 – 11,7 / 10,0 (8)	7,9 – 12,1 / 9,4 (5)	8,1 – 10,3 / 9,0 (6)	8,6	7,7 – 12,1 / 9,5 (20)
Нижнетагильский					
По [271]	—	—	—	—	4,5 – 13,0 / 8,7 (253)
По [120]	—	—	—	—	7,8 – 13,0 / 9,6 (67)
По [219]	7,7 – 13,5 / 9,8 (19)	7,2 – 13,2 / 9,2 (17)	7,1 – 9,5 / 8,4 (8)	7,3 – 8,1 / 8,1 (6)	7,1 – 13,5 / 9,2 (50)
Омутнинский [85]	—	—	—	—	9,02(1)
Каменушинский (данные автора)	9,33	—	—	—	—
Среднее	10,2	9,68	8,74	7,82	

Таблица 14

Количество зерен акцессорного хромшпинелида в дунитах разных генетических типов

Типы дунитов	Вариации содержаний на 1 см^2	Среднее
Протодуниты	412; 385; 456; 440	423
Оливиниты краевые	148; 156; 124	143
Оливиниты силлов	148; 184; 156	163
Постмагматические перекристаллизованные дуниты		
мелкозернистые	52; 67; 38; 35; 197	58
среднезернистые	8,8; 8,4; 5,8; 5,4; 8,8	7
крупнозернистые	4; 0,5; 4; 0,4	2,4
дунит-пегматиты	0,6	0,6
Милонитизированные дуниты Иовского тела	691; 8985; 1256	3648

Расчет температуры кристаллизации дунитов по оливин-хромшпинелидовому геотермометру Редера

Образец		K_D	ln K_D	T °C
Нижнетагильский массив				
Протодуниты				
2562	1с	17,62	2,840	540
	1к	12,97	2,560	630
	2	6,47	1,868	935
2617	1с	18,17	2,900	513
	1к	16,67	2,813	542
Постмагматически-перекристаллизованные дуниты				
Мелкозернистые				
2707	1с	16,35	2,794	527
	1к	19,21	2,955	484
	2	14,03	2,641	570
2772	1с	18,14	2,898	538
	1к	19,47	2,969	513
	2	18,77	2,932	526
Среднезернистые				
9712а	1	13,24	2,583	637
	2	10,78	2,377	710
	3	14,04	2,642	616
9725	1с	12,92	2,558	644
	1к	12,75	2,545	652
	2	13,69	2,617	625
2632	1	14,02	2,640	589
	2	21,16	3,052	449
	3	15,20	2,721	565
2432	1с	15,50	2,740	583
	1к	17,31	2,851	545
	2	11,56	2,448	688
Крупнозернистые				
2404	1	11,18	2,41	706
	2	10,74	2,375	720
	3	11,62	2,453	688
12923б		10,10	2,313	734
		9,74	2,277	753
11513		9,87	2,289	733
		10,39	2,341	710
Дунит-пегматиты				
2415	1	9,04	2,20	782
	2	9,49	2,251	760
9777а	1с	9,69	2,271	749
	1к	10,44	2,346	716
	2с	9,49	2,251	743
	2к	9,42	2,242	742
2777	1	15,93	2,768	577
	2	15,78	2,759	569
Иовское дунитовое тело				
Протодуниты				
С59/6	1к	11,43	2,436	671
	2	15,62	2,749	569
	3	18,15	2,899	527
	4	19,21	2,955	508
С60/10		18,60	2,923	495
	3	17,49	2,862	509
	4	16,44	2,799	532
Мелкозернистые дуниты				
С60/15	1с	16,37	2,795	548
	1к	16,32	2,792	551
	2	15,70	2,754	561
	3	16,48	2,802	549
С63/1,5		15,46	2,738	546
	1к	17,55	2,865	607
	2	13,92	2,633	623
Среднезернистые дуниты				
С62/13	1с	16,25	2,788	588
	1к	18,35	2,910	530
	2	16,38	2,796	439

Примечание: с — середина зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

371

Таблица 16

Расчет привноса-выноса вещества при постмагматической перекристаллизации дунитов

Компоненты	Протодунит, обр. 12096				
	1,2	3	4	Элементы	Ni^V на 1000 см^3
SiO_2	40,00	13314	6657	Si	2598,64
TiO_2	0,03	8	4	Ti	1,56
Al_2O_3	0,18	108	72	Al	21,08
Cr_2O_3	0,41	156	104	Cr	30,45
Fe_2O_3	3,05	1146	764	Fe^{3+}	223,68
FeO	6,65	1191	1191	Fe^{2+}	232,46
MnO	0,15	21	21	Mn	4,10
NiO	0,11	15	15	Ni	2,93
CoO	0,008	—	—	Co	0,19
MgO	48,84	12113	12113	Mg	2364,22
CaO	0,41	73	73	Ca	14,25
H_2O^+	—	—	—	H	—
H_2O^-	—	—	—		—
CO_2	—	—	—		—
Сумма	100,00				
ρ, г/см^3	3,24				

Компоненты	Дунит крупнозернистый, обр. 2615						
	1	2	3	4	Элементы	Ni^V на 1000 см^3	$\pm\Delta_i$
SiO_2	34,87	40,50	13480	6740	Si	2631,04	+ 33.6
TiO_2	0,01	0,01	—	—	Ti	—	− 1,6
Al_2O_3	0,09	0,11	66	44	Al	2,88	− 8,1
Cr_2O_3	0,38	0,44	174	116	Cr	33,96	+ 3.5
Fe_2O_3	3,21	3,73	1398	932	Fe^{3+}	272,86	+ 49.1
FeO	3,09	3,59	499	499	Fe^{2+}	97,39	− 135,6
MnO	0,11	0,12	17	17	Mn	3,32	− 0,8
NiO	0,23	0,27	36	36	Ni	7,03	+ 4.1
CoO	0,01	0,01	1	1	Co	0,19	0,0
MgO	43,72	50,78	12594	—	Mg	2458,10	+ 93,9
CaO	0,25	0,29	52	52	Ca	10,15	− 4,1
H_2O^+	13,39	—	—	—	H	—	—
H_2O^-	0,74	—	—	—		—	—
CO_2	0,60	—	—	—		—	—
Сумма	100,83	100,00					
ρ, г/см^3	3,3						

Примечание: 1 — результат анализа; 2 — то же, приведенный к 100%; 3 — молекулярные количества катионов; 4 — молекулярные количества анионов.

Таблица 17

Состав хромшпинелидов из хромитовых жил

Компоненты	Массив Желтой сопки							Массив Гладкой сопки
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,52	0,30	0,40	0,12	0,40	1,00	0,40	1,52
TiO_2	0,30	0,70	0,30	0,30	0,45	0,70	0,90	0,50
V_2O_5	0,08	0,15	0,08	0,10	0,10	0,08	0,20	—
Al_2O_3	9,75	11,60	9,10	10,00	9,60	9,90	13,00	10,97
Cr_2O_3	49,70	42,80	43,75	49,75	46,50	44,10	40,30	45,53
Fe_2O_3	11,60	15,80	18,00	11,60	14,60	13,65	16,45	11,94
FeO	18,10	19,50	21,00	17,50	19,70	18,50	17,10	17,44
MnO	0,32	0,30	0,34	0,30	0,32	0,32	0,26	0,26
NiO	0,13	0,21	0,06	0,20	0,07	0,18	0,05	—
CoO	0,04	0,03	0,01	0,03	0,02	0,065	0,01	—
MgO	9,85	8,80	7,50	10,15	8,40	11,10	11,30	11,14
CaO	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,09	< 0,20	< 0,20
H_2O^+	0,04	0,12	0,04	0,12	0,30	0,11	0,54	Не обн.
H_2O^-	0,25	0,30	0,08	0,25	0,27	0,07	0,15	0,18
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	< 0,10
Сумма	100,43	100,31	100,58	100,17	100,46	99,79	100,51	99,48
	Состав после исключения примесей, мас.%							
SiO_2	0,30	0,70	0,30	0,30	0,45	0,72	0,91	0,51
V_2O_5	0,08	0,15	0,08	0,10	0,10	0,08	0,20	—
Al_2O_3	9,84	11,67	9,14	10,00	9,66	10,19	13,11	11,22
Cr_2O_3	50,17	43,06	43,96	49,76	46,82	45,38	40,65	46,56
Fe_2O_3	11,71	15,90	18,09	11,60	14,70	14,01	16,59	12,21
FeO	18,02	19,45	20,91	17,51	19,72	18,87	17,13	17,83
MnO	0,32	0,30	0,34	0,30	0,32	0,33	0,26	0,27
NiO	0,13	0,21	0,06	0,20	0,07	0,18	0,05	—
CoO	0,04	0,03	0,01	0,03	0,02	0,065	0,01	—
MgO	9,38	8,53	7,10	10,15	8,13	10,17	11,08	11,39
Сумма	99,99	100,00	99,99	99,99	100,00	99,99	99,99	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,060	0,142	0,061	0,059	0,092	0,144	0,179	0,107
V	0,015	0,026	0,015	0,018	0,018	0,015	0,035	—
Al	3,099	3,677	2,945	3,132	3,078	3,187	4,032	3,647
Cr	10,598	9,097	9,495	10,449	10,002	9,522	8,384	10,150
Fe^{3+}	2,355	3,197	3,718	2,320	2,988	2,796	3,257	2,535
Fe^{2+}	4,027	4,346	4,779	3,889	4,456	4,181	3,738	2,816
Mn	0,073	0,068	0,079	0,067	0,074	0,074	0,058	0,063
Ni	0,027	0,045	0,013	0,043	0,015	0,040	0,011	—
Co	0,008	0,006	0,002	0,006	0,003	0,015	0,002	—
Mg	3,736	3,396	2,893	4,018	3,274	4,026	4,304	4,686
Сумма	23,998	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
a_0, Å	—	8,3273	8,3220	8,3220	8,338	8,3274	8,3220	—
F	63,1	69,0	74,6	61,7	69,5	69,05	61,9	53,3
K	36,9	42,4	43,8	37,4	40,1	40,1	46,6	47,4

Продолжение табл. 17

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело		Косьвинский массив, Юдинское тело				
	9	10	11	12	13	14	15
	Состав монофракции, мас.%						
SiO_2	1,04	1,28	1,28	0,44	0,64	0,80	1,66
TiO_2	1,00	0,56	0,56	1,60	0,76	0,70	0,63
V_2O_5	0,07	—	—	0,10	0,05	0,06	0,05
Al_2O_3	11,08	8,24	8,66	7,45	8,90	9,16	11,56
Cr_2O_3	36,13	45,61	46,02	29,90	45,64	45,80	41,49
Fe_2O_3	}38,88	15,28	14,47	30,56	15,71	15,40	}32,56
FeO		18,90	18,75	21,97	16,78	15,60	
MnO	0,27	—	—	0,28	0,28	0,22	0,28
NiO	Не обн.	0,07	0,05	—	—	—	Не обн.
CoO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	11,30	10,02	10,15	7,24	10,60	10,47	12,27
CaO	Не обн.	0,12	0,10	< 0,20	< 0,20	< 0,20	Не обн.
H_2O^+	Не обн.	—	—	0,30	Не обн.	1,40	Не обн.
H_2O^-	Не обн.	—	—	0,40	0,14	1,26	Не обн.
CO_2	Не обн.	—	—	< 0,10	< 0,10	< 0,10	Не обн.
P_2O_5	0,03	—	—	1,128	0,054	0,119	0,01
Сумма	99,80	100,08	100,04	100,37	99,55	101,02	100,51
	Состав после исключения примесей, мас.%						
TiO_2	1,03	0,58	0,58	1,62	0,77	0,72	0,65
V_2O_5	0,07	—	—	0,10	0,05	0,06	0,05
Al_2O_3	11,40	8,51	8,95	7,55	9,02	9,48	11,99
Cr_2O_3	37,16	47,10	47,54	30,31	46,24	47,43	43,02
Fe_2O_3	—	15,78	14,95	30,98	15,91	15,95	—
FeO	39,73	19,21	19,05	22,21	17,00	16,03	33,35
MnO	0,28	—	—	0,28	0,28	0,28	0,29
NiO	—	0,07	0,05	—	—	—	Не обн.
CoO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	10,33	8,75	8,89	6,94	10,73	10,09	10,65
Сумма	100,00	100,00	100,01	99,99	100,02	99,98	100,00
	Пересчет на 24 катиона						
Ti	0,201	0,117	0,117	0,391	0,154	0,146	0,127
V	0,012	—	—	0,021	0,008	0,010	0,009
Al	3,486	2,713	2,843	2,863	2,827	2,987	3,660
Cr	7,623	10,070	10,131	3,853	9,722	10,010	8,808
Fe^{3+}	}8,622	3,211	3,032	7,794	3,185	3,203	}7,223
Fe^{2+}		4,345	4,295	5,972	3,783	3,580	
Mn	0,061	—	—	0,076	0,063	0,051	0,064
Ni	—	0,016	0,011	—	—	—	—
Mg	3,995	3,527	3,571	3,330	4,257	4,013	4,109
Сумма	24,000	23,999	24,000	24,000	23,999	24,000	24,000
a_0, Å	—	—	—	—	—	—	—
F	68,34	68,2	67,2	80,1	62,2	62,9	63,7
K	—	42,5	41,4	55,7	45,7	47,2	—

Компоненты	Косьвинский массив, Сосновское тело		Каменушинский массив					
	16	17	18	19	20	21	22	23
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,44	0,64	0,20	0,12	0,12	0,10	0,12	0,32
TiO_2	0,54	0,82	1,10	0,65	0,55	0,98	0,47	0,38
V_2O_5	0,08	0,08	0,15	0,10	0,13	0,15	0,13	0,10
Al_2O_3	10,17	10,00	14,40	11,00	11,10	11,90	11,50	9,20
Cr_2O_3	50,16	43,73	31,00	44,80	46,50	30,90	49,60	52,60
Fe_2O_3	12,00	18,53	22,65	15,80	14,60	27,30	10,70	10,00
FeO	14,27	16,06	21,30	16,50	16,80	19,10	16,60	15,20
MnO	0,20	0,22	0,27	0,38	0,27	0,26	0,27	0,24
NiO	—	—	0,16	0,02	0,11	0,11	0,09	0,06
CoO	—	—	0,01	0,03	0,05	0,05	0,01	0,01
MgO	11,70	10,54	9,30	11,10	10,30	9,50	11,10	12,50
CaO	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20
H_2O^+	Не обн.	не обн.	0,04	0,04	0,12	0,16	0,04	0,04
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	0,25	0,15	0,14	0,12	0,18	0,08
CO_2	< 0,10	< 0,10	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,027	0,046	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,59	100,067	100,58	100,54	100,65	100,51	100,63	100,65
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,54	0,82	1,10	0,65	0,55	0,98	0,47	0,38
V_2O_5	0,08	0,08	0,15	0,10	0,13	0,15	0,13	0,10
Al_2O_3	10,26	10,00	14,35	10,96	11,05	11,87	11,45	9,22
Cr_2O_3	50,60	43,73	30,89	44,63	46,31	30,82	49,37	52,72
Fe_2O_3	12,11	18,53	22,57	15,74	14,54	27,23	10,65	10,02
FeO	14,40	16,06	21,23	16,44	16,73	19,05	16,52	15,04
MnO	0,20	0,22	0,27	0,38	0,27	0,26	0,27	0,24
NiO	—	—	0,16	0,02	0,11	0,11	0,09	0,06
CoO	—	—	0,01	0,03	0,05	0,05	0,01	0,01
MgO	11,80	10,54	9,27	11,06	10,26	9,48	11,05	12,21
Сумма	99,99	99,98	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	100,00
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,108	0,164	0,217	0,128	0,109	0,196	0,092	0,076
V	0,014	0,014	0,025	0,017	0,022	0,025	0,022	0,017
Al	3,175	3,134	4,453	3,400	3,421	3,728	3,537	2,852
Cr	10,495	9,189	6,431	9,286	9,699	6,491	10,230	10,934
Fe^{3+}	2,391	3,705	4,470	3,118	2,898	5,459	2,101	1,978
Fe^{2+}	3,159	3,570	4,672	3,617	3,706	4,244	3,622	3,302
Mn	0,045	0,049	0,060	0,085	0,060	0,059	0,059	0,054
Ni	—	—	0,033	0,005	0,024	0,024	0,019	0,013
Co	—	—	0,001	0,006	0,010	0,011	0,001	0,001
Mg	4,614	4,175	3,636	4,337	4,049	3,762	4,316	4,772
Сумма	24,001	24,000	23,998	23,999	23,998	23,999	23,999	23,999
a_0, Å	—	—	—	8,3220	8,3220	—	8,3139	8,3220
F	45,6	63,5	71,5	60,8	62,0	72,1	57,0	52,5
K	43,1	51,0	48,9	46,3	43,9	65,3	36,7	37,5

Продолжение табл. 17

Компоненты	Каменушинский массив			Светлоборский массив			Уктусский массив
	24	25	26	27	28	29	30
	Состав монофракции, мас.%						
SiO_2	1,40	0,84	0,20	0,16	0,35	0,38	1,04
TiO_2	0,88	1,06	0,55	0,52	0,45	1,00	0,82
V_2O_5	—	0,09	0,10	0,10	0,08	0,08	0,10
Al_2O_3	12,04	10,47	9,20	9,60	8,50	10,70	10,20
Cr_2O_3	31,38	24,22	50,60	50,80	51,10	43,15	43,26
Fe_2O_3	23,98	30,55	11,50	10,70	12,40	16,58	14,40
FeO	22,80	27,08	15,80	17,10	17,50	18,40	19,60
MnO	0,40	0,40	0,24	0,26	0,27	0,30	0,70
NiO	—	—	0,07	0,10	0,04	0,08	0,12
CoO	—	—	0,01	0,02	0,03	0,033	0,037
MgO	7,15	4,48	11,80	11,10	9,90	9,47	8,84
CaO	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,11	0,11
H_2O^+	—	Не обн.	0,04	0,22	0,02	—	0,14
H_2O^-	—	0,12	0,26	0,04	0,06	Не обн.	Не обн.
CO_2	< 0,10	< 0,10	—	—	—	< 0,10	0,11
Сумма	100,03	99,31	100,11	100,68	100,64	100,38	99,48
	Состав после исключения примесей, мас.%						
TiO_2	0,89	1,8	0,55	0,52	0,45	1,01	0,85
V_2O_5	—	0,09	0,10	0,10	0,08	0,08	0,10
Al_2O_3	12,21	10,65	9,27	9,59	8,52	10,77	10,55
Cr_2O_3	31,82	24,63	50,96	50,74	51,22	43,43	44,75
Fe_2O_3	24,31	31,06	11,58	10,69	12,43	16,69	14,89
FeO	23,12	27,53	15,57	17,03	17,43	18,40	20,00
MnO	0,40	0,40	0,24	0,26	0,27	0,30	0,72
NiO	—	—	0,07	0,10	0,04	0,08	0,13
CoO	—	—	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04
MgO	7,25	4,56	11,64	10,95	9,52	9,21	7,96
Сумма	100,00	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00	99,99
	Пересчет на 24 катиона						
Ti	0,188	0,224	0,110	0,103	0,091	0,202	0,172
V	—	0,016	0,017	0,017	0,015	0,014	0,018
Al	4,047	3,485	2,879	2,988	2,699	3,391	3,351
Cr	7,074	5,408	10,619	10,604	10,879	9,169	9,531
Fe^{3+}	5,144	6,490	2,298	2,126	2,513	3,354	3,019
Fe^{2+}	4,695	6,396	3,434	3,765	3,916	4,111	4,507
Mn	0,096	0,095	0,054	0,059	0,061	0,068	0,165
Ni	—	—	0,014	0,021	0,008	0,017	0,027
Co	—	—	0,001	0,003	0,006	0,007	0,008
Mg	2,755	1,885	4,572	4,313	3,811	3,666	3,202
Сумма	23,999	23,999	23,998	23,999	23,999	23,999	24,000
a_0, Å	—	—	8,3274	8,3246	8,330	8,3274	8,3193
f	78,1	87,2	65,8	57,7	62,8	67,0	70,1
K	52,3	50,4	40,1	36,1	39,1	44,9	40,1

Продолжение табл. 17

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	31	32	33	34	35	36	37	38
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	—	—	—	0,60	—	0,61	1,12	0,72
TiO_2	1,24	0,99	1,36	0,34	0,50	0,34	0,36	0,36
V_2O_5	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	—	—	0,03
Al_2O_3	9,14	8,59	9,10	9,00	8,10	9,50	6,98	5,60
Cr_2O_3	48,34	49,11	49,52	50,30	50,49	51,14	51,52	51,80
Fe_2O_3	22,90	25,21	22,09	14,00	21,09	10,00	12,75	14,30
FeO	9,75	6,84	9,13	15,38	10,59	13,70	14,30	15,28
MnO	0,45	0,34	0,35	0,34	0,33	0,38	0,06	0,26
NiO	0,03	0,06	0,04	0,20	0,04	—	—	0,24
CoO	0,05	0,08	0,10	0,045	0,11	—	—	0,032
MgO	7,69	8,72	8,08	9,76	8,77	13,27	12,85	11,00
CaO	0,19	0,18	0,15	0,05	0,18	—	0,10	0,15
H_2O^+	—	—	—	0,52	—	—	—	0,54
H_2O^-	—	—	—	0,08	—	—	—	Не обн.
CO_2	—	—	—	0,11	—	—	—	0,11
Сумма	99,81	100,14	100,14	100,80	100,25	98,94	100,04	100,47
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	1,24	0,99	1,36	0,35	0,50	0,35	0,37	0,37
V_2O_5	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	—	—	0,03
Al_2O_3	9,17	8,59	9,10	9,16	8,10	9,73	7,16	5,72
Cr_2O_3	48,52	49,13	49,53	51,17	50,46	52,82	52,82	52,89
Fe_2O_3	22,99	25,22	22,09	14,24	21,06	10,24	13,07	14,60
FeO	9,79	6,84	9,33	15,33	10,58	13,85	14,32	15,33
MnO	0,45	0,34	0,35	0,35	0,33	0,39	0,06	0,27
NiO	0,03	0,06	0,04	0,20	0,04	—	—	0,24
CoO	0,05	0,08	0,10	0,05	0,11	—	—	0,03
MgO	7,72	8,72	8,08	9,12	8,77	13,07	12,21	10,52
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,257	0,204	0,280	0,070	0,103	0,068	0,074	0,075
V	0,005	0,004	0,004	< 0,005	0,009	—	—	0,005
Al	2,964	2,768	2,933	2,905	2,603	2,985	2,236	1,822
Cr	10,514	10,613	10,702	10,889	10,879	10,775	11,070	11,803
Fe^{3+}	4,741	5,186	4,545	2,885	4,322	2,006	2,608	2,970
Fe^{2+}	2,243	1,564	2,133	3,452	2,414	3,013	3,174	3,466
Mn	0,105	0,079	0,081	0,079	0,076	0,086	0,014	0,061
Ni	0,007	0,013	0,009	0,044	0,009	—	—	0,053
Co	0,011	0,018	0,022	0,010	0,024	—	—	0,007
Mg	3,153	3,552	3,292	3,661	3,562	5,067	4,824	4,238
Сумма	24,00	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
a_0, Å	—	—	—	8,3327	—	—	—	8,3355
f	60,6	55,6	59,0	54,3	55,5	36,6	39,8	47,0
K	67,9	76,8	68,1	45,5	64,2	40,0	45,1	46,1

Продолжение табл. 17

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	39	40	41	42	43	44	45	46
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,90	0,84	0,64	—	—	0,54	0,58	0,38
TiO_2	0,24	0,50	0,42	0,62	0,99	0,49	0,74	0,59
V_2O_5	—	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	—	—	—
Al_2O_3	9,63	7,37	9,00	8,51	8,48	8,62	5,74	5,43
Cr_2O_3	53,19	46,96	48,30	49,70	50,92	51,57	51,42	52,42
Fe_2O_3	—	13,63	14,05	19,71	17,00	12,74	18,60	16,85
FeO	21,16	19,53	16,76	11,90	12,61	13,37	6,55	9,06
MnO	—	0,31	0,29	0,30	0,36	0,23	0,12	1,55
NiO	0,05	0,32	0,25	0,04	0,06	0,04	—	—
CoO	—	0,045	0,038	0,06	0,10	—	—	—
MgO	14,33	9,56	10,02	9,17	9,39	12,60	15,43	13,54
CaO	0,27	0,05	0,16	0,16	0,22	—	—	0,06
H_2O^+	—	0,60	0,40	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	0,18	Не обн.	—	—	—	—	—
CO_2	—	0,10	0,10	—	—	—	—	—
Сумма	99,77	100,02	100,46	100,20	100,16	100,20	99,23	99,88
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,24	0,51	0,43	0,62	0,99	0,49	0,76	0,60
V_2O_5	—	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	—	—	—
Al_2O_3	9,81	7,57	9,15	8,51	8,49	8,70	5,86	5,48
Cr_2O_3	54,18	48,26	49,09	49,68	50,95	52,07	52,47	52,95
Fe_2O_3	—	14,01	14,28	19,07	17,01	12,86	18,98	17,02
FeO	21,28	19,81	16,83	11,90	12,62	13,34	6,51	9,04
MnO	—	0,32	0,29	0,30	0,36	0,23	0,12	1,57
NiO	0,06	0,33	0,25	0,04	0,06	0,04	—	—
CoO	—	0,05	0,04	0,06	0,10	—	—	—
MgO	14,44	9,10	9,61	9,17	9,40	12,26	15,30	13,35
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,047	0,105	0,086	0,126	0,201	0,098	0,149	0,119
V	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	2,954	2,415	2,890	2,718	2,702	2,702	1,810	1,717
Cr	10,942	10,319	10,399	10,644	10,882	10,840	10,870	11,117
Fe^{3+}	—	2,851	2,879	4,018	3,458	2,549	3,743	3,402
Fe^{2+}	4,547	4,482	3,771	2,696	2,851	2,937	1,426	2,007
Mn	0,010	0,073	0,067	0,069	0,082	0,052	0,027	0,352
Ni	—	0,071	0,055	0,009	0,013	0,009	—	—
Co	—	0,010	0,008	0,013	0,022	—	—	—
Mg	5,500	3,669	3,839	3,702	3,780	4,813	5,975	5,286
Сумма	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
a_0, Å	—	8,341	8,3327	—	—	—	—	—
f	31,3	54,1	52,0	53,7	52,7	40,0	27,9	33,8
K	—	62,0	43,3	59,8	54,8	46,5	72,4	62,9

Продолжение табл. 17

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	47	48	49	50	51	52	53	54
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	0,96	0,20	0,90	2,08	2,40	2,05	1,25	1,71
TiO_2	0,36	0,32	0,55	0,37	0,37	0,41	0,51	0,50
V_2O_5	0,08	—	—	0,12	0,12	0,11	0,08	0,11
Al_2O_3	7,37	8,14	5,29	8,00	7,62	7,79	8,30	7,78
Cr_2O_3	52,80	53,70	53,31	54,00	54,01	54,37	49,87	45,84
Fe_2O_3	12,30	10,27	13,94	9,21	8,03	8,78	13,39	12,35
FeO	14,70	13,00	11,84	11,97	14,21	12,99	15,32	21,31
MnO	0,28	0,20	0,20	0,28	0,32	0,24	0,30	0,35
NiO	0,24	0,17	0,05	0,11	0,08	0,06	0,03	0,05
CoO	0,034	0,019	—	0,025	0,025	0,024	0,036	0,027
MgO	11,54	13,00	13,40	14,20	12,90	13,02	11,06	10,22
CaO	0,05	0,06	—	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,19	< 0,05
H_2O^+	0,18	0,54	—	0,30	0,48	0,52	0,26	0,18
H_2O^-	Не обн.	—	—	0,08	0,12	0,26	0,28	0,22
CO_2	0,11	Не обн.	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,47	99,62	99,48	100,74	100,68	100,62	100,86	100,65
	Состав после исключения примесей, мас.%							
SiO_2	0,37	0,32	0,56	0,39	0,39	0,43	0,52	0,52
V_2O_5	0,08	—	—	0,13	0,13	0,12	0,08	0,11
Al_2O_3	7,53	8,26	5,42	8,38	8,06	8,18	8,52	8,08
Cr_2O_3	53,95	54,47	54,64	56,54	57,13	57,13	51,19	47,64
Fe_2O_3	12,57	10,42	14,29	9,64	8,49	9,22	13,74	12,83
FeO	14,22	13,13	11,86	12,13	14,53	13,34	15,52	21,81
MnO	0,29	0,20	0,21	0,29	0,34	0,25	0,31	0,36
NiO	0,25	0,17	0,05	0,11	0,08	0,06	0,03	0,05
CoO	0,03	0,02	—	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03
MgO	10,72	13,01	12,96	12,36	10,82	11,24	10,04	8,56
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,074	0,064	0,113	0,076	0,078	0,085	0,106	0,106
V	0,014	—	—	0,012	0,012	0,010	0,007	0,010
Al	2,376	2,551	1,701	2,602	2,534	2,564	2,689	2,580
Cr	11,417	11,285	11,492	11,775	12,038	12,002	10,867	10,196
Fe^{3+}	2,532	2,054	2,860	1,913	1,704	1,846	2,768	2,614
Fe^{2+}	3,185	2,877	2,639	2,675	3,241	2,967	3,476	4,937
Mn	0,065	0,045	0,046	0,065	0,076	0,057	0,069	0,083
Ni	0,053	0,036	0,011	0,025	0,015	0,013	0,007	0,014
Co	0,007	0,004	—	0,005	0,005	0,005	0,008	0,007
MgO	4,276	5,084	5,140	4,853	4,296	4,452	4,003	3,454
Сумма	24,000	24,000	24,000	24,001	23,999	24,001	24,000	24,001
a_0, Å	8,330	8,3273	—	—	—	—	—	—
f	44,0	36,5	35,8	48,6	53,5	52,1	75,7	68,6
K	44,03	41,7	52,0	41,7	34,5	38,1	44,3	34,6

Окончание табл. 17

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	55	56	57	58	59	60	61	62
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	1,91	1,40	1,51	1,80	1,59	2,82	0,20	0,82
TiO_2	0,74	0,54	0,52	0,58	0,57	0,36	0,42	0,24
Al_2O_3	9,87	8,82	8,51	9,29	8,56	7,06	8,60	9,68
Cr_2O_3	45,44	50,79	50,18	50,83	50,40	54,05	49,86	53,60
Fe_2O_3	15,89	11,57	8,90	9,59	11,86	8,39	14,40	23,20
FeO	15,42	16,24	20,09	16,95	16,34	13,90	14,98	—
MnO	0,35	0,39	0,47	0,34	0,34	0,24	0,32	—
NiO	0,08	0,12	—	0,11	0,11	0,05	0,14	—
CoO	0,026	0,032	0,024	0,026	0,027	0,026	0,024	—
MgO	10,22	10,54	9,74	10,53	10,10	12,96	11,15	12,26
CaO	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,31	0,08	0,06	0,34
V_2O_5	0,20	0,11	0,15	0,14	0,31	0,08	0,05	—
H_2O^+	0,60	0,18	0,42	0,30	0,20	0,40	0,20	—
H_2O^-	Не обн.	0,32	0,36	0,18	0,21	Не обн.	—	—
Сумма	100,75	101,05	100,87	100,67	100,53	100,54	100,40	100,14
	Состав после исключения примесей, мас.%							
TiO_2	0,77	0,55	0,53	0,60	0,58	0,38	0,42	0,24
V_2O_5	0,21	0,11	0,15	0,14	0,12	0,11	0,05	—
Al_2O_3	10,29	8,99	8,74	9,58	8,78	7,56	8,64	9,87
Cr_2O_3	47,37	51,80	51,52	52,40	51,75	57,87	50,11	54,67
Fe_2O_3	16,56	11,80	9,14	9,89	12,18	8,98	14,47	—
FeO	15,85	16,43	20,52	17,29	16,62	14,33	14,78	23,41
MgO	0,36	0,40	0,48	0,35	0,34	0,26	0,32	—
NiO	0,08	0,12	0,11	0,11	0,11	0,05	0,14	—
CoO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	—
MgO	8,46	9,76	8,77	9,61	9,48	10,42	11,03	11,80
Сумма	99,98	99,99	99,98	100,00	99,99	99,99	99,98	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,159	0,112	0,140	0,157	0,118	0,077	0,084	0,048
Al	3,272	2,843	3,602	3,918	2,784	2,390	2,704	3,029
V	0,018	0,010	0,017	0,017	0,012	0,009	0,009	—
Cr	10,103	10,948	7,120	7,191	10,988	12,261	10,512	11,248
Fe^{3+}	3,363	2,383	2,403	2,585	2,463	1,814	2,890	5,096
Fe^{2+}	3,576	3,684	6,001	5,019	3,734	3,211	3,328	—
Mn	0,083	0,090	0,142	0,103	0,079	0,059	0,072	—
Ni	0,018	0,026	—	0,032	0,025	0,012	0,030	—
Co	0,007	0,005	0,006	0,006	0,007	0,007	0,005	—
Mg	3,402	3,900	4,566	4,970	3,790	4,159	4,365	4,578
Сумма	24,001	24,001	23,997	23,998	24,000	23,999	23,999	24,000
a_0, Å	—	—	—	—	—	—	8,341	—
f	67,1	60,9	64,8	60,5	62,0	54,7	45,5	42,8
K	48,5	39,3	28,6	34,0	39,7	36,1	46,5	46,5

Таблица 18

Состав оливина из хромититов Нижнетагильского массива

Компоненты	Анализы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Состав, мас.%							
SiO_2	40,87	41,35	41,15	41,25	40,20	40,60	41,39	41,44
FeO	10,00	7,62	7,28	8,66	13,96	9,84	7,33	7,22
MnO	0,20	0,20	0,15	0,17	0,19	0,17	0,06	0,09
NiO	0,19	0,18	0,22	0,17	0,16	0,14	0,26	0,26
MgO	48,53	50,34	50,92	49,47	45,22	48,66	50,82	80,84
CaO	0,25	0,35	0,24	0,34	0,32	0,36	0,18	0,19
Сумма	100,04	100,04	99,96	100,06	100,05	99,71	100,04	100,04
	Пересчет на 3 катиона							
Si	1,003	1,005	0,998	1,007	1,006	0,998	1,003	1,005
Fe	0,206	0,155	0,148	0,177	0,292	0,204	0,150	0,147
Mn	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,001	0,002
Ni	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,005	0,005
Mg	1,777	1,823	1,840	1,80 1	1,687	1,783	1,836	1,837
Ca	0,007	0,009	0,006	0,008	0,008	0,009	0,005	0,005
Сумма	3,000	2,999	2,999	2,999	3,000	3,000	3,000	3,001
Fa	10,4	7,8	7,5	8,9	14,7	10,2	7,4	7,4

Таблица 19

Состав изоферроплатины из хромитовых жил и срастаний с хромшпинелидом

Компоненты	Конжаковский массив, Иовское тело		Косьвинский массив, Сосновское тело		Косьвинский массив, Юдинское тело			Каменушинский массив
	630б	630б	631	633	634а	634б	634б	629а
	Состав, мас.%							
Pt	85,6	85,6	90,1	85,9	88,1	85,4	86,1	89,8
Ir	5,5	5,4	0,6	0,4	1,0	4,7	4,8	1,3
Os	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	—	—	—	—	—	—	—	—
Rh	0,4	0,4	0,4	—	—	—	—	0,9
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	8,3	8,2	8,0	12,4	9,5	8,8	8,9	7,3
Ni	0,2	0,2	0,2	0,5	—	0,5	0,5	—
Cu	0,3	0,4	0,6	1,2	0,6	1,0	0,9	1,4
Сумма	100,3	100,2	99,2	100,5	99,2	100,4	101,2	100,7
	Пересчет на 4 катиона							
Pt	2,80	2,80	2,96	2,55	2,84	2,72	2,72	2,93
Ir	0,18	0,18	0,02	0,01	0,03	0,15	0,15	0,04
Os	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	—	—	—	—	—	—	—	—
Rh	0,02	0,02	0,02	—	—	—	—	0,06
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—
Pe	0,95	0,94	0,92	1,28	1,07	0,98	0,98	0,83
Ni	0,02	0,02	0,02	0,05	—	0,05	0,05	—
Cu	0,03	0,04	0,06	0,11	0,06	0,10	0,09	0,14
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Компоненты	Каменушинский			Вересовоборский		Светло-борский	Сине-горский	Нижне-тагильский массив
	620а	722а	722а	720а	721а	719б	723а	725
	Состав, мас.%							
Pt	89,0	89,1	88,1	90,7	90,5	90,4	86,6	91,5
Ir	2,1	1,6	1,5	—	0,4	0,3	5,1	—
Os	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	—	—	—	—	—	—	—	—
Rh	0,9	—	—	—	—	—	—	—
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	7,5	8,4	8,6	7,8	8,8	8,4	7,7	7,6
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	1,3	0,5	0,4	1,3	0,9	1,0	0,9	1,4
Сумма	100,8	99,6	99,3	99,8	100,6	100,1	100,3	100,5
	Пересчет на 4 катиона							
Pt	2,89	2,93	2,92	2,98	2,91	2,94	2,85	2,99
Ir	0,07	0,05	0,05	—	0,01	0,01	0,17	—
Os	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	—	—	—	—	—	—	—	—
Rh	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0,86	0,97	0,99	0,89	0,99	0,95	0,89	0,87
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	0,13	0,05	0,04	0,13	0,09	0,10	0,09	0,14
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Компоненты	Нижнетагильский массив [135]						
	8	30	314	18	25	VI/9	V4/3
	Состав, мас.%						
Pt	85,9	89,4	82,1	87,0	89,2	85,3	85,4
Ir	2,15	1,16	5,12	2,98	0,0	1,7	1,0
Os	0,19	0,22	0,13	0,15	0,12	0,26	0,24
Ru	0,04	0,04	0,08	0,04	0	0,11	0,12
Rh	0,98	0,72	1,05	1,33	0,40	0,73	0,50
Pd	0,60	0,15	0,60	0,39	0,77	0,11	0,55
Fe	6,90	7,17	8,17	7,31	8,37	10,5	10,4
Ni	0,03	0,03	0,11	0,03	0,13	0,21	0,33
Cu	1,15	0,54	0,35	0,46	0,43	0,65	0,40
Сумма	97,94	99,43	97,71	99,69	99,42	99,66	98,84
	Пересчет на 4 катиона						
Pt	2,89	3,00	2,72	2,89	2,91	2,66	2,68
Ir	0,07	0,04	0,17	0,10	—	0,05	0,03
Os	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ru	0,00	0,00	0,01	0,00	—	0,01	0,01
Rh	0,06	0,05	0,07	0,08	0,02	0,04	0,03
Pd	0,04	0,01	0,04	0,02	0,05	0,01	0,03
Fe	0,81	0,84	0,95	0,85	0,96	1,14	1,14
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03
Cu	0,12	0,05	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Компоненты	V4/1	VI/3	1	2	3	4	5
	Состав, мас.%						
Pt	80,7	85,4	85,9	89,4	82,1	87,0	89,2
Ir	4,76	1,98	2,15	1,16	5,12	2,98	0
Os	0,12	0,20	0,19	0,22	0,13	0,15	0,12
Ru	0,21	0,05	0,04	0,04	0,08	0,04	0
Rh	0,77	0,59	0,98	0,72	1,05	1,33	0,40
Pd	0,90	0,38	0,60	0,15	0,60	0,39	0,77
Fe	11,2	9,85	6,90	7,17	8,17	7,31	8,37
Ni	0,93	0,36	0,03	0,03	0,11	0,03	0,13
Cu	1,13	1,06	1,15	0,54	0,35	0,46	0,43
Сумма	100,12	99,87	97,94	99,43	97,71	99,69	99,42
	Пересчет на 4 катиона						
Pt	2,41	2,66	2,89	3,00	2,72	2,89	2,91
Ir	0,15	0,06	0,07	0,04	0,17	0,10	—
Os	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Ru	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	—
Rh	0,04	0,04	0,06	0,04	0,07	0,08	0,03
Pd	0,02	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,05
Fe	1,17	1,07	0,81	0,84	0,95	0,85	0,96
Ni	0,09	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cu	0,11	0,10	0,12	0,06	0,03	0,05	0,04
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Таблица 20

Состав хромитоносных дунитов и хромититов из дунитовых ядер, мас.%

Компоненты	Хромит-оливиновая порода		Хромититы		
	Иовское тело	Светлоборский	Каменушинский		Вересововоборский массив
	С63/34	18400	20670	20677	17427
SiO_2	36,22	13,30	4,02	1,52	1,51
TiO_2	0,04	0,33	0,50	0,76	1,38
Al_2O_3	0,76	5,06	10,92	10,35	7,47
Cr_2O_3	4,45	36,95	47,08	45,26	32,57
Fe_2O_3	3,81	9,87	8,04	12,00	27,36
FeO	4,64	10,93	13,21	17,83	19,14
MnO	0,08	0,23	0,25	0,27	0,31
NiO	0,33	0,10	0,12	0,14	0,13
CoO	0,021	0,015	0,013	0,013	0,28
MgO	46,82	18,50	14,52	10,97	8,19
CaO	0,25	0,17	0,60	0,25	0,28
Na_2O	—	0,09	0,13	0,14	—
K_2O	—	0,04	0,04	0,07	—
H_2O^+	2,00	4,00	0,40	0,42	0,92
H_2O^-	0,60	0,56	0,05	0,05	0,26
CO_2	0,24	0,10	0,10	0,10	0,18
P_2O_5	—	—	0,019	0,006	—
V_2O_5	—	0,16	—	—	—
Сумма	100,26	100,03	100,10	100,48	99,72

Таблица 21

Состав неклассифицированных хромититов, мас.% [87]

Компоненты	Нижнетагильский массив		Каменушинский массив		Конжаковский массив, Иовское тело	Омутнинский массив
SiO_2	1,53	0,90	0,82	0,82	1,83	0,98
TiO_2	0,86	0,24	0,24	0,40	—	1,14
Al_2O_3	11,01	9,63	9,68	10,56	8,57	14,78
Cr_2O_3	51,63	53,19	53,60	52,67	35,88	33,10
FeO	21,83	21,16	23,20	23,37	42,61	37,99
MnO	0,30	—	—	—	—	—
MgO	12,85	14,33	12,26	12,23	10,04	8,73
CaO	Следы	0,27	0,34	0,24	—	0,23
Сумма	101,01	99,72	100,14	100,29	98,93	96,95

Таблица 22

Состав хромового андрадита из жил в хромититах Нижнетагильского массива [24]

Компоненты	Александровский лог	Крутой лог	Сырков лог	Крутой лог
	Состав монофракции, мас.%			
SiO_2	35,61	36,58	33,06	35,10
TiO_2	0,52	0,45	Следы	—
Al_2O_3	3,50	1,02	3,66	1,50
Cr_2O_3	10,13	9,23	8,80	12,29
Fe_2O_3	13,43	17,00	17,21	14,17
FeO	0,89	1,09	—	—
MgO	2,37	2,39	5,22	5,06
CaO	32,25	31,35	28,47	30,53
П.п.п.	1,00	1,56	2,86	2,85
Сумма	99,70	100,67	99,28	101,50
	Пересчет на 8 катионов после вычета примеси оливина и серпентина			
SiO_2	2,92	3,03	2,71	2,82
Ti	0,03	0,03	—	—
Al	0,36	0,11	0,43	0,21
Cr	0,71	0,65	0,69	0,88
Fe^{3+}	0,86	1,11	1,14	0,98
Fe^{2+}	0,06	0,08	—	—
Ca	3,05	2,99	3,03	2,97
Сумма	7,99	8,00	8,00	7,85
d	—	3,61	—	—
N	—	1,841	—	—

385

Таблица 23

Состав ультрамафических пегматитов, мас.%

Компоненты	Вересовоборский массив						Нижнетагильский массив			
	Дунит-пегматиты						Дунит-пегматит с акцессориями		Дунит-пегматит с миаролами	
	17456		17463		17466		2778а		11217	
SiO_2	37,63	41,40	37,85	40,86	37,00	40,60	37,06	40,48	33,88	39,63
TiO_2	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	—	0,02	0,02
Al_2O_3	0,49	0,54	0,46	0,50	0,34	0,37	0,23	0,25	0,32	0,38
Cr_2O_3	0,19	0,21	0,19	0,20	0,25	0,28	0,53	0,58	0,54	0,63
Fe_2O_3	4,59	5,05	1,86	2,01	3,90	4,28	2,16	2,36	4,53	5,30
FeO	4,39	4,83	6,66	7,19	4,76	5,22	5,38	5,88	3,00	3,51
MnO	0,16	0,18	0,14	0,15	0,16	0,17	0,13	0,14	0,12	0,14
NiO	0,14	0,15	0,15	0,16	0,16	0,18	0,19	0,21	0,13	0,15
CoO	0,013	0,014	0,013	0,014	0,013	0,014	0,010	0,011	0,005	0,005
MgO	42,05	46,25	44,75	48,30	44,05	48,34	45,46	49,66	42,42	49,62
CaO	1,10	1,21	0,32	0,35	0,35	0,38	0,30	0,33	0,44	0,52
Na_2O	0,09	0,10	0,13	0,14	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10
K_2O	< 0,05	—	0,06	0,06	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	9,51	—	7,50	—	9,28	—	8,00	—	14,46	—
H_2O^-	0,31	—	0,25	—	0,23	—	0,35	—	1,00	—
CO_2	0,44	—	0,30	—	0,32	—	0,24	—	0,84	—
P_2O_5	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	—	—	—	—
V_2O_5	< 0,02	—	< 0,02	—	< 0,02	—	—	—	—	—
Сумма	101,15	100,00	100,69	99,99	100,95	99,98	100,14	100,00	101,79	100,00
F	10,2		9,46		9,52		8,3		8,55	
RO : SiO_2	1,85		1,95		1,96		1,97		1,99	
Степень серп., %	58		46		57		50		91	

Таблица 24

Состав хризотилизированных дунитов из оторочек камерных пегматитов, мас.%

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	12100		12100-1а		12100-1б		12096	
SiO_2	38,67	44,57	38,59	43,78	38,93	43,68	37,82	40,00
TiO_2	0,03	0,03	0,06	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03
Al_2O_3	0,46	0,52	} 1,31	} 1,49	0,27	0,31	0,17	0,18
Cr_2O_3	0,58	0,65			0,64	0,72	0,39	0,41
Fe_2O_3	7,53	8,46	9,29	10,54	8,23	9,24	2,88	3,05
FeO	1,80	2,02	1,73	1,96	1,45	1,63	6,29	6,65
MnO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,14	0,15
NiO	0,15	0,17	0,14	0,16	0,11	0,12	0,10	0,11
CoO	0,005	0,005	0,017	0,017	0,008	0,008	0,008	0,008
MgO	38,42	43,17	35,91	40,74	39,14	43,92	46,17	48,84
CaO	0,20	0,23	0,98	1,11	< 0,20	—	0,39	0,41
Na_2O	0,13	0,15	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,10
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	11,39	—	9,29	—	11,17	—	5,65	—
H_2O^-	0,64	—	1,76	—	0,80	—	0,37	—
CO_2	< 0,20	—	0,95	—	< 0,20	—	0,26	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,23	100,00	100,15	100,00	101,29	100,00	100,81	100,00
F	11,14		13,60		11,26		9,74	
RO : SiO_2	1,59		1,51		1,61		1,98	
Степень серп., %	100		100		100		33	

Компоненты	Уктусский массив					
	1946в		1946б		1946а	
SiO_2	32,02	41,93	35,02	39,99	33,15	38,06
TiO_2	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,05
Al_2O_3	0,66	0,79	0,62	0,72	0,40	0,46
Cr_2O_3	0,66	0,79	0,58	0,66	0,91	1,04
Fe_2O_3	7,82	9,37	5,27	6,02	6,42	7,37
FeO	1,03	1,24	3,48	3,97	3,48	3,99
MnO	0,10	0,12	0,12	0,14	0,12	0,14
NiO	≤ 0,005	—	0,14	0,16	0,15	0,17
CoO	—	—	0,013	0,013	0,015	0,02
MgO	38,00	45,50	42,00	47,95	41,93	48,12
CaO	0,14	0,17	0,32	0,37	0,50	0,57
Na_2O	0,05	0,06	—	—	—	—
K_2O	0,01	0,01	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	12,00	—	12,20	—
H_2O^-	—	—	0,98	—	1,64	—
CO_2	—	—	0,50	0,19	—	—
П.п.п.	16,00	—	—	—	—	—
F	≤ 0,01	—	—	—	—	—
Сумма	99,54	100,00	101,05	100,00	101,15	99,99
F	10,68		9,9		10,9	
RO : SiO_2	1,81		1,99		2,10	
Степень серп., %	94		80		83	

Примечание. Обр. 1946: а — в 5 см от контакта пегматита; б — в 2,5 см; в — в 0,5 см.

387

Таблица 25

Состав оливина из ультрамафических пегматитов

Компоненты	Нижнетагильский массив								Вересовоборский массив		
	1[131]	2415			2777а				17466		
	Состав, мас.%										
SiO_2	40,26	40,88	41,34	41,01	41,39	41,33	41,10	41,39	41,41	41,15	40,85
Fe_2O_3	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	7,05	7,43	6,99	7,29	6,71	6,35	6,86	6,99	8,44	8,73	8,65
MnO	0,07	0,26	0,34	0,34	0,22	0,25	0,20	0,22	0,20	0,22	0,23
NiO	0,14	0,22	0,24	0,23	0,20	0,25	0,23	0,22	0,21	0,18	0,18
MgO	51,24	51,00	50,93	50,90	51,36	51,65	51,42	51,01	49,73	49,70	50,08
CaO	0,49	0,21	0,16	0,22	0,12	0,17	0,19	0,17	0,01	0,01	0,01
Na_2O	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,54	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	Пересчет на катионы										
Si	1,000	0,991	1,002	0,995	1,001	0,998	0,994	1,003	1,016	1,005	0,996
Fe^{3+}	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{2+}	0,154	0,151	0,149	0,147	0,139	0,128	0,139	0,147	0,173	0,178	0,167
Mn	0,001	0,005	0,007	0,007	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005
Ni	0,003	0,004	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	1,923	1,844	1,840	1,840	1,853	1,860	1,854	1,842	1,802	1,808	1,819
Ca	0,014	0,005	0,004	0,006	0,003	0,004	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Fa	7,6	7,5	7,1	7,3	6,7	6,4	6,9	7,1	8,65	8,9	8,8

Примечание. Все анализы, кроме № 1, — микрозондовые определения [218].

Таблица 26

Состав хромшпинелидов из дунит-пегматитов

Компоненты	Состав, мас.%		Компоненты	Пересчет на 24 катиона	
	2216	1921		2216	1921
SiO_2	1,25	1,00	Si	—	—
TiO_2	0,35	1,20	Ti	0,070	0,255
V_2O_5	0,08	—	V	0,014	—
Al_2O_3	12,65	Al	4,036	4,142	
Cr_2O_3	51,90	37,30	Cr	11,102	8,358
Fe_2O_3	5,90	} 40,00	Fe^{3+}	1,151	8,460
FeO	15,30		Fe^{2+}	3,453	
MnO	0,28	0,38	Mn	0,063	0,092
NiO	0,20	—	Ni	0,043	—
CoO	0,071	—	Co	0,016	—
MgO	11,30	7,20	Mg	4,052	2,692
CaO	0,17	< 20	Ca	—	—
H_2O^+	0,56	—		—	—
H_2O^-	0,04	—		—	—
Сумма	100,01	99,48	Сумма	23,999	24,000
a_0, Å	8,306	—			
f	53,1	75,8			

Примечание: Обр. 2216 — массив Желтой сопки; Обр. 1921 — Северный Уктусский массив, новый трамплин.

Таблица 27

Состав хромшпинелидов из дунит-пегматитов Нижнетагильского массива [178]

Компоненты	2415		2777а				2777	
	1	2	1с	1к	2с	2к	1	2
	Состав хромшпинелида, мас.%							
TiO_2	0,44	0,49	0,48	0,53	0,62	0,49	0,48	0,49
Al_2O_3	9,34	9,38	9,45	9,54	10,75	11,21	9,20	9,30
Cr_2O_3	51,78	51,16	52,88	53,59	51,17	50,35	49,47	50,32
Fe_2O_3	10,74	11,12	9,61	8,66	9,58	10,05	11,65	10,94
FeO	15,64	15,88	15,23	15,48	15,59	15,64	20,02	19,33
MnO	0,26	0,27	0,23	0,23	0,22	0,25	0,29	0,32
NiO	0,10	0,13	0,08	0,04	0,05	0,08	0,07	0,04
MgO	11,68	11,55	12,02	11,91	12,01	11,93	8,81	9,26
Сумма	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99
	Пересчет на 24 катиона							
Ti	0,087	0,097	0,095	0,104	0,122	0,096	0,097	0,098
Al	2,907	2,914	2,923	2,952	3,309	3,445	2,921	2,936
Cr	10,775	10,659	10,971	11,117	10,557	10,374	10,528	10,655
Fe^{3+}	2,126	2,206	1,897	1,709	1,879	1,970	2,332	2,205
Fe^{2+}	3,443	3,500	3,343	3,398	3,403	3,409	4,506	4,330
Mn	0,058	0,060	0,054	0,054	0,049	0,055	0,066	0,072
Ni	0,020	0,027	0,017	0,008	0,011	0,017	0,014	0,008
Mg	4,582	4,536	4,700	4,658	4,670	4,634	3,534	3,695
Сумма	23,998	23,999	24,000	24,000	24,000	24,000	23,998	23,998
f	54,9	55,7	52,7	52,3	53,1	53,7	65,9	63,9

Примечание: с — середина зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 28

Состав пироксенов из ультрамафических пегматитов Нижнетагильского массива [178]

Компоненты	14444с	14444к	14444а-с	14444а-к
	Состав, мас. %			
SiO_2	53,98	53,58	54,60	54,33
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	1,32	1,39	0,15	0,11
Cr_2O_3	0,50	0,59	0,00	0,00
FeO′	1,58	1,59	0,53	0,57
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	16,66	16,72	17,55	17,51
CaO	25,93	25,82	26,38	26,33
Na_2O	0,42	0,25	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,39	99,95	99,22	98,84
	Пересчет на 32 катиона			
Si	15,427	15,387	15,915	15,899
Al	0,811	0,856	0,095	0,070
Cr	0,113	0,135	—	—
Fe	0,378	0,381	0,130	0,139
Mg	7,096	7,156	7,622	7,635
Ca	7,941	7,945	8,239	8,256
Na	0,234	0,138	—	—
Сумма	32,000	31,998	32,001	31,999
f	5,06	5,06	1,68	1,79

Примечание. Обр. 14444 — хромсодержащий диопсид; обр. 14444а — осветленный диопсид с магнетитовой пылью; к — край зерна, с — середина зерна (микрозондовые определения).

Таблица 29

Состав хлоритов из ультрамафических пегматитов [178]

Компоненты	Дунит-пегматиты		Камерные пегматиты		
	М-278	110446	1	12102а	121026
	Состав монофракции, мас.%				
SiO_2	31,08	29,20	31,04	32,92	32,48
TiO_2	< 0,01	< 0,01	Не обн.	0,03	0,03
Al_2O_3	13,63	12,94	12,53	11,13	12,10
Cr_2O_3	1,78	1,28	2,10	1,68	1,68
Fe_2O_3	2,22	2,35	2,08	3,55	1,12
FeO	1,23	0,80	1,72	—	1,80
MnO	0,01	0,01	Не обн.	0,015	0,01
NiO	—	—	0,05	—	0,09
CoO	—	—	0,003	—	0,007
MgO	35,33	37,82	36,30	37,35	37,60
CaO	< 0,05	0,09	Не обн.	< 0,05	0,16
Na_2O	0,83	1,56	1,13	< 0,05	< 0,05
K_2O	0,05	< 0,05	Следы	< 0,05	0,07
H_2O^+	13,74	—	12,45	11,90	12,80
H_2O^-	1,34	1,56	0,05	0,30	0,28
CO_2	—	—	Не обн.	—	—
F	—	—	0,17	—	—
Cl	—	—	Следы	—	—
Сумма	101,23	87,60	99,55	99,80	100,24
	Пересчет на 10 катионов				
Si	2,887	2,723	2,92	3,113	3,047
Ti	—	—	—	0,002	0,002
Al	1,493	1,419	1,38	1,244	1,338
Cr	0,131	0,094	0,16	0,124	0,124
Fe^{3+}	0,156	0,165	0,15	0,252	0,079
Fe^{2+}	0,096	0,063	0,13	—	0,148
Mn	—	—	—	—	0,007
Mg	5,083	5,246	5,06	5,262	5,256
Ca	—	0,009	—	—	—
Na	0,148	0,281	0,20	—	—
OH	8,510	(8,000)	7,35	7,506	8,005
H_2O	0,415	0,484	—	0,190	—

Таблица 30

Состав офитов и хризотил-асбеста из ультрамафических пегматитов

Компоненты	Офит				Хризотил-асбест
	Нижнетагильский массив			Уктусский массив	Нижнетагильский массив
	2575	12104	12104а	1946г	12103
	Состав монофракции, мас.%				
SiO_2	41,58	43,27	42,97	41,04	43,66
TiO_2	< 0,01	0,05	0,003	< 0,01	0,03
Al_2O_3	0,05	1,44	0,93	0,05	0,26
Cr_2O_3	0,20	—	—	0,02	—
Fe_2O_3	1,39	1,89	1,79	1,17	1,21
FeO	< 0,01	0,14	0,28	0,36	0,14
MnO	0,016	< 0,01	< 0,01	0,02	0,02
NiO	0,05	0,037	0,048	—	0,077
CoO	0,004	< 0,004	< 0,004	—	0,005
MgO	42,36	40,12	40,63	42,58	41,84
CaO	< 0,20	< 0,20	0,23	0,33	< 0,20
Na_2O	0,10	0,08	0,06	0,10	0,06
K_2O	< 0,05	0,07	< 0,05	< 0,05	0,05
H_2O^+	12,62	11,25	11,26	14,20	11,14
H_2O^-	1,07	1,40	1,54	—	1,48
CO_2	0,24	0,23	0,41	—	0,11
Сумма	99,67	99,98	100,18	99,87	100,09
	Пересчет на 10 катионов				
Si	3,946	4,059	4,022	3,889	4,062
Ti	—	0,003	0,002	—	0,002
Al	0,005	0,159	0,105	0,021	0,029
Cr	0,015	—	0,000	0,002	—
Fe^{3+}	0,098	0,133	0,065	0,084	0,035
Fe^{2+}	—	0,011	0,022	0,028	0,010
Mn	—	—	—	0,002	0,001
Ni	0,004	0,003	0,004	—	0,006
Mg	5,932	5,609	5,751	5,974	5,801
Ca	—	—	0,025	—	—
Na	—	0,015	0,014	—	—
OH	7,919	7,046	7,128	8,977	7,467
H_2O	0,246	0,44	0,488	—	0,459

Таблица 31

Состав "сырой платины" из предполагаемых ультрамафических пегматитов Авроринского тела Нижнетагильского массива, мас.%

Компоненты	Анализы							
	1[87]		2[87]		3[22]		4[22]	
Pt	81,85	81,92	80,43	80,70	76,62	76,80	74,56	74,55
Ir	4,00	4,00	2,86	2,87	1,12	1,12	—	—
OsIr	2,74	2,74	1,29	1,30	2,60	2,61	4,16	4,16
Rh	0,71	0,71	0,23	0,23	0,33	0,33	—	—
Pd	0,67	0,67	0,56	0,56	5,95	5,97	5,00	5,00
Fe	9,55	9,56	12,00	12,04	12,19	12,22	12,12	12,12
Ni	Следы	Следы	0,8	0,08	Следы	Следы	Следы	Следы
Cu	0,40	0,40	2,22	2,22	0,90	0,90	4,17	4,17
Au	—	—	—	—	0,05	—	—	—
Сумма	99,92	100,00	99,64	100,00	99,76	100,00	100,00	100,00

Таблица 32

Состав оливина из верлитов

Компоненты	Гусевогорский массив		Светлоборский массив	
	[31]	[423]	18283ц	18283к
	Состав, мас.%			
SiO_2	38,39	39,39	39,38	39,25
TiO_2	0,21	0,18	0,00	0,00
Al_2O_3	1,06	0,44	0,00	0,00
Cr_2O_3	—	—	0,05	0,00
Fe_2O_3	1,08	1,59	—	—
FeO	16,74	14,18	19,54	19,42
MnO	0,30	0,22	0,28	0,32
NiO	—	—	—	—
MgO	40,70	42,79	42,63	42,61
CaO	0,38	0,17	0,00	0,00
Na_2O	0,17	0,03	0,00	0,00
K_2O		0,01	0,00	0,00
П.п.п.	1,04	0,58	—	—
V_2O_5	—	0,015	—	—
Сумма	100,02	99,60	101,87	101,6
	Пересчет на 3 катиона			
Si	0,995	1,008	0,988	0,987
Ti	—	0,003	—	—
Al	0,032	0,013	—	—
Cr	—	—	0,001	—
Fe^{3+}	0,020	0,031	—	—
Fe^{2+}	0,363	0,303	0,410	0,408
Mn	0,006	0,005	0,006	0,007
Mg	1,572	1,632	1,595	1,597
Ca	0,010	0,005	—	—
Сумма	2,998	3,000	3,000	2,999
Fa	19,6	16,9	20,8	20,8

Примечание: ц — центр зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 33

Состав клинопироксена из верлитов

Компоненты	Гусевогорский массив					
	1[37]		2[423]		93339ц	93339к
	Состав, мас.%					
SiO_2	50,70	50,82	50,18	51,05	49,22	51,50
TiO_2	0,36	0,36	0,15	0,15	0,18	0,16
Al_2O_3	1,66	1,66	2,82	2,87	4,52	3,37
Cr_2O_3	—	—	0,01	0,01	0,08	0,05
Fe_2O_3	2,86	2,97	1,33	1,35	—	—
FeO	4,39	4,42	4,28	4,35	5,68	4,58
MnO	0,09	0,09	0,03	0,03	0,13	0,06
NiO	—	—	0,04	0,04	—	—
CoO	—	—	0,01	0,01	—	—
MgO	16,4	15,43	16,74	17,04	16,01	15,07
CaO	23,12	23,17	22,35	22,73	22,81	24,88
Na_2O	0,10	0,10	0,13	0,13	0,00	0,00
K_2O			0,05	0,05	0,00	0,00
П.п.п.	0,68	—	0,77	—	—	—
P_2O_5	—	—	0,02	0,02	—	—
V_2O_5	—	—	0,04	0,04	—	—
Сумма	101,46	100,02	98,95	100,00	98,73	99,67
	Пересчет на 32 катиона					
Si	15,048		14,920		14,004	14,731
Ti	0,080		0,032		0,039	0,034
Al	0,584		1,024		2,818	2,063
Cr	—		—		0,017	0,010
Fe^{3+}	0,664		0,296		—	—
Fe^{2+}	1,096		1,064		1,351	1,084
Mn	0,024		0,008		0,031	0,014
Ni	—		0,008		—	—
Mg	7,104		7,416		6,792	6,423
Ca	7,360		7,120		6,953	7,630
Na	0,056		0,072		—	—
K	—		0,016		—	—
Сумма	32,000		31,976		32,006	31,999
OH	0,672		0,766		—	—
f	19,86		15,5		16,6	14,6

Примечание: ц — центр зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 34

Состав хромшпинелидов из перлитов

Компоненты	Массив Желтой сопки	Конжаковский массив	Нижнетагильский массив	
	2075	8056	8525	2600
	Состав монофракции, мас.%			
SiO_2	1,70	2,50	1,30	0,96
TiO_2	0,45	0,85	0,80	1,00
Al_2O_3	12,70	9,00	3,20	6,08
Cr_2O_3	42,50	35,50	17,53	18,45
Fe_2O_3	11,50	28,40	42,80	42,00
FeO	22,50	15,50	28,95	26,35
MnO	0,44	0,40	0,54	0,58
NiO	0,05	0,15	0,38	0,39
CoO	0,11	0,04	0,047	0,066
MgO	7,15	7,20	3,40	4,15
CaO	0,30	< 0,20	0,05	0,20
H_2O^+	0,95	1,10	0,50	0,42
H_2O^-	0,16	—	0,54	Не обн.
CO_2	—	—	0,11	0,11
V_2O_5	0,06	0,15	< 0,03	< 0,03
Сумма	100,41	100,88	100,19	100,79
	Состав после исключения примесей, мас.%			
TiO_2	0,47	0,90	0,83	1,02
Al_2O_3	13,39	9,56	3,33	6,21
Cr_2O_3	44,78	37,73	18,26	18,84
Fe_2O_3	11,82	30,18	44,55	42,89
FeO	23,55	15,57	29,76	26,63
MnO	0,46	0,43	0,56	0,59
NiO	0,05	0,16	0,40	0,40
CoO	0,12	0,04	0,05	0,07
MgO	5,80	5,26	2,23	3,32
V_2O_5	0,06	0,16	< 0,03	< 0,03
Сумма	100,00	99,99	100,00	100,00
	Пересчет на 24 катиона			
TiO	0,006	0,189	0,184	0,221
Al	4,276	3,150	1,155	2,107
Cr	9,595	8,331	4,247	4,288
Fe^{3+}	2,411	6,343	9,864	9,291
Fe^{2+}	5,326	3,636	7,322	6,411
Mn	0,106	0,100	0,140	0,144
Ni	0,012	0,036	0,094	0,092
Co	0,026	0,009	0,012	0,016
Mg	2,140	2,190	0,976	1,424
V	0,010	0,014	< 0,006	< 0,006
Сумма	23,998	24,000	24,000	24,000
a_0, Å	8,322	8,328	8,349	—

Таблица 35

Состав верлитов пироксенитовой оболочки, мас.% *

Компоненты	Сосновское тело						Каменушинский массив	
	22137		22174		22078		9613 **	
SiO_2	46,35	47,74	43,85	45,05	46,37	46,88	39,36	40,57
TiO_2	0,22	0,23	0,26	0,27	0,14	0,14	0,25	0,26
Al_2O_3	1,61	1,66	1,70	1,75	1,00	1,01	2,25	2,31
Cr_2O_3	0,15	0,15	0,18	0,18	0,27	0,27	—	—
Fe_2O_3	3,87	3,99	3,46	3,56	1,67	1,69	7,85	8,09
FeO	6,37	6,56	9,80	10,07	7,90	7,99	10,47	10,79
MnO	0,17	0,17	0,21	0,22	0,20	0,20	0,24	0,25
NiO	0,04	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	—	—
CoO	0,011	0,01	0,015	0,018	0,013	0,015	—	—
MgO	23,97	24,69	27,00	27,74	27,68	28,00	31,75	32,73
CaO	14,12	14,52	10,61	10,91	13,38	13,53	4,68	4,83
Na_2O	0,22	0,23	0,18	0,18	0,19	0,19	0,15	0,16
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	0,01	0,01
H_2O^+	2,76	—	2,02	—	0,93	—	—	—
H_2O^-	0,16	—	0,22	—	0,21	—	—	—
CO_2	< 0,10	—	< 0,10	—	< 0,10	—	—	—
П.п.п.	3,04	—	2,70	—	1,06	—	3,64	—
P_2O_5	< 0,004	—	< 0,004	—	0,007	0,01	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,003	0,003
Сумма	100,11	99,99	99,56	100,01	100,04	99,98	100,68	100,03
$F_{пор.}$	18,8		21,2		16,0		23,6	

Компоненты	Каменушинский		Вересовоборский		Светлоборский массив			
	17341/1**		17136		18011		18159	
SiO_2	44,08	44,38	44,22	45,29	44,10	45,08	40,08	48,91
TiO_2	0,18	0,18	0,13	0,13	0,17	0,17	0,17	0,19
Al_2O_3	1,92	1,93	0,88	0,90	1,83	1,87	3,16	3,46
Cr_2O_3	—	—	0,16	0,16	0,35	0,35	0,22	0,24
Fe_2O_3	2,36	2,38	4,75	4,87	2,72	2,78	3,07	3,36
FeO	9,00	9,06	6,59	6,75	7,81	7,99	6,10	6,68
MnO	0,15	0,15	0,18	0,18	0,18	0,18	0,15	0,16
NiO	—	—	0,06	0,06	0,17	0,17	0,08	0,10
CoO	—	—	0,03	0,03	0,018	0,02	0,015	0,016
MgO	30,30	30,51	31,30	32,07	32,42	33,14	33,45	36,65
CaO	11,15	11,23	9,10	9,34	7,60	7,78	3,96	4,34
Na_2O	0,18	0,18	0,19	0,19	0,40	0,40	0,57	0,62
K_2O	Не обн.	—	< 0,05	—	0,03	0,03	0,25	0,27
H_2O^+	—	—	1,97	—	2,40	—	7,82	—
H_2O^-	—	—	0,09	—	0,11	—	0,12	—
CO_2	—	—	0,15	—	< 0,11	—	< 0,35	—
П.п.п.	1,16	—	—	—	2,66	—	8,30	—
P_2O_5	—	—	0,011	0,01	—	—	—	—
V_2O_5	Не обн.	—	< 0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,02
Сумма	100,48	100,00	99,72	99,98	100,44	99,98	99,57	100,00
$F_{пор.}$	17,1		16,3		15,1		11,7	

* См. также анализы в работе [120].
** Материалы Г. Б. Зайцева и др. (1964).

Компоненты	Светлоборский				Гусевогорский массив		Баранчинские массивы	
	18283		18483		1766[31]		172[308]	
SiO_2	41,86	48,39	46,70	48,44	45,83	45,90	42,60	45,32
TiO_2	0,75	0,77	0,19	0,19	0,20	0,20	0,13	0,14
Al_2O_3	5,28	5,46	2,16	2,24	1,15	1,15	0,85	0,91
Cr_2O_3	0,32	0,33	0,14	0,14	0,20	0,20	0,12	0,13
Fe_2O_3	3,95	4,09	2,82	2,92	1,64	1,64	6,21	6,63
FeO	8,33	8,63	6,39	6,62	6,68	6,69	5,18	5,53
MnO	0,16	0,16	0,08	0,08	0,13	0,13	0,13	0,14
NiO	0,11	0,11	0,05	0,05	0,029	0,03	—	—
CoO	0,014	0,014	0,013	0,013	0,002	0,002	—	—
MgO	25,24	26,15	24,86	25,78	32,24	32,29	29,63	31,52
CaO	9,44	9,78	12,73	13,20	11,43	11,45	8,85	9,41
Na_2O	0,79	0,82	0,30	0,31	0,20	0,20	—	—
K_2O	0,25	0,26	≤ 0,05	—	0,10	0,10	0,29	0,32
H_2O^+	2,54	—	2,44	—	0,80	—	—	—
H_2O^-	0,07	—	—	—	Не обн.	—	0,32	—
CO_2	< 0,10	—	< 0,10	—	—	—	—	—
П.п.п.	2,81	—	2,64	—	—	—	5,98	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02
V_2O_5	0,05	0,05	0,02	0,02	0,005	0,005	—	—
Сумма	99,15	100,01	98,89	100,00	100,63	99,99	100,31	100,05
$F_{пор.}$	20,9		15,6		12,4		17,0	

Компоненты	Баранчинские массивы				Нижнетагильский массив			
	26477		26119		12052		11464	
SiO_2	44,22	46,98	40,38	41,44	45,66	48,26	45,59	48,40
TiO_2	0,14	0,15	0,13	0,13	0,10	0,11	0,11	0,18
Al_2O_3	1,40	1,49	1,10	1,13	0,72	0,76	0,72	0,76
Cr_2O_3	0,22	0,23	0,34	0,35	0,27	0,29	0,25	0,27
Fe_2O_3	6,08	6,47	3,43	3,52	3,83	4,05	4,68	4,96
FeO	4,80	5,09	11,19	11,43	3,03	3,20	2,90	3,07
MnO	0,11	0,12	0,17	0,17	0,12	0,13	0,14	0,15
NiO	0,05	0,05	0,04	0,04	0,038	0,039	0,051	0,051
CoO	0,01	0,01	0,014	0,014	0,005	0,005	0,005	0,005
MgO	25,09	26,65	35,07	36,00	28,82	30,46	27,81	29,52
CaO	11,68	12,41	5,31	5,45	11,80	12,48	11,76	12,43
Na_2O	0,30	0,31	0,23	0,24	0,17	0,18	0,15	0,16
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	5,90	—	2,70	—	5,61	—	6,18	—
H_2O^-	0,12	—	0,16	—	0,58	—	0,60	—
CO_2	—	—	—	—	< 0,20	—	< 0,20	—
П.п.п.	6,08	2,89	—	—	—	—	—	
P_2O_5	0,032	0,03	0,005	0,005	—	—	—	—
V_2O_5	0,03	0,03	0,03	0,03	—	—	—	—
Сумма	100,16	100,02	100,29	100,00	101,00	100,00	101,19	100,00
$F_{пор.}$	18,7		18,6		11,2		12,6	

Таблица 36

Состав оливина
из оливиновых и оливинсодержащих клинопироксенитов

Компоненты	Косьвинский		Гусевогорский массив					
	2995с	2995к	[399]	[31]	[399]	[399]	[419]	[419]
	Состав оливина, мас.%							
SiO_2	40,73	40,39	38,87	38,96	40,8	39,0	39,42	33,14
TiO_2	0,00	0,00	0,01	0,37	0,1	0,02	0,04	0,40
Al_2O_3	0,00	0,00	0,15	0,65	0,5	0,15	0,14	0,80
Cr_2O_3	0,00	0,05	Не обн.	—	—	Не обн.	—	0,21
Fe_2O_3	—	—	1,82	1,19	2,0	2,35	0,40	16,0
FeO	9,61	12,52	17,62	16,45	12,75	15,76	16,09	12,15
MnO	0,17	0,15	0,35	0,27	0,3	0,25	0,26	—
NiO	—	—	0,03	—	—	0,03	—	0,10
CoO	—	—	0,03	—	—	0,003	—	0,03
MgO	50,41	47,83	41,09	40,74	42,2	43,00	43,08	34,31
CaO	0,00	0,66	0,45	0,23	0,41	0,02	0,06	0,66
Na_2O	0,00	0,00	0,07	}0,13	}0,18	0,07	0,03	0,12
K_2O	0,00	0,00	Следы			Следы	0,01	0,04
H_2O	—	—	—	—	—	—	0,15	—
П.п.п.	—	—	0,32	1,09	1,05	0,32	—	1,97
P_2O_5	—	—	0,04	—	—	0,02	—	0,04
V_2O_5	—	—	Не обн.	—	—	Не обн.	0,015	0,20
S	—	—	0,01	—	—	Следы	—	0,07
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	0,09
Сумма	100,98	101,60	100,82	100,08	100,29	100,97	99,54	100,33
	Пересчет на 3 катиона после исключения примесей							
Si	0,985	0,991	0,995	1,075	1,044	0,987	1,004	0,925
Al	—	—	0,005	0,006	0,014	0,005	0,004	0,026
Cr	—	0,001	—	—	—	—	—	—
Fe^{3+}	—	—	0,035	—	0,042	0,045	0,008	0,0336
Fe^{2+}	0,194	0,257	0,377	0,238	0,273	0,334	0,343	0,284
Mn	0,003	0,003	0,007	—	0,006	0,005	0,006	—
Ni	—	—	0,001	—	—	0,001	—	0,002
Mg	1,817	1,749	1,568	1,672	1,609	1,623	1,635	1,427
Ca	—	—	0,012	0,007	0,011	0,001	0,002	—
Сумма	2,999	3,001	3,000	2,998	2,999	3,001	3,000	3,000
Fa	9,8	13,0	20,6	11,9	16,0	19,2	17,8	31,0

Примечание: с — середина зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

Состав клинопироксена из оливиновых клинопироксенитов

Компоненты	Денежкинский	Конжаковский	Гладкий	Качканарский		Гусевогорский массив								
	[82]	5072	[102]	9114ц	9114к	3 [397]	С182/72 [419]	С182/70 [419]	467/210 [419]	375/20 [419]	1857А [31]	4 [419]	914с	9114к
	Состав монофракции, мас.%													
SiO_2	50,14	50,66	52,61	52,67	53,21	52,4	52,42	52,40	52,66	51,22	50,74	48,81	53,93	53,21
TiO_2	0,22	0,24	0,15	0,39	0,37	0,19	0,15	0,19	0,25	0,30	0,34	0,15	0,22	0,15
Al_2O_3	3,50	2,08	0,44	2,62	2,70	1,6	1,72	1,19	2,10	3,68	2,26	4,64	1,13	1,30
Cr_2O_3	—	0,34	—	0,00	0,00	—	0,20	0,33	0,20	0,09	—	0,01	0,13	0,13
Fe_2O_3	3,72	2,20	3,20	—	—	2,50	1,91	2,56	2,40	2,24	2,52	2,39	—	—
FeO	1,21	3,56	2,66	4,74	5,10	2,56	2,16	2,44	2,87	2,87	4,14	4,93	3,49	3,95
MnO	0,12	0,02	0,19	0,13	0,17	0,10	0,09	0,10	0,12	0,14	0,05	0,03	0,13	0,12
NiO	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
CoO	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005	—	—
MgO	16,63	17,92	17,30	15,77	15,57	15,7	17,22	17,46	14,98	16,07	16,25	14,51	16,51	16,62
CaO	22,89	22,06	22,70	24,55	24,90	23,7	23,89	22,94	23,69	23,41	23,10	23,05	25,01	24,52
Na_2O	0,47	0,18	0,21	0,00	0,00	0,54	0,69	0,52	0,61	0,35	Следы	0,016	0,00	0,00
K_2O	0,20	0,02	0,19	0,04	0,00		Не обн.	Не обн.	Следы	Не обн.	Следы	0,05	0,00	0,00
H_2O^+	0,72	—	0,61	—	—	—	0,20	0,64	—	—	0,71	—	—	—
H_2O^-	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—	—
П.п.п.	—	0,78	—	—	—	0,76	—	—	0,76	0,14	—	0,38	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
V_2O_5	—	Следы	—	—	—	—	Следы	—	Не обн.	Следы	—	0,04	—	—
Сумма	100,10	100,07	100,26	100,90	102,02	99,95	100,85	100,77	100,64	100,54	100,34	99,61	100,55	100,01
	Пересчет на 32 катиона													
Si	14,744	14,880	16,099	14,985	14,994	15,608	15,160	15,264	15,512	14,928	15,032	14,592	15,541	15,387
Ti	0,048	0,056	0,035	0,084	0,078	0,040	0,032	0,040	0,056	0,064	0,080	0,032	0,049	0,033
Al	1,216	0,720	0,158	1,600	1,630	0,560	0,584	0,408	0,728	1,264	0,784	1,632	0,696	0,806
Cr	—	0,080	—	—	—	—	0,048	0,080	0,048	0,024	—	—	0,029	0,030
Fe^{3+}	0,824	0,488	0,735	—	—	0,560	0,416	0,560	0,528	0,496	0,560	0,536	—	—
Fe^{2+}	0,296	0,872	0,680	1,128	1,202	0,640	0,520	0,592	0,704	0,704	1,024	1,232	0,842	0,956
Mn	0,032	0,008	0,050	0,031	0,041	0,024	0,024	0,024	0,032	0,032	0,016	0,008	0,031	0,030
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,008	—	—	—
Mg	7,288	7,848	7,888	6,687	6,536	6,688	7,424	7,584	6,576	6,984	7,176	6,464	7,089	7,162
Ca	7,216	6,344	6,156	7,485	7,516	7,560	7,408	7,160	7,472	7,312	7,336	7,384	7,723	7,599
Na	0,272	0,096	0,125	—	—	0,312	0,384	0,296	0,352	0,200	—	0,096	—	—
K	0,072	—	0,074	0,014	—	—	—	—	—	—	—	0,016	—	—
OH	0,704	0,768	0,623	—	—	0,752	0,192	0,624	0,744	0,136	0,704	0,376	—	—
f	13,3	14,8	15,2	14,4	15,5	15,2	11,2	13,0	15,8	14,6	16,1	16,6	10,6	11,8

Примечание: ц — центр зерна; с — середина зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 38

Химический состав оливиновых клинопироксенитов пироксенитовой оболочки, мас.%

Компоненты	Кривинский массив							
	7320		7324		7328		7327	
SiO_2	49,35	49,63	49,58	49,79	49,82	50,74	50,36	50,86
TiO_2	0,21	0,21	0,21	0,21	0,16	0,16	0,13	0,13
Al_2O_3	2,23	2,25	3,01	3,03	1,19	1,22	1,49	1,51
Cr_2O_3	0,28	0,28	0,28	0,28	0,24	0,24	0,24	0,24
Fe_2O_3	1,38	1,38	1,68	1,70	1,26	1,29	0,66	0,67
FeO	7,05	7,09	7,05	7,08	6,17	6,28	6,17	6,23
MnO	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11	0,11
NiO	0,015	0,015	0,014	0,014	0,010	0,01	0,012	0,012
CoO	0,004	0,004	0,005	0,005	< 0,005	—	0,005	0,005
MgO	21,08	21,20	20,52	20,62	21,27	21,66	21,72	21,94
CaO	17,43	17,53	16,77	16,84	17,77	18,10	17,99	18,17
Na_2O	0,25	0,25	0,30	0,30	0,17	0,17	0,12	0,12
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	0,26	—	0,90	—	1,30	—	1,08	—
H_2O^-	0,03	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,40	—	0,97	—	1,32	—	1,16	—
P_2O_5	0,025	0,02	0,011	0,01	0,004	0,004	< 0,007	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,71	99,98	100,46	100,01	99,49	100,00	100,03	99,99
$F_{пор.}$	18,1		19,0		16,2		14,9	
K	14,9		17,6		15,5		8,7	

Компоненты	7329		7333		7334		7336	
SiO_2	49,90	50,42	49,58	50,35	49,84	50,78	50,10	50,88
TiO_2	0,15	0,15	0,19	0,19	0,17	0,17	0,17	0,17
Al_2O_3	1,53	1,54	1,96	1,99	2,52	2,56	1,99	2,02
Cr_2O_3	0,31	0,31	0,01	0,01	0,21	0,21	0,13	0,13
Fe_2O_3	1,14	1,15	1,02	1,04	1,07	1,09	0,87	0,88
FeO	6,10	6,16	6,83	6,94	6,17	6,28	5,88	5,96
MnO	0,11	0,11	0,12	0,12	0,13	0,13	0,11	0,11
NiO	0,011	0,011	0,010	0,01	0,012	0,01	0,009	0,01
CoO	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
MgO	21,34	21,57	20,37	20,69	21,35	21,75	21,87	22,21
CaO	18,31	18,50	18,09	18,38	16,28	16,53	17,10	17,36
Na_2O	0,07	0,07	0,25	0,25	0,42	0,42	0,25	0,25
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—
H_2O^+	0,75	—	0,71	—	1,30	—	1,01	—
H_2O^-	0,21	—	0,08	—	Не обн.	—	0,09	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,75	—	0,97	—	1,35	—	1,28	—
P_2O_5	< 0,007	—	0,025	0,02	0,011	0,01	0,009	0,01
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,93	99,99	99,20	99,99	99,48	99,99	99,59	99,99
$F_{пор.}$	15,8		17,5		15,8		14,6	
K	14,3		11,9		13,5		11,8	

Продолжение табл. 38

Компоненты	Конжаковский массив							
	2947		2946		8522		3[403]	
SiO_2	45,40	46,16	46,10	46,62	46,50	48,85	48,48	49,23
TiO_2	0,18	0,18	0,35	0,35	0,19	0,20	0,34	0,34
Al_2O_3	2,90	2,94	2,70	2,73	1,97	2,07	1,24	1,26
Cr_2O_3	2,15	2,18	0,35	0,35	0,23	0,23	0,27	0,27
Fe_2O_3	2,70	2,74	2,90	2,93	4,42	4,65	3,79	3,85
FeO	6,60	6,70	9,30	9,40	4,22	4,44	5,09	5,17
MnO	0,14	0,14	0,16	0,16	0,14	0,14	0,17	0,17
NiO	0,09	0,09	0,08	0,08	0,05	0,05	—	—
CoO	0,015	0,015	0,011	0,011	0,005	0,005	—	—
MgO	24,00	24,41	21,20	21,44	21,85	22,93	19,65	19,95
CaO	14,00	14,24	15,50	15,67	15,46	16,22	19,37	19,67
Na_2O	0,14	0,14	0,24	0,24	0,25	0,26	0,08	0,08
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	—	—
H_2O^+	1,45	—	0,92	—	4,20	—	—	—
H_2O^-	0,08	—	0,10	—	0,67	—	—	—
CO_2	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	1,09	—
P_2O_5	0,003	—	0,02	0,02	—	—	—	—
V_2O_5	0,05	0,05	< 0,03	—	< 0,03	—	—	—
Сумма	99,90	99,98	99,93	100,00	100,15	100,05	99,57	99,99
$F_{пор.}$	17,4		24,00		17,40		20,8	
K	26,9		22,0		48,5		17,5	

Компоненты	Конжаковский		Косьвинский массив					
	8529		23049		23183		23084	
SiO_2	49,22	51,03	50,18	50,79	50,28	50,93	50,68	51,15
TiO_2	0,30	0,30	0,17	0,17	0,10	0,10	0,25	0,25
Al_2O_3	2,50	2,54	1,46	1,47	0,88	0,89	2,45	2,47
Cr_2O_3	0,50	0,51	0,24	0,28	0,40	0,40	0,15	0,15
Fe_2O_3	2,93	2,99	0,60	0,60	0,85	0,86	1,42	1,43
FeO	5,24	5,33	5,40	5,45	4,05	4,09	4,62	4,67
MnO	0,14	0,14	0,10	0,10	0,09	0,09	0,12	0,12
NiO	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
CoO	0,08	0,01	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005
MgO	18,59	18,90	21,70	21,97	23,86	24,17	19,38	19,58
CaO	18,64	18,95	18,61	18,85	18,02	18,26	19,69	19,89
Na_2O	0,25	0,26	0,23	0,23	0,17	0,17	0,22	0,22
K_2O	0,05	—	0,05	—	0,05	—	0,05	—
H_2O^+	1,50	—	0,94	—	1,00	—	0,68	—
H_2O^-	0,13	—	Не обн.	—	Не обн.	—	0,14	—
CO_2	0,57?	—	0,10	—	0,10	—	0,10	—
П.п.п.	—	—	1,03	—	1,18	—	0,85	—
P_2O_5	—	—	0,005	0,005	0,004	—	0,004	—
V_2O_5	0,03	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,97	99,98	99,79	100,00	99,82	100,09	99,83	99,96
$F_{пор.}$	19,2		13,3		10,2		14,6	
K	33,4		9,2		15,8		21,7	

401

Продолжение табл. 38

Компоненты	Косьвинский массив							
	22117		22161		22166		22412	
SiO_2	48,21	49,53	48,64	49,43	45,93	47,17	46,40	47,07
TiO_2	0,23	0,23	0,22	0,22	0,35	0,35	0,44	0,44
Al_2O_3	1,65	1,69	1,74	1,77	2,25	2,31	2,29	2,33
Cr_2O_3	0,16	0,16	0,24	0,24	0,30	0,30	0,14	0,14
Fe_2O_3	3,09	3,17	1,65	1,68	3,79	3,89	3,56	3,62
FeO	5,94	6,10	6,53	6,63	7,54	7,75	7,70	7,81
MnO	0,19	0,19	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18
NiO	0,03	0,03	0,033	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,011	0,01	0,013	0,01
MgO	20,00	20,55	22,00	22,36	21,50	22,08	20,58	20,88
CaO	17,64	18,13	16,86	17,14	15,28	15,70	17,00	17,24
Na_2O	0,21	0,21	0,27	0,27	0,16	0,16	0,22	0,22
K_2O	< 0,05	—	0,06	0,06	0,06	0,06	< 0,05	—
H_2O^+	2,89	—	0,80	—	2,24	—	0,70	—
H_2O^-	0,39	—	0,10	—	0,32	—	Не обн.	
CO_2	< 0,10	—	< 0,10	—	< 0,10	—	< 0,10	—
П.п.п.	3,23	—	0,83	—	2,31	—	1,29	—
P_2O_5	< 0,004	—	< 0,004	—	< 0,004	—	0,016	0,02
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,64	109,00	99,32	100,01	100,00	100,00	99,28	100,00
$F_{пор.}$	19,7		17,00		22,2		22,9	
K	31,5		18,5		31,1		29,4	

Компоненты	Косьвинский		Каменушинский				Вересовоборский массив	
	21164		8527*		17341		17610	
SiO_2	50,58	51,24	46,90	46,97	47,46	47,79	47,82	49,30
TiO_2	0,23	0,23	0,36	0,36	0,26	0,26	0,23	0,23
Al_2O_3	1,70	1,72	4,52	4,53	2,36	2,37	1,67	1,72
Cr_2O_3	0,25	0,26	—	—	—	—	0,16	0,16
Fe_2O_3	1,26	1,27	3,55	3,56	2,20	2,21	3,41	3,52
FeO	5,22	5,28	6,37	6,38	6,67	6,75	4,98	5,13
MnO	0,12	0,12	0,08	0,08	0,08	0,08	0,13	0,13
NiO	0,03	0,03	—	—	—	—	0,04	0,04
CoO	0,007	0,007	—	—	—	—	0,009	0,009
MgO	19,74	20,00	19,72	19,75	22,95	23,11	22,55	23,26
CaO	19,20	19,45	18,02	18,05	17,17	17,29	15,61	16,11
Na_2O	0,26	0,26	0,32	0,32	0,17	0,17	0,34	0,34
K_2O	0,13	0,13	Следы	Следы	Следы	—	0,05	—
H_2O^+	1,00	—	—	—	—	—	2,29	—
H_2O^-	0,11	—	—	—	—	—	0,04	—
CO_2	0,10	—	—	—	—	—	0,68	—
П.п.п.	1,09	—	1,13	—	0,98	—	—	—
P_2O_5	0,004	—	—	—	—	—	0,009	0,009
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02
Сумма	99,72	99,99	100,97	100,00	100,30	100,03	100,00	100,00
$F_{пор.}$	15,4		21,4		12,2		16,7	
K	17,9		33,4		22,9		38,2	

* Материалы Г. Б. Зайцева (1964).

Компоненты	Вересооборский				Светлоборский массив			
	17386		17108		18294		18447	
SiO_2	46,04	46,62	49,22	50,06	50,52	51,38	51,62	52,76
TiO_2	0,56	0,56	0,23	0,23	0,20	0,20	0,35	0,35
Al_2O_3	2,63	2,66	1,93	1,96	1,56	1,58	2,29	2,34
Cr_2O_3	0,11	0,11	0,13	0,13	0,13	0,13	0,08	0,08
Fe_2O_3	5,73	5,80	2,03	2,06	2,19	2,23	1,39	1,41
FeO	6,44	6,52	5,78	5,88	4,33	4,40	4,67	4,77
MnO	0,16	0,16	0,15	0,15	0,12	0,12	0,09	0,09
NiO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01
CoO	0,009	0,01	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
MgO	20,65	20,91	20,86	21,21	20,00	20,34	18,29	18,69
CaO	15,97	16,17	17,64	17,94	19,00	19,33	18,66	19,07
Na_2O	0,28	0,28	0,30	0,30	0,18	0,18	0,39	0,39
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	0,04	0,04	≤ 0,05	—
H_2O^+	1,60	—	1,14	—	1,36	—	1,20	—
H_2O^-	0,05	—	0,04	—	—	—	—	—
CO_2	< 0,10	—	< 0,10	—	< 0,10	—	< 0,10	—
П.п.п.	—	—	—	—	1,46	—	1,27	—
P_2O_5	0,071	0,07	0,014	0,014	—	—	—	—
V_2O_5	0,06	0,06	< 0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,02
Сумма	100,40	99,97	99,51	99,98	99,69	99,99	99,07	99,99
$F_{пор.}$	24,0		17,0		13,1		15,4	
K	44,5		24,0		31,3		21,1	

Компоненты	Светлоборский массив							
	18281		18397		17030		3158*	
SiO_2	50,66	51,71	49,99	51,24	48,84	49,64	49,64	49,68
TiO_2	0,19	0,19	0,29	0,29	0,21	0,21	0,22	0,22
Al_2O_3	1,57	1,59	2,49	2,56	1,58	1,61	1,25	2,26
Cr_2O_3	0,20	0,20	0,14	0,14	0,20	0,20	—	—
Fe_2O_3	1,25	1,27	1,99	2,04	1,45	1,47	1,65	1,65
FeO	4,54	4,64	4,48	4,59	5,50	5,59	5,82	5,53
MnO	0,11	0,11	0,07	0,07	0,10	0,10	0,21	0,21
NiO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,09	0,09	Не обн.	—
CoO	0,009	0,01	0,006	0,006	0,009	0,01	—	—
MgO	20,87	21,38	19,39	19,87	21,77	22,12	20,63	20,65
CaO	18,14	18,53	18,34	18,79	18,26	18,56	19,38	19,40
Na_2O	0,29	0,29	0,34	0,34	0,25	0,25	0,27	0,27
K_2O	0,04	0,04	≤ 0,05	—	0,10	0,10		
H_2O^+	1,30	—	1,57	—	0,76	—	0,93	—
H_2O^-	Не обн.	—	0,07	—	0,24	—		
CO_2	< 0,10	—	0,11	—	< 0,20	—	—	—
П.п.п.	1,45	—	1,75	—	1,25	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,009	0,01	Следы	—
V_2O_5	< 0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Сумма	99,21	99,99	99,33	99,99	99,39	99,98	100,72	100,00
$F_{пор.}$	13,2		15,3		15,0		16,0	
K	19,8		32,5		19,2		21,1	

403

* Материалы В. А. Решитько (1955).

Окончание табл. 38

Компоненты	Светлоборский				Качканарский		Гусевогорский массив	
	18103		13112		3		4	
SiO_2	48,90	49,50	48,84	49,91	49,64	49,86	48,57	48,56
TiO_2	0,16	0,16	0,39	0,39	0,22	0,22	0,29	0,29
Al_2O_3	1,46	1,48	4,47	4,57	2,25	2,26	1,92	1,92
Cr_2O_3	0,27	0,27	0,22	0,22	—	—	0,17	0,17
Fe_2O_3	1,99	2,02	2,34	2,39	1,66	1,67	1,96	1,96
FeO	4,83	4,89	4,83	4,93	5,52	5,54	6,20	6,20
MnO	0,12	0,12	0,13	0,13	0,21	0,21	0,07	0,07
NiO	0,06	0,06	0,03	0,03	—	—	0,024	0,024
CoO	0,011	0,011	0,006	0,006	0,02	0,02	0,002	0,002
MgO	24,98	25,29	17,69	18,07	20,63	20,72	21,19	21,18
CaO	15,75	15,94	18,14	18,54	19,38	19,47	19,27	19,27
Na_2O	0,21	0,21	0,58	0,59	—	—	0,25	0,25
K_2O	0,03	0,03	0,17	0,17	—	—	0,10	0,10
H_2O^+	1,20	—	1,40	—	—	—	0,44	—
H_2O^-	0,12	—	0,02	—	—	—	0,13	—
CO_2	< 0,10	—	< 0,10	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,35	—	1,47	—	0,93	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	< 0,02	—	0,05	0,05	0,03	0,03	0,022	0,022
Сумма	100,09	99,99	99,31	100,00	100,49	100,00	100,6	100,01
$F_{пор.}$	12,9		18,0		16,0		17,4	
K	34,6		38,2		21,3		22,5	

Компоненты	Баранчинские массивы						Нижнетагильский массив			
	520[308]		178[308]		5*		1949		2583	
SiO_2	46,65	47,77	45,68	47,74	50,56	50,99	49,70	50,80	49,00	51,02
TiO_2	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,19	0,19	0,15	0,16
Al_2O_3	2,87	2,94	0,60	0,64	1,42	1,44	1,45	1,48	1,40	1,45
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,20	0,21	—	—	0,15	0,15	0,15	0,16
Fe_2O_3	3,16	3,23	3,49	3,65	0,66	0,77	1,51	1,54	2,45	2,55
FeO	6,25	6,40	6,94	7,25	5,25	5,29	5,53	5,65	3,06	3,19
MnO	0,16	0,16	0,19	0,20	0,13	0,13	0,11	0,11	0,10	0,10
NiO	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02	0,04	0,04
CoO	—	—	—	—	—	—	0,008	0,008	0,006	0,006
MgO	22,29	22,83	24,31	25,41	21,93	22,11	20,09	20,54	22,66	23,59
CaO	16,02	16,45	14,10	14,74	18,83	18,99	18,87	19,29	16,84	17,53
Na_2O	—	—	—	—	0,21	0,21	0,20	0,20	0,18	0,19
K_2O	Следы	—	Не обн.	—	0,02	0,02	< 0,05	—	≤ 0,05	—
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	0,80	—	3,20	—
H_2O^-	0,24	—	0,10	—	—	—	0,12	—	0,66	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,63	—	0,46	—
П.п.п.	2,36	—	3,86	—	1,15	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,02	0,02	0,03	0,03	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	< 0,03	—	< 0,03	—
Сумма	100,17	99,97	99,65	100,03	100,32	100,01	99,38	100,00	100,36	100,00
$F_{пор.}$	18,6		18,9		13,0		16,1		11,5	
K	31,3		31,1		10,1		19,5		42,0	

* Материалы В. А. Артамоновой и Е. И. Клевцова.

Таблица 39

Состав клинопироксена из оливинсодержащих и мономинеральных клинопироксенитов

Компоненты	Гусевогорский	Качканарский						Светлоборский массив	
	1 [396]	9130с	9130к	9142с	9142к	9143с	9143к	18483с	18483к
	Состав монофракции, мас. %								
SiO_2	44,33	53,12	54,11	53,09	54,24	53,79	54,35	53,43	52,87
TiO_2	0,42	0,29	0,18	0,00	0,00	0,21	0,21	0,00	0,21
Al_2O_3	4,12	0,99	1,00	0,94	0,79	1,01	0,99	1.08	1,38
Cr_2O_3	—	0,26	0,46	0,21	0,19	0,15	0,08	0,20	0,17
Fe_2O_3	3,41	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	2,89	2,72	3,00	3,42	3,15	3,77	3,84	3,50	4,04
MnO	0,14	0,06	0,06	0,09	0,11	0,09	0,08	0,12	0,11
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	13,3	16,23	16,71	16,87	16,52	16,76	17,38	16,54	15,88
CaO	23,1	24,58	24,33	23,85	24,66	24,65	24,86	25,27	24,80
Na_2O	} 0,43	0,18	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19
K_2O		0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,94	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,08	98,54	100,18	98,48	99,64	100,44	101,79	100,15	99,64
	Пересчет на 32 катиона								
Si	14,375	15,594	15,634	15,598	15,799	15,537	15,468	15,454	15,363
Ti	0,103	0,056	0,040	—	—	0,024	0,024	—	0,045
Al	1,574	0,623	0,618	0,599	0,494	0,625	0,604	0,667	0,858
Cr	—	0,060	0,104	0,049	0,044	0,035	0,017	0,045	0,038
Fe^{3+}	0,834	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{2+}	0,353	0,669	0,726	0,840	0,767	0,911	0,915	0,846	0,982
Mn	0,039	0,014	0,014	0,023	0,028	0,023	0,019	0,030	0,028
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	6,426	7,100	7,195	7,378	7,171	7,214	7,371	7,129	6,868
Ca	8,026	7,735	7,534	7,509	7,698	7,631	7,582	7,831	7,712
Na	0,269	0,102	0,135	—	—	—	—	—	0,108
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	31,999	31,999	32,000	32,005	32,001	32,000	32,000	32,002	32,002
OH	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f	15,6	8,6	9,2	10,2	9,7	11,2	11,0	10,6	12,5

Окончание табл. 39

Компоненты	Светлоборский		Нижнетагильский массив						
	18397с	18397к	1425 [280]	1421 [280]	5 [84]	1595 [280]	377 [280]	1426 [280]	6 [337]
	Состав монофракции, мас. %								
SiO_2	52,92	53,52	50,16	50,88	51,50	52,15	52,00	52,68	53,17
TiO_2	0,17	0,00	0,28	0,31	0,19	0,20	0,23	0,18	—
Al_2O_3	1,73	1,62	2,82	2,58	2,02	1,35	2,16	0,92	1,34
Cr_2O_3	0,19	0,26	0,14	0,03	0,38	0,40	0,07	0,23	0,024
Fe_2O_3	—	—	2,54	2,54	3,35	1,36	1,98	1,63	1,11
FeO	3,82	3,88	2,45	2,12	1,44	2,20	2,44	2,25	3,04
MnO	0,11	0,12	0,03	0,03	0,11	0,03	0,14	0,02	—
NiO	—	—	0,025	0,025	—	0,004	0,005	0,004	—
CoO	—	—	0,004	0,004	—	0,004	0,005	0,004	—
MgO	16,23	16,39	16,47	17,71	16,54	17,80	16,78	18,00	16,78
CaO	24,61	24,82	23,39	23,54	22,54	23,14	22,99	23,34	23,40
Na_2O	—	0,23	0,24	0,21	0,58	0,21	0,51	0,19	—
K_2O	—	—	Следы	Следы	Не обн.	Следы	Не обн.	Следы	—
H_2O^+	—	—	—	—	1,0	—	0,55	—	—
П.п.п.	—	—	1,58	0,29	—	0,88	—	1,00	—
V_2O_5	—	—	Не обн.	Не обн.	Следы	Следы	Не обн.	Не обн.	—
Сумма	99,79	100,83	100,13	100,27	100,10	99,64	100,04	100,50	99,08
	Пересчет на 32 катиона								
Si	15,291	15,290	14,880	14,936	15,248	15,336	15,256	15,448	15,720
Ti	0,036	—	0,064	0,072	0,040	0,048	0,048	0,040	—
Al	1,070	0,992	0,984	0,896	0,704	0,472	0,744	0,320	0,472
Cr	0,043	0,058	0,032	0,008	0,080	0,088	0,016	0,056	—
Fe^{3+}	—	—	0,568	0,288	0,744	0,304	0,440	0,272	0,248
Fe^{2+}	0,924	0,927	0,608	0,520	0,360	0,544	0,600	0,552	0,752
Mn	0,028	0,029	0,008	0,008	0,032	0,008	0,032	0,008	—
Ni	—	—	0,008	0,008	—	—	—	—	—
Mg	6,988	6,978	7,280	7,774	7,296	7,800	7,336	7,864	7,392
Ca	7,620	7,598	7,432	7,400	7,152	7,288	7,232	7,336	7,416
Na	—	0,127	0,136	0,128	0,336	0,120	0,288	0,104	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	32,000	31,999	32,000	32,004	32,000	32,008	31,992	32,000	32,000
OH	—	—	1,560	0,280	1,088	0,864	0,536	1,072	—
f	11,7	11,7	13,9	8,4	13,3	9,8	12,4	9,5	11,9

Примечание: с — середина зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 40

Состав оливинсодержащих и мономинеральных клинопироксенитов, мас.%

Компоненты	Косьвинский массив							
	23073		23159		235416		22341	
SiO_2	51,80	52,36	48,80	49,52	49,84	50,35	50,65	51,65
TiO_2	0,15	0,15	0,31	0,31	0,28	0,28	0,16	0,16
Al_2O_3	1,20	1,21	2,45	2,49	2,42	2,44	0,97	0,99
Cr_2O_3	0,28	0,28	0,12	0,12	0,25	0,25	0,35	0,35
Fe_2O_3	0,95	0,96	4,20	4,26	1,38	1,39	0,61	0,61
FeO	3,66	3,70	4,48	4,54	5,19	5,23	3,70	3,77
MnO	0,09	0,09	0,11	0,11	0,11	0,11	0,08	0,08
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	20,27	20,48	17,79	18,05	19,76	19,97	21,44	21,86
CaO	20,34	20,55	20,02	20,32	19,42	19,63	19,90	20,29
Na_2O	0,20	0,20	0,22	0,22	0,26	0,26	0,19	0,19
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	0,05	0,05	< 0,05	—
H_2O^+	0,89	—	0,59	—	0,80	—	1,00	—
H_2O^-	0,15	—	0,13	—	Не обн.	—	Не обн.	—
CO_2	< 0,10	—	< 0,10	—	< 0,10	—	0,23	—
П.п.п.	1,00	—	0,95	—	0,82	—	1,28	—
P_2O_5	< 0,004	—	0,007	0,01	< 0,004	—	< 0,004	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,01	100,01	99,27	100,000	99,80	100,00	99,34	99,98
F	11,2		20,7		15,4		10,0	
K	17,2		45,8		19,2		12,9	

Компоненты	Каменушинский				Вересовоборский массив			
	20641		8788*		16601*		16607*	
SiO_2	50,70	51,11	49,24	49,34	50,64	51,68	50,40	50,87
TiO_2	0,14	0,14	0,47	0,47	0,20	0,20	0,28	0,28
Al_2O_3	1,80	1,81	5,05	5,06	1,34	1,37	1,88	1,90
Cr_2O_3	0,32	0,32	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	1,40	1,41	2,01	2,02	1,93	1,97	2,62	2,64
FeO	4,40	4,43	5,38	5,39	3,17	3,24	3,08	3,11
MnO	0,13	0,13	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
NiO	0,03	0,03	—	—	—	—	—	—
CoO	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
MgO	20,10	20,27	16,64	16,68	20,67	21,09	19,54	19,72
CaO	19,90	20,05	20,63	20,67	19,62	20,02	21,00	21,20
Na_2O	0,24	0,24	0,32	0,32	0,38	0,38	0,24	0,24
K_2O	0,03	0,03	Следы	—	Следы	—	Следы	—
H_2O^+	0,20	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	< 0,05	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	< 0,10	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,61	—	0,94	—	1,45	—	1,60	—
P_2O_5	< 0,005	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,40	100,00	100,73	100,00	99,45	100,00	100,68	100,00
F	13,6		19,5		11,7		13,5	
K	22,3		25,2		35,4		43,4	

* Материалы Г. Б. Зайцева.

Продолжение табл. 40

Компоненты	Вересовоборский массив							
	16766*		16769*		16782a*		17037	
SiO_2	49,70	50,52	50,80	51,13	49,96	50,62	51,68	52,38
TiO_2	0,40	0,40	0,26	0,26	0,33	0,33	0,17	0,17
Al_2O_3	2,21	2,24	0,67	0,67	3,95	4,01	1,30	1,33
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	0,24	0,24
Fe_2O_3	3,91	3,98	1,42	1,43	2,70	2,74	1,35	1,39
FeO	4,24	4,31	3,58	3,61	3,74	3,79	3,65	3,71
Mn	0,09	0,09	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05
NiO	—	—	—	—	—	—	0,06	0,06
CoO	—	—	—	—	—	—	0,005	0,005
MgO	17,62	17,91	19,61	19,73	17,52	17,73	18,35	18,61
CaO	19,86	20,11	22,56	22,70	20,16	20,37	21,48	21,78
Na_2O	0,34	0,34	0,44	0,44	0,36	0,36	0,26	0,26
K_2O	Следы	—	Следы	—	Не обн.	—	< 0,05	—
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	0,66	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	0,02	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	< 0,20	—
П.п.п.	1,97	—	1,28	—	1,42	—	1,34	—
H_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,014	0,01
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02
Сумма	100,34	100,00	100,65	100,00	100,15	100,00	99,30	100,01
F	19,8		12,2		16,5		12,9	
K	45,4		26,3		39,4		24,8	

Компоненты	Вересовоборский массив							
	17037		17290		17401a		18447	
SiO_2	51,68	52,41	51,47	51,26	51,89	52,46	51,62	52,73
TiO_2	0,17	0,17	0,24	0,24	0,19	0,19	0,35	0,35
Al_2O_3	1,30	1,32	2,01	2,03	1,56	1,58	2,29	2,34
Al_2O_3	0,24	0,24	0,20	0,20	0,23	0,23	0,08	0,09
Cr_2O_3	1,35	1,37	1,62	1,63	1,75	1,77	1,39	1,42
FeO	3,65	3,74	4,02	4,04	3,22	3,26	4,67	4,77
MnO	0,05	0,05	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09
NiO	0,06	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
CoO	0,005	0,005	< 0,004	—	< 0,004	—	0,006	0,01
MgO	18,35	18,60	17,84	18,01	18,94	19,14	18,29	18,68
CaO	21,48	21,78	21,26	21,47	20,65	20,87	18,66	19,07
Na_2O	0,26	0,26	0,30	0,30	0,38	0,38	0,39	0,39
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	≤ 0,005	—
H_2O^+	0,65	—	0,94	—	1,06	—	1,20	—
H_2O^-	0,02	—	0,09	—	0,14	—	—	—
CO_2	< 0,20	—	< 0,15	—	< 0,10	—	< 0,10	—
П.п.п.	1,34	—	—	—	—	—	1,27	—
P_2O_5	0,014	0,01	0,009	0,01	0,014	0,01	—	—
V_2O_5	0,02	0,02	< 0,02	—	< 0,02	—	0,02	0,02
Сумма	99,30	100,00	100,27	99,99	100,13	100,00	99,07	99,98
F	12,9		14,7		12,4		15,4	
K	24,9		26,5		32,8		21,1	

Окончание табл. 40

Компоненты	Баранчинские массивы						Нижнетагильский массив	
	7[308]		1186[308]		6/86		1[280]	
SiO_2	48,94	49,42	49,63	50,14	49,26	49,47	49,64	49,99
TiO_2	0,25	0,25	0,36	0,36	0,39	0,39	0,27	0,27
Al_2O_3	5,03	5,08	2,60	2,63	4,19	4,21	2,64	2,66
Cr_2O_3	0,37	0,37	0,16	0,16	0,28	0,28	0,03	0,03
Fe_2O_3	1,63	1,64	2,80	2,83	2,39	2,40	2,46	2,48
FeO	4,39	4,43	5,63	5,70	4,80	4,82	4,99	5,03
MnO	0,06	0,06	0,14	0,14	0,12	0,12	0,12	0,14
NiO	—	—	—	—	0,012	0,01	—	—
CoO	—	—	—	—	0,004	0,004	—	—
MgO	15,92	16,07	16,06	16,22	16,85	16,91	17,28	17,40
CaO	22,44	22,66	21,20	21,42	20,72	20,82	21,32	21,47
Na_2O	—	—	0,36	0,36	0,43	0,43	0,35	0,35
K_2O	Следы	—	—	—	0,06	0,06	0,18	0,18
H_2O^+	—	—	—	—	0,50	—	—	—
H_2O^-	0,26	—	0,12	—	0,19	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	0,10	—	—	—
П.п.п.	1,19	—	1,03	—	0,69	—	1,08	—
P_2O_5	0,01	0,01	0,04	0,04	0,007	0,01	0,004	—
V_2O_5	—	—	—	—	0,05	0,05	—	—
Сумма	100,49	99,99	100,13	100,00	100,22	99,98	100,38	100,00
F	17,1		22,1		18,8		10,9	
K	25,0		30,9		31,0		30,7	

Таблица 41

Состав клинопироксена из магнетитовых клинопироксенитов и косьвитов

Компоненты	Конжаковский	Качканарский		Гусевогорский							Нижнетагильский массив	
	[120]	С470/70	С465/65	[420]	С238/125 [423]	С45/130 [423]	С381/83 [423]	1740 [31]	9174с	9174к	1427 [280]	1463 [274]
	Состав монофракции, мас. %											
SiO_2	47,30	50,04	49,04	49,69	50,24	47,98	48,90	50,80	50,54	50,75	47,94	51,34
TiO_2	0,46	0,40	0,47	0,42	0,34	0,55	0,37	0,41	0,36	0,45	0,42	0,30
Al_2O_3	5,05	3,98	4,54	3,66	3,58	5,17	3,98	2,04	4,62	4,47	4,22	2,23
Cr_2O_3	0,008	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,017	0,00	0,04	0,06	0,02
Fe_2O_3	2,88	3,60	4,48	2,35	3,66	4,15	3,76	3,50	—	—	2,90	2,31
FeO	5,28	2,51	2,44	5,85	2,73	3,09	2,73	4,21	4,90	4,78	4,57	2,73
MnO	0,03	0,11	0,10	0,10	0,15	0,13	0,14	0,11	0,12	0,11	0,07	0,02
NiO	0,02	—	—	0,02	—	—	—	0,015	—	—	0,025	Следы
CoO	Следы	—	—	0,005	—	—	—	—	—	—	0,005	0,004
MgO	15,87	15,39	14,15	14,61	15,53	14,51	15,17	15,29	14,72	14,63	18,50	17,36
CaO	21,57	23,62	23,28	22,94	22,89	22,66	23,11	23,31	24,59	24,24	21,07	23,42
Na_2O	0,14	0,36	0,59	0,17	0,49	0,50	0,42	0,09	0,00	0,00	0,30	0,26
K_2O	Следы	Не обн.	Не обн.	Следы	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06	0,00	0,00	Следы	Следы
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	0,70	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—	—
П.п.п.	1,21	0,44	0,38	0,64	0,65	0,73	0,57	—	—	—	0,78	0,36
V_2O_5	Следы	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	Следы	0,033	—	—	Следы	Не обн.
Сумма	99,82	100,49	99,57	100,54	100,31	99,52	99,72	100,53	99,85	99,47	100,86	100,35
	Пересчет на 32 катиона											
Si	14,112	14,704	14,600	14,752	14,824	13,704	14,600	15,080	14,276	14,428	13,936	14,976
Ti	0,104	0,088	0,104	0,096	0,072	0,120	0,080	0,088	0,076	0,096	0,096	0,064
Al	1,776	1,384	1,600	1,280	1,240	3,136	1,360	0,712	2,821	2,723	1,448	0,768
Cr	—	—	0,008	—	—	—	0,008	—	—	0,009	0,016	0,008
Fe^{3+}	0,648	0,792	1,000	0,528	0,808	0,888	0,848	0,784	—	—	0,632	0,504
Fe^{2+}	1,320	0,616	0,608	1,456	0,672	0,736	0,680	1,040	1,158	1,136	1,112	0,664
Mn	0,008	0,024	0,024	0,024	0,040	0,032	0,032	0,032	0,029	0,027	0,016	0,008
Ni	—	—	—	0,008	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	7,056	6,774	6,280	6,464	6,824	6,176	6,752	6,768	6,197	6,197	8,016	7,544
Ca	6,896	7,440	7,424	7,296	7,232	6,936	7,392	7,416	7,443	7,385	6,560	7,320
Na	0,080	0,208	0,336	0,096	0,280	0,280	0,240	0,048	—	—	0,168	0,144
K	—	—	—	—	—	—	—	0,024	—	—	—	—
Сумма	32,000	32,000	31,984	32,000	31,992	32,008	31,992	31,992	32,000	32,001	32,008	32,000
OH	1,200	0,432	0,376	0,632	0,640	0,696	0,552	0,696	—	—	0,760	0,352
f	14,2	17,5	20,2	15,5	17,9	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: с — середина зерна; к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 42

Состав магнетита из магнетитовых пироксенитов и косьвитов

Компоненты	Конжаковский [420]								Качканарский [396]		Гусево-горский массив [418]
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Состав монофракции, мас.%										
SiO_2	1,90	2,30	1,85	0,85	1,50	1,80	1,97	2,40	0,8	0,75	1,72
TiO_2	3,46	3,46	3,27	3,32	3,04	3,32	2,0	3,54	2,4	2,65	3,10
Al_2O_3	1,56	3,80	2,34	2,48	1,97	1,83	1,76	2,08	2,3	2,4	4,20
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
Fe_2O_3	60,70	58,29	57,89	59,59	60,21	53,12	61,44	55,73	59,5	59,93	60,22
FeO	27,92	27,67	29,55	29,48	27,99	33,45	27,27	31,84	30,1	29,93	27,50
MnO	0,15	0,22	0,20	0,21	0,17	0,15	0,16	0,25	0,28	0,27	0,36
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
MgO	1,90	1,98	2,27	2,44	2,14	3,48	2,37	2,33	1,86	1,82	2,03
CaO	0,77	1,10	0,62	0,19	0,55	0,99	0,53	0,27	0,70	0,75	0,43
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10
П.п.п.	0,93	0,92	0,65	0,56	0,79	0,10	0,78	0,22	0,57	0,72	0,46
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,89	0,65	0,60
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05
Сумма	99,29	99,74	98,65	99,12	98,36	98,24	98,28	98,66	99,40	100,87	101,02
	Состав после вычета примесей, мас.%										
TiO_2	3,60	3,65	3,43	3,39	3,18	3,51	2,15	3,79	2,51	2,76	3,24
Al_2O_3	1,51	3,84	2,37	3,56	1,99	1,79	1,82	2,19	2,31	2,38	4,39
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
Fe_2O_3	64,20	61,78	60,98	60,37	63,36	56,27	65,22	59,68	61,43	61,40	62,87
FeO	29,12	29,23	31,08	30,12	29,44	35,33	29,33	33,40	31,45	31,09	28,24
MnO	0,16	0,23	0,21	0,21	0,18	0,16	0,17	0,27	0,29	0,28	0,38
MgO	1,41	1,26	1,92	2,35	1,84	2,94	1,30	0,67	1,41	1,33	1,24
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,60	0,75	0,63
Сумма	100,00	99,99	99,99	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,01
	Пересчет на 24 катиона										
Ti	0,819	0,822	0,773	0,755	0,719	0,780	0,488	0,861	0,563	0,563	0,734
Al	0,536	1,357	1,835	1,240	0,703	0,621	0,646	0,778	0,809	0,760	1,558
Fe^{3+}	14,612	13,890	13,714	13,451	14,314	12,523	14,825	13,558	13,982	14,872	14,260
Fe^{2+}	7,367	7,307	7,769	7,456	7,390	8,740	7,408	8,433	7,844	7,065	7,117
Mn	0,040	0,059	0,053	0,055	0,046	0,040	0,045	0,068	0,073	0,065	0,096
Mg	0,635	0,565	0,854	1,038	0,823	1,296	0,588	0,303	0,631	0,539	0,110
V	—	—	—	—	—	—	—	—	0,116	0,134	0,125
Сумма	24,009	24,000	24,024	23,995	23,995	24,000	24,000	24,001	24,000	24,000	24,000

Таблица 43

Состав магнетитовых пироксенитов и косьвитов, мас.%

Компоненты	Денежкинский				Конжаковский массив			
	1[367]		2[362]		5607[120]		5262[120]	
SiO_2	45,00	45,34	47,3	47,71	44,34	44,44	44,52	45,12
TiO_2	0,92	0,93	0,24	0,24	0,64	0,64	0,60	0,61
Al_2O_3	5,81	5,86	4,68	4,72	4,55	4,57	3,39	3,44
Cr_2O_3	0,11	0,11	—	—	0,12	0,12	0,11	0,11
Fe_2O_3	8,39	8,45	3,41	3,44	5,80	5,83	6,14	6,22
FeO	5,98	6,03	6,72	6,78	7,98	8,02	7,61	7,71
MnO	0,15	0,15	0,21	0,21	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	0,026	0,03	0,026	0,03
CoO	—	—	—	—	0,010	0,01	0,005	0,005
MgO	12,15	12,24	18,0	18,15	18,74	18,77	18,85	19,10
CaO	19,80	19,95	18,08	18,23	17,49	17,52	17,38	17,61
Na_2O	0,65	0,65	0,49	0,49	—	—	—	—
K_2O	0,23	0,23	Не обн.	—	—	—	—	—
H_2O^+	0,69	—	0,72	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,09	—	0,22	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	0,45	—	0,79	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,08	0,08	—	—	0,06	0,06	0,04	0,04
Сумма	100,05	100,02	100,07	99,97	101,21	100,01	99,46	99,99
F	38,5		23,4		28,3		28,0	
K	55,8		31,4		39,5		42,0	

Компоненты	Конжаковский массив							
	8531[120]		4[418]		5[418]		6[418]	
SiO_2	24,28	24,51	46,04	46,74	39,62	40,10	41,61	42,23
TiO_2	2,12	2,14	0,60	0,61	1,50	1,53	0,78	0,79
Al_2O_3	7,13	7,18	1,51	1,53	1,63	1,66	2,68	2,72
Cr_2O_3	0,06	0,06	0,25	0,26	0,22	0,22	0,14	0,14
Fe_2O_3	29,09	29,36	7,31	7,41	15,92	16,12	13,25	13,45
FeO	14,59	14,69	5,28	5,35	7,82	7,92	6,65	6,76
MnO	0,14	0,14	0,20	0,20	0,26	0,26	0,15	0,15
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	9,96	10,06	19,89	20,20	15,93	16,13	14,79	15,01
CaO	11,38	11,49	17,28	17,55	15,71	15,90	18,32	18,60
Na_2O	0,31	0,31	0,14	0,14	0,16	0,16	0,14	0,14
K_2O	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,71	—	0,14	—	0,63	—	0,13	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,82	99,99	98,64	99,99	99,40	100,00	98,64	99,99
F	68,4		25,1		43,8		36,2	
K	64,2		55,5		64,7		64,2	

Компоненты	Конжаковский массив							
	7[418]		8[418]		9[418]		2943	
SiO_2	36,86	37,43	39,64	40,17	44,96	45,50	45,80	46,30
TiO_2	1,65	1,68	1,58	1,60	0,49	0,49	0,45	0,45
Al_2O_3	1,76	1,79	1,90	1,92	1,51	1,53	3,60	3,64
Cr_2O_3	0,28	0,28	0,17	0,17	0,25	0,25	0,07	0,07
Fe_2O_3	17,81	18,09	15,85	16,06	9,20	9,31	6,40	6,46
FeO	10,37	10,52	9,00	9,12	5,48	5,54	7,90	7,98
MnO	0,25	0,25	0,22	0,22	0,12	0,12	0,14	0,14
NiO	—	—	—	—	—	—	0,06	0,06
CoO	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01
MgO	14,09	14,31	13,17	13,35	18,17	18,39	18,10	18,30
CaO	15,18	15,42	16,93	17,16	18,50	18,72	16,00	16,17
Na_2O	0,23	0,23	0,22	0,22	0,14	0,14	0,35	0,35
K_2O	—	—	—	—	—	—	< 0,05	—
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	1,00	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	Не обн.	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	Не обн.	—
П.п.п.	1,09	—	0,50	—	0,79	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,009	0,01
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,04	0,04
Сумма	99,57	100,00	99,18	99,99	99,61	99,99	99,93	99,98
F	51,2		49,8		29,8		29,7	
K	60,7		61,3		60,2		42,2	

Компоненты	Косьвинский массив							
	4411[122]		6274[122]		6590[122]		11[82]	
SiO_2	39,88	40,46	43,88	44,05	42,42	42,51	43,68	43,78
TiO_2	1,03	1,04	0,48	0,48	0,76	0,76	1,00	1,01
Al_2O_3	4,38	4,44	3,44	3,45	4,02	4,03	4,79	4,80
Cr_2O_3	0,10	0,10	0,16	0,16	0,10	0,10	—	—
Fe_2O_3	10,81	10,97	9,17	9,20	8,15	8,17	7,99	8,01
FeO	8,99	9,12	6,14	6,16	8,35	8,37	8,52	8,55
MnO	—	—	—	—	0,12	0,12	0,07	0,07
NiO	0,026	0,03	0,026	0,03	0,04	0,04	—	—
CoO	0,015	0,015	0,003	0,003	0,007	0,01	—	—
MgO	16,56	16,80	17,67	17,74	20,02	20,05	13,72	13,76
CaO	16,68	16,92	18,64	18,71	15,74	15,78	19,31	19,36
Na_2O	—	—	—	—	—	—	} 0,57	} 0,57
K_2O	—	—	—	—	—	—		
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,56	—	0,35	—	0,55	—	1,24	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,09	0,09	0,01	0,01	0,05	0,05	0,09	0,09
Сумма	99,12	99,98	99,97	99,99	100,33	99,99	100,98	100,00
F	38,8		31,4		30,5		39,1	
K	37,5		57,3		46,7		45,7	

Продолжение табл. 43

Компоненты	Косьвинский						Качканарский массив	
	22125		6107[120]		6127[120]		23*	
SiO_2	48,30	48,47	42,50	42,70	44,58	44,86	39,40	38,68
TiO_2	0,38	0,38	0,64	0,64	0,60	0,60	1,38	1,39
Al_2O_3	3,00	3,01	2,26	2,27	3,47	3,49	6,64	6,68
Cr_2O_3	0,11	0,11	0,17	0,17	0,18	0,18	—	—
Fe_2O_3	4,43	4,45	9,99	9,83	7,07	7,12	13,16	13,25
FeO	5,65	5,67	7,61	7,64	6,78	6,83	11,00	11,08
MnO	0,18	0,18	—	—	—	—	0,18	0,18
NiO	0,025	0,02	0,026	0,03	0,026	0,03	—	—
CoO	0,008	0,01	0,001	0,00	0,005	0,00	—	—
MgO	17,79	17,85	20,16	20,25	18,29	18,40	11,46	11,54
CaO	19,36	19,43	16,35	16,42	18,32	18,43	16,40	16,51
Na_2O	0,35	0,35	—	—	—	—	0,51	0,52
K_2O	0,07	0,07	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	0,28	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,16	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	0,10	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,86	—	0,43	—	0,71	—	1,56	—
P_2O_5	0,014	0,01	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	0,04	0,04	0,03	0,03	0,14	0,14
Сумма	100,10	100,01	99,98	99,99	100,06	99,97	100,83	99,97
F	23,3		31,3		28,7		51,8	
K	41,3		53,7		48,2		47,8	

Компоненты	Качканарско-Гусевогорский массив							
	24*		20[84]		21[84]		1836[31]	
SiO_2	33,48	38,54	39,50	39,57	40,56	40,43	43,73	43,88
TiO_2	0,89	0,90	0,50	0,50	0,33	0,33	0,80	0,80
Al_2O_3	4,27	4,28	5,94	5,95	4,54	4,53	2,66	2,67
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	0,001	0,00
Fe_2O_3	14,44	14,46	13,66	13,68	13,65	13,61	10,40	10,45
FeO	9,73	9,74	8,10	8,11	8,77	8,74	7,02	7,06
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,01	0,01	0,11	0,11
NiO	—	—	—	—	—	—	0,006	0,01
CoO	0,009	0,01	—	—	—	—	0,002	0,00
MgO	13,69	13,72	12,15	12,17	13,07	13,02	14,42	14,46
CaO	17,56	17,59	19,50	19,53	19,06	19,00	20,09	20,16
Na_2O	—	—	0,32	0,32	0,25	0,25	0,25	0,25
K_2O	—	—	—	—	0,09	0,09	0,10	0,10
H_2O^+	0,65	—	—	—	—	—	0,55	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	Не обн.	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	1,04	—	—	—
P_2O_5	0,52	0,52	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,08	0,08	—	—	—	—	0,05	0,05
Сумма	100,47	99,99	99,98	100,00	101,37	100,00	100,13	100,00
F	46,0		46,1		45,2		36,9	
K	53,3		56,4		54,4		53,1	

* Материалы З. В. Рупасовой.

Продолжение табл. 43

Компоненты	Качканарско-Гусевогорский массив							
	25*		26*		22[31]		27*	
SiO_2	36,90	37,20	37,25	37,62	37,32	38,46	43,18	43,33
TiO_2	1,36	1,37	1,40	1,41	1,90	1,96	0,56	0,56
Al_2O_3	6,48	6,53	4,74	4,79	6,82	7,02	3,40	3,41
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	0,10	0,10
Fe_2O_3	15,42	15,55	14,68	14,82	14,05	14,48	6,59	6,61
FeO	9,23	9,31	11,57	11,69	10,05	10,36	8,70	8,73
MnO	0,19	0,19	0,19	0,19	0,26	0,27	0,16	0,16
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03
MgO	12,88	12,99	13,01	13,14	9,36	9,65	19,24	19,31
CaO	17,17	16,31	15,59	15,75	16,84	17,36	17,09	17,15
Na_2O	} 0,40	} 0,40	} 0,41	} 0,42	} 0,35	} 0,36	} 0,61	} 0,61
K_2O								
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,07	—
П.п.п.	0,97	—	1,45	—	0,90	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,14	0,14	0,16	0,16	0,07	0,07	—	—
Сумма	100,14	99,99	100,45	99,99	97,22	99,99	99,97	100,00
F	47,8		49,7		55,5		28,6, +	
K	56,1		49,1		51,7		36,7, +	

Компоненты	Каменушинский				Гологорский		Синегорский массив	
	20791		20296		71[308]		26524	
SiO_2	42,20	43,25	44,10	44,80	40,20	40,46	39,90	40,36
TiO_2	1,03	1,03	0,65	0,66	0,80	0,80	1,57	1,59
Al_2O_3	3,90	3,93	6,80	6,90	9,00	9,05	5,00	5,05
Cr_2O_3	0,11	0,11	0,10	0,10	0,01	0,01	0,017	0,02
Fe_2O_3	6,80	6,86	5,70	5,79	12,42	12,50	11,98	12,12
FeO	11,30	11,39	7,80	7,92	10,37	10,43	9,08	9,18
MnO	0,28	0,28	0,20	0,20	0,10	0,10	0,16	0,16
NiO	0,02	0,02	0,04	0,04	—	—	0,011	0,01
MgO	17,60	17,74	17,40	17,67	10,98	11,05	12,70	12,85
CaO	15,00	15,12	15,15	15,39	14,20	14,29	17,80	18,01
Na_2O	0,21	0,21	0,48	0,49	0,74	0,74	0,35	0,35
K_2O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,51	0,51	0,06	0,06
H_2O^+	0,56	—	1,80	—	—	—	1,06	—
H_2O^-	< 0,05	—	0,14	—	0,10	—	< 0,05	—
CO_2	< 0,10	—	< 0,10	—	—	—	< 0,10	—
П.п.п.	1,00	—	2,10	—	1,16	—	1,07	—
P_2O_5	< 0,005	—	< 0,005	—	0,04	0,04	0,009	0,01
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,22	0,22
Сумма	99,76	99,99	100,41	100,00	100,63	99,98	99,93	100,00
F	35,7		29,4		53,1		46,7	
K	35,1		39,7		51,9		54,3	

* Материалы З. В. Рупасовой.

Окончание табл. 43

Компоненты	Висимский		Нижнетагильский массив									
	30[259]		31[280]		33[280]		2427		35[280]		36[280]	
SiO_2	34,44	35,12	43,71	43,62	44,20	43,96	44,20	45,51	44,21	44,64	44,97	45,14
TiO_2	1,09	1,11	0,57	0,57	0,63	0,63	0,51	0,52	0,44	0,44	0,55	0,55
Al_2O_3	9,36	9,55	3,78	3,77	2,57	2,56	3,58	3,69	2,70	2,73	5,19	5,20
Cr_2O_3	Следы	—	—	—	—	—	0,16	0,17	0,19	0,19	—	—
Fe_2O_3	13,74	14,02	4,28	4,27	7,46	7,42	5,70	5,87	5,92	5,98	2,94	2,95
FeO	10,92	11,13	9,70	9,68	9,00	8,95	8,70	8,96	7,46	7,53	8,80	8,84
MnO	0,15	0,15	0,02	0,02	0,08	0,08	0,21	0,22	0,18	0,18	0,06	0,08
NiO	0,05	0,05	—	—	—	—	0,05	0,05	0,06	0,06	—	—
CoO	0,012	0,01	—	—	—	—	0,009	0,01	0,01	0,01	—	—
MgO	12,16	12,41	20,18	20,14	17,54	17,44	18,10	18,64	21,02	21,22	17,50	17,57
CaO	16,12	16,44	17,45	17,41	18,69	18,59	15,70	16,16	16,51	16,67	19,09	19,16
Na_2O	—	—	0,34	0,34	0,21	0,21	0,20	0,21	0,29	0,29	0,47	0,47
K_2O	—	—	0,18	0,18	0,16	0,16	< 0,05	—	—	—	0,06	0,06
H_2O^+	1,39	—	—	—	1,05	—	1,14	—	—	—	0,40	—
H_2O^-	0,36	—	—	—	—	—	0,25	—	—	—	—	—
CO_2	Не обн.	—	—	—	—	—	0,69	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	1,35	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,06	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03	Следы	—	—	—
Сумма	99,79	99,99	100,61	100,00	101,59	100,00	99,20	100,00	100,40	100,00	100,03	100,00
F	51,8		27,4		33,3		30,0		25,4		26,9	
K	55,5		28,4		42,7		37,0		41,6		23,1	

Таблица 44

Состав ортопироксенитов оболочки и составляющих их минералов, мас.%

Компоненты	Ортопироксениты						Компоненты	Минералы энстатититов, обр. 15/86	
	Нижнетагильский массив				Иовское тело				
	11408		12176		15/86			Энстатит	Хром-шпинелид
SiO_2	54,48	54,36	5,50	55,37	56,70	56,63	*Состав минералов, мас.%*		
TiO_2	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	SiO_2	57,30	—
Al_2O_3	0,67	0,67	0,70	0,70	0,70	0,70	TiO_2	0,06	0,71
Cr_2O_3	0,46	0,46	0,28	0,28	0,31	0,31	Al_2O_3	0,63	6,01
Fe_2O_3	0,32	0,32	0,63	0,63	0,73	0,73	Cr_2O_3	0,49	38,02
FeO	7,63	7,61	7,05	7,03	5,74	5,74	FeO	6,38	48,11
MnO	0,24	0,24	0,25	0,25	0,17	0,17	MnO	0,16	0,92
NiO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,05	0,05	NiO	0,09	0,09
CoO	0,005	0,00	0,005	0,00	0,005	0,00	MgO	35,16	6,77
MgO	35,22	35,14	34,55	34,47	33,61	33,56	CaO	0,50	0,07
CaO	0,88	0,88	0,98	0,97	1,78	1,78	Na_2O	0,28	—
Na_2O	0,11	0,11	0,09	0,09	0,17	0,17	Сумма	101,05	100,71
K_2O	< 0,05	—	< 0,05	—	0,06	0,06	*Пересчет на катионы*		
H_2O^+	1,06	—	0,42	—	0,20	—			
H_2O^-	Следы	—	Следы	—	0,14	—	Si	14,876	—
CO_2	< 0,20	—	< 0,20	—	< 0,10	—	Ti	0,011	0,144
П.п.п.	(0,85)	—	(0,69)	—	—	—	Al	0,193	1,914
P_2O_5	—	—	—	—	0,009	0,01	Cr	0,100	8,112
V_2O_5	—	—	—	—	< 0,02	—	Fe^{3+}	—	5,829
F	—	—	—	—	0,02	0,02	Fe^{2+}	1,385	5,028
Сумма	101,48	100,00	100,86	100,00	100,42	99,99	Mn	0,034	0,211
F	11,20		11,02		9,66		Ni	0,019	0,019
							Mg	15,165	2,723
							Ca	0,139	0,019
							Na	0,078	—
							Сумма	32,000	23,999
							F	8,37	79,9
							f	—	64,9
							K	—	53,7

Примечание. Микрозондовые определения (аналитик Т. Я. Гуляева).

417

Таблица 45

Химический состав вебстеритов и гиперстенитов Гусевогорского массива, мас.%

Компоненты	3143/225*		3143/140*		3143/42*	
SiO_2	52,40	53,49	52,84	53,87	53,69	54,23
TiO_2	0,22	0,22	0,29	0,30	0,20	0,20
Al_2O_3	2,70	2,76	3,08	3,14	2,32	2,34
Cr_2O_3	0,06	0,06	0,05	0,05	0,03	0,03
Fe_2O_3	11,72	11,96	9,00	9,18	9,75	9,85
FeO	—	(10,77)	—	(8,26)	—	(8,86)
MnO	0,21	0,21	0,16	0,16	0,19	0,19
NiO	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—
MgO	19,84	20,25	17,94	18,29	19,53	19,73
CaO	10,36	10,58	13,67	13,94	12,45	12,58
NaO	0,25	0,25	0,43	0,44	0,31	0,31
K_2O	0,11	0,11	0,14	0,14	0,12	0,12
П.п.п.	0,07	0,07	0,047	0,048	0,40	0,40
H_2O	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P_2O_5	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	97,96	99,98	98,08	100,00	99,00	99,98
$F_{пор.}$	22,9		20,2		20,1	

Компоненты	67/91		95/91		94/91		87/91	
SiO_2	49,06	49,39	53,60	53,78	54,08	54,11	51,69	51,61
TiO_2	0,46	0,47	0,16	0,16	0,15	0,15	0,33	0,33
Al_2O_3	2,46	2,48	1,86	1,87	1,48	1,48	2,73	2,73
Cr_2O_3	0,06	0,06	0,08	0,08	0,09	0,09	0,06	0,06
Fe_2O_3	6,75	6,79	1,84	1,85	1,23	1,23	3,09	3,09
FeO	8,55	8,61	8,65	8,68	8,21	8,21	5,94	5,93
MnO	0,17	0,17	0,20	0,20	0,19	0,19	0,16	0,16
NiO	0,04	0,04	0,055	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	20,54	20,68	24,22	24,30	23,75	23,77	19,24	19,21
CaO	9,69	9,75	7,70	7,73	9,52	9,53	15,01	14,99
Na_2O	0,29	0,29	0,11	0,11	0,14	0,14	0,41	0,41
K_2O	≤ 0,05	≤ 0,05	≤ 0,05	≤ 0,05	< 0,05	< 0,05	≤ 0,05	≤ 0,05
П.п.п.	1,05	1,06	1,08	1,08	0,98	0,98	1,31	1,31
H_2O	0,07	0,07	0,10	0,10	0,06	0,06	0,10	0,10
V_2O_5	0,05	0,05	0,015	0,015	0,015	0,015	0,03	0,03
P_2O_5	0,09	0,09	≤ 0,005	≤ 0,005	≤ 0,005	< 0,005	0,006	0,006
Сумма	99,34	100,01	99,67	100,01	99,94	100,00	100,15	100,00
$F_{пор.}$	28,6		19,3		18,1		19,7	

* Определение на РЭМ (ИГИГ УрО РАН).

Таблица 46

Химический состав флогопитовых ультрамафитов Светлоборского массива, мас.%

Компоненты	Породы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	42,39	40,65	37,98	46,94	40,82	48,56	51,51	51,14	40,18
TiO_2	0,52	1,55	1,88	0,80	1,56	0,45	0,50	0,34	1,58
Al_2O_3	5,19	10,40	8,47	5,86	7,21	6,11	4,81	4,67	10,58
Cr_2O_3	0,53	0,09	0,02	0,04	0,02	0,42	0,03	0,25	0,03
Fe_2O_3	11,96	11,88	22,12	11,30	21,03	6,76	7,50	5,91	15,04
MnO	0,19	0,06	0,13	0,10	0,15	0,07	0,12	0,08	0,13
MgO	27,73	19,09	16,37	15,31	13,75	17,64	13,94	17,52	13,56
CaO	5,13	4,44	8,12	14,42	11,96	13,33	17,65	15,69	9,47
Na_2O	0,59	0,49	0,18	0,25	0,31	0,37	0,34	0,22	1,44
K_2O	2,46	7,74	4,97	2,52	3,07	3,52	1,22	2,19	4,07
П.п.п.	3,49	1,86	0,32	0,55	0,23	0,87	0,62	0,91	0,85
V_2O_5	0,02	0,03	0,005	0,02	0,05	0,01	0,02	0,01	0,04
P_2O_5	0,38	0,00	0,02	0,03	0,13	0,03	0,04	0,04	1,10
Сумма	100,40	98,28	100,69	98,12	100	98,01	98,23	98,88	98,05
$F_{пор.}$	17,89	23,9	40,5	27,1	43,6	16,2	20,9	14,6	35,9

Примечание: 1 — верлиты флогопитовые мелкозернистые серпентинизированные, скв. 203, гл. 229 м; 2 — клинопироксен-флогопитовая порода, скв. 3587, гл. 34 м; 3 — клинопироксен-флогопитовая среднезернистая порода, скв. 3586, гл. 34 м; 4 — флогопит-амфибол-клинопироксеновая среднезернистая порода, скв. 204, гл. 278,7 м; 5 — флогопит-магнетит-клинопироксеновая порода мелкозернистая, скв. 202, гл. 200 м; 6 — флогопитовый клинопироксенит крупнозернистый, скв. 3585, гл. 63,6 м; 7 — магнетитсодержащий клинопироксенит с порфиробластами флогопита, скв. 202, гл. 294 м; 8 — пегматит оливин-флогопит-магнетит-клинопироксенового состава, скв. 202, гл. 279,5 м; 9 — пегматит флогопит-амфибол-клинопироксенового состава, скв. 202, гл. 279,5 м. Анализы выполнены в ИГИГ УрО РАН на рентгеновском квантометре СРМ-18 (аналитик Л. Н. Плюснин).

419

Таблица 46а

Химический состав минералов флогопитовых ультрамафитов

Компоненты	Флогопит					Пироксен	Амфибол		Магнетит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	36,85	38,58	40,50	39,09	37,79	51,34	42,62	41,29	0,00	0,05
TiO_2	1,51	1,78	1,46	1,69	1,67	0,45	1,27	1,56	0,83	4,57
Al_2O_3	17,98	16,34	14,21	15,55	18,50	3,13	13,56	14,16	0,17	2,00
Cr_2O_3	0,06	0,05	0,03	0,12	0,40	0,02	0,06	0,00	0,65	0,47
Fe_2O_3	9,96	9,19	7,18	7,15	8,49	6,09	10,77	13,10	73,18	62,59
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	24,26	28,45
MnO	0,11	0,08	—	0,05	0,10	0,15	0,12	0,20	0,07	0,33
NiO	—	0,00	—	—	—	0,00	0,02	—	0,01	0,04
CoO	—	0,00	—	—	—	0,00	0,00	—	0,08	0,10
ZnO	—	0,03	—	—	—	—	—	—	0,01	0,12
MgO	20,33	19,53	22,19	22,05	19,29	13,67	14,42	13,41	0,27	0,87
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	23,82	12,43	12,63	0,00	0,00
Na_2O	0,21	0,30	0,28	0,27	0,45	0,20	1,07	1,18	—	—
K_2O	8,80	9,89	9,65	9,57	8,88	0,00	1,64	0,44	—	—
H_2O	4,02	4,24	4,25	4,21	4,19	1,05	1,98	1,97	—	—
F	0,20	—	0,18	0,25	0,17	—	—	0,06	—	—
Cl	0,00	—	0,06	0,02	0,02	—	—	0,00	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,48	0,40
Сумма	100,03	100,01	99,99	100,02	99,98	99,98	100,01	100,00	100,01	99,99
f	21,6	20,9	15,4	15,4	19,8	20,0	29,5	35,3	—	—

Примечание: флогопиты из: 1 — флогопитовых клинопироксенитов, С-202/236 м; 2 — магнетит-флогопит-клинопироксеновых пород, С-202/269 м; 3 — флогопит-магненит-клинопироксеновой породы, С 204/278,4 м; 4 — флогопитовой породы, С 3587/79 м; 5 — пегматита магнетит-амфибол-пироксен-флогопитового состава, С 202/279,5 м; пироксен: 6 — клинопироксенит С 202/294 м; амфиболы: 7 — из флогопит-амфибол-магнетит-пироксеновой породы С 202/269 м; 8 — из магнетит-флогопит-пироксен-амфиболовой породы пегматитового облика С 202/279,5 м; магнетиты: 9 — из магнетит-флогопит-пироксеновой породы С 202/269 м; 10 — из клинопироксенита С 202/294 м. Микрозондовые определения, JXA-5 (аналитик В. А. Вилисов).

Таблица 47

Состав хромшпинелидов из дунитовых силлов Конжаковского массива

Компоненты	Номера проб					
	8050		8092		8106	
	Состав монофракции (второй столбец — состав после исключения примесей), мас.%					
SiO_2	1,60	—	0,60	—	0,80	—
TiO_2	0,45	0,47	0,45	0,46	0,70	0,71
V_2O_5	0,10	0,10	0,15	0,15	0,15	0,15
Al_2O_3	10,50	10,90	6,60	6,69	11,00	11,20
Cr_2O_3	39,00	40,50	46,50	47,14	38,00	38,70
Fe_2O_3	25,00	25,96	21,80	22,10	24,10	24,54
FeO	15,60	15,62	16,70	16,75	17,30	17,46
MnO	0,40	0,42	0,50	0,51	0,35	0,36
NiO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,18	0,18
CoO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	7,10	5,88	6,50	6,07	7,20	6,65
CaO	< 0,20	—	< 0,20	—	< 0,20	—
H_2O	0,70	—	0,80	—	1,00	—
Сумма	100,59	99,99	100,74	100,01	100,82	99,99
	Пересчет на 24 катиона					
Ti		0,096		0,095		0,167
V		0,008		0,014		0,013
Al		3,542		2,207		3,603
Cr		8,829		10,428		8,348
Fe^{3+}		5,383		4,653		5,049
Fe^{2+}		3,600		3,919		3,982
Mn		0,096		0,119		0,082
Ni		0,022		0,022		0,040
Co		0,009		0,008		0,008
Mg		2,414		2,535		2,707
Сумма		23,999		24,000		23,999
a_0, Å		8,309		8,346		8,19
F		78,8		77,2		76,9
K		60,0		54,3		55,9

Таблица 48

Состав оливинитов из жил в клинопироксенитах, мас.%

Компоненты	Кривинский								Конжаковский массив	
	1170		7322		7323		7330		1 [418]	
SiO_2	37,21	39,71	38,08	38,67	37,70	38,21	39,00	40,69	35,52	37,95
TiO_2	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,05	0,11	0,12
Al_2O_3	0,34	0,36	0,27	0,28	0,29	0,29	1,41	1,47	0,04	0,04
Cr_2O_3	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11	0,11	0,04	0,04
Fe_2O_3	7,91	8,44	3,42	3,47	3,17	3,21	5,34	5,57	9,04	9,66
FeO	11,62	12,40	17,64	17,92	17,85	18,09	10,51	10,96	11,11	11,87
MnO	0,28	0,30	0,15	0,15	0,25	0,25	0,19	0,19	0,23	0,24
NiO	—	—	0,036	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,02	0,02
CoO	—	—	< 0,005	—	< 0,004	< 0,005	—	—	—	—
MgO	36,05	38,47	38,19	38,77	38,78	39,31	36,56	38,15	37,50	40,07
CaO	0,16	0,17	0,58	0,59	0,38	0,39	2,47	2,58	Не обн.	—
Na_2O	0,13	0,13	0,07	0,07	0,07	0,07	0,12	0,12	Не обн.	—
K_2O	0,04	0,04	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	Не обн.	—
H_2O^+	5,25	—	1,40	—	1,43	—	4,52	—	—	—
H_2O^-	—	—	0,04	—	0,17	—	0,16	—	—	—
П.п.п.	5,58	—	1,52	—	1,67	—	4,72	—	6,30	—
P_2O_5	—	—	0,007	0,01	0,091	0,09	0,04	0,04	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,32	99,99	99,92	100,00	100,26	99,99	100,54	99,99	99,89	100,00
F	22,8		23,3		23,0		19,0		22,3	

Компоненты	Конжаковский		Косьвинский						Гусевогорский массив			
	16/86		2 [418]		3 [418]		5491		1157 [31]		1654a [31]	
SiO_2	39,14	39,54	39,22	38,67	36,85	39,25	38,88	39,77	33,73	37,20	35,70	39,61
TiO_2	0,04	0,04	—	—	—	—	0,12	0,12	0,09	0,10	0,13	0,14
Al_2O_3	0,18	0,18	0,39	0,38	1,53	1,63	1,34	1,37	1,32	1,46	1,05	1,17
Cr_2O_3	0,07	0,07					0,30	0,30	0,08	0,09	—	—
Fe_2O_3	1,97	1,99	0,38	0,37	5,60	5,96	3,29	3,36	14,07	15,58	13,50	14,98
FeO	16,07	16,23	16,41	16,18	6,65	7,08	11,29	11,55	5,24	5,78	5,42	6,01
MnO	0,23	0,23	Следы	—	—	—	0,25	0,25	0,07	0,08	0,16	0,18
NiO	0,07	0,07	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—
CoO	0,02	0,02	—	—	—	—	0,02	0,02	0,01	0,01	—	—
MgO	39,96	40,36	43,83	43,21	42,17	44,92	40,08	41,00	35,44	39,09	32,54	36,11
CaO	1,14	1,15	1,20	1,18	1,09	1,16	2,07	2,18	0,45	0,50	1,63	1,81
Na_2O	0,11	0,11	—	—	—	—	—	—	0,09	0,10	Не обн.	—
K_2O	< 0,05	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,06	Не обн.	—
H_2O^+	0,53	—	—	—	—	—	—	—	9,53	—	9,70	—
H_2O^-	0,57	—	—	—	—	—	—	—	0,50	—	0,46	—
CO_2	1,12	—	0,40	—	6,53	—	3,03	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,014	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,014	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	< 0,002	—	—	—	—	—	Следы	—	Не обн.	—	—	—
Сумма	100,11	100,00	101,83	99,99	100,42	100,00	100,75	100,00	100,24	100,01	100,29	100,01
F	20,0		17,6		13,4		16,7		22,2		22,9	

Таблица 49

Состав минералов из оливинитовых и верлитовых жил в клинопироксенитах

Компоненты	Оливин*							
	17/86	3/86	5/86	М-598	1/86	2/86	18/86	17/86
	Состав минерала, мас.%							
SiO_2	39,17	39,64	39,64	40,14	39,12	39,96	39,34	39,17
TiO_2	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04
Al_2O_3	0,02	0,02	0,05	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	19,39	16,84	15,83	14,93	16,96	17,70	17,71	19,39
MnO	0,39	0,27	0,27	0,36	0,33	0,31	0,42	0,39
NiO	0,20	0,12	0,11	0,09	0,14	0,14	0,12	0,20
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	40,46	41,91	43,21	43, 58	42,38	42,29	41,57	40,46
CaO	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
Na_2O	0,01	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,72	98,93	99,26	99,26	99,02	100,54	99,28	99,72
	Пересчет на 3 катиона							
Si	1,010	1,019	1,009	1,019	1,003	1,013	1,011	1,010
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	—	—	0,001
Al	—	—	0,002	0,002	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{3+}	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{2+}	0,418	0,362	0,337	0,317	0,364	0,375	0,380	0,418
Mn	0,008	0,006	0,006	0,008	0,007	0,007	0,009	0,008
Ni	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,004
Mg	1,556	1,606	1,640	1,650	1,619	1,598	1,593	1,556
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	—	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	2,998	2,999	3,000	3,000	3,000	2,999	2,998	2,998
OH	—	—	—	—	—	—	—	—
F	21,3	18,4	17,1	16,2	18,5	19,1	19,4	21,3
f	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—

* Микрозондовые определения (аналитик Т. Я. Гуляева).

Компоненты	Клинопироксены					Магнетиты и хромшпинелиды					
						Верлитовые жилы в клинопироксенитах				Оливинитовые жилы	
						г. Синяя	Конжаковский массив			Нижнетагильский массив	
	17/86	3,86	18/86	2/86	1794	3/86	17/86			M-598	
	Состав минерала, мас.%										
SiO_2	50,95	50,35	51,63	50,39	50,76	—	—	—	—	—	—
TiO_2	0,35	0,27	0,08	0,37	0,36	1,08	2,31	1,84	2,04	1,23	1,87
Al_2O_3	3,39	2,88	1,29	3,86	1,66	0,92	4,74	7,76	2,89	1,15	1,90
Cr_2O_3	0,16	0,33	0,02	0,19	0,09	0,10	12,65	18,08	10,33	0,13	4,94
Fe_2O_3	4,90	4,59	4,12	5,39	2,96	—	—	—	—	—	—
FeO	4,90	4,59	4,12	5,39	4,39	90,26	75,05	67,67	77,84	87,90	83,39
MnO	0,14	0,13	0,11	0,14	0,09	1,05	0,99	1,24	1,01	0,97	1,42
NiO	0,09	0,03	0,06	0,06	0,05	0,28	0,33	0,28	0,27	0,27	0,33
CoO	—	—	—	—	0,013	—	—	—	—	—	—
MgO	15,70	16,14	16,43	15,14	16,40	0,55	1,99	2,62	1,59	0,64	0,97
CaO	23,84	23,98	24,44	23,68	23,12	0,08	0,10	0,18	0,08	0,08	0,07
Na_2O	0,13	0,15	0,09	0,20	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	—	—	0,68	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,65	99,12	98,27	99,43	100,67	94,32	98,15	99,68	96,06	92,37	94,87
	Пересчет на 32 катиона										
Si	14,981	14,888	15,344	14,880	14,980	—	—	—	—	—	—
Ti	0,078	0,060	0,018	0,082	0,080	0,245	0,495	0,382	0,459	0,285	0,420
Al	1,177	1,006	0,454	1,345	0,578	0,327	1,592	2,530	0,512	0,418	0,668
Cr	0,037	0,078	0,005	0,044	0,021	0,024	2,848	3,953	2,450	0,031	1,168
Fe^{3+}	—	—	—	—	0,660	15,428	11,065	9,135	12,579	15,266	14,344
Fe^{2+}	1,205	1,134	1,025	1,331	1,084	7,369	6,810	6,519	6,942	7,360	6,507
Mn	0,035	0,032	0,029	0,035	0,023	0,269	0,240	0,291	0,256	0,253	0,359
Ni	0,021	0,007	0,014	0,014	0,012	0,067	0,075	0,061	0,065	0,067	0,079
Mg	6,880	7,112	7,277	6,663	7,213	0,247	0,845	1,075	0,712	0,294	0,432
Ca	7,511	7,598	7,778	7,492	7,310	0,025	0,031	0,053	0,025	0,026	0,022
Na	0,074	0,085	0,052	1,114	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	0,003	—	—	—	—	—	—
Сумма	31,999	32,000	31,996	32,000	32,000	24,001	24,001	23,999	24,000	24,000	23,999
OH	—	—	—	—	0,668	—	—	—	—	—	—
F	14,9	13,7	12,3	16,6	19,5	98,9	95,5	93,6	96,5	98,7	98,0
f	—	—	—	—	—	96,8	89,0	85,8	90,7	96,1	93,8
K	—	—	—	—	—	67,7	61,9	58,4	64,4	67,5	67,0

Таблица 50

Состав клинопироксенит-пегматитов, мас.%

Компоненты	Конжаковский		Кривинский		Вересовоборский		Толстогорский	
	5111а[120]		1203[440]		17291		1[308]	
SiO_2	49,97	48,70	49,50	49,90	46,73	47,63	37,24	38,20
TiO_2	0,46	0,47	0,26	0,25	0,30	0,31	0,11	0,11
Al_2O_3	4,40	4,47	2,53	2,56	2,09	2,13	0,50	0,52
Cr_2O_3	0,06	0,06	0,27	0,27	0,12	0,12	Следы	—
Fe_2O_3	2,29	2,32	1,67	1,69	6,31	6,43	5,03	5,16
FeO	6,67	6,77	6,93	7,00	6,15	6,26	17,82	18,28
MnO	0,03	0,03	0,16	0,16	0,27	0,28	0,36	0,37
NiO	—	—	0,02	0,02	0,05	0,05	—	—
CoO	—	—	—	—	0,012	0,01	—	—
MgO	14,86	15,09	19,66	19,81	24,47	24,95	34,62	35,52
CaO	21,25	21,58	17,92	18,06	10,04	10,23	1,58	1,62
Na_2O	0,49	0,50	0,24	0,24	0,45	0,46	0,18	0,19
K_2O	0,01	0,01	0,05	0,05	0,06	0,06		
H_2O^+	—	—	0,76	—	3,15	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	0,46	—	0,22	—
CO_2	—	—	—	—	0,18	—	—	—
П.п.п.	1,36	—	1,02	—	—	—	2,80	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,055	0,06	0,04	0,04
V_2O_5	—	—	—	—	< 0,02	—	—	—
Сумма	99,85	100,00	100,22	100,01	100,90	99,99	100,50	100,01
F	24,8		19,4		21,3		26,6	

Компоненты	Синегорский массив									
	2[308]		3[308]		4[308]		5		1/86	
SiO_2	36,56	40,64	36,89	41,62	40,00	43,60	38,48	39,98	39,33	39,57
TiO_2	0,07	0,08	Не обн.	—	0,18	0,20	0,09	0,09	0,02	0,02
Al_2O_3	0,76	0,85	0,99	1,11	5,60	6,09	0,04	0,04	0,30	0,30
Cr_2O_3	Не обн.	—	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,05	0,02	0,02
Fe_2O_3	9,31	10,35	11,73	13,24	3,40	3,70	3,63	3,77	1,96	1,97
FeO	6,27	6,97	4,11	4,64	4,65	5,06	12,05	12,52	15,45	15,55
MnO	0,29	0,32	0,14	0,16	0,10	0,11	0,20	0,21	0,21	0,21
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02
MgO	36,50	40,57	34,04	38,41	34,80	37,85	39,20	40,73	41,56	41,80
CaO	0,20	0,22	0,60	0,68	3,14	3,42	2,25	2,33	0,33	0,33
Na_2O	Следы	—	0,15	0,17	—	—	0,18	0,19	0,15	0,15
K_2O	Следы	—			—	—			0,05	—
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	—	0,60	—
H_2O^-	1,0	—	0,55	—	0,25	—	—	—	0,35	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,30	—	0,10	—
П.п.п.	9,24	—	11,31	—	8,47		3,73	—	—	—
P_2O_5	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04	0,08	0,08	0,005	0,00
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—
Сумма	100,22	100,00	100,54	100,04	100,73	100,00	100,28	99,99	100,33	100,00
F	18,4		16,3		11,0		17,98		18,8	

425

Таблица 51

Состав жильных магнетитовых и плеонаст-магнетитовых пород, мас.%

Компоненты	Конжаковский	Косьвинский	Качканарский массив					
	8531 [120]	4275/2 [282]	4439/9 [282]	4790/43 [282]	4791/75 [282]	14 [420]	16 [420]	17 [420]
SiO_2	4,56	0,92	1,76	0,18	0,12	14,98	0,18	1,76
TiO_2	2,86	3,24	5,52	6,67	3,52	2,04	6,67	5,52
Al_2O_3	8,31	—	4,61	4,43	6,77	6,72	4,43	4,61
Cr_2O_3	1,12	1,34	0,09	0,11	3,23	—	0,11	0,09
Fe_2O_3	51,01	57,43	56,97	55,24	51,09	61,11	55,24	56,97
FeO	23,25	29,60	24,18	28,73	25,69	10,81	28,73	24,18
MnO	0,25	—	0,37	0,45	0,48	0,12	0,45	0,37
NiO	0,09	0,21	Следы	—	—	—	—	Следы
CoO	0,05	—	—	—	—	—	—	—
MgO	8,71	4,80	1,05	2,01	5,85	1,44	2,01	1,05
CaO	0,31	1,40	0,32	Не обн.	Не обн.	0,24	Не обн.	0,32
Na_2O	0,09	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,04	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	Не обн.	0,41	0,91	0,74	0,34	—	0,74	0,91
P_2O_5	0,07	0,04	0,73	0,04	0,02	—	0,005	0,73
V_2O_5	0,06	0,34	0,54	0,52	0,41	—	0,52	0,54
Cu	0,03	Не обн.	0,015	—	—	—	—	—
S	0,11	0,03	0,18	0,02	0,012	—	—	0,18
Сумма	100,69	99,76	97,24	99,23	97,62	97,46	99,16	97,23
F	81,7	90,5	97,6	95,6	87,3	96,3	95,6	97,6

Компоненты	Западно-Гусевогорское месторождение			Главное Гусевогорское месторождение [420]					Гусевогорский массив [420]		
	1	2	12	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	12,02	29,96	16,22	32,98	28,82	6,44	11,76	25,64	27,52	33,86	5,97
TiO_2	2,22	1,45	2,07	1,76	2,20	3,26	2,88	1,36	2,24	1,80	3,90
Al_2O_3	9,93	8,51	9,31	4,92	4,50	5,41	7,55	4,17	8,39	4,70	3,80
Cr_2O_3	0,064	0,033	0,009	0,02	0,324	Следы	0,01	0,04	0,01	—	—
Fe_2O_3	41,35	22,45	38,12	19,50	26,70	47,33	39,61	29,38	25,03	18,22	53,48
FeO	19,02	11,25	17,24	11,10	12,50	25,28	24,88	16,43	14,11	12,07	24,18
MnO	0,20	0,14	0,24	0,15	0,14	0,27	0,48	0,12	0,15	0,22	—
NiO	0,07	0,05	0,09	0,04	0,04	—	—	—	—	—	—
CoO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—
MgO	7,30	10,26	7,51	14,0	10,83	4,97	6,30	11,02	9,35	13,87	4,61
CaO	5,02	13,35	7,15	12,99	12,43	2,21	5,28	11,71	12,53	13,48	2,66
Na_2O	0,10	0,25	0,13	0,10	0,11	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,10	0,10	0,05	0,10	0,10	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	2,10	1,65	1,89	1,26	1,33	1,14	0,83	0,72	0,48	1,40	1,73
P_2O_5	0,02	0,02	0,07	0,05	0,02	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,44	0,32	0,30	0,28	0,32	0,36	0,31	0,13	0,23	0,25	0,50
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,03	99,86	100,49	99,32	100,13	96,67	99,89	100,72	100,53	99,87	100,83
F	81,3	62,1	79,4	53,5	65,4	88,4	84,3	68,6	67,6	53,5	89,8

Таблица 52

Состав магнетита из "рудных обособлений" в клинопироксенитах

Компоненты	Косьвинский	Конжаковский		Каменушинский массив	
	1[82]	2[82]	3[18]	2251	
	Состав монофракции, мас.%				
SiO_2	0,06	0,60	1,40	2,80	—
TiO_2	3,50	3,60	3,46	1,76	1,81
Al_2O_3	4,88	2,92	1,83	1,48	1,52
Cr_2O_3	0,25	0,12	—	2,25	2,31
Fe_2O_3	58,10	59,52	63,50	57,18	58,82
FeO	29,76	30,27	26,64	31,46	32,36
MnO	0,22	0,18	0,13	0,26	0,27
MgO	3,12	2,40	2,37	2,83	2,91
CaO	0,08	0,24	0,44	< 0,20	—
H_2O^+	—	—	—	0,06	—
H_2O^-	—	—	—	0,28	—
П.п.п.	—	—	0,23	—	—
V_2O_5	0,58	0,46	—	—	—
Сумма	100,30	100,31	100,00	100,30	100,00
	Пересчет на 24 катиона				
Ti	0,764	0,812	0,798	0,413	
Cl	1,672	1,030	0,668	0,545	
Cr	0,058	0,029	—	0,556	
Fe^{3+}	12,696	13,423	14,732	13,454	
Fe^{2+}	7,297	7,577	6,838	7,935	
Mn	0,054	0,045	0,033	0,070	
Mg	1,350	0,994	0,932	1,026	
V	0,108	0,090	—	—	
Сумма	24,000	24,000	24,001	23,999	
F	93,7	95,5	95,9	95,4	
K	63,5	63,9	68,3	69,9	

427

Таблица 53

Состав гусевитовых жил, мас.%

Компоненты	Вересововоборский		Гусевогорский	Компоненты	Вересововоборский		Гусевогорский массив
	17218	17401	1855м [31]		17218	17401	1855м [31]
SiO_2	47,50	47,88	49,80	Na_2O	0,38	0,34	Следы
TiO_2	0,25	0,33	0,32	K_2O	<0,05	<0,05	Следы
Al_2O_3	2,53	2,14	2,72	H_2O^+	3,24	0,64	0,25
Cr_2O_3	0,184	0,16	0,19	H_2O^-	0,55	—	—
Fe_2O_3	4,47	2,22	2,69	CO_2	< 0,10	< 0,10	—
FeO	4,39	6,56	4,86	П.п.п.	—	1,00	—
MnO	0,14	0,20	0,11	P_2O_5	0,014	0,014	—
NiO	0,02	0,02	0,01	V_2O_5	0,02	0,03	0,026
CoO	0,005	0,007	—	Сумма	99,86	98,81	100,47
MgO	21,08	21,61	18,89	F	18,3	19,1	17,8
CaO	15,65	16,07	20,60	K	47,8	27,8	33,3

Таблица 54

Состав клинопироксена из пироксенитовых жил в дунитах

Компоненты	Вересововоборский		Светлоборский	Косьвинский массив	
	17411с	17411к	18273с	22550с	22550к
	Состав минерала, мас.%				
SiO_2	52,74	53,49	54,53	52,02	51,53
TiO_2	0,34	0,16	0,22	0,41	0,35
Al_2O_3	1,61	1,56	1,05	3,41	3,58
Cr_2O_3	0,10	0,13	0,13	0,54	0,59
FeO	4,05	3,91	3,23	3,60	3,67
MnO	0,12	0,09	0,11	0,06	0,07
MgO	16,16	16,41	17,05	15,50	15,02
CaO	24,85	23,82	24,88	25,27	25,22
Na_2O	0,26	0,25	0,21	0,20	0,27
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,24	99,82	101,41	101,02	100,29
	Пересчет на 32 катиона				
Si	15,171	15,440	15,535	14,643	15,593
Ti	0,074	0,035	0,048	0,086	0,075
Al	0,992	0,964	0,640	2,057	2,172
Cr	0,022	0,030	0,029	0,120	0,133
Fe^{3+}	0,977	0,544	0,769	0,847	0,870
Mn^{2+}	0,029	0,023	0,027	0,014	0,017
Mg	6,928	7,059	7,239	6,502	6,339
Ca	7,661	7,366	7,596	7,622	7,653
Na	0,145	0,140	0,116	0,108	0,148
Сумма	31,999	32,000	31,999	32,000	32,000
F	12,4	11,8	9,6	11,5	12,1

Примечание: с — середина зерна, к — край зерна (микрозондовые определения).

Таблица 55

Средние составы габброидов Платиноносного пояса, мас.%

Компоненты	Габбро-нориты (24 анализа)		Габбро амфибол-соссюритовые (15 анализов)		Оливиновые габбро и троктолиты (15 анализов)	
SiO_2	49,69	44,38—50,92	45,35	39,35—47,77	41,78	38,60—49,03
TiO_2	0,81	0,12—1,00	0,81	0,52—1,02	0,62	0,17—1,33
Al_2O_3	18,31	16,50—24,09	18,58	11,54—26,50	21,46	5,44—33,45
Cr_2O_3	0,02	Следы—0,09	0,03	0,02—0,08	0,03	Следы—0,09
Fe_2O_3	2,45	1,61—5,45	2,71	1,17—4,08	6,29	1,69—13,17
FeO	8,71	5,02—8,98	7,79	3,92—10,37	5,85	1,52—9,48
MnO	0,07	Следы—0,25	0,15	0,08—0,22	0,10	Следы—0,23
NiO	0,008	Следы—0,008	0,013	0,006—0,03	0,004	Следы—0,013
CoO	0,005	Следы—0,01	0,006	Следы—0,008	0,003	Следы—0,006
MgO	4,79	3,30—6,72	6,73	3,25—13,66	7,28	3,68—14,26
CaO	9,93	9,38—13,79	11,52	10,34—15,60	14,56	12,01—16,79
Na_2O	2,97	1,57—3,86	2,07	0,78—3,14	0,89	0,25—3,11
K_2O	0,79	0,11—0,99	0,73	0,07—3,40	0,13	Следы—0,61
H_2O^+	0,91	0,47—2,47	2,21	0,62—3,68	1,08	0,12—2,41
P_2O_5	0,11	0,02—0,32	0,076	0,02—0,16	0,03	Следы—0,14
V_2O_5	0,06	0,03—0,12	0,06	0,05—0,07	0,07	0,02—0,16
F	56,15	43,0—63,0	47,82	27,6—63,4	47,6	33,3—64,8

Компоненты	Амфибол-пироксен-анортитовые габбро (Серебрянский Камень) (34 анализа)		Анортозиты (Серебрянский Камень) (5 анализов)	
SiO_2	40,84	37,7—47,32	43,94	41,8—46,8
TiO_2	1,01	0,40—1,75	0,13	0,03—0,36
Al_2O_3	17,79	8,12—22,75	32,28	29,23—35,05
Cr_2O_3	0,009	Следы—0,06	0,004	Следы—0,01
Fe_2O_3	6,95	1,22—13,38	1,74	0,58—5,11
FeO	7,43	3,79—10,64	1,68	0,57—3,35
MnO	0,11	Следы—0,18	0,03	Следы—0,07
NiO	0,08	—	0,01	Следы—0,01
CoO	0,01	—	—	—
MgO	7,43	4,66—12,51	1,07	Следы—2,15
CaO	14,72	10,91—17,56	16,89	15,80—17,58
Na_2O	1,21	0,66—2,98	1,30	0,96—1,76
K_2O	0,14	Следы—0,42	0,04	0,02—0,05
H_2O^+	1,01	0,39—2,36	0,23	0,12—0,42
H_2O^-	0,07	Следы—0,57	—	—
CO_2	0,11	Следы—0,20	—	—
F	50,5	28,8—59,2	72,6	55,6—100,0

Таблица 56

Состав амфиболового габбро из мелких массивов Платиноносного пояса, мас.%

Компоненты	Сосновское тело	Каменушинский	Светлоборский			Вересово-борский	Нижнетагильский массив	
	22075	20840	18121	18314	18420	17301	2795	
SiO_2	46,06	44,40	45,94	43,70	44,49	45,23	45,00	46,67
TiO_2	0,68	0,52	0,86	1,02	0,96	0,72	0,58	0,60
Al_2O_3	13,24	26,50	17,49	19,09	13,38	11,54	22,79	23,63
Cr_2O_3	0,04	< 0,01	0,05	0,01	0,04	0,08	0,02	0,02
Fe_2O_3	2,20	2,45	1,43	4,04	2,23	2,66	4,08	4,23
FeO	9,00	3,92	5,82	7,52	9,61	7,32	4,18	4,33
MnO	0,22	0,08	0,11	0,19	0,17	0,18	0,12	0,12
NiO	0,02	0,01	0,03	0,006	0,01	0,02	0,006	0,006
CoO	0,006	≤ 0,004	0,005	0,008	0,008	0,006	0,006	0,006
MgO	9,06	4,10	10,47	6,40	10,47	13,66	4,47	4,64
CaO	13,38	15,60	11,40	11,29	11,82	13,61	10,46	10,85
Na_2O	1,88	1,36	2,68	2,85	2,00	1,56	2,36	2,45
K_2O	0,64	0,07	0,26	0,38	1,05	0,54	2,36	2,45
H_2O^+	3,40	0,62	3,68	2,80	2,92	2,45	2,94	—
H_2O^-	0,21	< 0,05	—	0,04	—	0,06	Не обн.	—
CO_2	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,11	< 0,10	< 0,20	—
V_2O_5	—	—	0,05	0,06	0,07	0,06	—	—
P_2O_5	0,163	0,02	—	—	—	0,046	—	—
Сумма	100,20	99,92	100,07	99,36	99,33	99,66	99,57	100,00
F	40,5	45,6	27,6	49,5	38,4	28,5	48,4	

Компоненты	Нижнетагильский массив							
	14389	1[481]	29[84]	33[84]	35	36[102]	37[84]	38[84]
SiO_2	47,62	47,00	42,24	39,95	46,25	47,00	47,77	47,54
TiO_2	0,76	0,98	0,87	0,76	0,98	0,98	0,60	0,91
Al_2O_3	15,87	19,42	17,04	22,80	18,23	19,42	21,34	20,56
Cr_2O_3	0,03	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	3,00	1,17	3,95	4,66	2,87	1,17	2,13	2,56
FeO	7,63	10,20	9,31	7,23	10,37	10,20	6,75	7,74
MnO	0,18	0,08	0,24	—	—	0,08	0,02	0,05
NiO	0,006	—	—	—	—	—	—	—
CoO	0,005	—	—	—	—	—	—	—
MgO	7,54	4,71	7,43	5,63	5,48	4,71	3,58	3,25
Na_2O	2,08	3,14	1,27	0,78	2,84	3,14	1,89	3,29
K_2O	0,97	0,96	0,34	0,44	0,67	0,96	0,53	0,79
H_2O^+	3,39	1,58	—	} 2,11	} 1,20	} 1,58	} 2,80	} 2,50
H_2O^-	0,10	—	—					
CO_2	< 0,20	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,71	99,59	99,58	99,80	99,66	99,59	99,71	101,29
F	43,5	57,3	49,2	53,6	57,0	57,3	57,6	63,4

Таблица 57

Состав конжакитов, мас.%

Компоненты	Кривинский		Косьвинский				Каменушинский массив	
	1163*		23664		22778		20372	
SiO_2	45,70	46,64	44,82	45,38	46,00	46,20	45,50	46,45
TiO_2	0,30	0,30	0,76	0,77	0,76	0,77	1,28	1,30
Al_2O_3	9,04	9,22	5,49	5,64	9,00	9,03	14,40	14,70
Cr_2O_3	—	—	0,09	0,09	0,07	0,07	0,04	0,04
Fe_2O_3	2,27	2,32	5,09	5,16	5,44	5,46	4,60	4,70
FeO	9,53	9,72	8,30	8,41	8,20	8,23	9,60	9,80
MnO	0,20	0,20	0,18	0,18	0,22	0,22	0,27	0,28
NiO	—	—	0,03	0,03	0,025	0,02	0,01	0,01
CoO	—	—	0,009	0,01	0,009	0,01	< 0,004	0,00
MgO	15,86	16,20	17,42	17,63	13,48	13,53	8,00	8,17
CaO	14,50	14,82	15,15	15,34	14,08	14,13	10,72	10,94
Na_2O	0,51	0,51	0,93	0,94	1,40	1,40	2,40	2,44
K_2O	0,05	0,05	0,29	0,29	0,74	0,75	0,72	0,73
H_2O^+	1,55	—	0,78	—	0,70	—	1,84	—
H_2O^-	—	—	0,04	—	Не обн.	—	< 0,05	—
CO_2	—	—	< 0,10	—	< 0,10	—	< 0,10	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	0,12	0,13	0,21	0,21	0,42	0,43
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,96	99,98	99,50	100,00	100,33	100,03	99,80	99,99
F	29,1		29,3		35,3		49,1	

Компоненты	Каменушинский				Сосновское тело		Конжаковский		Косьвинский массив
	8538*		16923*		16620*		2935*	165в* [481]	441** [481]
SiO_2	42,73	43,16	38,98	39,40	40,60	41,90	44,00	46,93	46,56
TiO_2	0,54	0,54	0,86	0,87	0,50	0,52	0,72	—	—
Al_2O_3	11,18	11,29	15,69	15,86	6,45	6,66	14,00	11,83	12,33
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
Fe_2O_3	5,89	5,94	7,00	7,07	7,80	8,05	6,10	7,58	6,02
FeO	7,92	8,00	5,73	5,79	8,38	8,65	8,40	6,03	7,09
MnO	0,13	0,13	0,07	0,07	0,21	0,22	0,16	—	Следы
NiO	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	0,007	—	—
MgO	14,98	15,13	12,68	12,83	22,67	23,40	8,80	12,28	12,49
CaO	14,77	14,91	17,36	17,55	9,87	10,18	13,30	13,26	13,18
Na_2O	0,56	0,55	0,54	0,55	0,40	0,42	2,00	3,12	1,75
K_2O	—	—	—	—	Следы	—	0,30	0,44	0,24
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	2,30	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	2,10	—	1,29	—	3,89	—	—	0,92	0,54
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—
Сумма	101,14	100,00	100,22	100,00	100,77	100,77	100,32	102,39	100,20
F	28,5		34,7		27,6		47,0	37,1	38,1

* Материалы Г. Б. Зайцева и др. (1964).
** Милонитизированнные конжакиты.

Таблица 58

Состав классических тылаитов, мас.%

Компоненты	Конжаковский						Косьвинский массив	
	2938	2941а	162 [481]	163в [481]	169 [481]	1152 [481]	8632/2 [120]	8632/1 [120]
SiO_2	46,60	44,90	45,56	46,85	45,53	45,09	49,22	45,47
TiO_2	0,50	0,25	—	—	—	—	0,30	0,60
Al_2O_3	12,80	6,50	11,38	9,10	9,16	10,81	19,79	8,84
Cr_2O_3	0,65	0,22	—	—	—	—	0,011	0,13
Fe_2O_3	3,60	4,80	1,90	3,43	4,86	5,83	2,19	4,70
FeO	6,90	9,10	6,52	8,75	9,34	7,94	4,11	7,80
MnO	0,13	0,18	Следы	Следы	Следы	Следы	0,10	0,14
NiO	0,05	0,09	—	—	—	—	0,01	0,04
CoO	0,01	0,013	—	—	—	—	0,012	0,026
MgO	12,80	19,50	15,78	18,00	15,58	15,21	6,55	14,99
CaO	11,90	12,50	17,10	15,52	15,04	13,47	11,49	13,86
Na_2O	1,95	0,95	0,90	0,76	0,87	1,39	3,30	1,40
K_2O	0,25	0,06	0,44	0,19	0,20	0,16	0,58	0,60
H_2O^+	1,60	1,00	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—	—
CO_2	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	0,50	0,15	0,88	0,46	0,80	0,87
P_2O_5	0,07	0,02	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,05	0,03	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,86	100,12	100,08	102,75	101,46	100,36	98,46	99,45
$F_{пор.}$	30,8	27,2	22,5	26,9	33,0	35,6	34,3	31,0

Компоненты	Косьвинский					Нижнетагильский массив		
	22122	22141	22 [481]	23 [481]	6075 [481]	1 [84]	2 [477]	3 [180]
SiO_2	44,00	47,21	46,56	46,56	44,64	45,29	46,54	46,50
TiO_2	0,52	0,65	—	—	0,84	0,49	0,60	—
Al_2O_3	4,70	8,77	9,24	9,70	8,67	8,35	10,39	11,75
Cr_2O_3	0,15	0,07	Следы	Следы	0,09	—	—	—
Fe_2O_3	4,42	4,71	3,92	2,83	5,31	3,48	3,01	3,15
FeO	10,16	7,55	8,69	9,61	7,44	10,03	8,80	7,98
MnO	0,26	0,19	Следы	Следы	0,14	—	0,06	—
NiO	0,037	0,019	—	—	—	—	—	—
CoO	0,015	0,007	—	—	—	—	—	—
MgO	21,04	13,20	13,85	13,30	15,32	17,44	14,78	10,81
CaO	13,50	13,08	16,09	15,65	13,95	13,26	11,29	15,12
Na_2O	0,52	1,72	1,52	1,82	1,46	0,82	2,21	1,79
K_2O	0,06	1,28	0,93	0,94	0,94	0,54	1,79	1,98
H_2O^+	0,90	0,58	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,07	0,18	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,93	0,60	0,36	0,47	0,65	0,22	1,34	0,40
P_2O_5	0,016	0,217	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,33	99,24	101,16	100,88	99,45	99,92	100,81	99,62
$F_{пор.}$	27,4	32,1	33,0	33,9	30,8	29,7	30,4	37,4

Таблица 59

Состав клинопироксена тылаитов и конжакитов, мас.%

Компоненты	Конжакиты				Тылаиты
	Конжаковский		Качканарский		Конжаковский массив
	8165с	8165к	9063с	9063к	4971 [120]
	Состав монофракции, мас.%				
SiO_2	50,45	49,79	49,49	48,88	47,18
TiO_2	0,64	0,71	0,61	0,70	0,40
Al_2O_3	4,25	4,39	5,48	5,87	5,35
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Fe_2O_3	—	—	—	—	6,30
FeO	7,02	7,28	6,01	6,34	5,64
MnO	0,25	0,17	0,15	0,13	0,03
NiO	—	—	—	—	0,02
CoO	—	—	—	—	Следы
MgO	13,38	13,76	14,16	13,55	15,32
CaO	22,40	22,55	23,33	24,81	18,31
Na_2O	0,26	0,32	0,00	0,00	0,46
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
П.п.п.	—	—	—	—	0,91
P_2O_5	—	—	—	—	0,02
Сумма	98,65	98,98	99,27	100,24	99,98
	Пересчет на 32 катиона				
Si	14,602	14,320	14,021	13,710	14,155
Ti	0,139	0,154	0,129	0,148	0,090
Al	2,637	2,707	3,327	3,526	1,893
Cr	—	—	—	—	0,007
Fe^{3+}	—	—	—	—	1,422
Fe^{2+}	1,699	1,751	1,423	1,465	1,415
Mn	0,061	0,041	0,036	0,030	0,007
Mg	5,770	5,897	5,980	5,663	6,849
Ca	6,946	6,950	7,083	7,457	5,887
Na	0,146	0,180	—	—	0,268
K	—	—	—	—	0,007
Сумма	32,000	32,000	31,999	31,999	32,000
OH	—	—	—	—	0,910
f	22,7	22,9	19,2	20,5	22,3

Таблица 60

Состав габбро-пегматитов, мас.%

Компоненты	Кумбинский			Конжаковский	Серебрянский массив		
	1 [82]	2 [82]	3 [324]	4 [102]	186 [120]	C1621/125,5	C1621/156
SiO_2	43,70	48,66	49,29	45,86	44,84	40,30	52,80
TiO_2	0,71	0,25	0,70	—	1,46	0,70	1,60
Al_2O_3	19,98	16,20	18,40	21,93	10,96	16,60	15,00
Cr_2O_3	—	0,02	—	—	—	0,01	< 0,01
Fe_2O_3	5,07	1,23	6,84	3,82	7,09	8,00	2,65
FeO	5,99	4,97	7,48	5,54	12,68	7,55	8,80
MnO	0,14	0,15	0,41	—	0,13	0,14	0,20
NiO	—	—	—	—	—	0,01	0,01
CoO	—	—	—	—	—	0,009	0,006
MgO	6,93	7,89	6,95	5,14	9,47	8,00	5,30
CaO	14,80	18,72	12,52	12,98	9,84	16,80	6,30
Na_2O	1,43	1,11	1,11	2,21	1,08	0,77	4,76
K_2O	0,28	0,29	1,11	0,43	0,22	0,04	0,10
H_2O^+	0,60	0,20	1,13	2,16	—	0,46	1,00
H_2O^-	0,21	0,18	1,84	—	—	< 0,05	< 0,05
CO_2	—	—	—	—	—	0,17	< 0,10
П.п.п.	—	—	—	—	2,05	0,90	1,50
P_2O_5	—	—	—	—	—	0,027	0,147
V_2O_5	0,05	0,03	—	—	—	—	—
Сумма	99,89	100,02	100,17	100,07	99,82	99,83	99,96
F	46,1	30,2	52,5	49,4	54,9	50,8	54,2

Таблица 61

Состав анортозит-пегматитов в габброидах Платиноносного пояса, мас.%

Компоненты	Яллингнерский	Серебрянский массив			
	1 [374]	1057 [120]	С1621 [221]	С1621 [247]	С1625/71
SiO_2	43,66	43,48	45,10	45,90	43,80
TiO_2	Следы	0,30	0,06	0,19	0,21
Al_2O_3	35,68	26,19	33,32	25,20	27,45
Cr_2O_3	—	0,01	< 0,01	0,03	0,01
Fe_2O_3	Не обн.	4,16	1,27	2,30	3,90
FeO	0,20	3,38	1,38	3,90	4,15
MnO	0,06	0,05	0,03	0,09	0,08
NiO	—	Следы	< 0,01	0,011	0,01
CoO	—	Следы	< 0,004	< 0,004	< 0,004
MgO	0,12	2,61	0,44	3,60	2,80
CaO	18,44	16,79	16,80	15,20	16,00
Na_2O	0,82	1,14	1,07	1,56	1,12
K_2O	0,10	0,14	0,03	0,07	0,04
H_2O^+	0,58	—	0,08	1,35	0,25
H_2O^-	Не обн.	—	< 0,05	< 0,05	0,12
П.п.п.	—	1,00	0,30	1,80	0,40
P_2O_5	Следы	Следы	< 0,005	0,018	< 0,005
V_2O_5	—	0,03	—	—	—
BaO	0,15	—	—	—	—
S	—	0,02	—	—	—
Сумма	99,81	99,31	99,80	99,86	99,95
F	48,3	61,5	76,2	48,2	60,6

Таблица 62

Состав габбро- и троктолит-пегматитов массива Желтой сопки, мас.%

Компоненты	24338	24332	24432	4786 [125]	24455
SiO_2	41,64	46,86	41,28	43,50	43,88
TiO_2	1,12	0,34	0,02	0,13	0,35
Al_2O_3	19,31	14,75	23,95	23,83	24,26
Cr_2O_3	0,03	0,07	0,02	Следы	≤ 0,01
Fe_2O_3	1,94	1,90	1,42	1,04	2,71
FeO	7,07	7,29	4,30	4,71	5,90
MnO	0,11	0,15	0,08	0,05	0,12
NiO	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03
CoO	0,006	0,008	0,006	—	< 0,004
MgO	9,84	11,90	12,55	10,82	8,60
CaO	13,42	14,60	11,69	15,01	11,90
Na_2O	2,23	1,11	0,86	0,52	0,51
K_2O	0,24	0,08	< 0,05	0,02	< 0,05
H_2O^+	2,40	0,55	3,62	—	1,40
H_2O^-	0,10	Не обн.	0,08	—	Не обн.
CO_2	< 0,10	< 0,10	< 0,10	—	< 0,10
П.п.п.	2,51	0,60	3,80	0,81	1,56
P_2O_5	0,007	0,007	0,005	Следы	0,09
V_2O_5	—	—	—	Следы	—
S	—	—	—	0,01	—
Сумма	99,47	99,63	99,92	100,46	99,75
F	33,5	29,8	20,0	22,6	35,2

Таблица 63

Состав оливинит-пегматитов и анортитовых оливинит-пегматитов массива Желтой сопки, мас.%

Компоненты	478к [125]		478н [125]		24319		19/86	
SiO_2	43,18	44,26	37,28	38,62	37,82	40,36	37,10	39,63
TiO_2	0,34	0,35	0,14	0,13	0,14	0,15	0,15	0,16
Al_2O_3	9,43	9,67	1,90	1,97	2,00	2,14	5,25	5,61
Cr_2O_3	0,20	0,21	0,25	0,26	0,13	0,14	0,22	0,23
Fe_2O_3	2,98	3,05	7,90	8,18	4,65	4,96	5,25	5,61
FeO	6,47	6,64	7,40	7,67	8,96	9,57	8,72	9,32
MnO	0,09	0,09	0,19	0,20	0,18	0,19	0,18	0,19
NiO	0,03	0,03	0,10	0,10	0,11	0,11	0,07	0,07
CoO	0,005	0,00	0,02	0,02	0,018	0,02	0,011	0,01
MgO	19,20	19,68	39,10	40,50	38,35	40,92	33,45	35,74
CaO	15,27	15,66	2,00	2,08	1,08	1,14	2,96	3,16
Na_2O	0,34	0,35	0,06	0,06	0,22	0,23	0,23	0,25
K_2O	0,02	0,02	0,20	0,21	0,06	0,06	0,05	—
H_2O^+	—	—	—	—	5,56	—	5,84	—
H_2O^-	—	—	—	—	0,01	—	0,34	—
CO_2	—	—	—	—	0,30	—	0,18	—
П.п.п.	3,12	—	4,14	—	—	—	—	—
P_2O_5	Следы	—	Следы	—	0,009	0,01	0,007	0,01
V_2O_5	Следы	—	Следы	—	—	—	0,03	0,03
Cu	0,01	0,01	0,02	0,02	—	—	—	—
Сумма	100,68	100,02	100,70	100,02	99,60	100,00	99,96	100,02
F	21,1		17,3		16,1		18,4	

Таблица 64

Состав хромшпинелидов из оливинитов и оливинит-пегматитов массива Желтой сопки

Компоненты	2209		2214		2219	
	Состав монофракции и после вычета примесей, мас.%					
SiO_2	0,28	—	0,85	—	0,30	—
TiO_2	0,65	0,65	1,45	1,50	1,10	1,11
V_2O_5	0,15	0,15	0,12	0,12	0,06	0,06
Al_2O_3	18,50	18,57	19,40	20,05	17,90	18,11
Cr_2O_3	40,95	41,10	20,10	20,78	34,20	34,59
Fe_2O_3	9,70	9,74	24,00	24,56	14,80	14,72
FeO	20,10	19,91	24,20	25,00	21,40	21,60
MnO	0,34	0,34	0,40	0,41	0,33	0,33
NiO	0,02	0,02	0,30	0,30	0,20	0,20
CoO	0,01	0,01	0,074	0,07	0,065	0,06
MgO	9,70	9,51	8,00	7,21	9,60	9,20
CaO	0,20	—	0,11	—	0,11	—
H_2O^+	0,08	—	1,40	—	0,28	—
H_2O^-	0,20	—	0,10	—	0,01	—
Сумма	100,48	100,00	100,40	100,00	100,34	99,38
	Пересчет на 24 катиона					
Ti	0,125		0,293		0,217	
V	0,025		0,022		0,010	
Al	5,623		6,160		5,511	
Cr	8,347		4,282		7,058	
Fe^{3+}	1,883		4,820		2,862	
Fe^{2+}	4,278		5,450		4,666	
Mn	0,074		0,091		0,072	
Ni	0,005		0,065		0,042	
Co	0,001		0,016		0,014	
Mg	3,638		2,801		3,548	
Сумма	23,999		24,000		24,000	
A_0, Å	8,327		8,211		8,289	
f	62,9		78,6		68,0	
K	30,6		46,9		38,0	

Состав горнблендитов и амфиболизированных клинопироксенитов, мас.%

Компоненты	Супреин-ский	Камену-шинский	Качканарский		Гусевогорский массив			
	1 [298]	13/86	14078/1	1080	1782 [31]	1706	9307	9330
SiO_2	44,5	45,44	39,30	37,87	34,50	40,46	39,12	44,98
TiO_2	0,99	0,92	2,3	1,62	2,14	1,19	1,71	1,35
Al_2O_3	7,45	9,21	12,26	7,32	4,67	7,32	9,99	10,49
Cr_2O_3	—	0,08	—	0,012	Не обн.	0,005	0,007	0,03
Fe_2O_3	6,28	4,79	7,32	13,45	21,67	11,64	10,41	4,83
FeO	6,83	6,10	9,72	8,69	9,37	7,13	8,94	5,59
MnO	0,21	0,14	0,17	0,05	0,14	0,12	0,13	0,09
NiO	—	0,017	—	—	0,013	0,018	0,006	0,03
CoO	—	0,005	—	0,01	0,031	0,044	0,008	0,006
MgO	13,13	14,41	13,62	14,68	11,30	12,74	14,00	16,63
CoO	18,07	15,48	11,00	15,10	16,40	18,56	11,98	11,53
Na_2O	0,86	1,20	1,55	0,42	Следы	0,20	1,80	1,87
K_2O	0,29	0,46	0,95	0,12	Следы		0,21	0,21
H_2O^+	1,13	1,80	1,14	Не обн.	0,30	0,50	1,40	1,96
H_2O^-	—	0,15	0,19	0,90	Не обн.	0,33	0,13	<0,05
CO_2	—	< 0,10	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	0,016	—	—	—	—	0,009	0,007
V_2O_5	—	0,09	0,82	0,095	0,108	0,127	0,19	0,08
F	—	0,04	—	—	—	—	0,06	0,06
S	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,74	100,34	100,34	100,33	100,64	100,22	100,10	100,09
F	34,7	28,8	40,2	51,7	58,9	43,7	42,3	25,1
K	45,3	41,4	40,4	43,3	67,5	59,5	51,2	43,8

Компоненты	Гусевогор-ский	Светлоборский массив						
		Тонкозернистые					Мелкозернистые	
	9317	4475 [271]	3139 [271]	18107	18347	18346	18113	18846
SiO_2	42,80	40,00	36,87	38,12	41,96	35,14	41,12	39,12
TiO_2	2,22	1,15	2,17	1,52	1,42	1,60	1,16	1,62
Al_2O_3	10,96	13,43	12,47	9,99	9,28	13,01	11,79	9,94
Cr_2O_3	0,01	—	—	0,03	0,04	0,015	0,05	0,053
Fe_2O_3	4,16	3,39	11,10	10,28	8,07	9,21	6,72	10,82
FeO	7,70	11,22	10,60	9,37	5,96	9,90	7,81	6,10
MnO	0,23	0,32	0,21	0,12	0,14	0,17	0,11	0,17
NiO	0,007	Не обн.	Не обн.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CoO	0,005	—	—	0,011	0,008	0,013	0,009	0,008
MgO	14,27	11,24	11,62	12,28	10,34	14,10	14,10	10,47
CaO	13,05	13,69	11,01	13,58	20,85	10,90	13,36	19,44
Na_2O	2,08	2,34	2,32	1,17	0,40	1,80	1,27	0,33
K_2O	0,50			0,61	< 0,05	0,97	1,04	< 0,05
H_2O^+	1,82	--	--	2,10	0,72	2,04	1,65	0,92
H_2O^-	< 0,05	—	—	0,01	0,05	—	—	Не обн.
CO_2	—	—	—	< 0,10	0,11	< 0,10	< 0,10	0,11
П.п.п.	—	2,52	1,59	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,20	0,32	0,18	—	—	0,64	—	—
V_2O_5	0,09	—	—	0,18	0,06	0,12	0,02	0,09
F	0,15	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,15	99,62	100,14	99,38	99,39	99,63	100,34	99,29
F	31,0	41,6	49,9	46,0	41,8	42,0	35,6	45,9
K	32,7	21,4	48,5	49,7	54,9	45,6	43,6	61,5

Окончание табл. 65

Компоненты	Светлоборский	Лиственичный	Висимский	Синегорский	Первоуральский массив			
	18551	1	2	3	1 [422]	2 [422]	27091	27181
SiO_2	37,66	36,94	37,76	46,46	40,8	45,50	37,36	39,00
TiO_2	2,00	1,68	0,77	0,80	1,44	0,55	1,88	2,10
Al_2O_3	7,98	13,59	15,02	8,13	13,87	10,45	14,44	13,92
Cr_2O_3	0,02	Следы	0,03	0,07	—	—	< 0,005	< 0,005
Fe_2O_3	11,30	8,59	4,96	3,12	4,11	2,92	3,41	6,99
FeO	7,74	8,65	8,76	5,88	8,27	5,30	9,59	9,66
MnO	0,19	0,14	0,13	0,14	0,10	0,09	0,12	0,14
NiO	0,01	—	0,03	—	—	—	0,006	0,005
CoO	0,009	—	0,01	—	—	—	0,007	0,006
MgO	11,09	13,61	10,55	16,60	15,14	16,60	12,49	12,15
CaO	19,87	12,20	18,06	17,52	11,9	16,60	11,05	10,98
Na_2O	0,39	1,61	—	0,67	2,6	1,00	1,97	1,92
K_2O	0,05	0,27	—	0,13	0,45	0,21	0,31	0,38
H_2O^+	0,76	—	3,00	—	—	—	2,20	2,14
H_2O^-	0,04	1,95	0,28	0,20	—	—	< 0,05	< 0,05
CO_2	0,11	—	—	—	—	—	< 0,10	< 0,10
П.п.п.	—	—	—	0,46	0,70	1,60	—	—
P_2O_5	—	0,04	—	0,02	—	—	0,09	0,011
V_2O_5	0,07	—	0,29	—	0,03	—	0,02	0,16
F	—	—	—	—	—	—	—	0,02
S	—	0,3	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,28	99,30	99,65	100,20	99,41	100,82	100,10	99,59
F	47,5	40,3	41,3	22,7	30,7	21,1	43,6	42,4
K	56,7	47,2	33,8	32,3	31,0	49,3	44,1	39,5

Компоненты	Первоуральский массив						
	27040	27173	27189	27225	27073	27097	27247a
SiO_2	38,44	37,60	36,84	38,22	38,64	37,88	39,46
TiO_2	1,74	1,84	2,05	2,14	1,88	1,89	1,83
Al_2O_3	14,02	14,49	14,36	14,02	14,20	14,34	14,23
Cr_2O_3	0,005	0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	≤ 0,005	< 0,005
Fe_2O_3	7,82	8,54	8,77	6,92	6,70	7,23	6,02
FeO	9,15	8,86	9,59	9,88	9,45	9,81	9,52
MnO	0,11	0,12	0,13	0,14	0,12	0,13	0,13
NiO	0,008	0,011	0,006	0,006	0,007	0,006	0,007
CoO	0,004	0,006	0,008	0,006	0,005	0,007	0,006
MgO	11,70	12,64	12,49	12,03	13,21	12,04	12,60
CaO	12,26	10,92	10,60	11,00	10,68	11,00	11,49
Na_2O	1,92	2,08	2,02	2,31	2,10	1,97	2,20
K_2O	0,31	0,36	0,38	0,40	0,39	0,38	0,38
H_2O^+	2,56	2,20	2,46	2,00	2,48	3,32	1,80
H_2O^-	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
CO_2	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,011	0,007	0,014	0,034	0,011	0,011	0,009
V_2O_5	0,14	0,16	0,18	0,14	0,14	0,14	0,16
F	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
S	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,41	100,08	99,93	99,49	100,10	100,31	100,03
F	45,3	42,3	44,0	42,9	39,7	43,2	41,0
K	43,1	46,4	45,1	38,6	39,0	39,9	36,3

Таблица 66

Состав горнблендитов из ксенолитов в габбро Серебрянского массива, мас.%

Компоненты	Номера проб							
	1281*	1355*	3559*	6322в*	83566*	C1621/243,5**	18406**	18172**
SiO_2	38,53	29,51	34,28	40,28	39,47	40,50	43,84	36,92
TiO_2	1,75	1,42	2,02	1,74	1,69	1,40	0,98	1,49
Al_2O_3	9,52	15,14	14,47	13,17	11,02	6,70	9,15	12,99
Cr_2O_3	0,01	0,01	Следы	0,01	0,03	0,02	0,093	0,01
Fe_2O_3	12,17	15,24	15,61	6,94	10,81	11,80	3,54	5,69
FeO	10,16	14,10	10,75	7,85	10,04	11,00	8,66	12,78
MnO	0,21	0,15	0,81	0,07	0,19	0,29	0,20	0,36
NiO	0,03	0,39	—	—	—	0,013	0,01	0,005
CoO	0,013	0,013	—	—	—	0,011	0,010	0,008
MgO	11,58	5,00	9,33	14,15	10,36	11,40	13,46	8,04
CaO	13,35	12,25	10,40	11,71	13,30	13,80	15,64	14,44
Na_2O	1,16	0,44	1,44	1,66	0,77	1,28	1,17	1,60
K_2O	0,17	0,04	0,18	0,41	0,26	0,11	0,55	2,10
H_2O^+	—	—	—	—	—	1,30	2,00	2,27
H_2O^-	—	—	—	—	—	< 0,05	0,01	0,05
CO_2	—	—	—	—	—	—	< 0,10	< 0,10
П.п.п.	1,21	2,20	1,59	1,31	2,16	—	—	—
P_2O_5	0,14	Следы	—	—	—	0,08	—	—
V_2O_5	0,14	0,21	—	—	—	—	0,08	0,02
Cu	0,11	3,85	—	—	—	—	—	—
S	0,17	1,31	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,42	101,28	100,88	99,30	99,93	99,89	99,36	99,50
F	52,6	76,6	62,2	38,5	53,8	51,6	33,0	55,6
K	51,9	49,3	56,6	44,3	49,2	49,1	26,9	28,6

441

* По [120].
** Материалы автора.

Таблица 67

Состав магнетита из горнблендитов, мас.%

Компоненты	Гусевогорский массив					
	1689М [31]		1 [396]		2 [396]	
	Состав монофракции и пересчет на чистое вещество, мас.%					
SiO_2	0,57	—	0,85	—	0,92	—
TiO_2	2,70	2,74	2,80	2,92	2,9	3,05
Al_2O_3	4,56	4,52	2,67	2,64	2,49	1,78
Cr_2O_3	0,13	0,13	—	—	—	—
Fe_2O_3	59,63	59,69	61,3	63,06	61,2	62,90
FeO	29,62	29,94	28,4	29,55	29,7	30,64
MnO	0,15	0,15	0,28	0,29	0,23	0,24
NiO	2,26	2,20	1,42	0,82	0,98	0,70
CaO	—	—	0,88	—	0,88	—
H_2O^+	0,18	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,09	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	0,54	—	0,98	—
V_2O_5	0,61	0,62	0,68	0,71	0,65	0,68
Сумма	100,22	99,99	99,83	99,99	99,83	99,99
	Пересчет на 24 катиона					
Ti	0,607		0,659		0,691	
Al	1,566		0,936		0,630	
Cr	0,031		—		—	
Fe^{3+}	13,387		14,431		14,446	
Fe^{2+}	7,321		7,421		7,721	
Mn	0,038		0,073		0,061	
Mg	0,931		0,367		0,314	
V	0,120		0,113		0,137	
Сумма	24,000		24,000		24,000	

Таблица 68

Состав апатитсодержащих горнблендитов Светлоборского массива, мас.%

Компоненты	Номера проб			
	18540	18548	18549	18846
SiO_2	36,76	38,40	35,60	35,26
TiO_2	1,79	1,43	1,87	1,74
Al_2O_3	13,02	13,31	6,63	12,28
Cr_2O_3	0,032	0,026	0,58	0,038
Fe_2O_3	6,99	6,72	14,39	9,49
FeO	10,04	9,01	8,13	9,47
MnO	0,15	0,17	0,18	0,12
NiO	0,01	0,01	0,01	0,05
CoO	0,010	0,011	0,011	0,020
MgO	12,31	12,02	11,66	12,60
CaO	12,70	12,88	18,02	12,15
Na_2O	1,95	1,75	0,61	1,69
K_2O	1,06	1,02	0,18	0,97
H_2O^+	2,50	2,00	1,70	3,11
H_2O^-	0,09	0,03	0,06	0,06
CO_2	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,11
P_2O_5	—	1,43	—	2,75
V_2O_5	0,12	0,14	0,09	0,12
Сумма	99,55	100,36	99,25	102,03
F	42,7	41,3	50,4	44,5
K	38,5	40,2	61,4	47,4

443

Таблица 69

Состав оксиапатита из горнблендитов и горнблендит-пегматитов Светлоборского массива

Компоненты	18494		18846		18551	
	Состав монофракции и пересчет на чистое вещество, мас.%					
SiO_2	1,00	—	1,24	—	0,92	—
TiO_2	0,03	—	0,03	—	0,02	—
Al_2O_3	0,39	—	0,39	—	0,52	—
Cr_2O_3	≤ 0,01	—	≤0,01	—	≤ 0,01	—
Fe_2O_3	0,04	—	0,18	—	0,07	—
FeO	0,29	—	0,29	—	0,14	—
MnO	0,02	—	0,03	—	0,03	—
NiO	≤ 0,005	—	≤ 0,005	—	≤ 0,005	—
MgO	0,05	—	0,30	—	0,61	—
CaO	55,50	56,01	55,00	55,94	55,00	56,03
SrO	0,08	0,08	0,09	0,09	0,11	0,11
BaO	≤ 0,10	—	≤ 0,10	—	≤ 0,10	—
TR_2O_3	0,083	0,08	0,076	0,08	0,124	0,12
P_2O_5	42,00	42,64	41,40	42,40	41,50	42,50
H_2O	0,24	0,24	0,56	0,57	0,20	0,20
F	0,87	0,88	0,83	0,85	0,96	0,98
Cl	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05
CO_2	≤ 0,10	—	≤ 0,10	—	≤ 0,10	—
Сумма	100,65	99,99	100,48	99,99	100,23	99,99
O = F + Cl	0,05		0,04		0,05	
Сумма	100,60		100,44		100,18	
	Пересчет на 5 катионов					
Ca	4,993		4,993		4,990	
Sr	0,004		0,005		0,006	
TR	0,003		0,003		0,004	
PO_4	3,003		2,985		2,985	
CO_3	—		—		—	
F	0,232		0,224		2,258	
Cl	0,009		0,009		0,007	
OH	0,135		0,319		0,114	
O^+	0,624		0,447		0,621	

Таблица 70

Состав амфиболов из горнблендитов

Компоненты	Гусевогорский массив							
	1892-А [38]	1702 [31]	1857-А [31]	1712 [31]	6 [419]	7 [419]	8 [419]	10 [419]
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	40,20	40,73	42,23	40,58	40,34	39,59	39,5	40,8
TiO_2	2,01	1,99	1,33	1,60	1,46	1,37	1,28	1,16
Al_2O_3	13,84	13,79	12,11	13,18	13,88	16,55	16,67	16,3
Cr_2O_3	Не обн.	Не обн.	0,035	0,048	0,01	0,03	0,02	0,01
Fe_2O_3	5,13	5,10	5,07	5,71	4,27	3,75	4,89	4,86
FeO	7,87	6,77	6,67	6,58	5,92	6,54	6,8	5,8
MnO	0,10	0,10	0,04	0,05	0,08	0,08	0,16	0,15
NiO	0,013	0,013	0,007	0,01	0,013	0,04	0,013	0,013
CoO	0,005	0,004	0,004	0,006	0,006	0,004	0,001	0,001
MgO	14,61	15,68	16,40	16,14	14,21	14,52	13,64	14,0
CaO	12,22	12,60	12,35	12,35	12,32	1,97	12,4	13,5
Na_2O	0,84	0,83	1,25	1,61	1,67	1,47	1,75	0,80
K_2O	0,76	0,75	0,61	0,63	0,49	0,50	0,54	0,19
H_2O^+	1,60	0,80	1,70	1,33	3,26	2,92	2,31	1,93
H_2O^-	0,15	0,11	0,12	0,20	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,15	0,16	0,003	0,065	0,07	0,08	0,07	0,06
P_2O_5	—	—	—	—	0,02	0,07	0,016	0,013
Сумма	99,33	99,25	99,88	99,96	98,02	98,53	100,06	99,58
	Пересчет на 15 катионов							
Si	5,825	5,812	6,053	5,824	5,967	5,831	5,736	5,939
Ti	0,219	0,214	0,144	0,172	0,165	0,152	0,140	0,127
V	0,014	0,015	—	—	0,007	0,007	0,007	0,005
Al^{3+}	2,363	2,319	2,047	2,230	2,456	2,699	2,855	2,797
Cr^{3+}	—	—	—	0,005	—	0,004	0,002	—
Fe^{3+}	0,559	0,547	0,546	0,616	0,489	0,416	0,534	0,265
Fe^{2+}	0,954	0,808	0,800	0,790	0,743	0,805	0,826	0,706
Mn	0,012	0,012	0,005	0,006	0,010	0,010	0,019	0,018
Mg	3,155	3,334	3,503	3,452	3,188	3,187	2,952	3,037
Ca	1,897	1,939	1,897	1,899	1,982	1,889	1,929	2,105
Na	0,236	0,230	0,340	0,448	0,487	0,420	0,292	0,226
K	0,140	0,137	0,310	0,116	0,094	0,094	0,094	0,099
OH	0,773	0,381	0,813	0,813	1,632	1,435	1,124	0,938
f	28,2	24,4	23,6	28,6	27,9	27,7	31,5	24,2

Продолжение табл. 70

Компоненты	Гусевогорский						Светлоборский массив	
	11 [419]	12 [419]	26 [419]	58 [419]	145 [419]	8 [419]	18846	18551
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	42,40	39,92	41,10	43,12	38,81	40,10	40,92	39,10
TiO_2	1,38	1,5	2,0	1,40	1,96	1,68	1,48	1,42
Al_2O_3	12,40	16,45	13,0	11,00	14,42	14,97	14,08	15,19
Cr_2O_3	0,24	0,04	0,01	—	0,03	—	0,02	0,01
Fe_2O_3	4,80	4,56	7,40	4,53	4,77	4,52	5,08	5,44
FeO	5,05	6,2	6,35	8,76	8,76	6,62	7,21	9,34
MnO	0,12	0,16	0,15	0,16	0,21	0,09	0,11	0,16
NiO	0,013	0,013	0,01	—	—	—	—	0,010
CoO	0,01	0,001	0,005	—	—	—	—	—
MgO	13,81	14,38	15,0	14,85	14,28	15,10	25,00	14,07
CaO	15,62	12,6	11,07	11,30	12,34	12,40	0,52	10,42
Na_2O	1,70	1,70	2,02	0,10	1,98	1,54	1,80	1,89
K_2O	0,50	0,50	0,44	1,67	0,75	0,75	1,63	1,27
H_2O^+	2,10	2,10	—	3,51	2,15	—	1,74	1,66
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	2,07	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,14	0,016	—	—	—	—	—	—
V_2O_5	0,08	0,05	0,10	—	0,04	0,05	0,10	0,08
F	—	—	—	—	—	—	0,082	0,049
Cl	—	—	—	—	—	—	0,004	0,009
Сумма	100,36	100,18	100,72	100,40	100,50	97,82	99,77	100,11
	Пересчет на 15 катионов							
Si	6,141	5,746	5,974	6,328	5,657	5,796	5,767	5,737
Ti	0,151	0,163	0,218	0,154	0,215	0,182	0,157	0,156
V	0,007	0,005	0,009	—	0,003	0,005	0,004	0,004
Al	2,117	2,792	2,227	1,903	2,477	2,550	2,339	2,627
Cr	0,028	0,005	—	—	0,004	—	—	—
Fe^{3+}	0,524	0,495	0,809	0,497	0,522	0,492	0,539	0,600
Fe^{2+}	0,613	0,746	0,772	1,074	1,067	0,796	0,858	1,146
Mn	0,015	0,019	0,019	0,019	0,026	0,011	0,013	0,019
Mg	2,981	3,085	3,249	3,248	3,102	3,253	5,250	3,076
Ca	2,425	1,944	1,723	1,776	1,928	1,921	0,079	1,638
Na	0,477	0,474	0,569	0,028	0,560	0,431	0,491	0,536
K	0,092	0,092	0,082	0,312	0,140	0,139	0,293	0,236

Окончание табл. 70

Компоненты	Светлоборский		Тагильский	Первоуральский массив
	18890a	15 [419]	23y [382]	12 [259]
	Состав монофракции, мас.%			
SiO_2	44,03	38,74	42,25	41,18
TiO_2	1,05	1,20	0,45	1,76
Al_2O_3	11,73	14,45	17,41	13,84
Cr_2O_3	0,04	0,01	—	Не обн.
Fe_2O_3	4,75	5,71	2,41	5,14
FeO	7,35	11,40	6,86	6,52
MnO	0,11	0,23	0,16	0,11
NiO	0,012	0,013	—	Не обн.
CoO	—	0,008	—	Не обн.
MgO	15,34	9,96	14,57	13,73
CaO	10,36	12,51	11,59	12,34
Na_2O	1,80	1,67	1,93	1,84
K_2O	1,42	1,70	0,35	0,61
H_2O^+	1,50	2,34	2,07	2,42
H_2O^-	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—
V_2O_5	0,06	0,09	—	0,05
F	0,14	—	—	—
Cl	0,008	—	—	—
Сумма	99,70	100,07	100,06	99,54
	Пересчет на 15 катионов			
Si	6,448	5,987	6,146	6,059
Ti	0,115	0,135	0,049	0,195
V	0,003	0,009	—	0,004
Al	2,026	2,547	2,986	2,400
Fe^{3+}	0,523	0,643	0,264	0,569
Fe^{2+}	0,900	1,426	0,572	0,803
Mn	0,013	0,029	0,020	0,014
Mg	3,348	2,219	3,158	3,011
Ca	1,625	2,005	1,806	1,946
Na	0,510	0,467	0,544	0,523
K	0,266	0,323	0,065	0,115
OH	0,733	1,167	1,004	1,187
f	29,8	48,2	25,6	31,8

Таблица 71

Состав клинопироксена из горнблендит-пегматитов Светлоборского массива

Состав, мас.%		Пересчет на 32 катиона	
Компоненты	184946	Катионы	184946
SiO_2	45,68	Si	13,576
TiO_2	1,47	Ti	0,328
Al_2O_3	8,82	Al	3,088
Cr_2O_3	≤ 0,01	Cr	—
Fe_2O_3	3,87	Fe^{3+}	0,864
FeO	3,60	Fe^{2+}	0,896
MnO	0,17	Mn	0,040
NiO	≤ 0,005	Ni	—
CoO	—	—	—
MgO	13,04	Mg	5,776
CaO	22,00	Ca	7,008
Na_2O	0,71	Na	0,408
K_2O	0,05	K	0,016
H_2O^+	—	—	—
H_2O^-	—	—	—
П.п.п.	0,55	OH	0,544
P_2O_5	0,04	—	—
V_2O_5	0,023	V	0,002
F	—	—	—
Cl	—	—	—
Сумма	100,00	—	—
f	23,4	—	—
K	—	—	—

Таблица 72

Состав амфиболов из горнблендит-пегматитов

Компоненты	Гусевогорский массив				Компоненты	Светлоборский		Первоуральский массив		
	1718-А [31]	2 [418]	3 [418]	4 [418]		18494	20 [419]	5 [422]	6 [422]	7 [422]
	Состав монофракции, мас.%					*Состав монофракции, мас.%*				
SiO_2	41,35	40,89	41,21	41,57	SiO_2	38,76	42,05	40,90	39,76	39,41
TiO_2	1,93	1,12	1,22	1,47	TiO_2	1,90	1,48	2,08	2,12	2,37
Al_2O_3	12,91	14,96	14,51	14,82	Al_2O_3	15,67	13,02	14,16	13,90	13,77
Cr_2O_3	Не обн.	0,01	0,01	0,01	Cr_2O_3	0,01	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fe_2O_3	6,64	4,67	4,67	4,45	Fe_2O_3	4,89	3,58	5,60	4,56	5,07
FeO	5,86	6,15	5,48	5,85	FeO	7,94	8,07	7,99	9,17	10,48
MnO	0,09	0,08	0,10	0,08	MnO	0,15	0,13	0,17	0,17	0,19
NiO	0,013	0,013	0,31	0,013	NiO	0,007	0,013	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CoO	0,005	0,006	0,001	0,008	CoO	—	0,008	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	14,92	14,62	16,20	15,06	MgO	15,00	14,41	11,16	13,28	12,68
CaO	12,91	12,20	12,26	12,54	CaO	10,62	11,58	12,70	11,58	11,72
Ma_2O	1,59	1,55	1,55	1,79	Na_2O	1,47	1,79	1,87	1,73	1,86
K_2O	0,42	0,35	0,35	0,57	K_2O	1,20	0,34	0,70	0,56	0,61
H_2O^+	0,85	—	}2,98	}2,13	H_2O^+	—	2,76	2,52	2,68	2,68
H_2O^-	0,34	—								
П.п.п.	—	3,26	—	—	П.п.п.	1,50	—	—	—	—
P_2O_5	—	0,02	Не обн.	0,05	P_2O_5	0,06	Следы	0,12	0,17	0,15
V_2O_5	0,15	0,06	0,05	0,07	V_2O_5	0,06	0,10	—	—	—
F	—	—	—	—	S	—	0,02	—	—	—
Сумма	99,81	100,09	100,90	100,48	Сумма	99,23	99,36	100,03	99,58	99,98
	Пересчет на 15 катионов					*Пересчет на 15 катионов*				
Si	5,955	5,904	5,903	5,974	Si	5,653	6,182	6,104	5,886	5,880
Ti	0,209	0,123	0,132	0,159	Ti	0,209	0,163	0,233	0,236	0,266
CV	0,014	0,005	0,004	0,006	V	0,005	0,009	0,011	0,017	0,014
Al^{3+}	2,191	2,582	2,450	2,510	Al	2,694	2,257	2,491	2,426	2,247
Fe^{3+}	0,719	0,514	0,503	0,482	Cr	—	0,004	—	—	—
Fe^{2+}	0,705	0,754	0,657	0,703	Fe^{3+}	0,538	0,396	0,628	0,509	0,568
Mn	0,011	0,010	0,012	0,009	Mn	0,018	0,016	0,022	0,021	0,024
Mg	3,202	3,193	3,458	3,226	Mg	3,260	3,158	2,482	2,930	2,820
Ca	1,992	1,916	1,882	1,931	Ca	1,659	1,824	2,031	1,837	1,873
Na	0,222	0,440	0,430	0,499	Ma	0,415	0,255	0,540	0,497	0,538
K	0,077	0,065	0,064	0,104	K	0,223	0,082	0,133	0,106	0,117
OH	0,572	1,602	1,424	1,021	OH	0,729	1,354	1,254	1,274	1,333
f	25,0	28,4	20,6	26,9	f	31,6	30,5	39,5	36,1	39,9
d, г/см^3	3,117	—	—	—						

Таблица 73

Состав горнблендит-пегматитов, мас.%

Компоненты	Гусевогорский			Светлоборский массив		
	9305	9331	9348	18492	18494	18558
SiO_2	46,42	38,92	38,30	34,58	34,60	38,58
TiO_2	1,17	1,45	1,42	1,51	1,48	1,20
Al_2O_3	9,97	15,02	10,18	12,99	12,89	11,30
Cr_2O_3	0,017	< 0,005	< 0,005	0,082	0,014	0,03
Fe_2O_3	4,10	6,21	11,30	8,83	9,46	4,79
FeO	6,18	7,85	8,72	10,96	10,04	8,38
MnO	0,10	0,11	0,15	0,15	0,17	0,15
NiO	0,025	0,008	0,008	0,01	0,01	0,01
CoO	0,005	0,007	0,008	0,015	0,011	0,009
MgO	16,99	13,16	12,08	10,85	10,39	14,24
CaO	11,35	11,98	15,02	12,91	14,86	14,02
Na_2O	1,95	1,79	1,07	1,67	1,65	1,70
K_2O	0,21	0,59	0,34	0,97	0,90	1,21
H_2O^+	1,34	2,40	1,50	2,70	2,34	2,32
H_2O^-	0,16	<0,05	<0,05	0,10	0,08	0,01
CO_2	< 0,10	—	—	< 0,11	< 0,10	0,11
P_2O_5	0,009	0,011	0,009	2,39	2,65	—
V_2O_5	0,07	0,14	0,18	0,16	0,14	0,10
F	0,05	0,04	0,02	—	0,13	—
Cl	—	—	—	—	0,015	—
Сумма	100,40	99,86	100,30	100,87	101,58	99,06
F	24,6	36,5	46,7	49,4	50,3	33,3
K	37,4	41,5	53,8	42,0	45,9	34,0

Компоненты	Синегорский	Первоуральский массив		
	54 [308]	27070	27100	27249
SiO_2	46,46	39,80	41,54	39,46
TiO_2	0,80	1,75	1,52	1,83
Al_2O_3	8,13	14,94	14,70	14,23
Cr_2O_3	0,07	0,016	0,008	—
Fe_2O_3	3,12	4,84	4,29	6,02
FeO	5,88	8,65	7,48	9,52
MnO	0,14	0,11	0,11	0,13
NiO	—	0,009	0,009	0,007
CoO	—	0,006	0,005	0,006
MgO	16,60	13,82	13,36	12,60
CaO	17,52	11,36	11,60	11,49
Na_2O	0,67	2,31	2,37	2,20
K_2O	0,13	0,45	0,34	0,38
H_2O^+	—	2,10	2,82	1,80
H_2O^-	0,20	< 0,10	< 0,10	< 0,10
П.п.п.	0,46	—	—	—
P_2O_5	0,02	0,009	0,027	0,009
V_2O_5	—	0,15	0,12	0,16
F	—	0,03	0,02	0,03
Cl	—	—	—	—
Сумма	100,20	100,45	100,33	100,03
F	22,7	34,6	32,3	39,9
K	32,3	33,5	34,1	36,3

Таблица 74

Расчет привноса-выноса вещества при горнблендитизации клинопироксенитов

Компоненты	Клинопироксенит (ρ—3,05)			Магнетитовый клинопироксенит (ρ—3,40 г/см³)			Горнблендит (ρ—3,40 г/см³)			±Δ *	±Δ **
	1	2	3	1	2	3	1	2	3		
SiO_2	51,62	52,73	3224,548	38,03	37,99	2589,734	37,60	37,57	2563,108	− 26,6	− 661,1
TiO_2	0,36	0,36	16,169	1,23	1,23	63,084	1,84	1,84	94,217	+31,1	+78,0
Al_2O_3	2,29	2,34	126,777	4,85	4,85	292,482	14,49	14,48	872,530	+580,530	+745,8
Cr_2O_3	0,085	0,09	3,307	0,05	0,05	1,843	0,005	0,005	1,843	0	11,5
Fe_2O_3	1,39	1,42	49,057	14,48	14,46	556,699	8,54	8,54	328,735	− 228,0	+279,7
FeO	4,67	4,77	122,000	10,09	10,08	287,361	8,86	8,85	263,841	− 20,2	+143,2
MnO	0,09	0,09	2,389	0,13	0,13	3,687	0,12	0,12	3,482	− 0,2	+1,1
NiO	0,006	0,01	0,184	0,013	0,013	0,37	0,01	0,01	0,205	− 0,2	0
CoO	0,006	0,01	0,184	0,013	0,013	0,368	0,006	0,006	0,205	− 0,2	0
MgO	18,29	18,68	851,243	13,49	13,47	684,301	12,64	12,63	641,194	− 42,8	− 452,8
CaO	18,66	19,07	624,699	16,34	16,32	596,024	10,92	10,92	398,373	− 197,6	− 555,8
Na_2O	0,39	0,40	11,943	0,16	0,16	5,325	2,08	2,08	68,819	+63,5	− 56,9
K_2O	≤ 0,005	—	—	0,04	0,04	0,819	0,36	0,36	7,783	+7,0	− 7,8
H_2O^+	1,20	—	—	1,04	1,04	118,181	2,20	2,20	250,084	+131,9	+250,0
P_2O_5	0,01	0,01	0,919	0,03	0,03	2,048	0,007	0,007	4,096	+2,0	+3,2
V_2O_5	0,02	0,02	0,919	0,13	0,13	7,169	0,16	0,16	9,217	+2,1	+8,3
Сумма	99,07	99,99		100,11	100,00		100,08	100,00			

Примечание: 1 — химический анализ; 2 — пересчет на 100%; 3 — количество атомов на 10000 Å.
* Баланс по сравнению с магнетитовыми клинопироксенитами.
** Баланс по сравнению с мономинеральными клинопироксенитами.

Таблица 75

Модельный K—Ar возраст флогопитов и амфиболов из ультрамафитов Светлоборского массива

№ анализа	№ пробы	Порода	Минерал	*K*, мас.%	^{40}Ar, нг/г	*T*, млн. лет
		Собственно ультрамафическая ассоциация				
1	204/278,4	Магнетит-флогопит-пироксеновая	Флогопит	7,60	253	426 ± 8
2	202/236	Флогопит-клинопироксеновая	То же	7,83	261	426 ± 8
3	3587/79	Флогопитовая	» »	7,03	235	427 ± 9
		Габброидная ассоциация				
		Нормально-зернистые горнблендиты				
4	18551	Горнблендиты апатитсодержащие	Амфибол	1,07	34,6	415 ± 9
5	18846	То же	То же	0,905	29,3	415 ± 10
6	3139/340	Горнблендит	» »	0,262	8,46	415 ± 13
		Пегматоидные горнблендиты				
7	18494	Горнблендит-пегматит	Амфибол	1,33	44,1	424 ± 12
8	202/279,5	Горнблендит-пегматит флогопитовый	» »	1,60	52,5	420 ± 12
9	202/279,5	То же	Флогопит	7,69	260	432 ± 9
10	202/279,5	» »	» »	7,90	264	427 ± 9
		Жильные габброиды				
11	18208ш	Исит	Амфибол	1,10	35,3	412 ± 10

Таблица 76

Состав и свойства жильных минералов в серпентинитах Нижнетагильского массива

Компоненты	Ферробрусит [220]		Брусит		Кальцит 11234	Артинит 12058а	Гидромагнезит	
			[420]	11233а			120586	112336
	Состав монофракции, мас.%							
SiO_2	1,40	—	—	< 0,05	0,60	< 0,05	< 0,05	< 0,05
TiO_2	0,01	—	—	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Al_2O_3	0,05	—	—	< 0,05	0,24	< 0,05	0,07	0,05
Fe_2O_3	5,46	(5,60)	—	0,08	0,19	0,06	0,04	0,12
FeO	15,10	(15,51)	0,02	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MnO	0,75	(0,77)	0,02	0,09	0,025	< 0,005	< 0,005	0,005
NiO	—	—	—	0,004	0,004	0,004	0,004	0,007
CoO	—	—	—	< 0,004	< 0,004	< 0,004	< 0,004	< 0,004
MgO	50,00	(50,23)	69,02	69,14	3,28	42,06	43,30	44,15
CaO	0,05	—	—	< 0,05	—	0,04	0,39	< 0,05
H_2O^+	27,22	(27,69)	} 30,64	29,00	0,80	32,64	19,92	20,75
H_2O^-	0,20	(0,20)		0,06	0,12	0,36	Не обн.	Не обн.
CO_2	0,31	—	—	0,23	43,00	23,00	36,04	34,66
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,93	(100,00)	99,68	99,79	100,02	99,82	99,80	(100,33)
	Пересчет на элементарную ячейку							
Fe^{3+}	1,455		—	0,001	—	—	—	0,006
Fe^{2+}	1,401		—	—	0,005	—	—	—
Mn	0,071		—	0,001	—	—	—	—
Mg	8,073		2,000	1,996	0,136	2,000	5,000	4,994
Ca	—		—	—	1,859	—	—	—
OH	19,805		3,937	3,749	—	1,876	2,295	2,531
H_2O	0,148		—	—	—	3,000	4,000	4,000
CO_2	—		—	0,006	2,002	1,032	3,812	3,592
n_g	1,639		1,579	1,585	—	1,578	1,547	1,547
n_p	1,608—1,617		—	1,564	—	1,512	1,533	1,533
n_m	—		1,661	—	—	—	—	—
ρ г/см^3	2,72		2,36	—	2,70	—	2,03	2,12

Примечание: в скобках пересчет на чистое вещество и на 100%.

Таблица 77

Химический состав жильных повлен-хризотилов Нижнетагильского массива

Компоненты	Новый дунитовый карьер					Скв. 7528, гл. 260 м	
	110786	11232	11333в	11255	14447		
	Состав монофракции, мас.%						
SiO_2	43,02	39,80	40, 49	42,02	38,65	42,10	43,29
TiO_2	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,01	—
Al_2O_3	0,13	2,64	0,52	0,19	2,64	0,05	—
Fe_2O_3	2,57	3,16	2,52	2,33	4,86	1,03	—
FeO	1,20	2,20	0,21	1,91	—	2,02	1,99
MnO	0,01	0,08	0,04	0,03	0,06	0,03	—
NiO	0,017	0,009	0,012	0,025	—	—	—
CoO	< 0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	—	—
MgO	40,24	39,10	41,79	40,21	39,70	41,55	41,67
CaO	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,05	—
Na_2O	< 0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	—	—
K_2O	< 0,005	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	—	—
H_2O^+	13,00	12,50	13,70	12,87	—	13,27	12,53
H_2O^-	1,00	0,46	0,58	0,51	0,62	0,50	0,51
CO_2	< 0,10	< 0,10	0,11	< 0,10	—	0,22	—
Сумма	101,19	100,01	99,93	100,16	100,07	100,72	100,00
	Пересчет на 10 катионов						
Si	4,055	3,773	3,839	3,980	3,694	4,043	
Al	0,015	0,295	0,058	0,021	0,297	—	
Fe^{3+}	0,182	0,226	0,179	0,166	0,350	0,156	
Fe^{2+}	0,095	0,174	0,016	0,151	—	—	
Mn	—	0,006	0,003	0,002	0,004	—	
Ni	—	—	—	0,002	—	—	
Mg	5,653	5,526	5,905	5,678	5,655	5,801	
OH	8,174	7,905	8,663	8,132	8,592	7,809	
H_2O	0,314	0,145	0,183	0,158	0,197	0,320	

Таблица 78

Состав шурпихитов и магнетит-антигоритовых серпентинитов, мас.%

Компоненты	Нижнетагильский					Вересовоборский массив	
	958/194 [84]	1 [280]	2 [380]	1616 [280]	1624 [280]	17378	17661
SiO_2	35,60	35,90	34,91	39,54	37,59	36,48	37,87
TiO_2	—	—	Не обн.	0,27	0,17	0,05	0,04
Al_2O_3	0,24	0,42	0,42	0,47	0,25	0,79	0,30
Cr_2O_3	Следы	0,48	0,82	0,27	0,05[1]	0,33	0,31
Fe_2O_3	2,07	5,45	2,04	9,41	9,95	3,72	3,44
FeO	2,36	—	4,81	3,54	3,03	5,93	5,41
MnO	—	0,15	0,14	0,17	0,17	0,14	0,15
NiO	Следы	0,28	0,14	0,08	0,06	0,10	0,15
CoO	—	0,014	0,011	0,018	0,020	0,014	0,016
MgO	44,07	43,19	41,66	35,50	34,29	41,48	43,97
CaO	0,28	Не обн.	0,03	0,27	Не обн.	0,71	0,32
Na_2O	0,22	—	Следы	0,09	0,024	0,21	0,09
K_2O	0,14	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,18	<0,05
H_2O^+	14,40	—	—	10,00	14,30	9,78	8,14
H_2O^-	—	—	—	—	—	0,28	0,24
CO_2	0,25	—	—	0,05	0,13	0,32	0,21
П.п.п.	—	14,08	14,31	10,26	14,37	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	0,014	0,011
V_2O_5	—	—	—	Следы	0,023	< 0,02	< 0,02
Сумма	99,63	99,96	99,39	100,39	100,00	100,52	100,01
$F_{пор.}$	5,09	5,8	8,3	15,97	16,4	11,2	9,8
$RO : SiO_2$	1,94	1,90	1,94	1,59	1,63	1,91	1,91
K	46,8	—	29,0	72,5	78,2	36,1	36,3

ТАБЛИЦЫ ФОТОИЛЛЮСТРАЦИЙ ШЛИФОВ, ОБРАЗЦОВ И ОБНАЖЕНИЙ

Таблица I

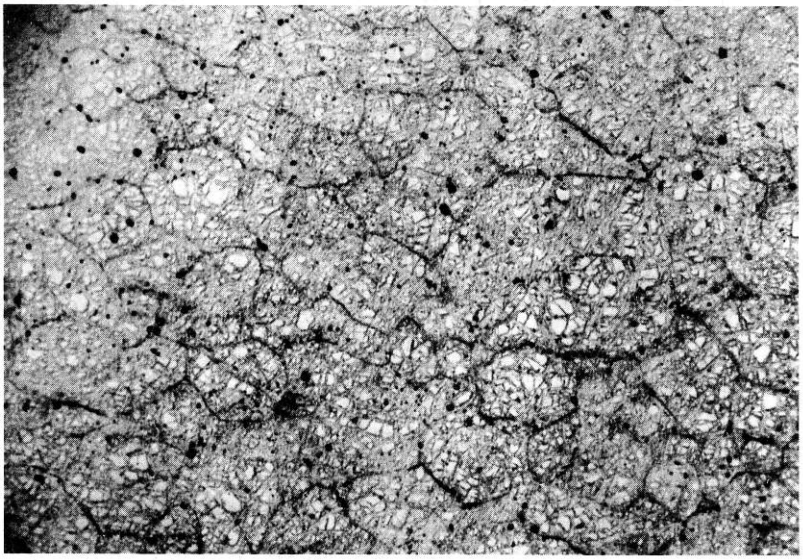


Рис. 1. Квазидунит мелкозернистый серпентинизированный с реликтовой полиэдрической структурой. Нижнетагильский массив (увел. 9,5)

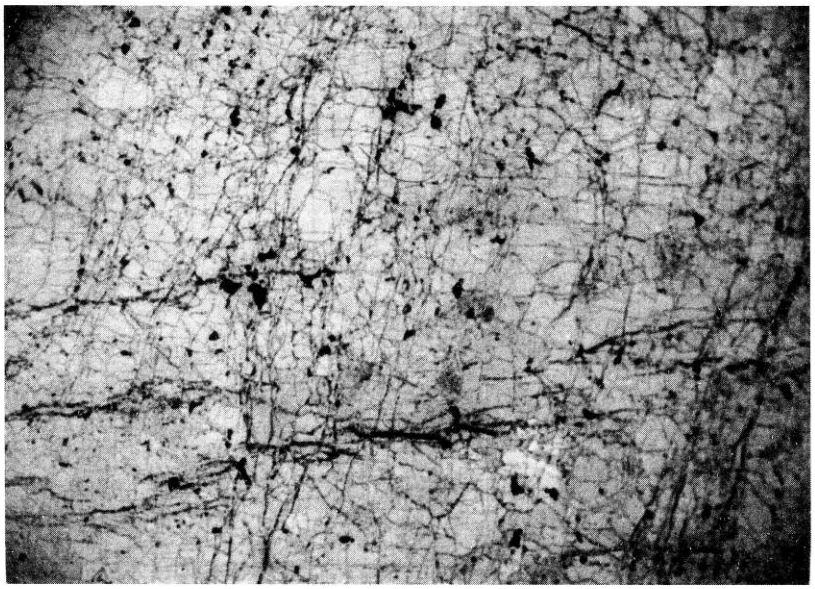


Рис. 2. Оливинит из краевой части Иовского дунитового тела с ксеноморфным хроммагнетитом, обр. 16/86 (увел. 9,5)

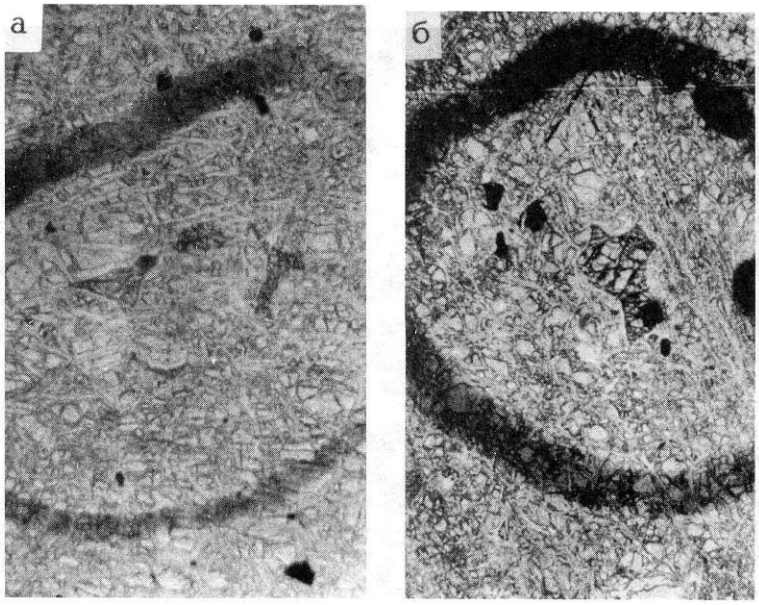


Рис. 1. Форма и размеры первичных зерен оливина в диопсидсодержащем дуните, фиксируемых интерстициальными зернами диопсида:

а — Каменушинский массив, обр. 2192 (увел. 10); *б* — Юдинское дунитовое тело, обр. 2806 (увел. 12)

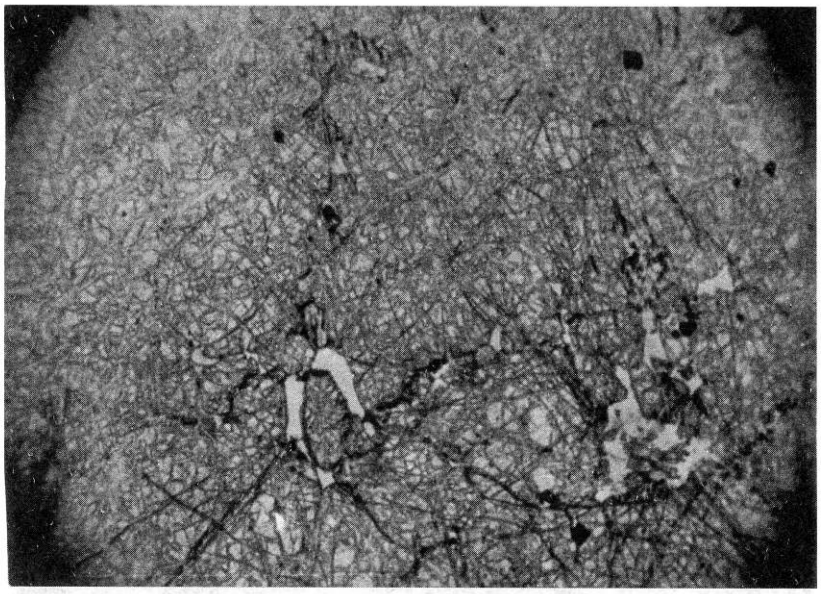


Рис. 2. Миаролитовый протодунит серпентинизированный:

белое — офит; светло-серое — серпентинизированный оливин; черные компактные зерна — хромшпинелид. Нижнетагильский массив (увел. 10)

457

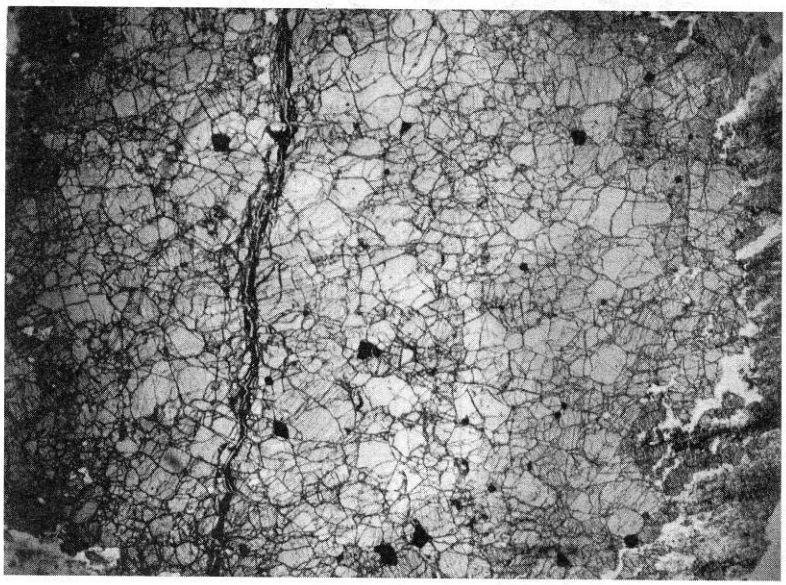


Рис. 1. Мелкозернистый перекристаллизованный дунит. Нижнетагильский массив, скв. 7529, гл. 463 м (увел. 7)

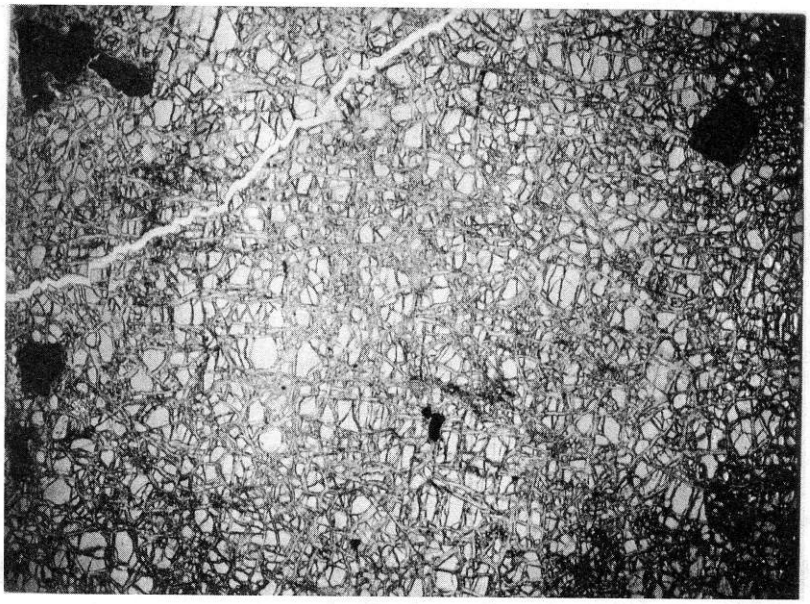


Рис. 2. Среднезернистый перекристаллизованный дунит серпентинизированный. Нижнетагильский массив, Старый дунитовый карьер (увел. 8)

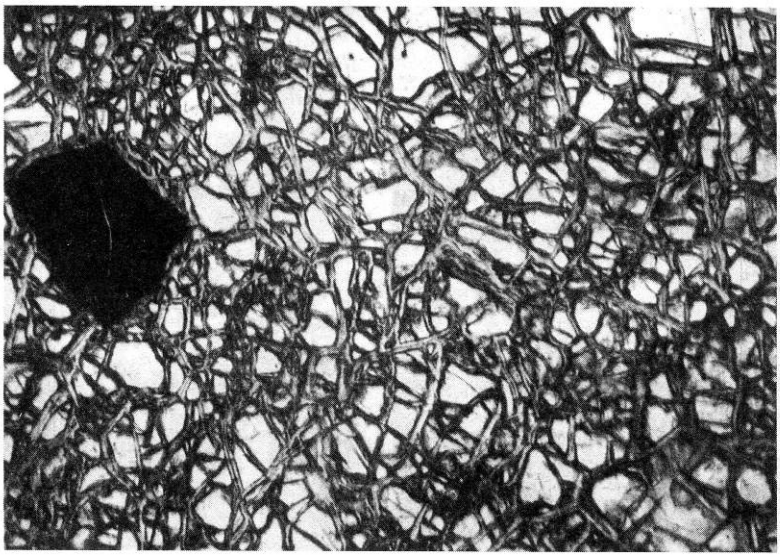


Рис. 1. Крупнозернистый перекристаллизованный дунит. Нижнетагильский массив, южный склон г. Соловьева (увел. 7)

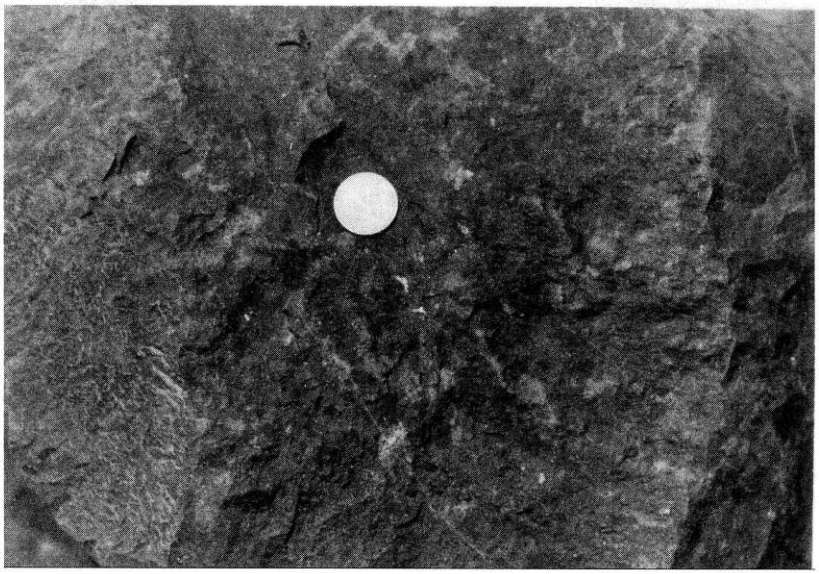


Рис. 2. Миаролитовый крупнозернистый дунит. Северное тело Уктусского массива

459

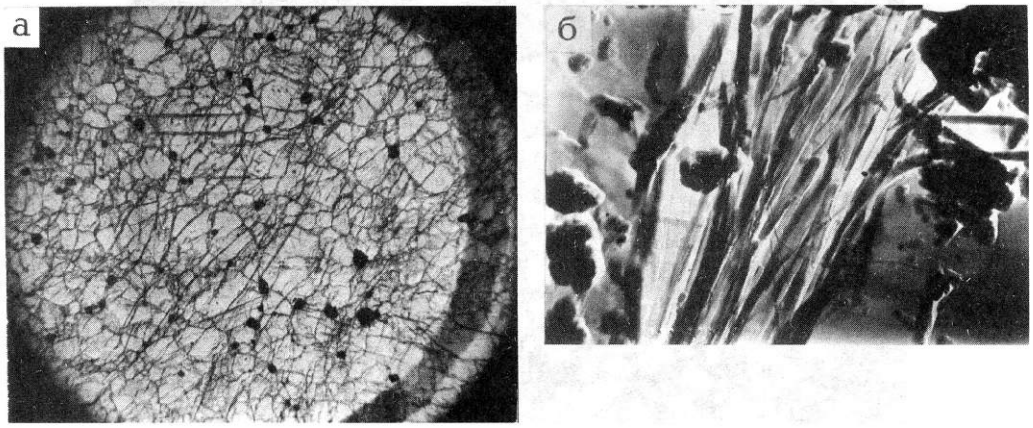


Рис. 1. Вростки хризотила в оливине из дунитов Иовского тела:
а — вид в шлифе, скв. 18, гл. 13 м (увел. 12); *б* — электронно-микроскопические снимки. Иовское тело, скв. 69, гл. 44 м (увел. 8200)

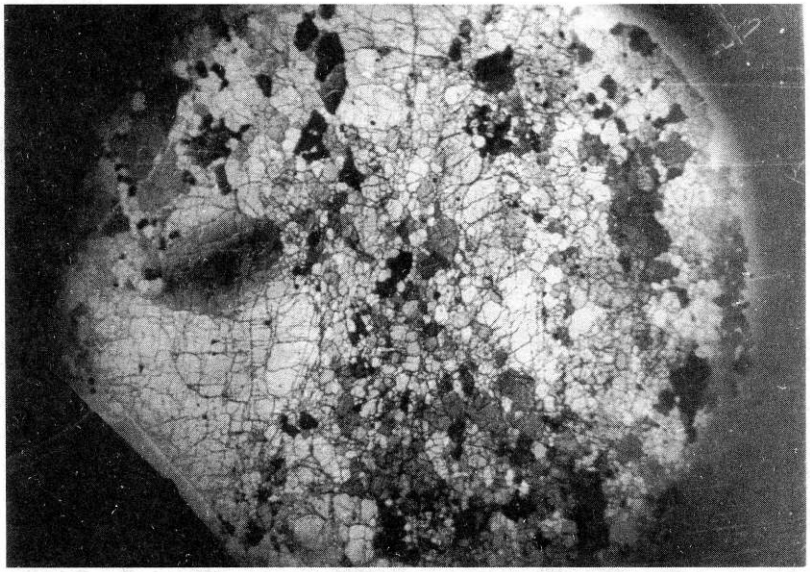


Рис. 2. Дунит с полосами рекристаллизации. Иовское дунитовое тело, скв. 75, гл. 5 м (увел. 9,5, николи +)

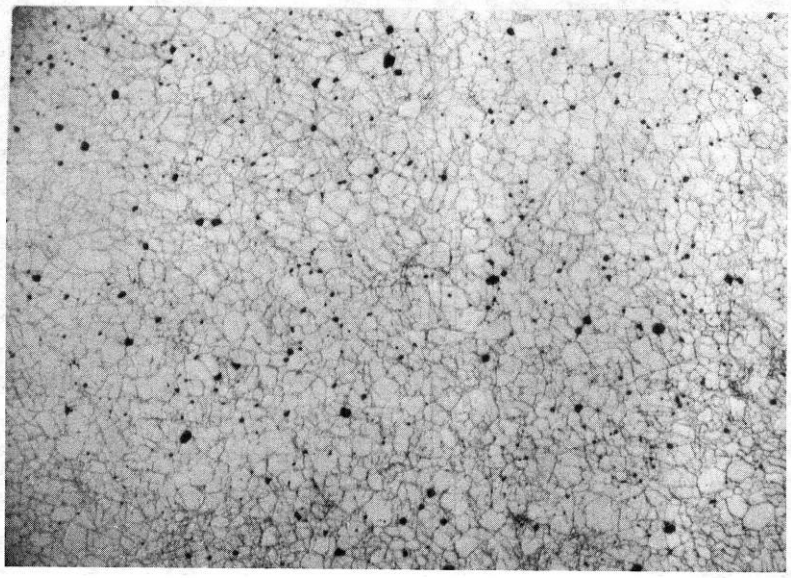


Рис. 1. Милонитизированный и рекристаллизованный дунит. Иовское тело, скв. 74, гл. 71,5 м (увел. 9,5, проходящий свет)

Рис. 2. То же (николи полускрещены)

461

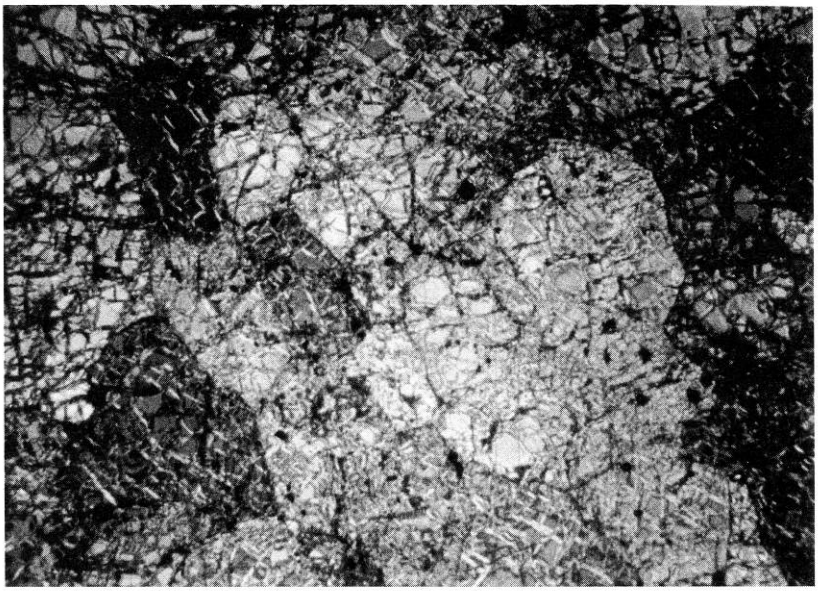


Рис. 1. Дунит перекристаллизованный с полиэдрической структурой. Нижнетагильский массив (увел. 16, николи +)

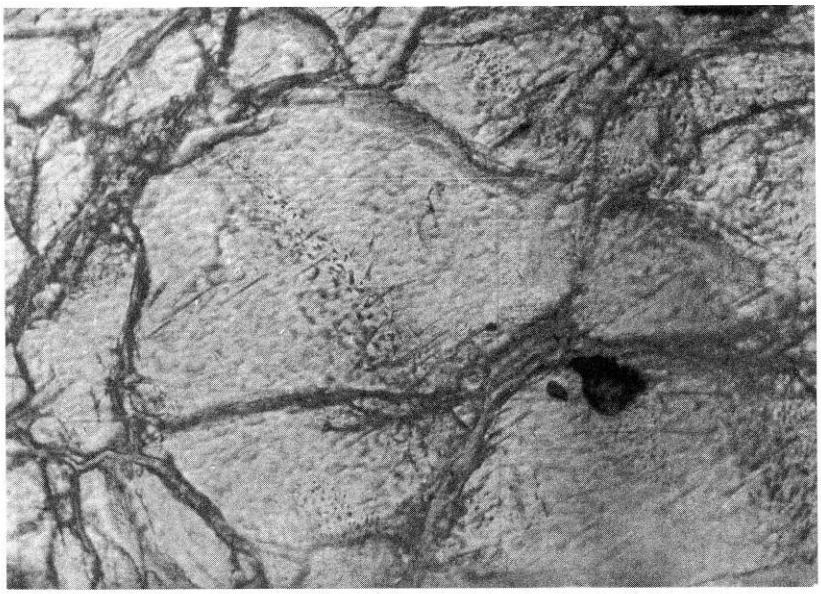


Рис. 2. Полосы газово-жидких включений в оливине с вростками хризотила. Иовское тело (увел. 24)

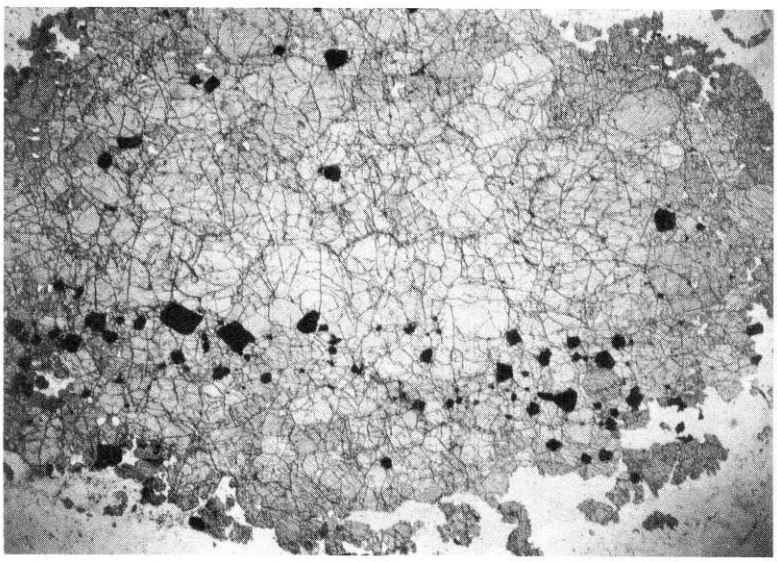


Рис. 1. Линейно-струйчатая хромитовая жилка в несерпентинизированном дуните. Нижнетагильский массив, скв. 7529, гл. 380 м (увел. 4,5)

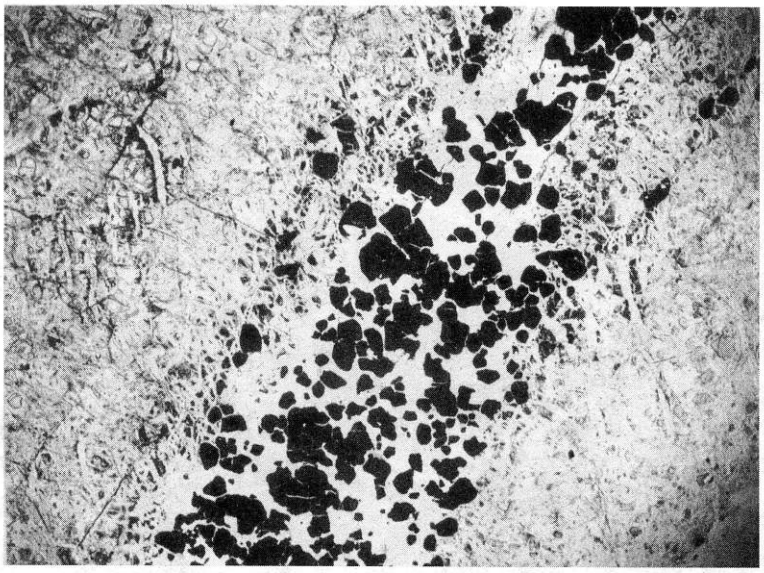


Рис. 2. Жилка средневкрапленного хромшпинелида в дуните. Характерна полная серпентинизация оливина в жилке и по ее периферии. Нижнетагильский массив, скв. 7527, гл. 430 м (увел. 7)

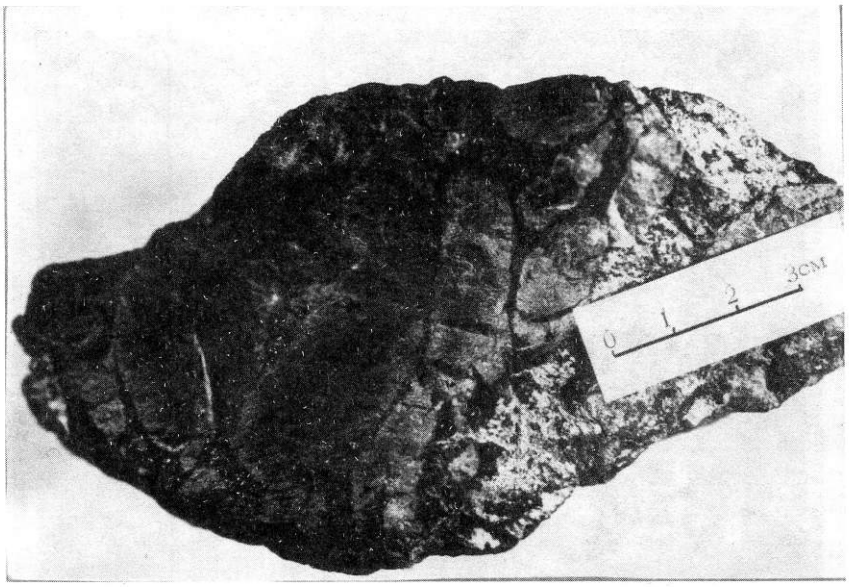


Рис. 1. Дунитовая брекчия, сцементированная хромшпинелидовым агрегатом (черное). Нижнетагильский массив, обр. Уральского геологического музея

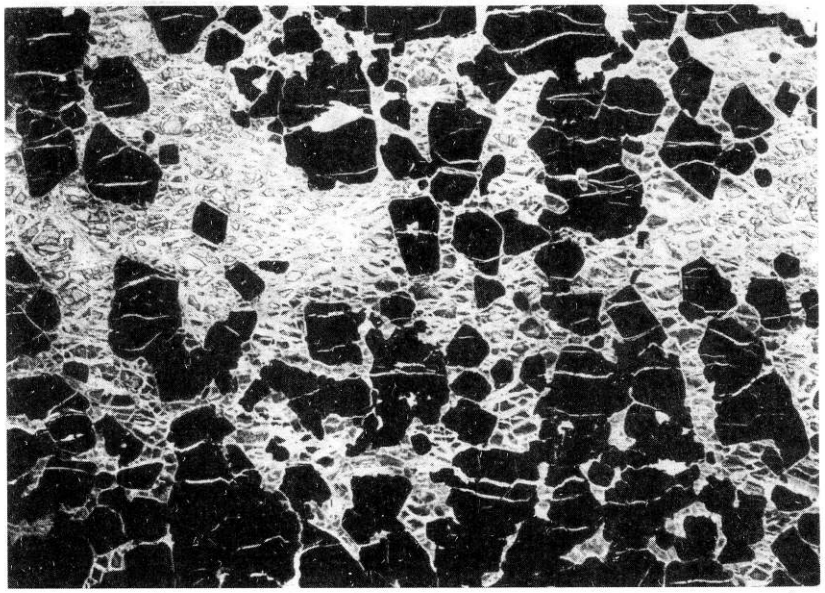


Рис. 2. Структура густовкрапленных хромититов. Нижнетагильский массив, скв. 7527, гл. 170,1 м (увел. 7,4)

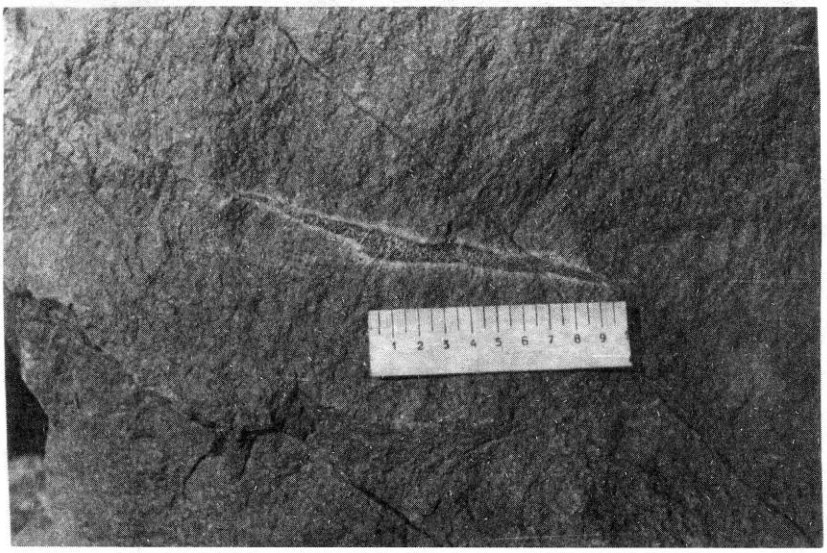


Рис. 1. Оторочка серпентинизации вокруг линзовидной хромитовой жилки в дунитах Нижнетагильского массива, отвалы Александровского карьера

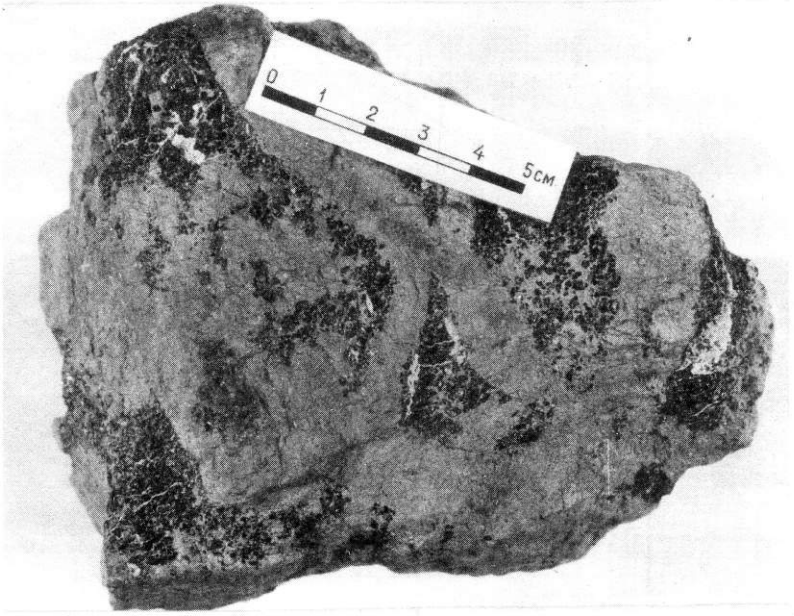


Рис. 2. Система пересекающихся дунитовых жилок в хромитите. Нижнетагильский массив, верховья Александровского лога

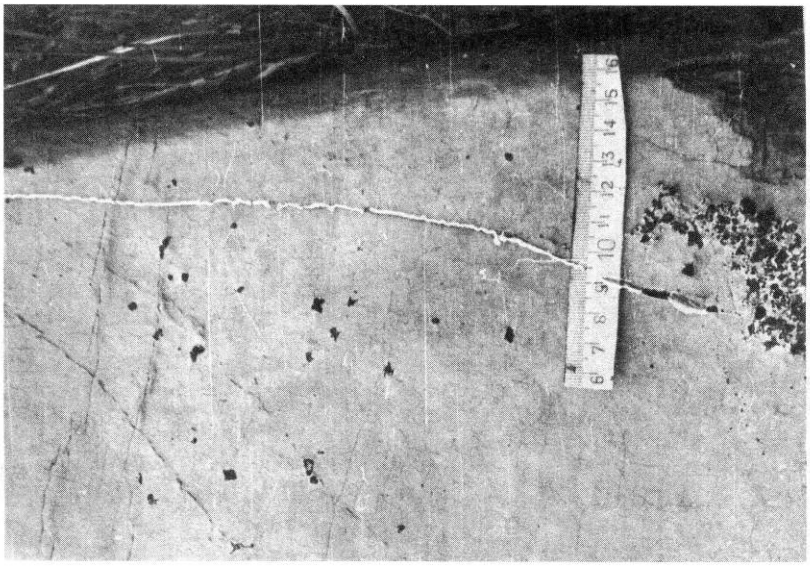


Рис. 1. Дунит-пегматит с неравномерным распределением крупных индивидов хромшпинелида (черное). Желтая сопка, водораздельный хребет

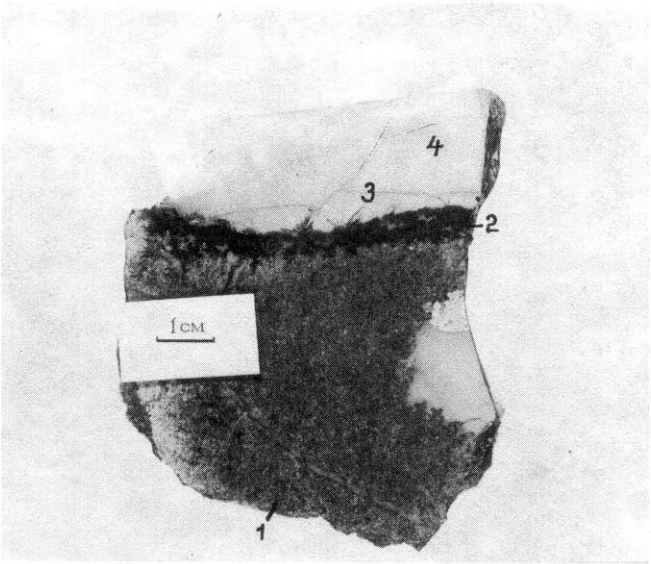


Рис. 2. Краевая часть камерного ультрамафического пегматита. Нижнетагильский массив, Ипатовская жила:

1 — хризотилизированный дунит; *2* — феррихромит; *3* — пеннин хромовый; *4* — офит

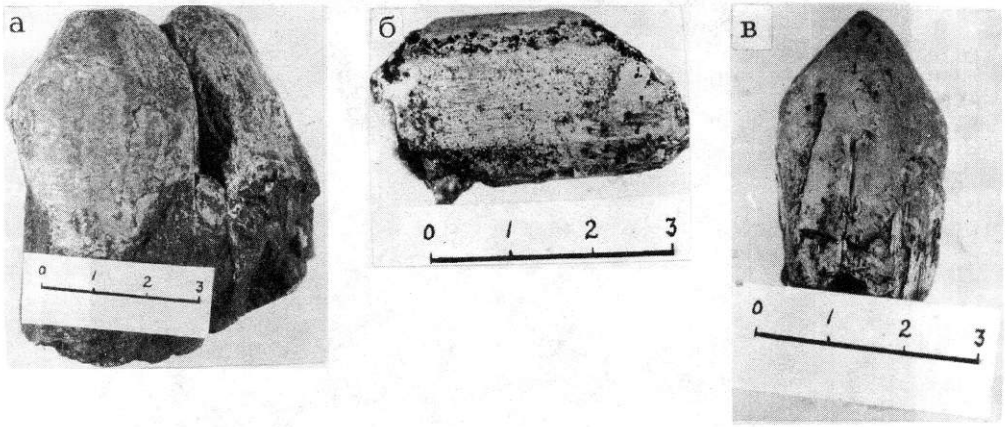


Рис. 1. Морфология кристаллов оливина из камерного пегматита Ипатовской жилы. Нижнетагильский массив (*а, б, в*)

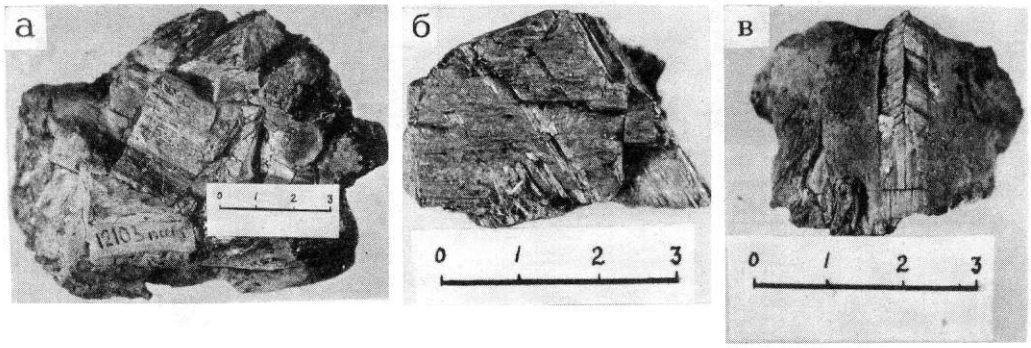


Рис. 2. Типы псевдоморфоз хризотил-асбеста по кристаллам оливина. Нижнетагильский массив, Ипатовская пегматитовая жила (*а, б, в*)

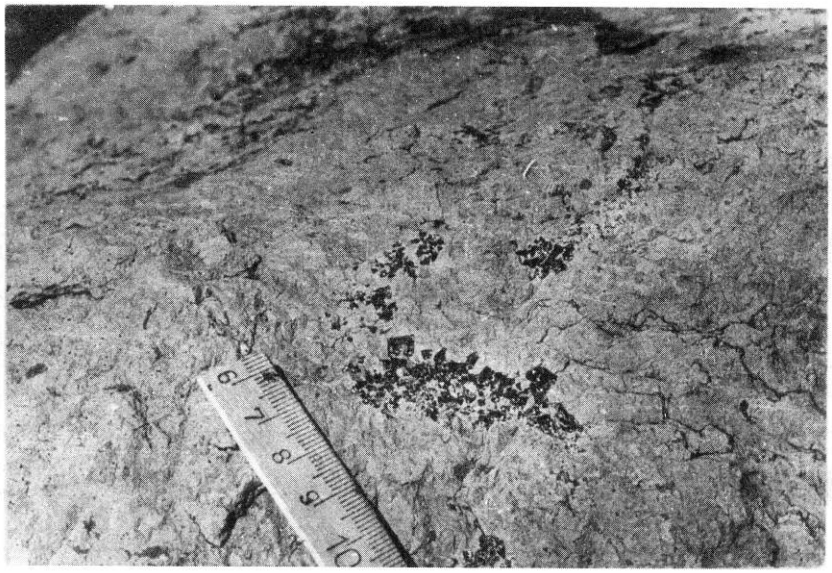


Рис. 1. Друзовидный агрегат скелетных кристаллов хромшпинелида в дунит-пегматите массива Желтой сопки. Водораздельный хребет

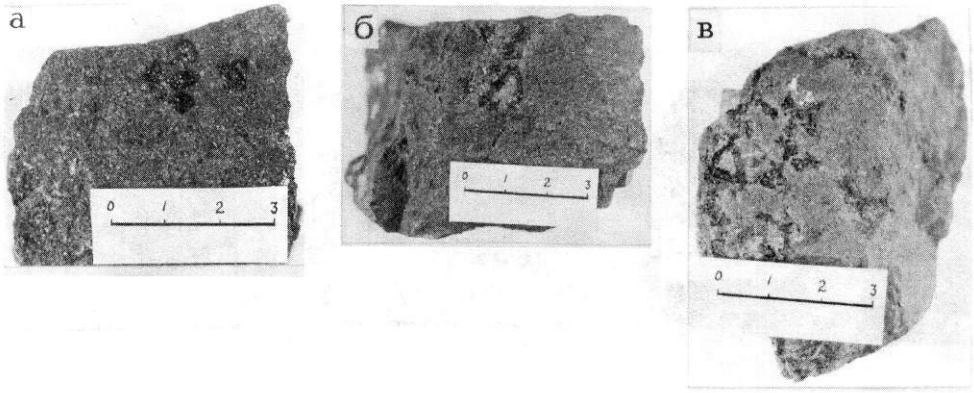


Рис. 2. Скелетные и футляровидные кристаллы хромшпинелида из дунит-пегматитов Нижнетагильского массива. Старый дунитовый карьер, отвалы (*а, б, в*)

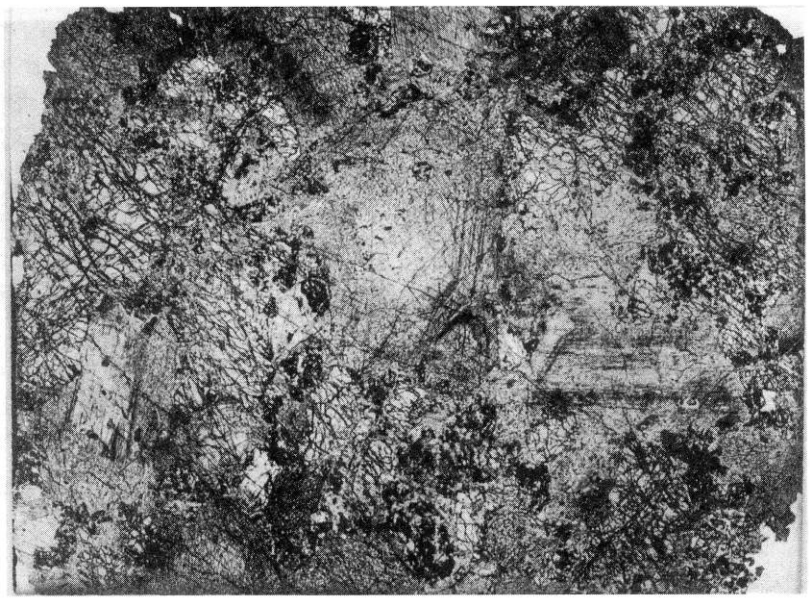


Рис. 1. Верлит с зональными кристаллами клинопироксена из Кушвинского (Гороблагодатского) массива (увел. 12)

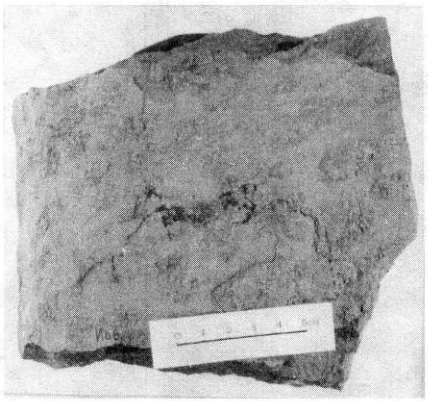


Рис. 2. Пятнисто-пойкилитовый верлит из кровли Иовского дунитового тела. Иовская площадка, подножие г. Конжаковский Камень:

округлые пятна — пойкилокристы клинопироксена

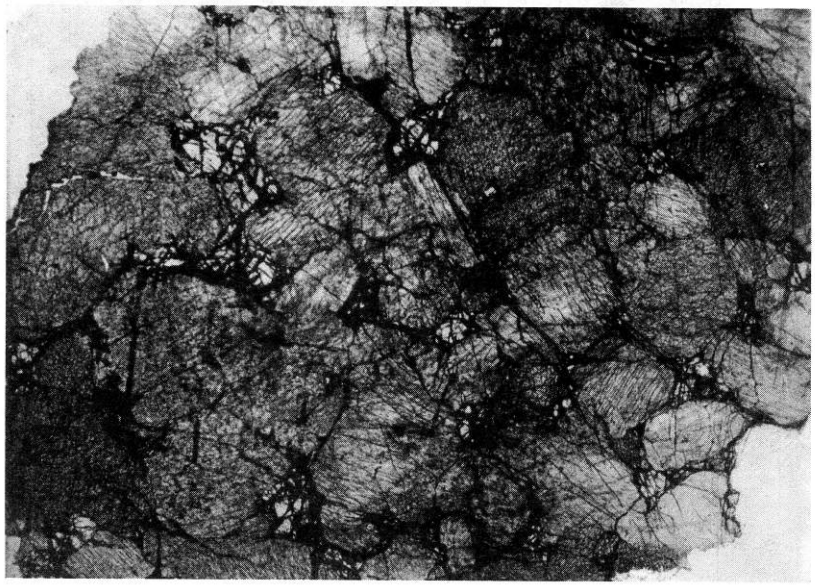


Рис. 1. Клинопироксенит оливинсодержащий. Денежкин Камень (увел. 6,3)

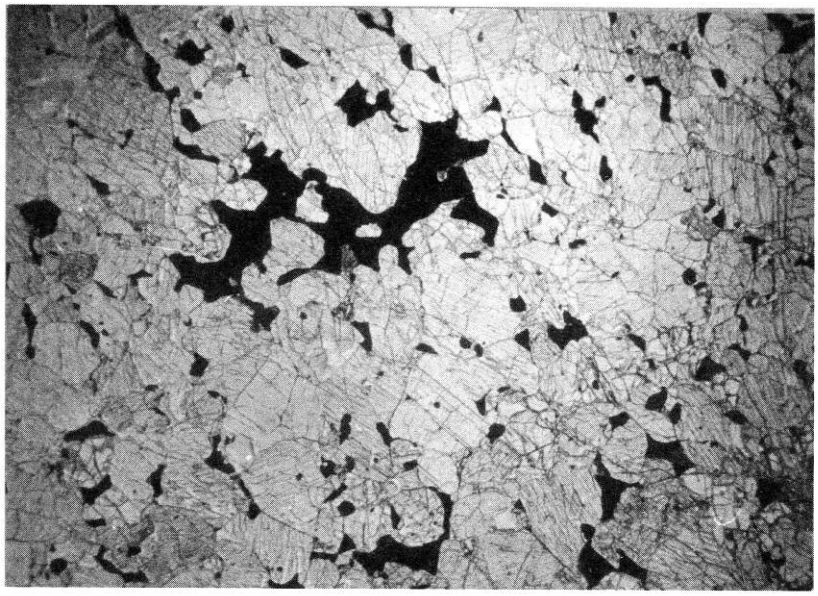


Рис. 2. Магнетитовый клинопироксенит с "сидеронитовой" структурой Нижнетагильский массив (увел. 7,5):

черное — магнетит; серое — плеонаст

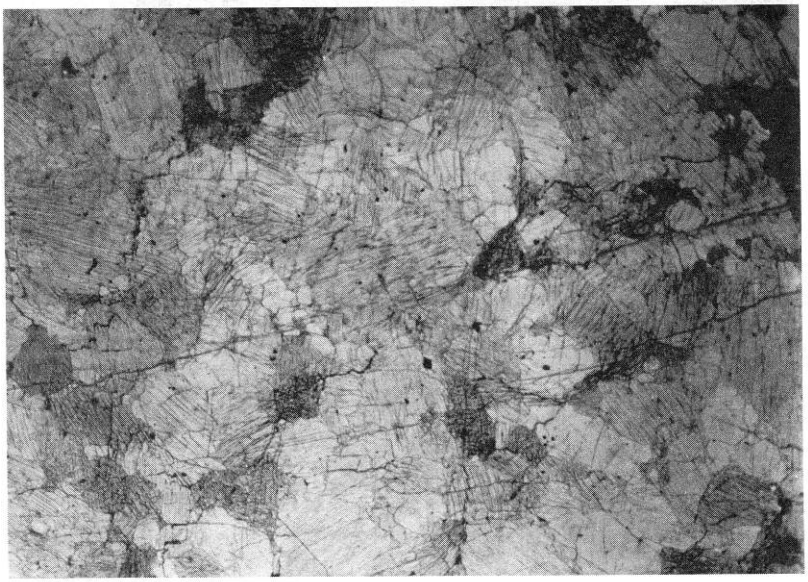


Рис. 1. Бронзитит (черное — хроммагнетит). Иовское дунитовое тело, скв. 12, гл. 86 м (увел. 15)

Рис. 2. Положение бронзититов в структуре Иовского дунитового тела, северо-восточный контакт:

1 — дуниты; *2* — клинопироксениты; *3* — энстатитовые дуниты и гарцбургиты; *4* — бронзититы

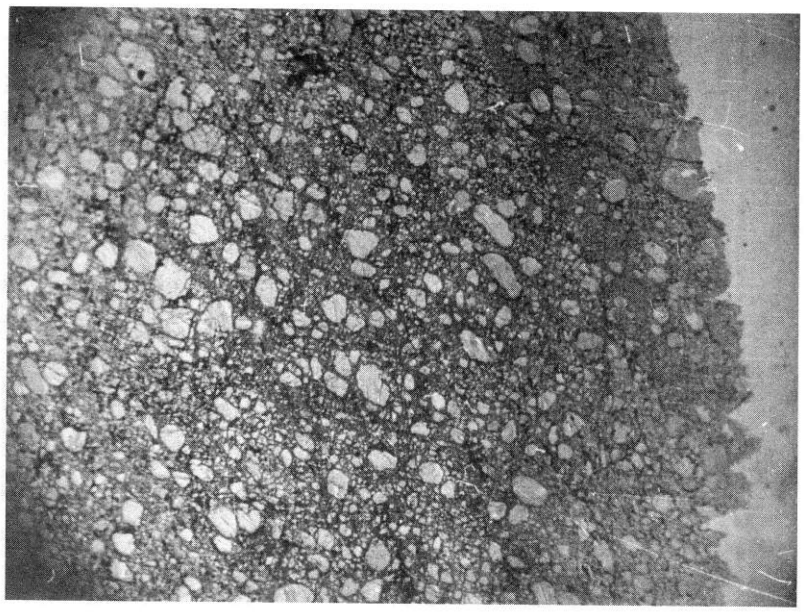


Рис. 1. Клинопироксенит среднемилонитизированный. Нижнетагильский массив, обр. 14513 (увел. 8)

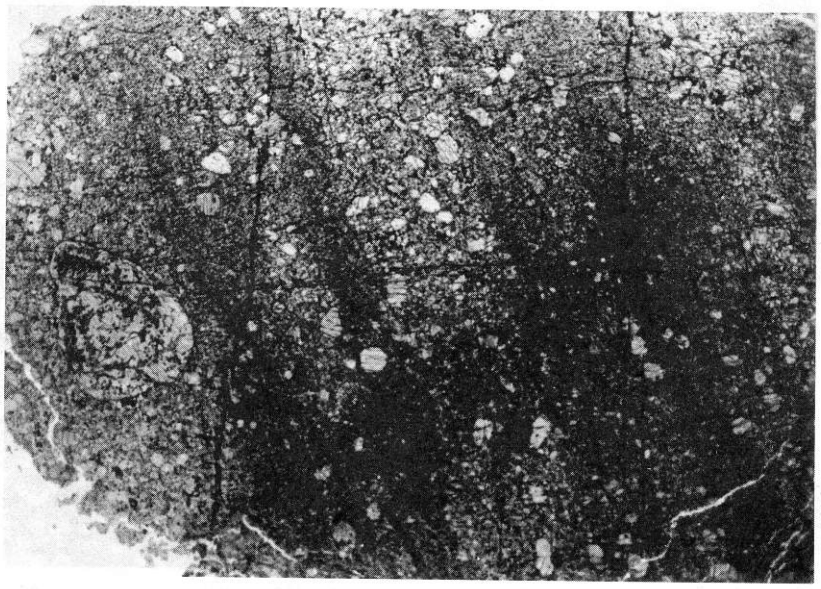


Рис. 2. Клинопироксенит магнетитовый сильно милонитизированный с округлыми кристаллобластами клинопироксена. Вершина Косьвинского Камня, обр. 2996 (увел. 6)

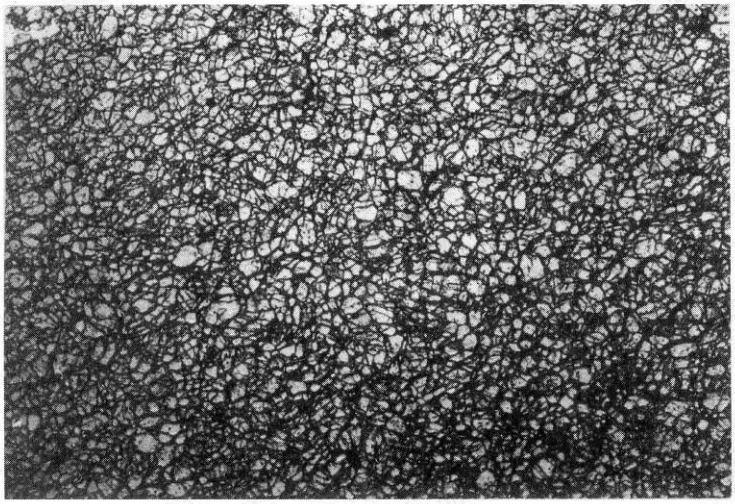


Рис. 1. Милонитизированный и рекристаллизованный клинопироксенит. Нижнетагильский массив, обр. 11114 (увел. 9,5)

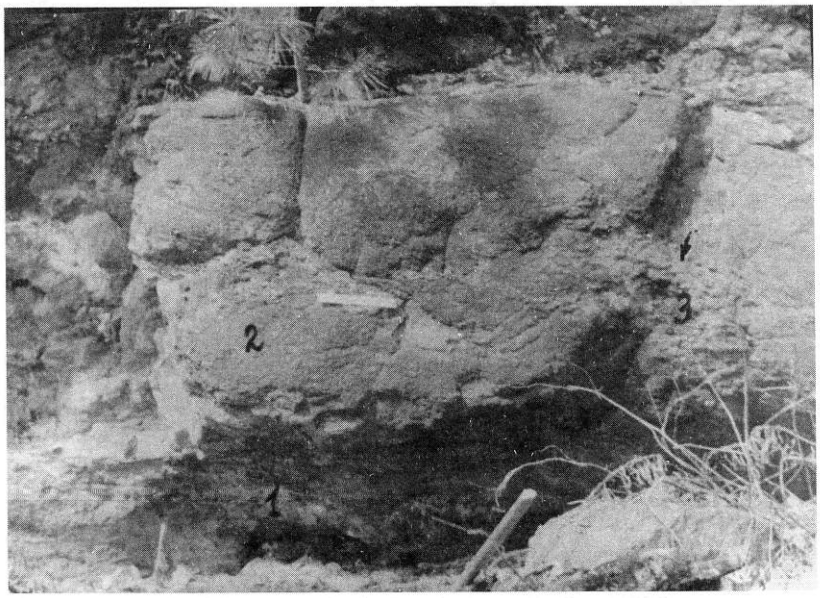


Рис. 2. Жилы оливинита (*1*) в клинопироксенитах (*2*), окруженные пироксенит- и верлит-пегматитами (*3*). Синегорский массив, обнажение у вершины (длина линейки 20 см)

Рис. 1. Жила оливинита с ксенолитами, останцами клинопироксенита и апофизами оливинита в клинопироксените. Гусевогорский массив, Южный карьер:

а — общий вид; *б* — с увеличением

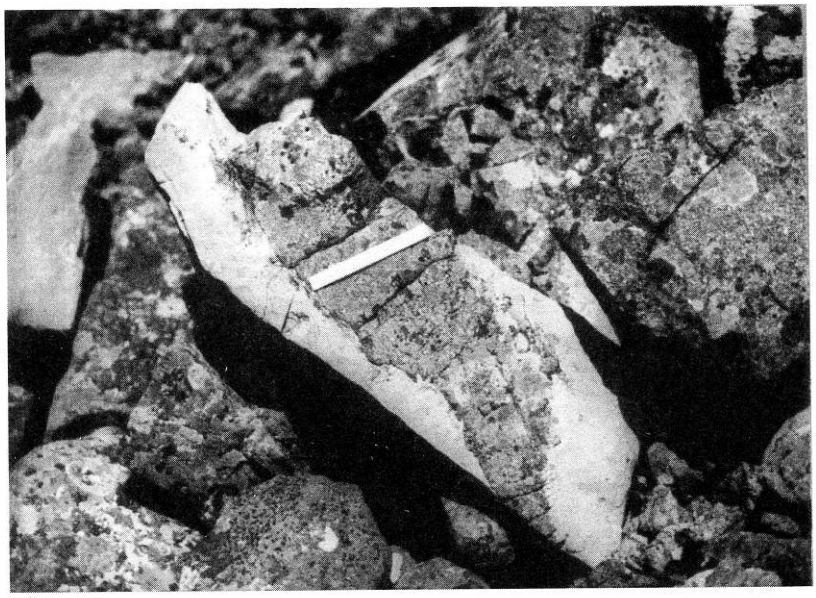


Рис. 1. Ксенолиты бронзитита в дуните со следами ассимиляции и перекристаллизации по периферии. Конжаковский массив, западный борт Иовского тела (длина линейки 20 см)

Рис. 2. Активный контакт дунита с клинопироксенитом с образованием зон такситовых верлитов и верлит-пегматитов. Иовское дунитовое тело (длина линейки 20 см)

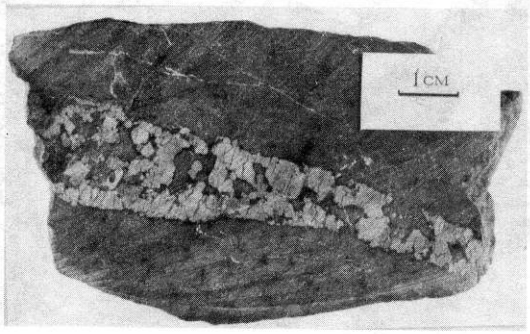


Рис. 1. Взаимоотношения верлитовой жилки с дунитами. Северный Уктусский массив, отвалы из ковша Нового трамплина

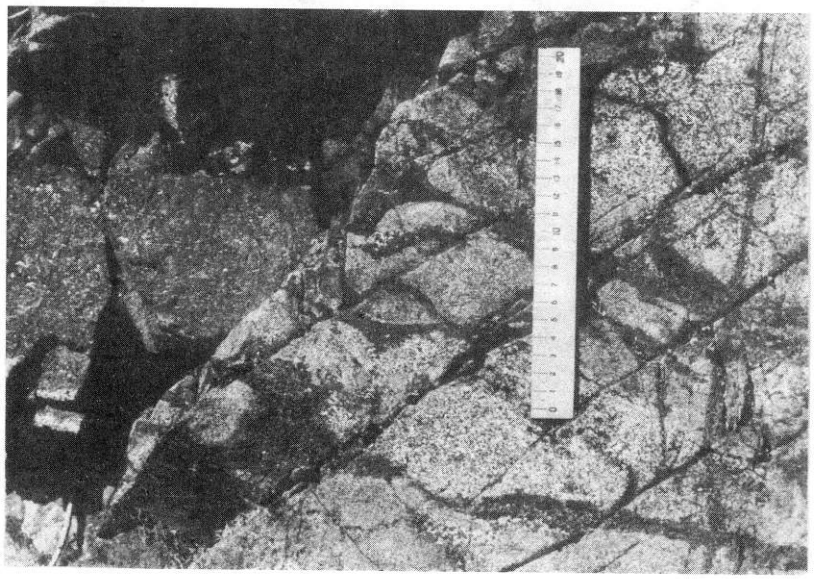


Рис. 2. Жилы клинопироксенита в кытлымитах. Вершина к западу от западного Гусевогорского карьера (длина линейки 20 см)

Рис. 1. Конжакит с типичной штриховой полосчатостью. Западный контакт Каменушинского массива (длина молотка 60 см)

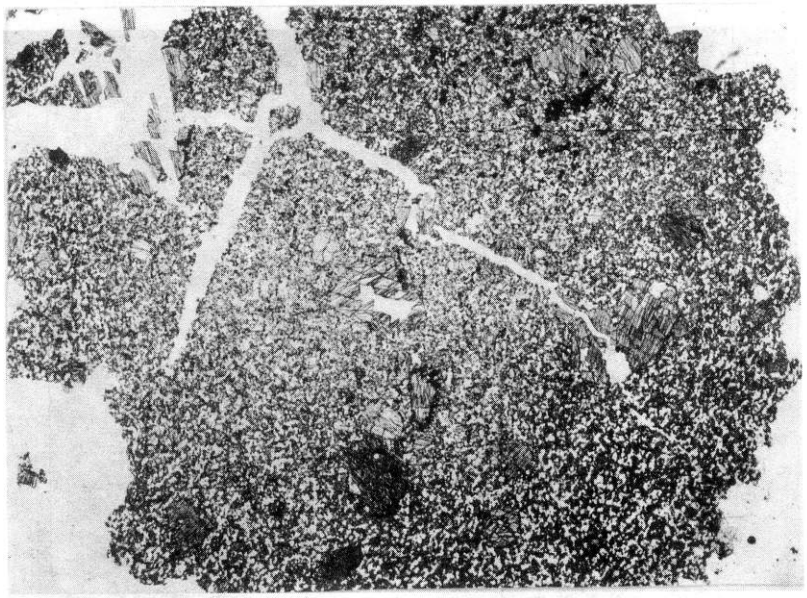


Рис. 2. Апоконжакитовый бластомилонит с угловатыми кристаллокластами клинопироксена и рекристаллизованной роговиковоподобной пироксен-плагиоклазовой основной тканью. Конжаковский массив, обр. 2932 (увел. 8)

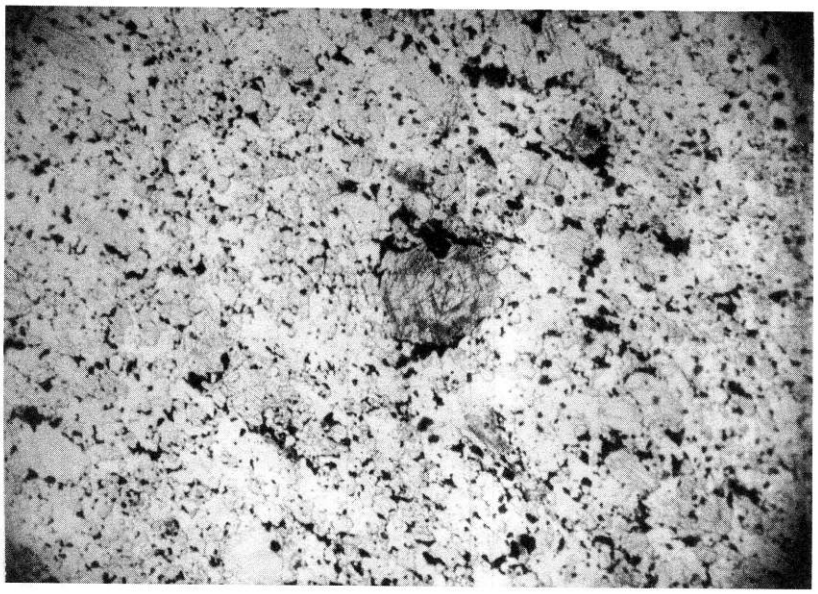


Рис. 1. Милонитизированный магнетитовый конжакит с порфиробластами клинопироксена (начальный рост) и оторочкой "отогнанного" магнетита:
серое — клинопироксен; черное — магненит; белое — плагиоклаз. Нижнетагильский массив, обр. 2937 (увел. 12)

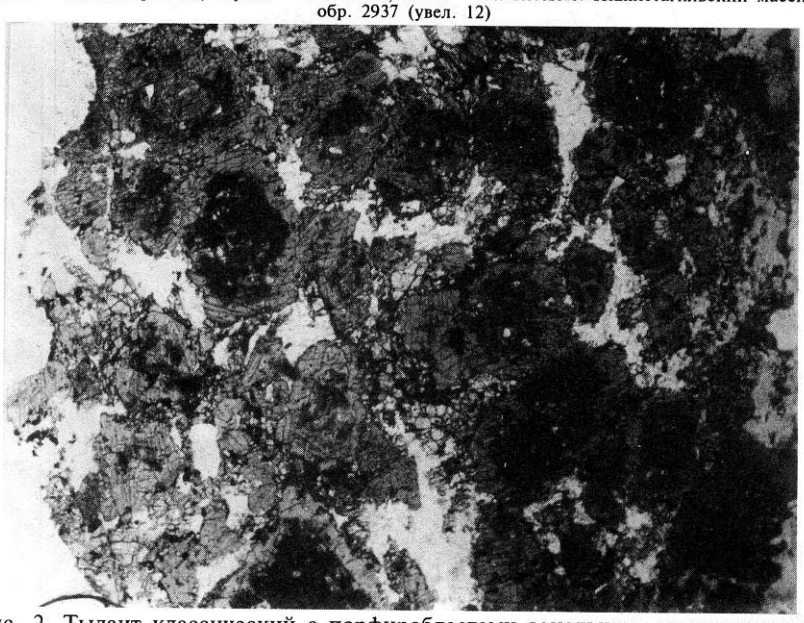


Рис. 2. Тылаит классический с порфиробластами зонального клинопироксена и интерстициальным магнетитом (черное) и плагиоклазом (белое). Нижнетагильский массив, р. Зотиха, обр. 9700 (увел. 8)

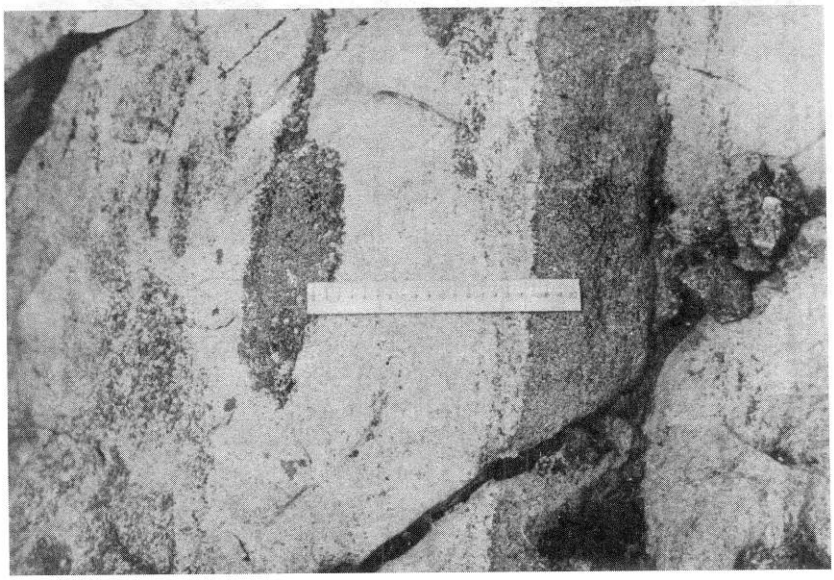


Рис. 1. Замещение клинопироксенитов анортозитом (белое) с образованием каймы магнетитовых оливинитов (темно-серое) на контакте с клинопироксенитом или по его реликтам. Качканарский массив, Еловая грива

Рис. 2. Метасоматическое замещение габброидами клинопироксенитов. Качканарский массив, юго-восточный отрог

Рис. 1. Полосчатые фельдшпатизированные клинопироксениты со слабой рекристаллизацией и порфиробластезом. Верховья р. Гаревой, Тылайский Камень

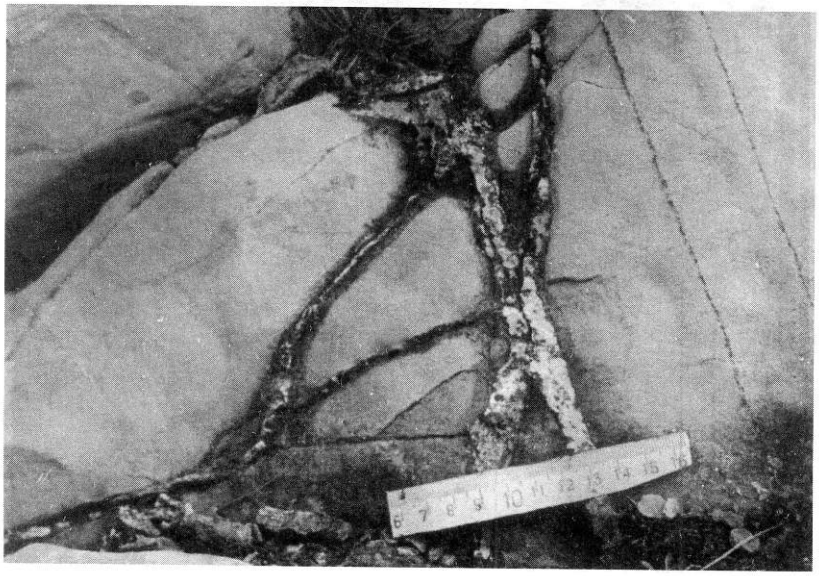


Рис. 2. Секущие каринтин-плагиоклазовые жилки в дунитах Желтой сопки. Водораздельный хребет

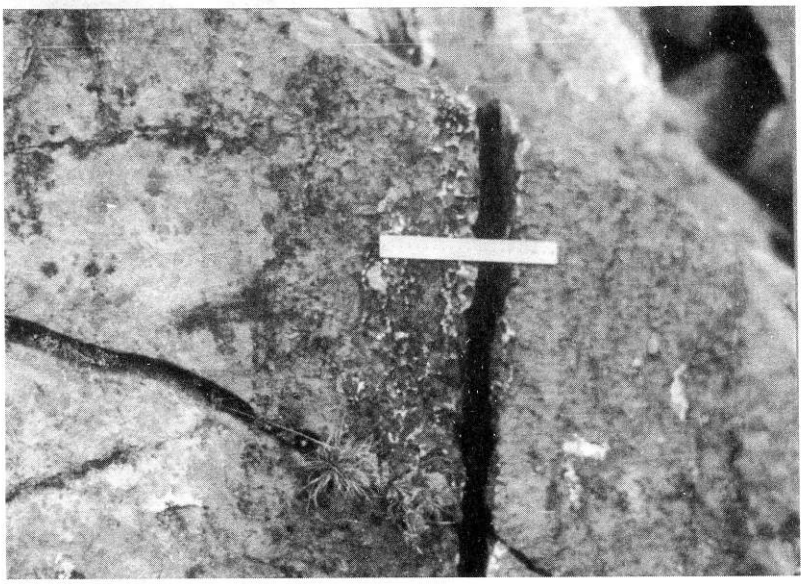


Рис. 1. Жила троктолит-пегматита с оторочками оливинит-пегматита в дунитах Желтой сопки. Водораздельный хребет (длина линейки 20 см)

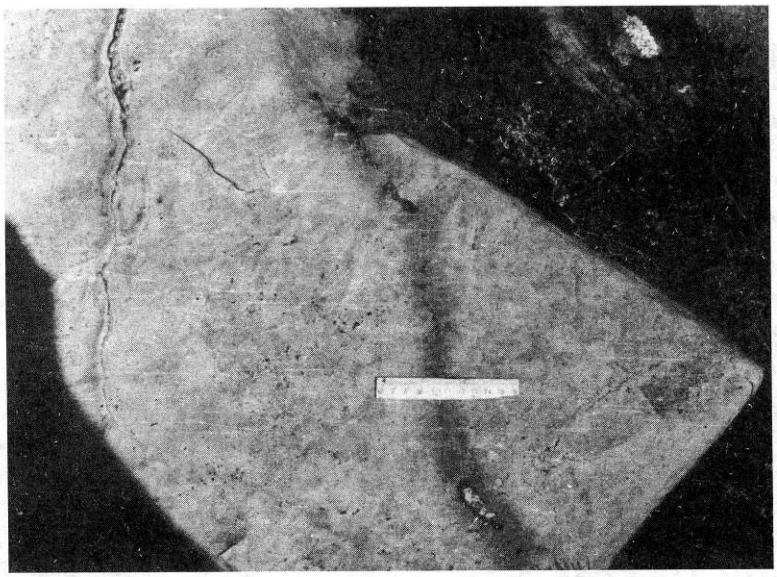


Рис. 2. Оливинитовая жила (темно-серое) с сегрегациями плагиоклаза (внизу) и титанхроммагнетита (вверху) в дунитах Желтой сопки. Водораздельный хребет (длина линейки 20 см)

481

Рис. 1. Обычный грубозернистый троктолит-пегматит с крупными индивидами оливина (серое). Желтая сопка, водораздельный хребет

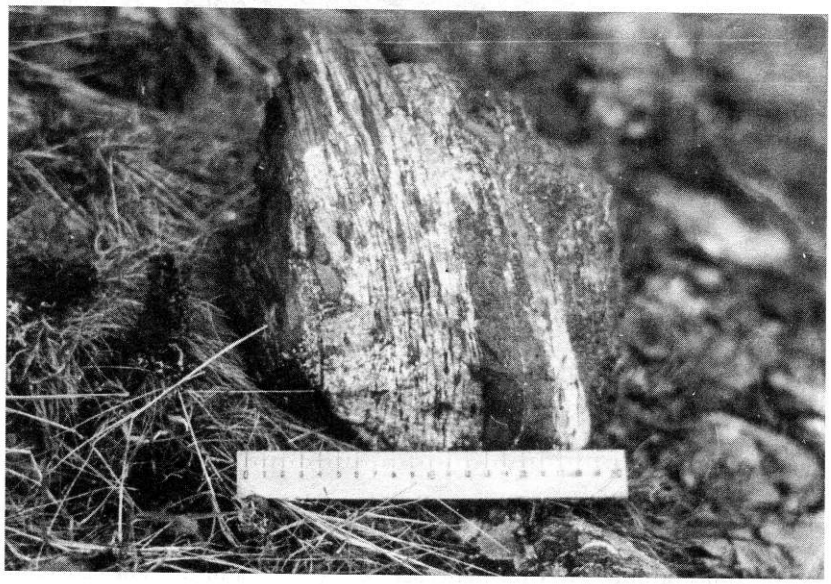


Рис. 2. Развальцованный троктолит-пегматит с линзовидными блоками оливина. Там же

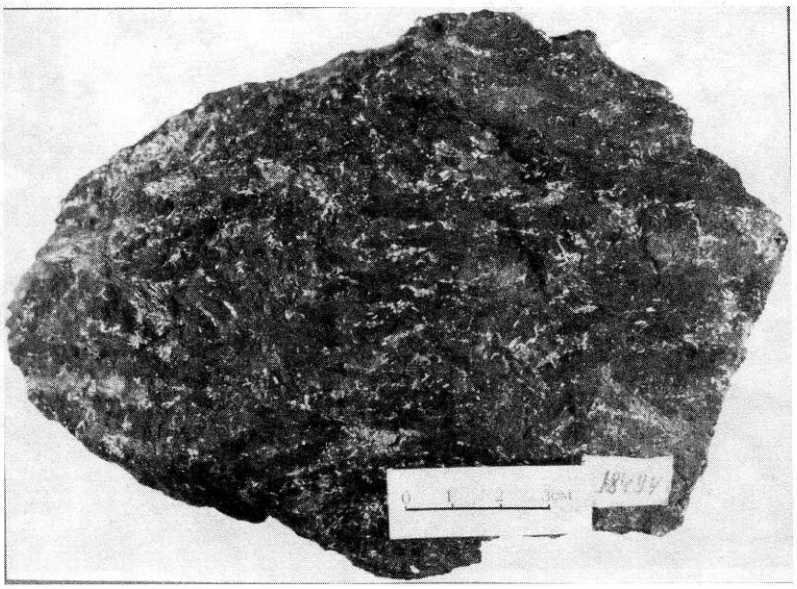


Рис. 1. Апатитовый горнблендит-пегматит. Светлоборский массив. Обр. 18494

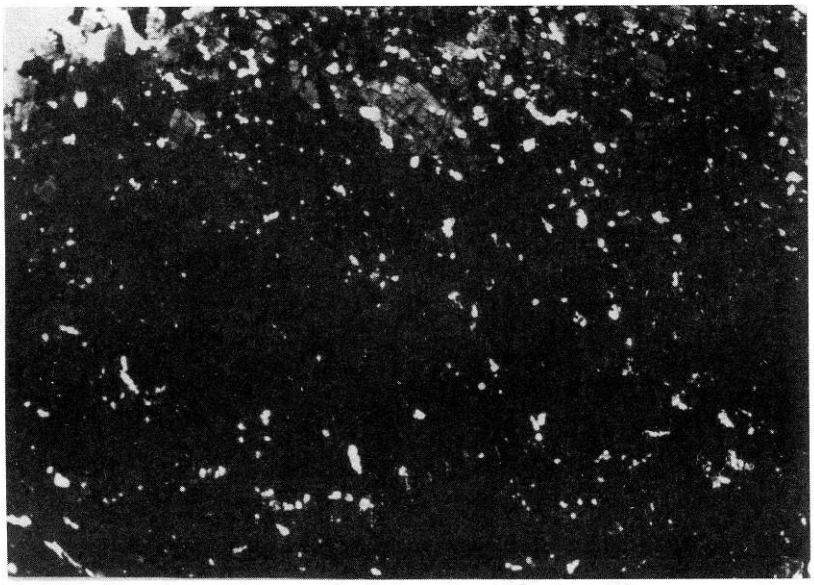


Рис. 2. Магнетит-апатитовый горнблендит Светлоборского массива. Западный контакт, обр. 18845:

белое — апатит

483

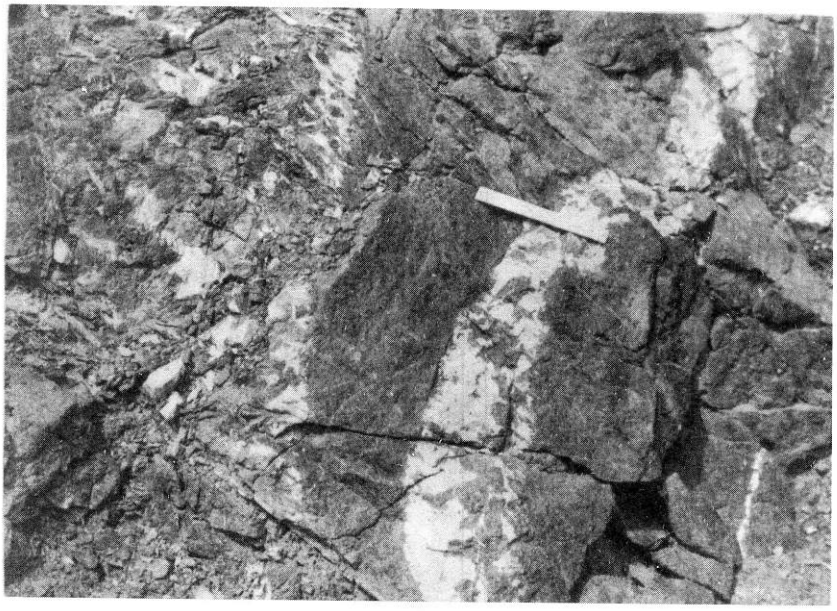


Рис. 1. Жила габбро-пегматита в горнблендитах Первоуральского карьера. Северный борт

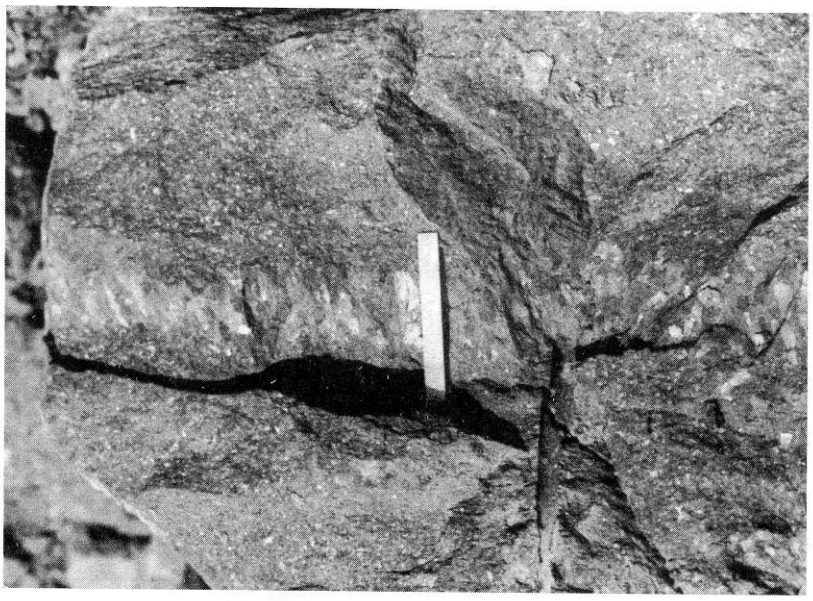


Рис. 2. Секущая жила горнблендит-пегматита в крупнозернистых горнблендитах Первоуральского массива (длина линейки 20 см)

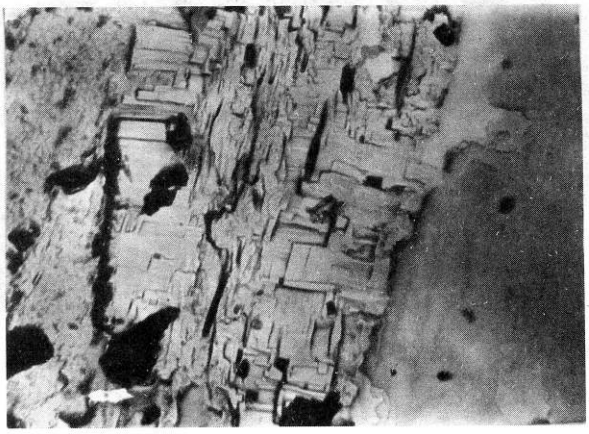


Рис. 1. Зональная лизардит-хризотиловая жила в дунитах Иовского тела (увел. 12 000)

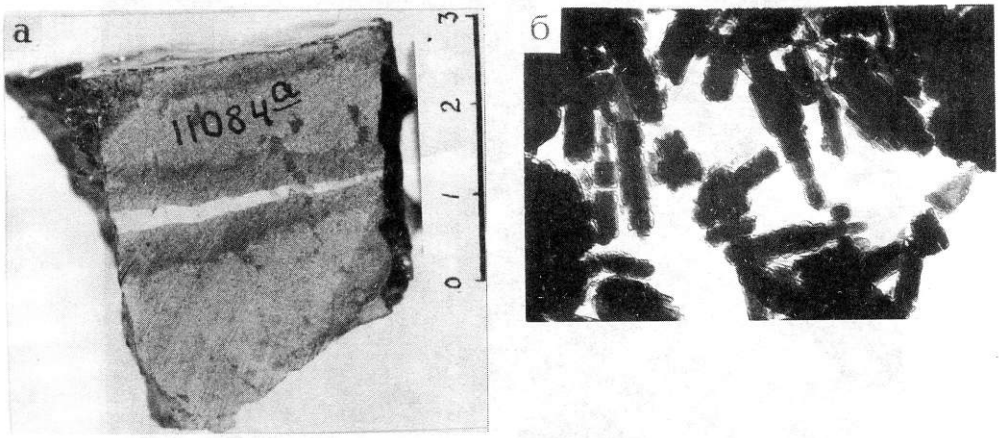


Рис. 2. Повлен-хризотиловая жила (белое) в серпентинизированном дуните. Нижнетагильский массив, Новый дунитовый карьер:
а — в натуральную величину; *б* — под электронным микроскопом (увел. 32 000)

485

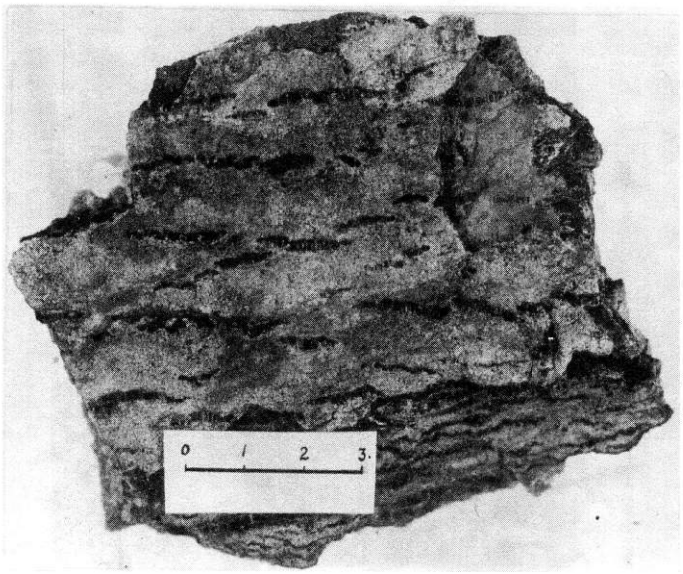


Рис. 1. Шурпихит с трещинами разрыва, выполненными шестоватым агрегатом брусита, магнетита и антигорита. Тагильский массив, г. Зотиха

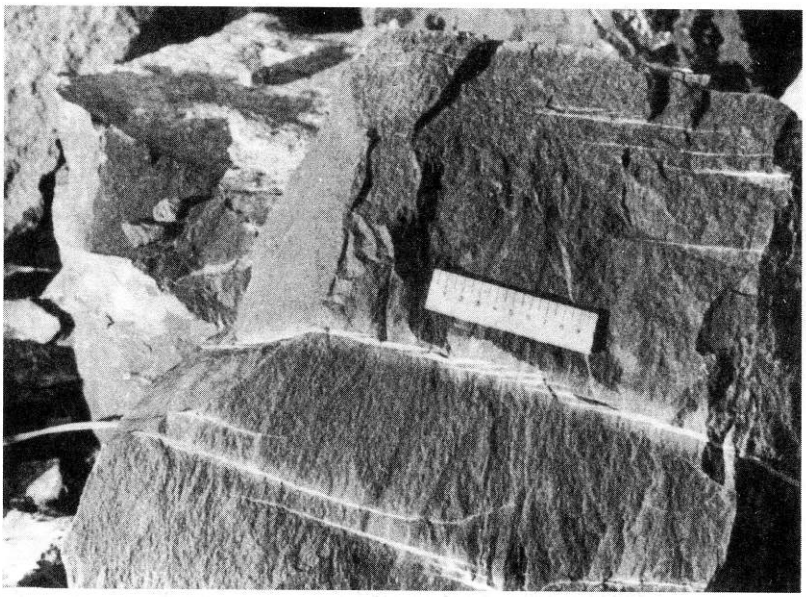


Рис. 2. Жилки белого повлен-хризотила в слабо серпентинизированном дуните. Нижнетагильский массив, Старый дунитовый карьер

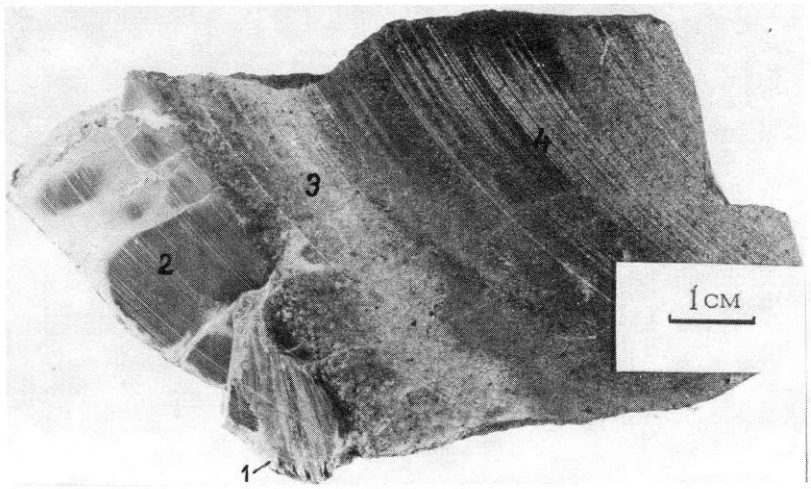


Рис. 1. Поздняя офит-хлоритовая жила в серпентинизированном дуните:
1 — хлорит; *2* — офит. Светлый ореол — зона антигоритизации и колингитизации. Светлоборский массив, обр. 18269

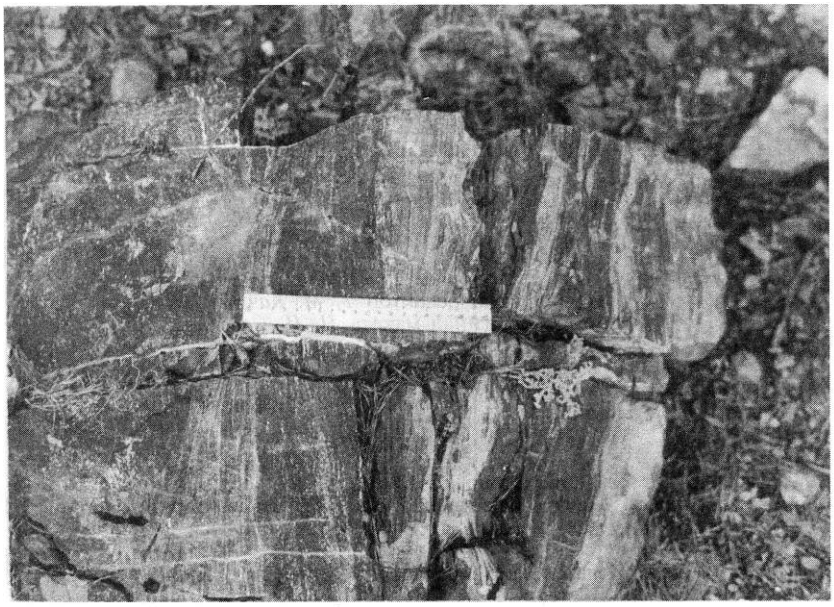


Рис. 2. Полосчатая иситовая дайка в дунитах верховьев Седьмого лога Светлоборского массива с секущими (белое) жилками пренит-монтмориллонитового состава. Вид сверху

Научное издание

Иванов Олег Константинович

КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫЕ ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫЕ МАССИВЫ УРАЛА

Редактор *С. Г. Галинова*
Технический редактор *Т. М. Качула*
Подготовка оригинал-макета *Н. П. Сорокиной*

Изд. лиц. № 020257 от 22.11.96. Сдано в набор 25.08.97. Подписано в печать 19.11.97.
Формат 70 × 100 1/16. Печать офсетная. Бумага офсетная. Гарнитура TimesET.
Усл. печ. л. 39,4. Уч.-изд. л. 39,0. Тираж 1000 экз. Заказ 56.

Издательство Уральского университета.
620219 Екатеринбург, ГСП-830, Главный пр., 13б.

Отпечатано с оригинал-макета в ИПП «Уральский рабочий»,
620219, Екатеринбург, Тургенева, 13.