

**Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
Институт проблем комплексного освоения недр РАН
Институт геологии и минералогии СО РАН**

Е.Г. Сидоров, А.П. Козлов, Н.Д. Толстых

**Гальмоэнанский
базит-гипербазитовый массив
и его платиноносность**

**Москва
НАУЧНЫЙ МИР
2012**

УДК 552
ББК 26.31
С34

Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д.

С34 Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. –
М.: Научный мир, 2012. – 288 с., 16 с. цв. ил.

ISBN 978-5-91522-334-8

Приведены новые данные о тектоническом положении, геологическом строении и вещественном составе пород и руд Гальмознанского базит-гипербазитового массива. Детально рассмотрены условия локализации, морфологические типы, структурно-текстурные особенности рудной платиносодержащей минерализации. Особое внимание уделено рассмотрению состава минералов элементов платиновой группы и ассоциирующих с ними минералов. Изучены петрологические аспекты формирования платинометалльного оруденения и рассмотрены вопросы его генетической связи с хромитовой минерализацией. Проведена комплексная минералого-технологическая оценка платинометалльных руд и рассмотрена технологическая возможность их промышленного освоения и переработки.

Для специалистов в области геологии, петрологии, минералогии, обогащения полезных ископаемых, студентов и аспирантов.

Табл. 20, ил. 100, прил. 29, список лит. 307 назв.

Научный редактор – академик В. А. Чантурия

Рецензент – доктор геол.- мин. наук, профессор В. Г. Лазаренков

ISBN 978-5-91522-334-8

© Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д., 2012
© Научный мир, 2012

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
Глава 1. БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА	9
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА	15
2.1. Тектоническая позиция массивов урало-аляскинского типа Корякско-Камчатского региона.....	15
2.2. Тектоническая позиция Гальмоэнанского массива	16
2.3. Внутреннее строение и возраст Гальмоэнанского массива	17
Глава 3. ПОРОДЫ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА	21
3.1. Дуниты.....	21
3.2. Аподунитовые серпентиниты.....	29
3.3. Породы, слагающие оторочку дунитового ядра	30
3.4. Морфологические типы рудной хромитовой минерализации.....	34
Глава 4. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ	37
4.1. Методы изучения	37
4.2. Петрохимические и геохимические особенности состава дунитов.....	39
4.2.1. Основные породообразующие оксиды	39
4.2.2. Элементы-примеси	40
4.2.3. Редкие и редкоземельные элементы	42
4.2.4. Состав и свойства флюидных микровключений	43
4.3. Состав породообразующих минералов.....	51
4.3.1. Оливин	51
4.3.2. Клинопироксен	55
4.3.3. Амфибол	60

4.3.4. Хромшпинелиды.....	61
4.3.5. Серпентин и хлорит.....	69
4.3.6. Магнетит	73
Глава 5. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА	74
5.1. Россыпи платины	74
5.2. Морфологические особенности шлиховой платины.....	77
5.3. Коренное платинометальное оруденение	78
5.3.1. Распределение ЭПГ в коренных породах.....	79
5.3.2. Рудно-формационные типы платинометального оруденения.....	83
5.4. Состав платиносодержащей минерализации	87
5.4.1. Сплавы Pt-Fe и Pt-Fe-Cu.....	88
5.4.2. Сплавы Os-Ir-Ru.....	96
5.4.3. Минералы, ассоциирующие с Pt-Fe, Pt-Fe-Cu и Os-Ir-Ru сплавами.....	97
5.4.4. Типоморфные признаки минеральных парагенезисов россыпей и их коренных источников.....	107
5.5. Форма выделений и механизм формирования платиносодержащей минерализации	108
5.5.1. Морфология выделений рудной платины	108
5.5.2. Роль флюидов в процессе рудообразования	118
5.6. Эволюция рудоформирующей системы.....	127
5.6.1. Магматический этап	127
5.6.2. Постмагматический этап	131
Глава 6. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ ПОРОД ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА	135
6.1. Оценки термодинамических параметров петрогенезиса.....	135
6.2. Модельный Re-Os возраст платиноидной минерализации и особенности ее формирования	141
Глава 7. ТЕХНОЛОГИЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ПЛАТИНЫ ИЗ ДУНИТОВ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА	145
7.1. Прогнозная оценка технологических свойств платинометальных руд на основе изучения шлиховой платины....	147
7.2. Оценка качества платинометальных руд при крайне неравномерном распределении ЭПГ	149
7.3. Минералого-технологическая характеристика платинометальных руд	153

7.3.1. Вещественный состав	153
7.3.2. Продуктивные минеральные ассоциации	159
7.3.3. Состав МПГ	160
7.3.4. Технологические свойства руд	165
7.4. Прогноз обогатимости платинометаллических руд.....	176
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	180
ЛИТЕРАТУРА	184
ПРИЛОЖЕНИЯ	204

ВВЕДЕНИЕ

С тех пор как в 1819–1825 годах были открыты россыпи платиновых металлов на Урале, массивы ультраосновных пород привлекают внимание исследователей как коренные источники этих россыпей. Проблема поиска коренных источников платиноидов возникла с началом промышленной отработки россыпных месторождений Урала. Несмотря на более чем столетнюю историю, она не потеряла актуальности и в наше время. Многочисленные попытки обнаружения коренных месторождений в зональных базит-гипербазитовых комплексах предпринимались на Урале, Аляске, в Британской Колумбии и на Алданском щите. Остается фактом то, что за все это время лишь несколько незначительных по объему коренных месторождений были обнаружены и обработаны на Урале.

Диаметрально противоположные взгляды на возможность обнаружения и промышленной отработки платиновых месторождений в зональных базит-гипербазитовых комплексах существуют с самого начала возникновения этой проблемы и до наших дней. В самой проблеме достаточно определенно просматриваются три главных аспекта: геологический, петрологический и технологический. В качестве основных причин, объясняющих существование полярных воззрений, можно отметить:

- 1) недостаточная изученность и отсутствие ясности в вопросе формирования и эволюции магматических серий, слагающих массивы исследуемого типа;
- 2) отсутствие четких петроструктурных, минералогических и геохимических критериев контроля размещения платинометалльного оруденения;
- 3) отсутствие концепции поиска оруденения.

Наконец, следует отметить, что зачастую оценка перспектив обнаружения скоплений платиноидов основывается на применении традиционных методик и инструктивных материалов, что приводит к незавершенности поисковых работ и отрицательным результатам поисков. Далеко не во всех подобного рода массивах имеются прямые предпосылки обнаружения экономически значимых коренных платинометалльных руд. Основной предпосылкой перспектив поисков является наличие крупных эксплуатируемых россыпных месторождений платины, пространственно связанных с массивом. К числу массивов, в пределах которых имеют особое

значение поиски месторождений коренной платины, относится Гальмознанский базит-гипербазитовый массив, расположенный в Олюторской зоне (Корякия).

Значительным событием в области российской поисковой геологии конца XX века явилось открытие уникальных россыпных месторождений минералов платиновой группы (МПП), связанных с Гальмознанским массивом. Результаты предварительных поисковых, минералогических и геохимических работ позволяют отнести Гальмознанский массив к разряду наиболее перспективных на выявление промышленного коренного платинового оруденения массивов. В ходе его изучения были выявлены признаки значительного (по прогнозным оценкам – более сотни тонн) коренного платинового месторождения. В связи с этим особенно важна детальная петрографическая и минералогическая характеристика платинометалльных руд Гальмознанского массива и выявление факторов концентрации элементов платиновой группы (ЭПП) в процессе его формирования и эволюции.

Гальмознанский массив представляет собой чрезвычайно интересный геологический объект, изучение которого может существенно продвинуть понимание достаточно дискуссионной проблемы зарождения и становления зонально-концентрических массивов урало-алаянского типа. В частности, появились данные для обсуждения вопросов источников вещества массивов, особенностей внедрения этого вещества и становления массивов в земной коре, геодинамической обстановки их формирования, возрастной гетерогенности пород и породных серий, типоморфных отличий от других базит-гипербазитовых ассоциаций, несущих платиновое оруденение (расслоенные интрузивы, альпинотипные комплексы), роли флюидных процессов в образовании и преобразовании платиносодержащих минералов, физико-химических условий формирования пород магматических серий и рудных образований. Естественно, что обсуждение этих вопросов возможно на основе детальной петрографической, минералогической и геохимической характеристики массива Гальмознан.

Проведенные в последнее десятилетие специализированные минералого-геохимические исследования, включающие типизацию и формационный анализ главных типов россыпеобразующих рудных ассоциаций, позволили наметить рудные зоны (на основании точечных аномалий с содержаниями ЭПП в десятки–сотни г/т), наиболее перспективные для детальных разведочных работ. Получены данные характеризующие рудные тела, их состав и возможные сценарии их образования. Проведенные минералого-технологические исследования потенциальных рудоносных образований также позволили сформулировать основные методы и принципиальные технологические решения по извлечению платины из руд.

В основе работы лежит большой фактический материал, полученный при полевых и лабораторных исследованиях, которые были проведены во многих известных аналитических центрах страны и за рубежом.

Авторы признательны коллегам из ЗАО «Корякгеолдобыча», ВСЕГЕИ, ГИН РАН, МГУ, ТГУ за проведение совместных работ и обсуждение результатов. Авторы приносят свою искреннюю благодарность всем коллегам, работа и общение с которыми способствовали выходу этой книги. Особенно хотелось бы отметить

В.М. Чубарова, О.В. Астраханцева, А.И. Чернышова, Е.В. Толмачеву, Г.В. Ледневу, А.В. Соловьева, А.П. Романова, Е.И. Сандимирову, Э.А. Ланду, Б.А. Марковского, Л.П. Аникина, Ю.О. Егорова, А.В. Аплеталина, Ю.Н. Николаева и Т.С. Еремину.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 12-05-00112 и № 12-05-00260).

В исследование базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона значительный вклад внес наш коллега, соавтор многих совместных публикаций Алексей Борисович Осипенко, светлой памяти которого мы посвящаем эту книгу.

Глава 1

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА

Породы, слагающие концентрически-зональные базит-гиперабазитовые массивы, были впервые выделены в самостоятельную магматическую формацию, получившую название габбро-пироксенит-дунитовой, Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [Левинсон-Лессинг, 1900] на Урале. В последующие годы массивы, относящиеся к этой формации, активно исследовались как в России, так и за рубежом. На ранней стадии этих исследований наибольшую известность получили классические работы по Платиноносному поясу Урала Н.К. Высоцкого [Высоцкий, 1925, 1935], А.Н. Заварицкого [Заварицкий, 1928, 1941] и А.Г. Бетехтина [Бетехтин, 1935, 1954] которые впервые установили концентрически-зональное строение базит-гиперабазитовых массивов и провели детальное исследование связанной с ними платиновой минерализации.

Классическими районами изучения базит-гиперабазитовых комплексов явились Урал [Иванов, 1997] и Юго-Восточная Аляска [Himmelberg, Loney, 1995; Foley et al., 1997; и другие работы.]. Базит-ультрабазитовые массивы аналогичного типа были открыты и изучены в:

- Кордильерах на территории США и Канады [Findlay, 1969; James, 1971; Nixon et al., 1990; Snoke et al., 1981, 1982 и другие работы];
- Южной Америке на территории Венесуэлы, Колумбии и Эквадора [Murray, 1972; Tistl, 1994; Tistl et al., 1994 и другие работы];
- Африке на территории Египта и Эфиопии [Cabri et al., 1981; Евстигнеева и др., 1992, 1996; Mogessie et al., 1999; Helmy, Mahallawi, 2003];
- Австралии, Тасмании, Новой Зеландии [Grapes, 1975; Brown et al., 1988; Slansky et al., 1991 и другие работы];
- различных районах Китая [Zhang et al., 1992, 1995; Zhou et al., 1997];
- Приморье [Щека, 2002; Ishiwatari, Ichiyama, 2004];
- Корякской складчатой области [Аникеева, 1968, 1976; Михайлов, 1963 и другие работы] и некоторых других регионах (рис. 1.1, вклейка).

За рубежом после появления работ Т.Н. Ирвина [Ирвин, 1967, 1983], Х. Тейлора и Дж. А. Нобла [Тейлор, Нобл, 1963, 1969] массивы исследованного типа получили название концентрически-зональных комплексов аляскинского типа (**Alaskan-type**), **хотя исторически приоритетным является употребляемый в России термин «уральский тип»**. В настоящее время используются оба термина, а также компромиссный – «урало-аляскинский тип». Последний вариант принят авторами в данной работе.

Изучение концентрически-зональных массивов, выявленных в 60-х годах прошлого столетия в пределах Алданского щита (Кондер, Инагли, Чад), указало на их большое сходство с зональным интрузиям урало-аляскинского типа по форме, строению, составу и особенностям платинового оруденения [Godlevskii, 1968; Рожков и др., 1962]. Однако ассоциация пород с дифференциатами повышенной щелочности и их локализация в платформенных областях побудила исследователей выделить эти интрузии в самостоятельный алданский [Рожков и др., 1962], или инаглинский [Razin, 1974, 1976] тип щелочно-ультраосновной формации.

Детальные петрологические, структурные и минералогические исследования массивов Алданского щита [Рожков и др. 1964; Лазаренков и др., 1992; Рудашевский, 1992; Некрасов и др., 1994; Гурович и др., 1994; Толстых, Кривенко, 1997; Mochalov, Khoroshilova, 1998; Малич, 1999; Округин, 2001] выявили ряд характерных особенностей этих массивов:

- 1) зональное строение с дунитовым ядром и клинопироксенитовой оболочкой;
- 2) тесная связь платинового оруденения с хромитовыми обособлениями;
- 3) зависимость масштаба продуктивной минерализации от интенсивности флюидно-метасоматических процессов;
- 4) россыпеобразующий потенциал дунитов с аксессуарной платиновой минерализацией.

Эти же признаки присущи и габбро-клинопироксенит-дунитовым массивам Урала [Иванов, 1997; Garuti et al., 1997, 2003; Аникина и др., 1999; Золоев и др., 2001; Чашухин и др., 2002], Корякско-Камчатского пояса и района Goodnews Bay на Аляске [Козлов, 2000; Сидоров и др., 2001; Леднева, 2001; Зайцев и др., 2001; Ланда и др., 2001; Толстых и др., 2001; Назимова и др., 2003; Tolstykh et al., 2002; Tolstykh et al., 2004; Foley et. al., 1997].

Несмотря на различие в условиях формирования для урало-аляскинских и зональных комплексов Алданского щита, в дальнейшем была показана их идентичность и обоснована правомерность отнесения их к образованиям габбро-клинопироксенит-дунитовой формации [Малич, 1999].

Таким образом, магматические комплексы, относящиеся к урало-аляскинскому типу, с одной стороны, могут формироваться в различных геодинамических обстановках: в подвижных зонах и платформенных областях, но при этом они аналогичны друг другу по главным типоморфным признакам. С ними генетически связанные богатые ферроплатиновые россыпи, а сами интрузии обладают значительными прогнозными ресурсами коренной платины.

В настоящее время установлен ряд типоморфных признаков выделения массивов урало-алаяского типа, которые обобщены в монографии О.К. Иванова [Иванов, 1997]. Основными из них являются:

1) для большинства массивов характерна тенденция концентрически-зонального строения с дунитовым ядром в центральной части и оторочки, сложенной верлитами, клинопироксенитами и габброидами (рис. 1.2, вклейка). Однако строгая зональность массивов может быть не проявлена или даже отсутствовать за счет постинтрузивных тектонических процессов или же благодаря различной степени их эродированности.

2) преобладающие петрографические типы пород представлены дунитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, магнетит-амфиболовыми клинопироксенитами и габбро. Гарцбургиты и лерцолиты отсутствуют. Характерны постепенные переходы между породами;

3) минеральные ассоциации ультраосновных пород включают оливин, клинопироксен (диопсид), хромшпинелиды; оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты содержат магнетит, паргаситовую роговую обманку, флогопит. В породах, слагающих массивы этой формации, как правило, отсутствует ортопироксен. В ряду дунит – пироксен-содержащий дунит – верлит – оливиновый пироксенит состав оливина изменяется от Fo_{91} до Fo_{80} при вариации концентраций CaO от 0,1 до 0,4 мас. %;

4) хромиты среди дунитов не образуют значительных рудных тел, но к ним приурочены максимальные концентрации платины;

5) контакты массивов с вмещающими породами являются интрузивными;

6) минералогическими критериями, характеризующими габбро-клинопироксенит-дунитовую формацию, является преобладание платины в россыпях и коренных проявлениях, представленной Pt-Fe сплавами при подчиненном значении других элементов платиновой группы, составы **Os-Ir-Ru сплавов (осмий-иридиевый тренд)** и магматические равновесные парагенезисы: осмий-изоферроплатиновый и иридий-изоферроплатиновый, которые отличаются от минеральных ассоциаций, связанных с офиолитами [Tolstikh et al., 2005].

Эти неизменные диагностические признаки свойственны массивам габбро-клинопироксенит-дунитовой формации, расположенным в различных частях земного шара и образованным в интервале от палеозоя до позднего кайнозоя [Попов, 2005].

Еще одной характерной чертой регионального развития комплексов рассматриваемого типа является формирование ими протяженных линейных поясов. Первоначально на Урале [Ефимов, 1984; Ефимов, Ефимова, 1967; Иванов, 1986, 1997 и другие работы], а затем и в других регионах было установлено, что дунит-гарцбургитовая (офиолитовая) и габбро-клинопироксенит-дунитовая (урало-алаяского типа) ассоциации базит-ультрабазитовых массивов образуют парные пояса, которые протягиваются на сотни километров параллельно простиранию основных складчатых структур Урала, Камчатки, Юго-Восточной Аляски, Западных Кордильер и т.д. [Иванов, 1997; Tistl, 1994; Himmelberg, Loney, 1995; Волченко и др., 1998; Волченко, Коротеев, 1999; Johan, 2002] (рис. 1.3, вклейка).

Преобладающим типом базит-ультрабазитовых комплексов в орогенных поясах являются офиолиты [Колман, 1979 и другие работы]. Поэтому на ранних этапах изучения из-за пространственного совмещения разнотипных структурно-вещественных комплексов, различной степени эродированности массивов выделение зональных базит-ультрабазитовых комплексов как самостоятельного формационного типа было затруднено. Это приводило к тому, что зональные габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы на ранних этапах исследований иногда отождествлялись с кумулятивными частями офиолитовых разрезов.

Изучение и типизация базит-ультрабазитовых комплексов в Уральском складчатом поясе [Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Иванов, 1986, 1997] позволили установить и сформулировать главное принципиальное различие зональных и офиолитовых комплексов.

Первые являются зональными массивами, редко превышающими в диаметре 10–12 км (как правило, меньше), обычно состоящими из дунитового ядра, окруженного (в наиболее полных разрезах) верлитовой, клинопироксенитовой и габбровой оторочками, последовательно сменяющими друг друга при удалении от дунитового ядра. В большинстве случаев массивы этого типа имеют интрузивные контакты с вмещающими вулканогенными и осадочными породами, что подчеркивается развитием контактово-метаморфических ореолов. В отличие от зональных комплексов базит-ультрабазитовые массивы офиолитового типа представляют собой пластинообразные, бескорневые тела, линейная протяженность которых составляет десятки километров, а выведение нижних частей офиолитов в близповерхностные условия происходило в твердом состоянии и было обусловлено тектоническими процессами. Офиолиты характеризуются аллохтонным залеганием, имеют отчетливые тектонические контакты с вмещающими отложениями [Ishiwatari, Ichiyama, 2004].

Выявленные петрологические, минералого-геохимические и генетические различия имеют принципиальное значение при определении перспектив платиноносности массивов в связи с тем, что они имеют различную металлогеническую специализацию: осмий-иридий-рутениевую – для офиолитов, и собственно платиновую (или иридисто-платиновую) – для концентрически-зональных габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов [Cabri et al., 1975 и другие работы]. В отношении платиноносности экономически значимым является только второй формационный тип.

В настоящее время вопросы изучения концентрически-зональных габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов и их платиноносности отнесены к числу проблем, имеющих фундаментальное научное значение, так как связаны с эволюцией литосферы в коллизионных зонах перехода от океана к континенту. Особый научный интерес представляет происхождение в них платиновой минерализации, а также тектоническое и структурное положение массивов этого типа в переходных зонах, взаимоотношение с офиолитами. Углубленное изучение платинометальной минерализации зональных комплексов, помимо научно-теоретического, представляет огромный практический интерес.

История изучения Гальмознанского массива (рис. 1.4, вклейка) в полной мере отражает трансформацию взглядов о природе концентрически-зональных базит-ультрабазитовых комплексов и их платиноносности. Наиболее ранние геологические исследования базит-ультрабазитовых комплексов Корякского нагорья были проведены А.Ф. Михайловым [Михайлов, 1963], а затем Л.И. Аникеевой, Б.Х. Егиазаровым и Г.К. Пичугиной [Аникеева, 1968, 1976; Аникеева и др., 1966; Егиазаров и др., 1965]. Именно тогда были составлены первые геологические карты массивов, получены петрографические и петрохимические характеристики пород, описаны магматические контакты с вмещающими отложениями. Более поздние исследования связаны с проведением геологической съемки масштаба 1:200000, когда Э.С. Алексеев с коллегами [Алексеев, 1979; Алексеев и др., 1987] пришли к выводу, что расположенные в этом районе Гальмознанский и Сейнаровский массивы представляют собой фрагменты полосчатого и габброидного комплексов офиолитового разреза. В эти же годы вещественный состав пород Гальмознанского массива изучали В.В. Велинский [Велинский, 1979] и А.Г. Грановский [Грановский, 1982], которые, основываясь на материалах Л.И. Аникеевой [Аникеева, 1979], также отнесли базит-ультрабазитовые массивы севера Олюторской зоны к альпинотипным (офиолитовым) ультрабазитовым комплексам. Эта точка зрения нашла дальнейшее свое развитие в работах А.А. Александрова, Н.А. Богданова и А.Д. Чеховича [Александров и др., 1980; Богданов и др., 1982].

Принципиально новый этап изучения базит-ультрабазитовых комплексов Олюторской зоны Корякского нагорья связан с исследованиями Ф.Ш. Кутыева, О.А. Астраханцева, В.Г. Батановой, Е.Г. Сидорова, А.Д. Казимирова, К.А. Крылова, Г.В. Ледневой, А.Б. Осипенко, А.П. Козлова и др. [Астраханцев и др., 1987, 1991; Кутыев и др., 1988, 1991; Батанова, 1991; Батанова и др., 1991; Батанова, Астраханцев, 1992; Астраханцев, 1996; Полянин и др., 2000; Сидоров и др., 2000, 2001, 2004; Леднева и др., 2000, 2001; Козлов, 2000, 2007; Марковский, Сидоров, 2000, 2009; Соловьев и др., 2001; Толстых и др., 2001; Осипенко, Леднева, 2001; Осипенко и др., 2002; Корякско-Камчатский..., 2002; Козлов, Чантурия, 2009; Batanova, Astrakhansev, 1994; Batanova et al., 1994, 2005; Tolstyk et al., 2000, 2004 и другие работы]. Этими исследователями Гальмознанский и другие базит-ультрабазитовые массивы Олюторской зоны рассматриваются как концентрически-зональные комплексы урало-алаянского типа, при этом четко определяется их платиновая металлогеническая специализация. Детальное петролого-геохимическое исследование различных массивов зоны, в том числе и Гальмознанского, привело к построению различных геолого-петрологических моделей их генезиса, увязывающихся с тектоническими особенностями региона. Несколько десятилетий ушло на теоретическое и практическое обоснование возможности установления промышленной платиноносности в россыпях и базит-ультрабазитовых массивах Корякско-Камчатского региона. Здесь особо следует отметить заслуги Ф.Ш. Кутыева и А.И. Байкова, добившихся в 80-х годах прошлого века выделения для региона целевого бюджетного финансирования по разделу «Платина».

Научный прогноз возможной платиноносности Гальмознанского и Сейнавского базит-гипербазитовых массивов определил следующий этап, связанный с открытием, разведкой и промышленной отработкой уникальных россыпных месторождений Сейнав-Гальмознанского платиноносного узла. Промышленная разработка россыпных месторождений ручья Ледяной и реки Левтыриновьям проводится с 1992 года. Общий объем добытой платины составил более 50 тонн. Основные результаты научных и практических исследований россыпной платиноносности Сейнав-Гальмознанского узла, а также первые прогнозные оценки Гальмознанского массива и его промышленной значимости приведены в работах Ф.Ш. Кутыева, Е.Г. Сидорова, В.П. Зайцева, В.Н. Мелкомукова, А.Г. Мочалова, А.П. Козлова, Н.Д. Толстых и других [Кутыев и др., 1988, 1991; Мелкомуков, Зайцев, 1999; Козлов, 2000; Зайцев и др., 2001; Сидоров, 2000; Сидоров и др., 2001, 2004; Толстых и др., 2001; Осипенко и др., 2002; Корякско-Камчатский..., 2002; Мочалов и др., 2002а, б].

Наличие крупных эксплуатируемых россыпных месторождений минералов платиновой группы (МПГ), пространственно связанных с массивом, является основной предпосылкой для поисков коренного платинового оруденения. Проведенные в последние десятилетия исследования особенностей геологического строения и вещественного состава пород массива создали основу для выводов об условиях формирования, как магматических образований, так и сопутствующего платинометалльного оруденения. Выполненные специализированные минералогическо-геохимические исследования главных типов коренных рудных ассоциаций позволили наметить рудные зоны и наиболее перспективные участки для детальных разведочных работ.

Результаты предварительных поисковых, минералогических и геохимических работ позволяют отнести Гальмознанский массив в разряд наиболее перспективных на выявление промышленного коренного платинового оруденения, прогнозные ресурсы которого значительны. Последовательное продолжение поисково-оценочных и разведочных работ с детальным опробованием, минералогическо-геохимическим картированием, применением геофизических методов, бурением, валовым опробованием с использованием передовых технологий модульной отработки рудных тел может позволить получить рудную платину уже в самое ближайшее время [Козлов, Сидоров, 2008; Козлов, Чантурия, 2009].

Глава 2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА

2.1. Тектоническая позиция массивов урало-аляскинского типа Корякско-Камчатского региона

Структура северо-восточной окраины Азии сформирована в результате двух последовательных коллизий Ачайваям-Валагинской и Кроноцко-Командорской островных дуг с континентом. Этими коллизиями закончился длительный северо-западный дрейф указанных островных дуг. В качестве грубого обобщения в фундаменте Олюторско-Камчатской области можно выделить четыре террейна: Омгоно-Укэляятский, Ачайваям-Валагинский, Ветловско-Говенский и Кроноцко-Командорский [Геодинамика..., 2006; Шапиро и др., 2008].

Омгонско-Укэляятский террейн сложен мел-среднеэоценовыми преимущественно терригенными отложениями, снесенными с континентальной окраины Азии. Комплексы Омгонско-Укэляятского террейна интерпретируются как образования аккреционной призмы и преддугового прогиба.

Ачайваям-Валагинский террейн представлен осадочно-вулканогенными отложениями верхнего мела – нижнего палеоцена, сформированными в пределах энсиматической островной дуги и окраинного моря, отделявшего эту дугу от континентальной окраины.

В составе **Ветловско-Говенского** террейна, сложенного кремнисто-туфогенно-терригенными отложениями верхнего палеоцена – среднего миоцена, выделяются комплексы аккреционной призмы и окраинного моря. Ветловско-Говенский террейн характеризуется полосой чешуйчатых надвигов и сжатых опрокинутых складок юго-восточной вергентности, разделяющей Ачайваям-Валагинский и Кроноцко-Командорский террейны.

Кроноцко-Командорский террейн, представленный верхнепалеоценовыми и эоценовыми надсубдукционными вулканитами, рассматривается как палеостроводужная система.

Концентрически-зональные массивы габбро-клинопироксенит-дунитовой формации образуют пояс и приурочены к Ачайваям-Валагинскому террейну (рис. 2.1, вклейка). Массивы расположены вблизи Ватыно-Лесновско-Андреановского надвига, отделяющего фронтальную зону Ачайваям-Валагинского террейна от Омгоно-Укеляятского, а также в пределах Олюторского хребта. Корякско-Камчатский Платиноносный пояс протягивается в северо-восточном направлении от истоков р. Озерная Камчатка до бухты Натальи на 1400 км при ширине 30–50 км. Наряду с зональными габбро-клинопироксенит-дуниновыми интрузиями он включает в себя так называемые малые интрузии, представляющие собой крутопадающие штоки габбро, клинопироксенитов и габбро-пироксенитов площадью до 1,8 кв. км с зонами закалки в эндоконтакте.

С севера на юг в пределах пояса выделяют отдельные фрагменты или группы платиноносных массивов: Ватынско-Вывенскую (или Корякскую), Северо-Камчатскую, Центрально-Камчатскую. По масштабам проявления, особенностям вещественного состава и металлогенической специализации Корякско-Камчатский платиноносный пояс сопоставим с классическими поясами концентрически-зональных массивов Урала и Юго-Восточной Аляски.

2.2. Тектоническая позиция Гальмознанского массива

Гальмознанский массив расположен в Олюторской зоне (Ачайваям-Валагинский террейн), которая занимает южную часть Корякского нагорья, представляющего собой сложное покровно-складчатое сооружение [Алексеев, 1979; Александров и др., 1980; Богданов и др., 1982; Митрофанов, 1982; Астраханцев и др., 1987; Казимиров и др., 1989; Корякско-Камчатский..., 2002]. С востока зона ограничена структурами шельфа Берингова моря и Алеутской котловины, с севера и с запада отделена от флишоидных комплексов Укеляятского прогиба региональным Ватыно-Вывенским надвигом. На юге ее структуры продолжают в пределы Командорской котловины Берингова моря [Богданов и др., 1982; Геология юга..., 1987; Чехович, 1993].

В современной структуре Олюторской зоны выделяются несколько сегментов. Одним из них является Ватыно-Вывенский сегмент, пространственно приуроченный к фронтальной части зоны. Он сложен преимущественно меловыми и палеоценовыми океаническими и островодужными комплексами, которые образуют аккреционный пакет покровов [Астраханцев и др., 1987; Казимиров и др., 1989; Соловьев и др., 2000], надвинутый в эоцене на флишоидные отложения Укеляятского прогиба [Соловьев и др., 2001; Шапиро и др., 2008]. В основании каждого из покровов залегают преимущественно океанические комплексы, а в кровле – островодужные. Весь пакет смят в крупные лежачие и запрокинутые к северу складки амплитудой 10–15 км. Все массивы приурочены к подошвам тектонических пластин и слагают ядра крупных складок, образованных вмещающими вулканогенно-осадочными породами ватынской и ачайваямской свит, которые явля-

ются рамой для меловых интрузивных образований, в том числе Гальмознанского массива [Астраханцев и др., 1987; Батанова, 1991].

Внутренняя структура массивов дискордантна по отношению к наиболее ранним деформациям внутри покровных пластин, но конформна с деформациями всего пакета покровов в целом. Это предполагает вхождение массивов в структуру покрова до формирования покровного пакета [Астраханцев и др., 1987].

2.3. Внутреннее строение и возраст Гальмознанского массива

Гальмознанский массив (рис. 2.2, вклейка) расположен в среднем течении р. Вывенка вблизи слияния ее с левым притоком р. Ветвей и структурно входит в состав крупного тектонического останца во фронтальной части Ватыно-Вывенкского сегмента Олюторской тектонической зоны, [Богданов и др., 1982; Леднева и др., 2000; Соловьев и др., 2001]. Тектонический покров образован вулканогенно-кремнистыми отложениями ватынской серии и вулканогенно-обломочными толщами ачайваямской свиты. При этом сам массив представляет собой тектоническую пластину, занимающую наиболее высокое, в том числе и геоморфологически, положение в останце. Массив разбит на блоки крутопадающими разломами северо-восточного и субмеридионального простираний и пологими (10–15°) надвигами северо-западной вергентности. Строение массива, его генезис и петрохимические особенности ранее были описаны в работах [Батанова и др., 1991; Астраханцев и др., 1991; Козлов, Сидоров 2000; Мелкомуков, Зайцев, 1999; Козлов, 2002, Корякско-Камчатский..., 2002].

Массив (рис. 2.3, вклейка) вытянут в северном направлении на 16 км при ширине от 2,5 до 4,0 км; его площадь составляет около 45 кв. км. Массив сложен дунитами, верлитами, оливинowymi клинопироксенитами, плагиоклазовыми пироксенитами, пироксеновыми горнблендитами и габбро. На долю ультраосновных разностей приходится более 90% пород. Около 70% площади массива занимают дуниты различных петроструктурных типов, которые обнаруживают отчетливые следы нескольких этапов высокотемпературных твердо-пластических деформаций [Батанова и др., 1991; Полянин и др., 2000; Корякско-Камчатский..., 2002 и другие работы].

Внутреннюю структуру Гальмознанского массива можно представить следующим образом. Он деформирован в синформную складку, конформную структурам вмещающих пород. Ядро складки сложено дунитами. В центре массива, где шарнир синформы занимает наиболее низкое положение, дуниты залегают непосредственно на породах Тапельваямского покрова. На западе и юге контакт массива прослежен по границе надвига с терригенными флишоидными породами корякской серии, отделяясь от них зоной серпентинитового меланжа мощностью 50–500 м. Падение контакта на восток под углом около 35°. Мощность меланжа (ширина его выхода на дневную поверхность) является максимальной в южной части массива и на север постепенно уменьшается. Он сложен окатанными бло-

ками дунитов, верлитов и иногда пироксенитов, размеры которых варьируют от 0,1 до 2 м, которые цементируются серпентином с жилами серпифита (рис. 2.4, вклейка).

На севере дуниты залегают на кремнистых породах структурно более низкого Ветвейского покрова и облекаются здесь верлитами и оливиновыми клинопироксенитами, слагающими крылья и северное замыкание складки.

Оливиновые клинопироксениты и пироксеновые горнблендиты образуют на северо-западе массива тектонически-обособленную пластину, максимальная мощность которой составляет 35–40 м и плавно снижается к северу и югу. Кровля и подошва субпараллельны друг другу и погружаются на восток под углами 10–15°. С юга поверхность варьирования аллохтона срезает структуры Гальмоэнанского массива. Массив представлен здесь дунитами с разрозненными блоками оливиновых клинопироксенитов. Клинопироксениты и габброиды образуют узкую прерывистую оторочку; на западе отмечаются апогаббровые метасоматиты пренит-хлорит-клиноцоизитового, эпидот-амфиболового, амфибол-пренитового и хлорит-эпидотового состава [Полянин и др., 2000]. Габбро залегают в виде прерывистой цепочки разобщенных мелких линзовидных тел на границе гипербазитов и вмещающих пород, вытянутых параллельно контакту. Размер тел не превышает 150–500 м. Габброиды имеют интрузивный контакт с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями [Батанова и др., 1991].

Контакты между петрографическими разностями пород постепенные, часто нарушенные тектоническими процессами с незначительными перемещениями различных блоков. В отдельных случаях сохранились участки ненарушенных разрезов от дунитов до оливиновых клинопироксенитов и габбро (рис. 2.5, вклейка).

Смена в восточном направлении дунитов верлитами и оливиновыми клинопироксенитами осуществляется постепенно за счет появления в дунитах сначала отдельных кристаллов зеленого клинопироксена (т.н. «эмбриональный» пироксен, по Н.К. Высоцкому), его шшироподобных и жилковидных обособлений; последующего увеличения количества последнего с присутствием в его агрегате многочисленных тектонизированных реликтов дунитов, в том числе и отдельных зерен серпентинизированного оливина, иногда с обособлением тонкозернистого магнетита. Количественные соотношения реликтов оливина и новообразованного клинопироксена определяют смену верлитов и оливиновых клинопироксенитов. Оливин в этих породах представлен линзовидными обособлениями, которые в ряде случаев субпараллельно ориентированы, что определяет нечетко выраженную полосчатость пород, либо их такситовый облик с присутствием в верлитах и клинопироксенитах относительно крупных реликтов и блоков дунитов. Эти реликты и блоки при приближении к контакту с вмещающими породами становятся, как правило, более равномернозернистыми, и в них начинает преобладать темный клинопироксен в ассоциации с магнетитом (до 10%), появляется зеленый амфибол, развивающийся по клинопироксену. Далее, в восточном направлении, эти породы сменяются клинопироксен-содержащими горнблендитами, состоящими из зеленого амфибола с реликтами биотита и магнетита

В восточной части массива наблюдаются интрузивные контакты с вмещающими породами, вдоль которых вулканогенно-кремнистые породы в зоне шириной до 300 м метаморфизованы и превращены в биотит-пироксен-кварцевые роговики. Их ксенолиты иногда присутствуют в эндоконтакте массива. Породы массива секутся дайками, состав которых варьирует от клинопироксенитов до лейкократовых и амфиболовых габбро.

Источником шлиховой платины вокруг Гальмознанского массива являются не только непосредственно слагающие его породы, но и, возможно, промежуточный коллектор, образованный в результате селективной денудации серпентинитовых меланжей в основании тектонического покрова [Мочалов и др., 2002]. Также потенциально платиноносными являются полигенетические террасы (рис. 2.6, вклейка), сложенные фрагментами серпентинитового меланжа и слабо литифицированными конглобрекциями преимущественно дунитового состава [Корякско-Камчатский..., 2002], перекрытыми структурным элювием.

Интрузии габбро-клинопироксенит-дунитовой формации развиты в пределах кремнисто-вулканогенных образований позднемелового возраста, с которыми они имеют интрузивные контакты. Зональные комплексы Ватыно-Вывенской группы размещаются в поле развития фаунистически охарактеризованных вулканогенно-кремнистых отложений ватынской свиты позднемелового возраста. Нами проводилось определение радиологического ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) возраста пород Гальмознанского массива, а также вмещающих их андезибазальтов ачайваямской свиты [Buntzen et al., 2003, 2004]. Результаты датирования приведены на рис. 2.7.

Полученные данные (71–74 млн. лет) вносят корректировку в определение возраста Сейнавского и Гальмознанского массивов, так как несколько отличаются от значений определений радиологического возраста, приводимых другими исследователями, которые установили время формирования Сейнавского и Гальмознанского массивов в пределах 84–101 млн. лет [Корякско-Камчатский..., 2002].

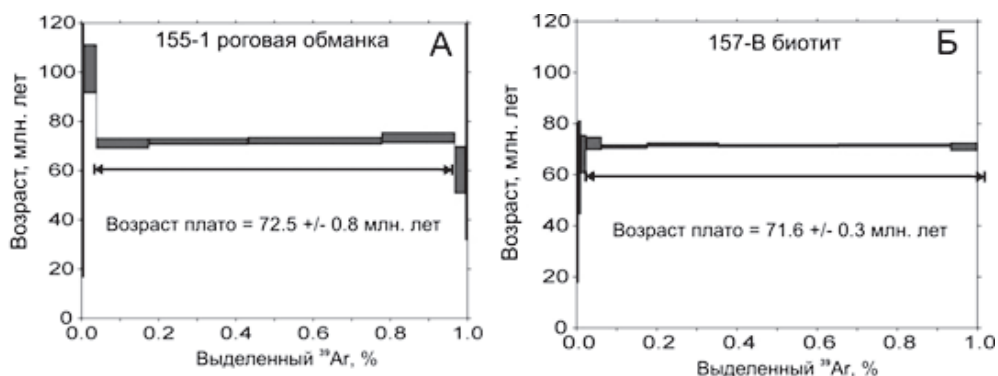


Рис. 2.7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфибола (а) и биотита (б) пород Гальмознанского массива [Buntzen et al., 2003, 2004].

При всей специфичности современной формы Гальмоэнанский массив, как и большинство других габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов в Олюторской зоне, по особенностям строения и составу пород обнаруживает черты несомненного сходства с массивами Платиноносного пояса Урала, Юго-Восточной Аляски, Британской Колумбии [Аникеева, 1976; Батанова и др., 1991; Козлов, 2000; Марковский, Сидоров, 2000; Корякско-Камчатский..., 2002 и другие работы].

Глава 3

ПОРОДЫ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА

3.1. Дуниты

В строении дунитового ядра участвует несколько разновидностей дунитов, которые различаются зернистостью, цветом и тоном выветрелой поверхности, а также микроструктурными особенностями. Дуниты с поверхности покрыты светло-коричневой или бурой коркой выветривания, на свежем сколе они имеют зеленовато-серый, темно-серый, почти черный цвет. Характерной особенностью дунитов Гальмоэнанского массива является их «свежесть», они практически не серпентинизированы. Серпентиновые минералы в дунитах преимущественно развиты по тонким прожилкам, трещинам, в зонах тектонических дислокаций, также слагают оторочки между рудными обособлениями хромшпинелидов и вмещающих их дунитов (рис. 3.5, вклейка). Дуниты легко разрушаются в процессе выветривания, в результате чего происходит образование крупноглыбовых, щебенисто-глыбовых и мелкощебенистых осыпей. Пологие склоны в большей части засыпаны с поверхности обломочным материалом, тогда как водораздельные части и крутые склоны сложены коренными скальными выходами (рис.3.1, вклейка). Растительность на поверхности дунитов отсутствует.

Оливин является основным породообразующим минералом дунитов, он имеет различную морфологию и размер зерен, микроструктурные особенности, состав твердофазных и расплавно-флюидных включений, развитие пористых структур, межзерновых взаимоотношений.

По размеру зерен оливина выделяются мелкозернистые (до 1 мм), среднезернистые (1–3 мм), крупнозернистые (3–10 мм) и гигантозернистые (более 10 мм) дуниты зеленовато-серого цвета. На их желтой выветрелой поверхности часто наблюдается субпараллельная ориентировка удлиненных зерен оливина, которая часто подчеркивается трещинками кливажа и струйчатым расположением зерен хромшпинелидов. Следует отметить, что мелко- и среднезернистые дуниты преобладают на севере и в краевых частях массива, тогда как крупно- и гигантозернистые дуниты развиты в центральной и южной его частях.

Разнообразные деформационные микроструктуры оливина в дунитах Гальмознанского массива объединены нами в четыре главных последовательно образовавшихся типа: протогранулярный, мезогранулярный, порфирокластовый и мозаичный. В основу их классификации положены морфологические особенности оливина, как наиболее ярко выраженного индикатора степени деформации пород [Гончаренко, 1989].

Принципы типизации микроструктур оливина в ультрамафитах разработаны на основе классификации, предложенной Ж.-К. Мерсье и А. Николя [Mercier, Nicolas, 1975] и широко освещались в литературе [Гончаренко, 1989; Гончаренко, Чернышов, 1990; Щербаков, 1990; Шмелев, 1991; Чернышов, 2001 и другие работы]. По своим особенностям деформационные микроструктурные типы в дунитах Гальмознанского массива наиболее близки таковым в метаморфизованных ультрамафитах из докембрийских и раннепалеозойских офиолитовых комплексов [Чернышов, 2001]. При изучении оливина с помощью оптического, электронного и атомно-силового микроскопов [Бродская и др., 2007] выделено несколько его генераций, которые согласуются с последовательностью образования деформационных структур, а также с эволюцией флюидных микровключений в оливине.

Протогранулярный (идиоморфнозернистый) тип микроструктуры характерен для оливина ранней генерации. Он пользуется ограниченным распространением и устанавливается фрагментарно в центральной части массива. В этом типе оливин отличается максимальными размерами зерен (4–10 мм, иногда до 25 мм), которые имеют субизометричную либо слабоудлиненную форму с округлыми, плавно изогнутыми и заливообразными границами, преимущественно, сходящимися под углом 120° (рис.3.2 А, вклейка), что является показателем равновесности этой структуры и ее формирования в твердом субстрате [Вернон, 1980]. Протогранулярный оливин в первичном состоянии обычно не сохраняется, в нем отмечаются признаки пластической деформации, которые фиксируются развитием единичных полос излома и появлением слабоволнистого погасания, возникающих при неоднородном трансляционном скольжении, а также появлением рекристаллизованных мелких зерен вдоль границ крупных индивидов (рис. 3.2 Б, вклейка). Иногда в протогранулярном типе рекристаллизованные агрегаты занимают до 20% породы, то есть отмечается начальная стадия порфирокластеза. Мелкие зерна оливина имеют преимущественно субизометричную форму. Крупные зерна оливина в протогранулярном типе обладают минимальной удельной поверхностью, для них характерна как низкая, так и значительная степень ориентации удлиненных индивидов.

В состав протогранулярных дунитов входят аксессуарные хромшпинелиды (0,3–2%), клинопироксен (единичные зерна) и вторичные минералы: серпентин (до 70%), хлорит и брусит (до 1%).

Хромшпинелиды, хроммагнетиты и клинопироксен образуют еще один тип выделений – закономерно ориентированные микровключения в оливиновых зернах дендритовидной, игольчатой и пластинчатой формы, видимые в основном при больших увеличениях (рис. 3.3, вклейка). Дуниты, обогащенные такими включе-

ниями, имеют, как правило, темную, иногда почти черную окраску и образуют пластообразные тела мощностью от долей метра до 20 м, перемежающиеся с пластами более светлых дунитов, оливины которых обеднены или лишены твердофазных микровключений.

Такие образования ранее были описаны в оливинах дунитов габбро-клинопироксенит-дунитовых массивах Гальмознан и Сейнав [Агафонов и др., 1974], Уктус на Урале [Пушкарев, 2000], Кондер, в платиноносных дунитовых трубках Бушвельда (Моихук, Онвервахт, Дриекоп) [Schifferies, 1982], а также на Хоккайдо в Японии [Arai, 1978]. Природа этих вростков объясняется как распад твердого раствора первичного высокотемпературного оливина [Агафонов и др., 1974; Ярош, 1979; Moseley, 1984]. В шлифах можно проследить все стадии преобразования данных включений, начиная от неизменных первичных включений, их укрупнения, до стадии образования скоплений хромшпинелидов приуроченных к серпентиновым прожилкам (рис. 3.3, вклейка). Наличие таких включений в оливине является одним из типоморфных признаков оливинов магматического генезиса и характерно для дунитов комплексов урало-алаяского типа.

Кроме того, образование рудного вещества в оливине может быть связано с разрушением флюидно-расплавных включений и выносом из них рудосодержащего флюида в микротрещины и далее в межзерновое пространство.

В отдельных оливинах установлены изометричные включения пентландита, изоферроплатины, самородного цинка, сульфида индия, золота и минерала состава AuIn, размер которых не превышает 10 мкм.

Магнетит, замещающий хромит, встречается в серпентинизированных дунитах, где он представлен тонкодисперсной вкрапленностью, мелкими зернами (0,1–0,3 мм), либо тонкими ветвящимися прожилками.

Серпентиновые минералы представлены петельчатым лизардитом и офитом (серпофитом). Первый образует в оливине петли бледно-желтого цвета мощностью от тысячных долей до 0,1 мм. Серпофит (полуизотропный и изотропный серпентин) встречается в виде просечек в лизардитовых петлях, местами замещает оливин в ячейках лизардитовых петель или образует небольшие ветвящейся формы прожилковидные образования, которые обычно секут лизардитовые петли. Содержание микровключений хромшпинелидов в лизардитовых петлях уменьшается по сравнению с их содержанием в смежных оливиновых зернах. В офите они почти полностью отсутствуют.

Анализ петроструктуры протогранулярного оливина (ранней генерации) с учетом экспериментальных данных [Nicolas et al., 1973] и исследований ультрамафитов различных формационных типов [Батанова и др., 1991; Чернышов и др., 1997; Полянин и др., 2000] предполагает следующую последовательность его образования. На ранней стадии оливин подвергался наиболее высокотемпературному трансляционному скольжению по системе (010)[100], которое реализовалось при температурах 1000–1300°C, низком стрессе 10–20 МПа и медленной скорости ($\epsilon < 10^{-8} \text{ с}^{-1}$). При максимальных температурах оливин претерпел рекристаллизацию отжига, во время которой энергия деформации становится минимальной при

сохранении высокой межгранной свободной энергии, способствующей возникновению большеугловых границ, разрастанию свободных от напряжений зерен оливина, осуществлявшейся посредством миграции границ, которые захватывали дислокации, локализованные в деформированных индивидах. В результате сформировалась крупнозернистая микроструктура, представленная ненапряженными оливиновыми индивидами с плавно изогнутыми границами. На последующих стадиях в процессе перемещения ультрамафитов в верхние этажи литосферы протогранулярный оливин вовлекался в пластические деформации, которые осуществлялись преимущественно совместным проявлением трансляционного скольжения по системам [100] (001), [001](110) и синтетектонической рекристаллизации в наиболее напряженных участках пород. Это нашло отражение в появлении полос пластического излома в зернах оливина и их частичном порфирукластезе. Особенности протогранулярного оливина свидетельствует о глубинных пластических деформациях дунитов, которые они претерпели в процессе своего формирования. Признаки более поздних деформаций, которым, возможно, подвергались дуниты в процессе перемещения в верхние горизонты земной коры, проявлены в виде следов синтетектонической рекристаллизации по краям крупных зерен в наиболее напряженных участках.

Мезогранулярный (аллотриоморфнозернистый) тип микроструктуры (оливин второй генерации), как и протогранулярный, имеет незначительное распространение среди дунитов массива. Он возникает на месте пород с протогранулярным типом микроструктуры и образует с ними постепенные переходы. Дуниты с мезогранулярным типом имеют гранобластовую микроструктуру, возникающую в результате распада крупных неправильных протогранулярных зерен оливина на субравновесные полигональные индивиды (рис. 3.2 В, вклейка), что находит отражение в увеличении удельной поверхности их зерен. Зерна оливина имеют субизометричную или слабо удлиненную форму, их размер по длине 1,5–4 мм при ширине 1–2 мм, отношение $l/h = 2:1$. Однако степень ориентации удлиненных зерен оливина довольно низкая. Границы зерен, как прямолинейные, плавно изогнутые, так и зазубренные, пилообразные, часто образуют тройные точки сочленения под углом 120° . Пластические деформации оливина проявляются в наличии многочисленных полисинтетических полос излома (рис. 3.2 В, вклейка), которые часто ориентированы под углами от 40° до 90° к удлинению зерен и обусловлены трансляционным скольжением по $\{0kl\}[100]$, реже по (110) [001]. Погасание зерен оливина редко однородное, обычно волнистое и субблоковое. Часто проявляется спайность под (010).

Содержание акцессорного хромшпинелида в дунитах мезогранулярного типа составляет 0,3–3%, увеличиваясь иногда до 25% (прожилковидные и шпировые скопления). Размер зерен в этом типе дунитов варьирует от сотых долей до 0,3 мм. Среди крупных зерен хромшпинелида отмечаются ксеноморфные формы. Крупные (более 0,3 мм) и мелкие зерна хромшпинелида находятся как в промежутках между зернами оливина, так и внутри них (особенно в крупнозернистых дунитах), часто образуя небольшие (из нескольких зерен) простые и цепочечные скопления. Общее количество и размеры индивидов закономерных включений хромшпинелида в оливине мезогранулярного дунита в целом меньше по сравнению с таковыми

из дунитов протогранулярного типа. Разности, насыщенные дендритовидными и игольчатыми вростками хромшпинелида в оливине из мезагранулярного дунита встречаются реже.

Степень серпентинизации мезогранулярных (аллотриоморфнозернистых) дунитов не превышает 10%, эпизодически достигая 25–50%. Трещины в оливине почти прямолинейны, реже извилисты и контролируются очень тонкими (единицы–десятки мкм) шнурочками лизардита. Отмечаются редкие тонкие (десятые доли мм) прожилки косо-, спутанно- и продольно-листоватого, иногда бесструктурного офита. Вдоль трещин скола развивается продольно-волокнистый хризотил. В прожилках офита иногда отмечаются брусит-магнетитовые скопления.

Формирование мезогранулярного типа, очевидно, происходило на месте протогранулярного типа микроструктуры в динамически активных условиях сочетания осевых и сдвиговых пластических деформаций при снижении температур. При этом пластическое деформирование оливина, согласно характеру петроструктурных узоров, реализовались сменой высокотемпературных систем трансляционного скольжения низкотемпературными $\{0kl\}[100] \rightarrow (110)[001] \rightarrow (100)[010]$, которое завершилось синтетектонической рекристаллизацией, осуществлявшейся механизмом вращения субзерен с образованием полигонального равновесного среднезернистого агрегата.

Порфирокластовый тип микроструктуры оливина (оливин третьей генерации) пользуется наибольшим распространением в дунитах Гальмознанского массива и обусловлен значительной степенью проявления синтетектонической рекристаллизации. Внутри этого микроструктурного типа выделяются два подтипа: *гетерогранобластовый* и собственно *порфирокластовый*, обусловленные различными механизмами реализации синтетектонической рекристаллизации.

Гетерогранобластовый подтип порфирокластовой микроструктуры оливина представлен наиболее часто. Он образуется на месте как протогранулярного, так и мезогранулярного типов. Для него нет выраженной контрастности в размерах порфирокластовых и рекристаллизованных зерен (рис. 3.2 Г, вклейка). Крупные индивиды обычно имеют неправильную форму с неровными, зазубренными и пилообразными границами, с уменьшением размера зерна приобретают субизометричную форму. Размер зерен варьирует от 4–5 до 0,5 мм и менее. Удельная поверхность гетерогранобластового агрегата зерен оливина определяется главным образом исходной структурой, при этом степень ориентации удлиненных зерен остается низкой. Зерна оливина насыщены многочисленными полосами пластического излома (рис. 3.2 Г, вклейка).

Из анализа петроструктурных узоров следует, что образование гетерогранобластового агрегата на месте зерен оливина прото- и мезогранулярного типов, очевидно, обусловлено интенсивной неоднородной пластической деформацией, осуществлявшейся дискретным трансляционным скольжением по системам $\{0kl\}[100]$, $(001)[100]$, $(110)[001]$, $(100)[010]$, что способствовало появлению многочисленных полос пластического излома, дезинтеграции крупных зерен на субблоки. Синтетектоническая рекристаллизация при этом определялась, очевидно, враще-

нием субзерен при подчиненной роли нуклеации. В результате вращения субзерен, происходит релаксация накопленного напряжения в породах. Пластическое течение дунитов обуславливалось сдвиговыми напряжениями в условиях значительной скорости деформаций ($\dot{\epsilon} > 10^{-5} \text{ с}^{-1}$), в режиме умеренных температур ($T = 650\text{--}800^\circ\text{C}$) и высокого стресса (100–150 МПа).

Собственно *порфирокластовый подтип* возникает на месте как протогранулярного, так и мезогранулярного типов и образуется в результате синтетектонической рекристаллизации, осуществлявшейся нуклеацией и миграцией границ зерен. В результате интенсивного порфирокластеза единичные крупные порфирокласты оказываются среди мелкозернистого агрегата, либо полностью уничтожены (рис. 3.2 Д, вклейка). С возрастанием степени порфирокластеза существенно увеличивается удельная поверхность зерен оливина. Сохранившиеся порфирокласты оливина с неровными, зазубренными границами имеют как субизометричную, так и линзовидную форму с хорошо выраженной предпочтительной ориентировкой и отличаются высокой степенью ориентации. Размер порфирокластовых зерен по длине (l) составляет 3–5 мм, иногда до 7 мм, по ширине (h) 1–4 мм и при отношении $l/h \sim 2,5/1$. Порфирокласты оливина обычно пластически деформированы, для них характерно неоднородное волнистое погасание и многочисленные полосы пластического излома, что свидетельствует об условиях неоднородного внутрикристаллического трансляционного скольжения при снижении температур его реализации [Николя, 1992]. Преобладающая часть крупных зерен оливина дезинтегрируется на субпараллельные лейстовидные блоки вдоль границ полос излома, при этом во вновь образованных индивидах формируется новое поколение полос излома, ориентированных под острым углом к их удлинению.

В состав порфирокластовых дунитов входят: серпентин (от 4 до 40%), акцессорные хромшпинелиды (0,4–3%), магнетит и брусит (1–2%, в офитовых прожилках), хлорит (до 5%, в виде отдельных чешуек в петельчатом серпентине и офитовых прожилках), клинопироксен (до 1%, вдоль трещин или в виде отдельных мелких зернышек). Моноклинный амфибол из группы тремолита-актинолита (в количестве от единичных зерен до 7%) образует отдельные мелкие зерна и цепочки вдоль трещин или выделения серпентин-амфиболового состава. Флогопит встречен в виде отдельных чешуек в серпентине.

Состав серпентиновых минералов отличается большим разнообразием по сравнению с дунитами прото- и мезогранулярного типов. Среди них отмечаются: лизардит, хризотил, в т.ч. прожилки хризотил-асбеста различной морфологии, серпофит.

Акцессорные хромшпинелиды образуют зерна размером от сотых долей до 1,5 мм. Мелкие зерна идиоморфны, более крупные – часто ксеноморфны и образуют агрегаты или цепочки. Дуниты, обогащенные закономерными включениями хромшпинелидов в оливине, среди разновидностей этого типа встречаются реже, чем в других типах. Размер включений меньше, чем в протогранулярных дунитах с идиоморфнозернистой структурой, но ориентировка их аналогичная – (100) в плоскости $N_m - N_p$ зерен оливина. Порфирокласты оливина обычно более насыщены включениями хромшпинелидов по сравнению с перекристаллизованными зернами

ми. В лизардите и хризотиле включения хромшпинелидов обычно сохраняются, частично подвергаясь изменениям.

Формирование порфиорокластовой микроструктуры этого подтипа, согласно экспериментальным данным и наблюдениям в природнодеформированных дунитах [Nicolas et al., 1973, Чернышов, 2001], осуществлялось пластической деформацией кристаллического агрегата при умеренных и высоких температурах ($T \sim 600\text{--}900^\circ\text{C}$) или $\sim 750\text{--}900^\circ\text{C}$ [Батанова и др., 1991], больших напряжениях (100–120 МПа) и значительной скорости ($\dot{\epsilon} > 10^{-5} \text{ c}^{-1}$), главным образом, синтетектонической рекристаллизацией, механизмом нуклеации и миграции границ зерен под структурным контролем трансляционного скольжения. Очень часто дезинтеграция крупных зерен оливина на субпараллельные блоки осуществляется вдоль границ полос излома, а в образовавшихся индивидах формируется новое поколение полос излома, ориентированных под острым углом к их удлинению.

Мозаичный тип микроструктуры оливина в дунитах устанавливается локально и, очевидно, приурочен к линейным зонам интенсивных сдвиговых перемещений. Этот тип является результатом максимального прогрессивного разрушения порфиорокластовой микроструктур оливина в результате синтетектонической рекристаллизации. Этот тип микроструктуры характеризуется присутствием мелкозернистого мозаичного агрегата субизометричных зерен оливина размером ~ 0.5 мм и менее (рис. 3.2 Е, Ж, вклейка), отличающихся максимальной удельной протяженностью. Среди мозаичного агрегата иногда отмечаются удлиненные дезинтегрированные порфиорокластовые зерна, имеющие предпочтительную ориентировку, однако общая степень ориентации зерен уменьшается, по сравнению с порфиорокластовым типом. Для мелких зерен оливина характерно однородное погасание, иногда наблюдаются полосы пластического излома.

Мозаичный агрегат зерен оливина образуется при прогрессивной синтетектонической рекристаллизации по границам крупных индивидов, при этом мозаичные агрегаты часто формируют субпараллельные полосы, ориентированные согласно минеральной уплощенности порфиорокласт. Необласты развиваются по границам полос излома. Зерновые границы необласт и границы полос излома часто сходятся в тройных точках, что является результатом миграции зерновых границ в процессе синтетектонической рекристаллизации, при которой система стремится к термодинамическому равновесию с минимальной межзерновой энергией [Вернон, 1980]. Мелкие зерна – необласты оливина (размером ~ 0.5 мм) – имеют преимущественно субизометричную форму. Дуниты с мозаичной микроструктурой оливина сформировались в зонах максимальных напряжений. Пластические деформации в таких зонах реализовались преимущественно синтетектонической рекристаллизацией, осуществлявшейся механизмом нуклеации, что находит отражение в появлении сильного максимума N_p , нормально минеральной уплощенности. Трансляционное скольжение, вероятно, носило подчиненный характер и согласно петроструктурным узорам осуществлялось по системам (001)[100], (110)[001], (100)[010]. Пластические деформации дунитов, вероятно, протекали в режиме умеренных температур ($T \sim 600\text{--}750^\circ\text{C}$), высокого стресса (150–200 МПа) и возрастающей скорости ($\dot{\epsilon} > 10^{-4} \text{ c}^{-1}$).

Таким образом, выделяемые деформационные микроструктуры оливина позволяют установить эволюционную направленность процессов твердопластического течения в дунитах Гальмознанского массива, подобную той, которая проявляется и в других массивах исследуемого типа [Землянухин, 1995; Иванов, 1997]. Переход от одного типа микроструктур к другому характеризуется возрастанием роли признаков пластических деформаций, таких как полосы излома, неоднородности погасания, изменения конфигурации границ зерен оливина и увеличение роли мелких рекристаллизованных индивидов. Микроструктурные особенности дунитов находят отражение в петроструктурных узорах оливина, которые свидетельствуют, что на ранних этапах пластические деформации осуществлялись главным образом трансляционным скольжением по высоко- и умереннотемпературным системам, при подчиненной роли синтетектонической рекристаллизации, протекающей механизмом субзернового вращения. На последующем синтетектоническом этапе пластические деформации протекали в условиях умеренных температур и обусловлены дискретным трансляционным скольжением по различным системам с образованием многочисленных полос пластического излома, при этом возрастала роль синтетектонической рекристаллизации преимущественно механизмом вращения субзерен и частично нуклеацией. В зонах максимальных напряжений пластическое течение в дунитах осуществлялось при умеренных температурах синтетектонической рекристаллизацией, главным образом, механизмом нуклеации, при подчиненной роли трансляционного скольжения.

Исследование минеральных индивидов оливина в атомно-силовом микроскопе позволило обнаружить некоторые особенности микротопографии их поверхности [Бродская и др., 2007]. Поверхность индивидов первой генерации носит характер множественных сколов, где гладкие плоские участки чередуются с острыми выступами и впадинами. Поверхность минеральных индивидов оливина второй генерации представляет собой неориентированные «бугорки» роста. На границах оливина третьей генерации «бугорки» и сферические образования, отличающиеся друг от друга размерами, располагаются вытянутыми рядами. Состав оливина в процессе пластических деформаций не изменяется и остается практически постоянным вне зависимости от его деформационных структур (табл. 3.1).

Картирование южной части массива показало, что в направлении с востока на запад наблюдается постепенная смена протогранулярных (идиоморфнозернистых) дунитов, слагающих восточный эндоконтакт, мезогранулярными (аллотриоморфнозернистыми), затем гетерогранобластовыми, и, наконец, в западном эндоконтакте – порфирукластовыми, в том числе мозаичными. При этом клинопироксениты западного контакта массива, первоначально обладавшие идиоморфнозернистой структурой, также приобрели порфирукластную структуру. Предположительно, полоса максимального проявления порфирукластовых дунитов, клинопироксенитов и гранобластовых габброидов в западном эндоконтакте массива, маркирует зону глубинного надвига, по которому мафит-ультрамафитовое тело перемещалось вверх и в латеральном направлении.

Таблица 3.1

**Статистические характеристики состава оливина
в дунитах Гальмознанского массива.**

окислы	S	x	min	max	s	окислы	S	x	min	max	s
SiO ₂	1	41,17	39,72	42,55	0,68	MgO	1	49,83	47,94	52,03	0,96
	2	41,14	39,27	42,85	0,72		2	49,58	46,67	52,54	1,12
	3	41,23	39,36	42,71	0,63		3	49,61	46,08	52,38	1,00
	4	41,30	40,21	42,00	0,61		4	49,32	47,31	51,51	1,33
FeO	1	8,54	6,79	10,33	0,74	CaO	1	0,03	0,00	0,20	0,05
	2	8,65	6,57	10,83	0,89		2	0,06	0,00	0,98	0,11
	3	8,67	5,04	11,15	0,91		3	0,05	0,00	0,56	0,10
	4	9,34	8,04	11,74	1,33		4	0,03	0,00	0,17	0,06
MnO	1	0,05	0,00	0,26	0,05	Na ₂ O	1	0,02	0,00	0,21	0,05
	2	0,06	0,00	0,31	0,07		2	0,02	0,00	0,21	0,04
	3	0,08	0,00	0,40	0,08		3	0,02	0,00	0,26	0,05
	4	0,08	0,01	0,16	0,06		4	0,03	0,00	0,20	0,07
NiO	1	0,09	0,00	0,29	0,07	Fo	1	91,20	89,21	93,17	0,86
	2	0,11	0,00	0,39	0,07		2	91,09	88,48	93,21	1,00
	3	0,10	0,00	0,31	0,07		3	91,06	89,11	94,80	0,93
	4	0,09	0,01	0,22	0,09		4	90,74	88,75	91,95	1,11

Примечание. S – микроструктурные типы оливина: 1 – протогранулярный (n=50), 2 – мезогранулярный (n=124), 3 – порфирикластовый (n=186), 4 – мозаичный (n=7). Значения содержаний элементов и других характеристик: x – средние значения, min – минимальные, max – максимальные, s – стандартное отклонение, n – количество проанализированных зерен. Fo – составы оливина.

3.2. Аподунитовые серпентиниты

Серпентиниты слагают «рубашку» дунитового ядра Гальмознанского массива, развиваясь на контакте между дунитами и клинопироксенитами. Зерна оливина в дунитах очень часто разбиты многочисленными трещинками, которые выполнены поперечно-волокнистыми петельчатыми и ленточными жилками лизардита с образованием петельчатой, либо ленточно-петельчатой микроструктуры. Мощность лизардитовых петель поперечно-волокнистого строения составляет от нескольких мкм до 0,2 мм. Размер ячеек, сложенных серпофитом, обычно не превышает 0,5 мм. В дунитах, претерпевших существенную серпентинизацию, лизардит интенсивно замещает зерна оливина вплоть до образования полных псевдоморфоз, внутренние части которых обычно сложены полуизотропным пластинчато-волокнистым либо секториальным лизардитом. В серпентинизированных дунитах отмечаются также жилки, выполненные чешуйками антигорита, отличающимся от лизардита формой индивидов и положительным удлинением.

Крупные жилки часто обнаруживают зональное строение, внутренняя часть которых сложена колломорфным серпофитом с пластинчатыми зернами магнетита, ориентированными субнормально к простираению жилкок. Внешняя кайма жилкок сложена антигоритом. В кливажированных дунитах трещинки ориентированы субпараллельно. В одних случаях они выполнены сближенными, ленточными жилками лизардита, в других – сложены жилками серпофита, которые обладают меньшей плотностью, чем жилки лизардита, и поэтому, вероятно, выполняют трещинки отдельности. В третьих – внутренняя часть жилкок выполнена кальцитом, который окаймляется мелко пластинчатым антигоритом, либо колломорфным серпофитом. Зонки, выполненные антигорит-оливиновым агрегатом, окружены интенсивно трещиноватыми зернами оливина.

Магнетит слагает центральные части лизардитовых жилкок в виде тонких просечек. Более крупные жилки магнетита часто ориентированы согласно ленточным жилкам лизардита. При этом мелкие зерна магнетита нередко обособлены в струйки, которые подчеркивают контуры исходных зерен оливина. Иногда петельчатый магнетит достигает 6%, однако отмечаются разности, обедненные магнетитом (не более 1%). Хромшпинелиды также иногда отмечаются в серпентинитах, они образуют дендритовидные игольчатые закономерные включения и параллельно ориентированные иголки или пластинки. В серпентинитах наблюдаются редкие жилки хризотил-асбеста и отдельные чешуйки хлорита. В рассланцованных разностях серпентинитов по трещинкам развивается продольно-волоконистый хризотил. Среди антигоритовых агрегатов отмечаются зерна актинолита, слабо окрашенные в зеленоватые тона.

Тремолит в серпентизированных дунитах наблюдается в двух модификациях. Первая модификация представлена преимущественно тонкозернистыми агрегатами, окрашенными в слабые желтоватые тона, которые окаймляют крупные жилки серпентина. Эти оторочки неравномерны по мощности, сложены множеством очень мелких зерен. Вторая модификация встречается редко и представлена она более крупными листоватыми, чешуйчатыми и пластинчатыми индивидами тремолита, бесцветного либо окрашенного в желтовато-бурые тона.

Ограниченным распространением в аподунитовых серпентинитах пользуется хлорит, представленный мелкими чешуйками с низкими аномально синими цветами интерференции. Он часто ассоциирует с тремолитом в оторочках жилкок серпентина.

3.3. Породы, слагающие оторочку дунитового ядра

Это массивные мелко- и среднезернистые породы зеленовато-серого и темно-зеленовато-серого цвета, среди которых особо выделяются оливиновые, рогово-обманковые и магнетитовые разности.

Верлиты – зеленовато-серые неравномернозернистые массивные, реже такситовые, породы. Они сложены оливином, зеленым диопсидом и аксессуарным

хроммагнетитом. Иногда (очень редко) встречаются флогопитовые верлиты. Оливин замещается серпентином, тальком, диопсид – серпентином, тремолитом. Среди верлитов выделяются гипидиоморфнозернистые и пойкилитовые разновидности. Первые – мелко- и среднезернистые, оливин как идиоморфен, так и ксеноморфен относительно диопсида, границы между индивидами извилистые, вплоть до субграфических. Пойкилитовые верлиты более редки и отличаются присутствием пойкилокрист диопсида от 2 до 10 см с идиоморфными зернами оливина до 1–2 мм. В милонитизированных разновидностях структура становится псевдопорфировидной за счет сохранения более устойчивого клинопироксена.

Переход от ультраосновных разновидностей к габброидам отмечается появлением **плагноклазовых верлитов** с порфировидной структурой. Вкрапленники представлены крупными (3–5 мм) широкопризматическими кристаллами клинопироксена и изометричными зернами оливина. Оливин также встречается в виде мелких включений в клинопироксене. В интерстициях, занимающих 5–10% от объема породы, присутствуют соссюритизированный плагноклаз, мелкие (0,6–0,8 мм) зерна клинопироксена, амфибола, чешуйки биотита. Породы практически не имеют следов деформации.

К внешним частям массива в породах количество оливина постепенно уменьшается вплоть до полного его исчезновения, и плагноклазовые верлиты сменяются **плагноклазовыми пироксенитами**, для которых также характерны порфировидные структуры. Порфировидные выделения представлены широкотаблитчатыми зернами клинопироксена размером до 5 мм. В породах присутствуют биотит и амфибол, которые выполняют пойкилитовые вроски в клинопироксене, а также иногда полностью слагают интерстиции между его зернами. Среди плагноклазовых пироксенитов иногда отмечаются прослои верлитов мощностью 1 м.

Клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты более чем на 90% сложены зеленым и черным пироксеном ряда диопсид-салит, а также оливином и магнетитом. На западном фланге массива отмечаются только безмагнетитовые клинопироксениты, тогда как для восточного фланга характерно присутствие всех разновидностей этой группы пород. Контакты клинопироксенитов с дунитами, как правило, постепенные, через верлиты. Оливиновые клинопироксениты нередко образуют жилы мощностью до 0,5 м, как в верлитах, так и в дунитах.

Оливиновые клинопироксениты – транзитный тип пород, встречающийся по всему разрезу зоны перехода от дунитового ядра к габброидам. В нижней части разреза, ближе к дунитовому ядру, оливиновые клинопироксениты содержат наибольшее количество хромшпинелида. Породы перекристаллизованы, минералы несут следы интенсивных внутризерновых деформаций (полосы излома, волнистое погасание). Некоторые зерна оливина полностью преобразованы в гранобластовый агрегат. По краям клинопироксена также отмечается перекристаллизация. Границы между зернами извилистые.

В верхних частях разреза основной рудной фазой оливиновых клинопироксенитов является магнетит. Для этих пород характерен бурый амфибол, и биотит (в качестве включений в клинопироксене). Структура мезогранулярная (аллотрио-

морфнозернистая), либо близкая к протогранулярной (гипидиоморфнозернистая) образована взаимопрорастающими зернами оливина и клинопироксена размерами 2–4 мм. Оливин и магнетит ксеноморфны по отношению к пироксену. Магнетит имеет сидеронитовый характер. В некоторых разностях отмечается панидиоморфнозернистая, порфириовидная, порфирокластовая структуры, последняя характерна для отдельных блоков клинопироксенитов в зоне меланжа. Минералы оливиновых клинопироксенитов несут следы пластических деформаций (волнистое погасание в пироксене, двойники в оливине). Макроскопически обычно зеленый клинопироксен (диопсид) этих пород под микроскопом характеризуется специфическим очень высоким двупреломлением и обилием мельчайших включений, в т.ч. и флюидных. При удалении от контакта с дунитами в клинопироксенитах начинает преобладать черный клинопироксен.

Клинопироксениты с порфирокластовой структурой отмечаются в верхних частях разреза. В порфирокласты клинопироксена до 5 мм включены зерна оливина, магнетита, биотита. Основная масса состоит из мелких зерен оливина, клинопироксена и магнетита. Деформации в породах верхней части разреза, как правило, проявлены слабо и выражаются в присутствии полос излома в оливине и перекристаллизации краевых частей его отдельных зерен. Клинопироксен не перекристаллизован, только крупные зерна имеют слабое волнистое погасание. Вдоль северо-восточного окончания массива протягивается крупный блок интенсивно деформированных клинопироксенитов.

Магнетитовые клинопироксениты слагают небольшие по площади участки с нечеткими границами в клинопироксенитах и отличаются повышенным содержанием магнетита до 15–20%. Структура пород гипидиоморфнозернистая, нередко переходящая в сидеронитовую (магнетит цементирует зерна клинопироксена). Породы содержат редкие крупно-гигантозернистые шпирсы, размер кристаллов клинопироксена в которых достигает 5 см.

Роговообманковые клинопироксениты отличаются своеобразными пойкилитовыми структурами, в которых роль ойкокрисстов играет роговая обманка, а хадакриссты представлены диопсид-салитом. Максимальные количества магнетита (около 20%) наблюдались именно в роговообманковых клинопироксенитах. Очевидно, в этом случае можно говорить о магнетит-амфиболовых клинопироксенитах. Амфибол относится к титанистой паргаситовой роговой обманке.

Внешняя оторочка массива образована габброидами, которые в ряде случаев связаны с клинопироксенитами постепенными переходами, а в других – представлены самостоятельными телами с тектоническими или тектонизированными контактами, а также дайками. На востоке фиксируются достаточно протяженные тела габброидов среди клинопироксенитов. Состав габброидов разнообразен, встречаются безоливиновые (собственно габбро), оливиновые, в том числе такситовые амфибол-магнетитовые габбро, роговообманковые габбро, габбро-нориты и монцогаббро. Текстуры пород также различны: массивная, неравномернозернистая, шпирсовая, такситовая и полосчатая, структуры преимущественно габбровые.

Габбро представляют собой породы темно-серого и светло-серого цвета, сложенные плагиоклазом от лабрадора до битовнита (40–80%), диоксидом (до 50%), биотитом (20%), роговой обманкой и магнетитом. Плагиоклаз обычно почти полностью сосюритизирован, клинопироксен замещается роговой обманкой, иногда биотитом. Роговообманковые разности содержат до 5% роговой обманки.

Оливиновые габбро встречаются реже, они состоят из клинопироксена (до 70%), амфибола, образованного по клинопироксену (7–20%), основного плагиоклаза (30–40%), зонального оливина (до 10%) и магнетита (5–10%). В небольших количествах встречается ортопироксен и флогопит. Как и тылаиты Урала, они развиты в основном вблизи контактов с дунитами. Зональность оливина выражена в увеличении железистости от центральных частей зерен к краевым.

Такситовые амфибол-магнетитовые габбро характерны для изолированных тел, получивших развитие в восточной периферии массива. Клинопироксен в них присутствует в виде зональных, бочонковидных (4–5 мм) кристаллов первой генерации и мелких зерен второй генерации, образующих основную массу. Бурый амфибол слагает оторочки вокруг оливина и клинопироксена. Минералы в породе распределены неравномерно: отмечаются шпирты и линзы клинопироксена. Структура пород меняется от гипидиоморфной в участках, обогащенных клинопироксеном, до пойкилитовой, там, где преобладает амфибол. Амфиболовые габбро слагают секущие жило- и дайкообразные тела, развитые как в клинопироксенитовой оторочке, так и в дунитовом ядре.

Монцогаббро распространены вблизи контакта с оливиновыми клинопироксенитами и представлены относительно меланократовыми разностями. Фенокристаллы сложены клинопироксеном, амфиболом, развивающимся по пироксену, биотитом, магнетитом, иногда гиперстеном. Встречаются относительно крупные кристаллы ортоклаза. Структура пород порфириовидная, гипидиморфнозернистая с четким идиоморфизмом мафических минералов относительно плагиоклаза, иногда пойкилитовая. Интерстиции выполнены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, мелкими зернами клинопироксена. Признаки деформации пород не наблюдаются.

Габбро-нориты представляют собой породы с габбровой структурой, которые отличаются присутствием ромбического пироксена от 15 до 30%.

Габбро-негматиты встречаются в виде тел неправильной формы. Они развиты многочисленными жилами, состоящими из бурого амфибола. В них встречаются ксенолиты клинопироксенитов (до 1,5 м), окруженные реакционной каймой амфибола.

Богатые амфиболом разности пород представлены **горнблендитами и клинопироксеновыми горнблендитами**. Они играют подчиненную роль в разрезе. Породы состоят из бурого амфибола, содержание которого достигает 90%, клинопироксена, а также акцессорных апатита и магнетита. Структура пород мелкозернистая призматически-зернистая, пойкилитовая.

Определенный интерес представляют породы жильной серии, которые в виде небольших секущих тел наблюдаются в амфиболовых габбро и во вмещающих

породах вблизи контактов с последними. Они представлены мелкозернистыми *лейкодиоритами*, состоящими из кислого плагиоклаза (60–70%), амфибола (5–30%), клинопироксена (до 5%) и биотита. Встречаются также *габбро-диориты*, *габбро-амфиболиты*, *лейкогаббро*, *трондjemиты-тоналиты* [Леднева, 2001; Осипенко, Леднева, 2001]. Вероятно, эти образования относятся к иным петрографическим сериям, чем породы Гальмознанского массива (представленные серией ДВКГ: дуниты, верлиты, клинопироксениты и габбро), и не связаны с ними генетически.

3.4. Морфологические типы рудной хромитовой минерализации

Основные морфологические типы выделений хромшпинелидов представлены рудными и акцессорными разновидностями, а также включениями в зернах МПГ. В пределах Гальмознанского массива по морфологическим особенностям проявления выделены несколько разновидностей хромшпинелидов, среди которых можно отметить:

1. Акцессорный хромшпинелид в оливине, представленный субмикроскопическими выделениями ветвистой, дендритоподобной, пластинчатой, веретенообразной и игольчатой форм (рис. 3.3 А–Г, вклейка).

2. Акцессорный хромшпинелид, представленный мелкими идиоморфными и гипидиоморфными кристалликами (0,01–0,1 мм), обычно приуроченными к контактам оливиновых зерен (рис. 3.3 Д, вклейка).

3. Вкрапленный или рассеяно-вкрапленный тип, когда рудные хромшпинелиды располагаются на контакте оливиновых зерен (рис. 3.4 А, вклейка). В зависимости от размера зерен хромшпинелиды могут быть мелкие (0,1–1 мм), средние (1–3 мм) и крупные (более 3 мм). Вкрапленность хромшпинелидов также может подразделяться на густо-, средне- и редковкрапленную. Для Гальмознанского массива наиболее типичны средне- и редковкрапленные разновидности рудной хромитовой минерализации. Зерна хромшпинелидов, как правило, имеют гипидиоморфную форму, их объемное содержание колеблется от долей процента до первых процентов. Зерна акцессорных хромшпинелидов распределяются в дунитах неравномерно. Размер отдельных зерен варьирует от долей мм до 2–3 мм. Зерна могут иметь как ксеноморфные по отношению к оливину, так и относительно идиоморфные очертания. Акцессорные хромшпинелиды из дунитов массива, также как и различные петроструктурные типы оливина, характеризуются значительным постоянством составов, при этом какой-либо зависимости от степени пластического деформирования вмещающих пород не обнаруживают (табл. 3.2).

4. Хромшпинелиды, входящие в состав хромшпинелид-оливиновых обособлений, в которых содержание хромшпинелида варьирует от 20 до 70%, а размер зерен, как правило, не превышает 1–2 мм). Они слагают шлировый и прожилково-вкрапленный тип хромитовых тел (рис. 3.4 Б–Г, вклейка).

5. Разнообразные жильные типы массивных и брекчиевых хромитов характеризуются размером зерен хромшпинелидов до нескольких миллиметров. В хро-

Таблица 3.2

**Статистические характеристики составов хромшпинелидов
в дунитах Гальмознанского массива**

Оксиды	S	x	min	max	s	окислы	S	x	min	max	s
TiO ₂	1	0,50	0,16	0,98	0,20	FeO	1	19,97	9,00	48,14	7,01
	2	0,49	0,19	1,16	0,16		2	21,48	11,01	43,48	5,90
	3	0,46	0,13	0,89	0,15		3	18,83	5,07	39,72	5,41
	4	0,39	0,25	0,66	0,14		4	17,65	8,47	33,99	8,33
Al ₂ O ₃	1	8,83	5,63	12,10	1,70	Fe ₂ O ₃	1	22,21	15,47	26,66	2,51
	2	7,91	2,93	14,82	1,92		2	23,28	16,75	28,13	2,25
	3	9,11	2,20	22,68	2,90		3	22,89	14,92	28,13	2,02
	4	10,02	4,81	14,20	3,31		4	23,54	19,56	28,43	2,66
MnO	1	0,79	0,39	1,21	0,22	Mg/ Mg+Fe	1	40,20	13,21	61,70	10,53
	2	0,89	0,29	1,62	0,28		2	35,02	9,40	55,69	10,06
	3	0,90	0,30	2,07	0,32		3	39,63	11,26	79,71	10,59
	4	0,87	0,65	1,12	0,20		4	41,51	14,75	59,14	15,46
MgO	1	7,13	4,11	11,88	1,68	Cr/ Cr+Al	1	75,84	65,77	84,49	4,55
	2	6,28	2,53	11,32	1,72		2	77,65	66,73	87,19	3,94
	3	6,70	2,67	11,84	1,61		3	76,13	51,20	92,71	5,70
	4	6,36	3,30	9,24	1,80		4	74,58	67,47	81,69	5,41
Cr ₂ O ₃	1	41,51	16,12	48,94	6,74	Fe ³ /Al+ Cr+Fe ⁺³	1	28,15	20,88	50,86	5,51
	2	40,73	22,44	49,52	5,60		2	29,99	21,13	49,95	4,94
	3	42,29	23,64	54,60	4,76		3	28,28	18,68	44,00	4,14
	4	42,46	31,97	50,43	5,42		4	28,51	22,24	40,87	6,08

Примечание. S – микроструктурные типы оливина: 1 – протогранулярный (n=40); 2 – мезогранулярный (n=97); 3 – порфиорокластовый (n=152); 4 – мозаичный (n=7). Значения содержаний элементов и других характеристик: x – средние значения, min – минимальные, max – максимальные, s – стандартное отклонение, n – количество проанализированных зерен.

митах с пандиоморфнозернистой структурой узкие промежутки между зернами хромшпинелидов выполнены серпентином или оливином, в породах с гипидиоморфнозернистой структурой – оливином. Содержание хромшпинелида колеблется от 85 до 95%.

6. Включения мелких индивидов хромшпинелидов в минералах платиновой группы, представленные идиоморфными кристалликами и их обломками размером от 20–30 мкм до десятых долей мм, сцементированными изоферроплатиной.

Морфологические типы проявления рудной хромитовой минерализации Гальмознанского массива аналогичны таковым в зональных массивах Платиноносного пояса Урала, Юго-Восточной Аляски, Британской Колумбии и др. [Findlay, 1969; Мургау, 1972; Иванов, 1997; Лазаренков и др., 1992, 1995; Малич, 1999; Петрология ..., 1994; Himmelberg, Loney, 1995; Himmelberg, Loney, 1995 и другие работы].

В зависимости от текстурных особенностей можно определить наиболее часто встречающиеся типы рудных выделений: петельчато-жилообразные, шлировые, массивные, неравномерно-петельчатые, неравномерно-вкрапленные, прожилковые, струйчато-петельчатые, густовкрапленные, массивные с включением дунита (рис. 3.5, вклейка). Многообразие текстурных особенностей хромититов отражает, прежде всего, специфику обстановки их формирования. Ограниченное распространение среди хромититов имеют брекчиевые текстуры, которые связаны с жилами, приуроченными к трещинам отрыва, малоамплитудным сколовым, сдвиговым и разрывным дислокациям, а также к трещинам растяжения и контракции, что свидетельствует о более позднем характере формирования брекчиевидных хромитов. Выделяются несколько генераций трещин, связанных с этапами структурных деформаций пород дунитового ядра Гальмоэнанского массива. Эти этапы динамометаморфических преобразований отражаются также в строении индивидуальных зерен хромшпинелидов в виде систем разноориентированных микротрещин, образовавшихся в различные временные интервалы и выполненных слоистыми гидросиликатами (хлоритом, серпентином), а также минералами платиновой группы.

Сегрегации рудных хромшпинелидов характеризуются исключительным многообразием морфологических и текстурных особенностей при незначительной мощности (обычно не превышают 30 см) и протяженности (первые метры) рудных тел. Площадь распространения хромитовых проявлений в отдельных точках достигает 30 кв. м. Морфологические разновидности хромитов часто встречаются совместно и тесно связаны друг с другом постепенными переходами. В пределах одного обнажения, где можно наблюдать сочетание различных текстурных особенностей хромититов, довольно часто не представляется возможным провести четкую границу между рудными хромитами и хромитсодержащими дунитами, так как акцессорная вкрапленность хромшпинелидов с увеличением их количества и размеров переходит в рудную и наоборот. Наибольший интерес в силу своей платиносности представляют прожилково-вкрапленные и густовкрапленные хромитовые руды, пространственно связанные, главным образом, с областями распространения дунитов порфирукластического типа, где хромшпинелиды локализуются в интерстициях между порфирукластами оливинов и трещинам деформаций в них.

Жильные и шлировые обособления хромшпинелидов распределены во вмещающих дунитах крайне неравномерно. Жильные хромиты мощностью до 3–4 см секут дуниты, гораздо реже они встречаются в оливиновых клинопироксенитах. Шлировые сегрегации в дунитах также характеризуются небольшими размерами (как правило, 1–5 см в поперечнике и редко достигают десятков см). Размеры зерен хромшпинелидов в жильных и шлировых выделениях варьируют в широких пределах, но обычно это средне- и мелкозернистые разности. Контакты с вмещающими породами резко-постепенные – сплошные сегрегации сменяются вкрапленностью хромшпинелидов.

Глава 4

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

4.1. Методы изучения

Основные методы исследования включали в себя: петроструктурные исследования в ориентированных образцах горных пород; исследование распределения главных породообразующих компонентов, элементов-примесей и изотопных характеристик в породах и минералах различных магматических серий; изучение химического состава и парагенетических взаимоотношений главных породообразующих и рудных минералов; термометрические исследования расплавных и флюидных включений в минералах.

Валовый химический состав исследуемых пород определялся химическим (ЦХЛ ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский) и рентгено-флуоресцентным (ЛХиСА ВСЕГЕИ им А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) и НИИГеолнеруд (г. Казань) методами с использованием стандартных процедур контроля точности и воспроизводимости анализа (всего более 300 анализов).

Микроэлементный состав пород изучался с использованием масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) на спектрометре VGE Elemental Plasmaquid (Юнион-Колледж, г. Скенектэдди, США) (36 анализов). Вскрытие навесок осуществлялось смесью особо чистых кислот ($\text{HNO}_3 + \text{HF}$) в тефлоновых емкостях при высоких температурах и давлении с последующим выпариванием и повторным растворением. Аналитическая погрешность метода составляла 5–8 относительных процентов для РЗЭ и элементов группы железа и <10 относительных процентов для остальных определяемых элементов. Контрольные определения для нескольких образцов были выполнены также методом ICP-MS в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск).

Определение элементов платиновой группы (ЭПГ) в образцах горных пород (более 1500 проб) осуществлялось методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) в ЦХЛ «Камчатгеология» (г. Петропавловск-Камчатский) и сцинтил-

ляционным эмиссионным спектральным анализом (СЭСА) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск, аналитик С.И. Прокопчук).

Химический состав пороодообразующих и рудных минералов в исследуемых породах определялся на микроанализаторе «Самбах-мисго», оборудованном энерго-дисперсионным спектрометром «Кевех» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский, аналитик В.М. Чубаров). Составы минералов измерялись в точке при ускоряющем напряжении $U = 20$ кВ, токе зонда $I = 15$ нА (для МПГ $I = 20\text{--}30$ нА) и времени счета 10 с на каждой аналитической линии, а также с применением стандартных процедур коррекции и программ, учитывающих экспериментально рассчитанные коэффициенты наложения линий интерференции. В качестве стандартов использовались составы чистых металлов, синтетических и природных минералов. Часть исследований химического состава минералов была также проведена методами сканирующей электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа на сканирующем электронном микроскопе-микроанализаторе «CAMSCAN-4DV» с энергодисперсионным спектрометром «LINK AN-10000» (г. Санкт-Петербург, ЗАО «Механобр», аналитик Н.С. Рудашевский). Условия съемки: ускоряющее напряжение 30 кВ, ток образца ~ 1 нА (за исключением Na: 15 кВ, 7–10 нА), экспозиция 50–120 с. Стандарты – чистые металлы и минералы. Всего в обоих аналитических центрах было проанализировано более 5000 минералов.

Расчеты физико-химических параметров генезиса исследованных пород выполнялись с помощью программы TPF (А.Н. Корнилов, А.А. Графчиков, ИЭМ РАН, г. Черноголовка) и интегрированной в нее системы согласованных геотермометров, геобарометров и геооксометров (всего более 400), использующих составы минералов – твердых растворов для разнообразных минеральных ассоциаций.

Анализ изотопного состава осмия осуществлялся в индивидуальных зернах МПГ с помощью масс-спектрометрии электроотрицательных ионов (NTI–MS) на модернизированном масс-спектрометре МИ-1320 (ВСЕГЕИ им А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, аналитик А.И. Костоянов). Погрешность измерения, характеризующая ошибкой воспроизводимости величин изотопных отношений в серии параллельных опытов, не превышала 0,3 относительных процентов. В процессе измерений осуществлялась нормировка отношений, которая учитывала изобарные и масс-дискриминационные эффекты. Поправка на масс-фракционирование проводилась в соответствии с экспоненциальным характером зависимости изотопных эффектов от массы регистрируемых ионов. Как правило, в каждом опыте регистрировалось 250 масс-спектров.

Изотопные характеристики стронция (проанализировано 5 образцов) были получены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Изотопные определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ проведены в Университете штата Аляска (г. Фербенкс, аналитик Пол Лейер).

Индивидуальные включения в оливинах, хромшпинелидах и пироксенах изучались в прозрачно-полированных пластинках, изготовленных из образцов ультрабазитов. Оптическое и термометрическое исследование индивидуальных включений проводилось Е.В. Толмачевой с использованием микроскопа и высо-

котемпературной термокамеры фирмы «Leitz» (ВСЕГЕИ им А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург). Объектом термометрических исследований служили первичные расплавные включения, размер которых не превышал 15–20 мкм, и флюидные включения в оливинах. Давление определялось расчетным методом по водно-солевым включениям. Для анализа динамики изменения флюидонасыщенности пород при их кристаллизации образцы пород были исследованы методом вакуумной декрепитации на декрепитографе ВД-5, причем из каждого образца анализировались три навески. По результатам исследования для каждого из образцов были построены сводные декриптограммы, представляющие собой графики газовыделения для различных температурных интервалов (Толмачева и др., 1999).

Петроструктурные и оптико-минералогические исследования проводились с применением стандартных оптических методов (под микроскопом в проходящем и отраженном свете) в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и Томском Государственном Университете А.И. Чернышовым.

4.2. Петрохимические и геохимические особенности состава дунитов

4.2.1. Основные породообразующие оксиды

Петрохимические особенности как безрудных, так и рудоносных дунитов Гальмознанского массива (приложения 1 и 2) подчинены общим закономерностям, установленным для концентрически-зональных комплексов рассматриваемого типа [Малахов, 1983; Иванов, 1997; Ланда, Лазаренков, 1998; Himmelberg, Loney, 1995 и другие работы]. В частности, породы характеризуются повышенной магнезиальностью при минимальной глиноземистости, известковистости, щелочности и титанистости [Сидоров и др., 2001]. Низкие потери воды при прокаливании (1,5–3,5 мас. %) указывают на слабую степень вторичного изменения дунитов.

На диаграмме $MgO - SiO_2$ (рис. 4.1) фигуративные точки дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро массива образуют самостоятельные дискретные поля, которые в целом располагаются в соответствии с обычным трендом, фиксирующим уменьшение магнезиальности при увеличении содержания кремнезема и отражающим кумуляцию из первичного расплава минеральных ассоциаций $O1 + CrSp$ (дуниты), $O1 + Crx + CrSp$ (верлиты и оливиновые клинопироксениты) и $Crx + CrMgt$ (магнетитовые клинопироксениты).

Магнезиальность пород ($Mg\# = 100 * MgO / (MgO + FeO)$) при переходе от дунитов к оливиновым клинопироксенитам снижается от 90,4 до 70,7 и особенно резко падает в прослоях магнетитовых клинопироксенитов. В целом рассмотренные особенности полностью повторяют таковые в породах Нижнетагильского [Иванов, 1997; Пушкарев, 2000 и другие работы], Кондерского и Феклистовского массивов [Некрасов и др., 1994; Петрология..., 1994 и другие работы], а также однотипных массивов Аляски и Британской Колумбии [Himmelberg, Loney, 1995; Foley et al., 1997 и другие работы].

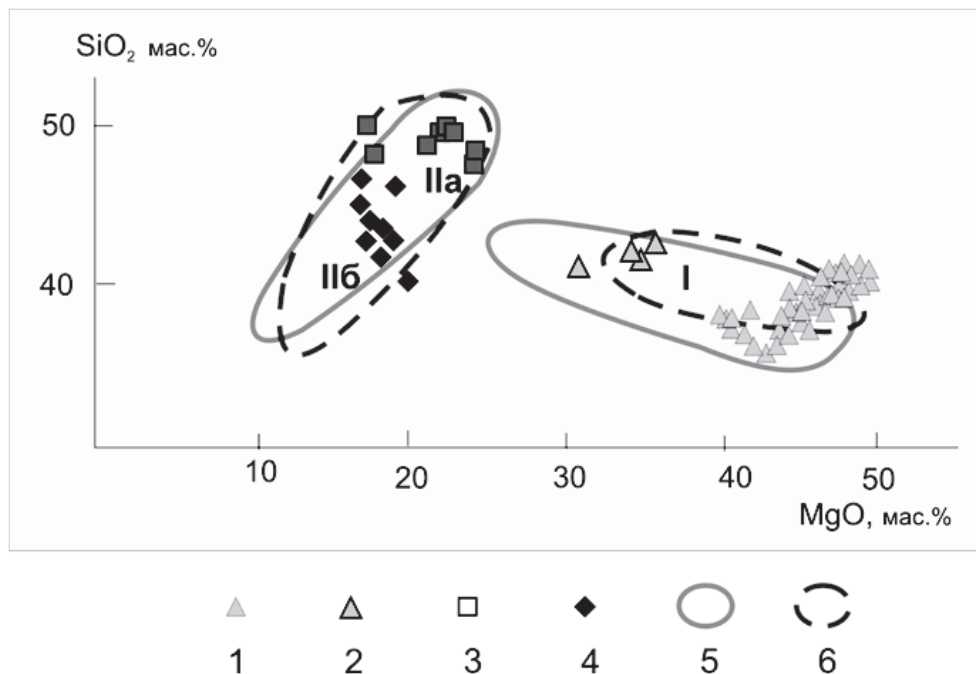


Рис. 4.1. Диаграмма SiO_2 – MgO для пород Гальмознанского массива. 1 – дуниты; 2 – верлиты; 3 – оливинные клинопироксениты; 4 – магнетитовые клинопироксениты. Поля составов соответствующих пород Нижнетагильского (5) и Кондерского (6) массивов: I – дуниты, верлиты; IIa – оливинные клинопироксениты; II б – магнетитовые пироксениты [Ланда, Лазаренков, 1998].

В рудоносных дунитах содержания диоксида кремния практически постоянные, наиболее значительные колебания концентраций наблюдаются у оксидов хрома, железа, алюминия и магния, что объясняется изменением содержаний хромшпинелида. Повышенные содержания оксида кальция связаны с присутствием в рудах клинопироксена.

Наиболее важными закономерностями распределения петрогенных элементов (рис. 4.2) являются выраженные положительные корреляции концентрации оксида хрома с концентрацией оксида железа ($r = 0.69$), оксида алюминия ($r = 0.98$) и отрицательная с концентрацией оксида магния ($r = -0.95$).

4.2.2. Элементы-примеси

Данные о распределении элементов-примесей в породах Гальмознанского массива [Сидоров и др., 2001, Коряжско-Камчатский..., 2002] свидетельствуют о стабильности геохимических характеристик пород зональных массивов. На это,

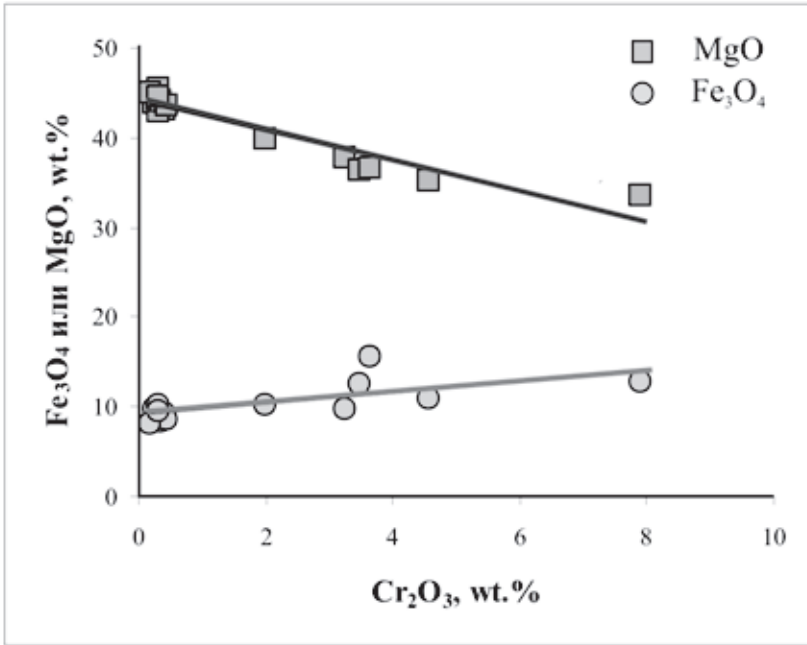


Рис. 4.2. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ и $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{общ}}$ для рудоносных дунитов Гальмознанского массива.

в частности, указывает сравнительный анализ распределений элементов-примесей в дунитах Гальмознанского и Нижнетагильского массивов (рис. 4.3). Дуниты обоих массивов обеднены относительно примитивной мантии литофильными элементами (исключая частично Ba), V, Sc, Cu и обогащены Zn, Co; содержания Ni близки к мантийным значениям.

При корреляционном анализе данных выделяется группа элементов, характерных для химического состава хромшпинелидов: Cr, Al, Fe, Ti, Mn, Co, Zn, Ga – все они положительно коррелируются друг с другом и отрицательно с Mg, сосредоточенным в первую очередь в силикатной части. Ni распределен приблизительно поровну между силикатной и рудной составляющей, поэтому его коэффициент корреляции с перечисленными компонентами близок к нулю. Аналогично никелю ведет себя медь, не имеющая значимых коэффициентов корреляции ни с одним химическим элементом в данной аналитической выборке. Очевидно, распределение Cu в рудах контролируется в первую очередь процессами, наложенными при серпентинизации, а не процессами магматической кристаллизации. Таким образом, Гальмознанский базит-ультрабазитовый массив характеризуется относительно устойчивыми и повторяющимися петро- и геохимическими особенностями [Сидоров и др., 2001].

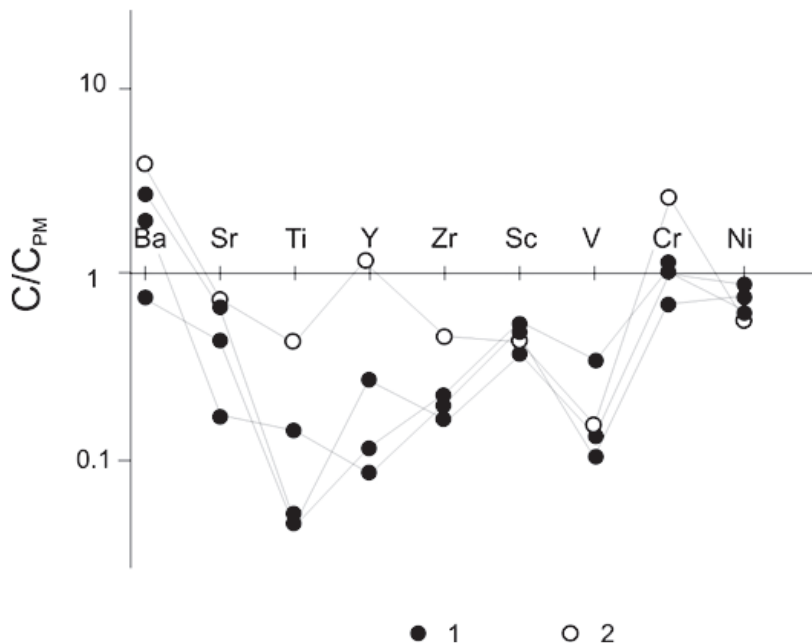


Рис. 4.3. Диаграмма распределения малых элементов в дунитах. 1 – Гальмознанский массив; 2 – Нижнетагильский массив [Осипенко и др., 2002]. Нормировано к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

4.2.3. Редкие и редкоземельные элементы

Специфической чертой дунитов Гальмознанского массива является пониженное содержание литофильных элементов. В частности, для изученных дунитов и Сrx-содержащих дунитов характерны низкие (ниже хондритовых) концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ). Асимметрия нормированных спектров связана со слабой обедненностью тяжелыми и средними РЗЭ относительно легких ($(La/Yb)_N = 1,32-0,92$ и $(Sm/Yb)_N = 0,72-0,65$ при дифференцированном поведении легких РЗЭ относительно средних ($(La/Sm)_N = 0,50-1,33$ (рис. 4.4).

Ранее Е.В. Пушкаревым было установлено, что для дунитов урало-алаянского типа, в отличие от их аналогов из офиолитов, характерно распределение РЗЭ с некоторым обогащением в легкой части спектра [Пушкарев, 2000]. Распределение РЗЭ в дунитах Гальмознанского массива свидетельствует в пользу этого вывода: концентрации легких РЗЭ обычно преобладают, либо сопоставимы с тяжелыми.

Можно отметить, что устанавливается тенденция к снижению содержаний РЗЭ в направлении от богатых руд к бедным и безрудным (рис. 4.5 А–Г). При этом

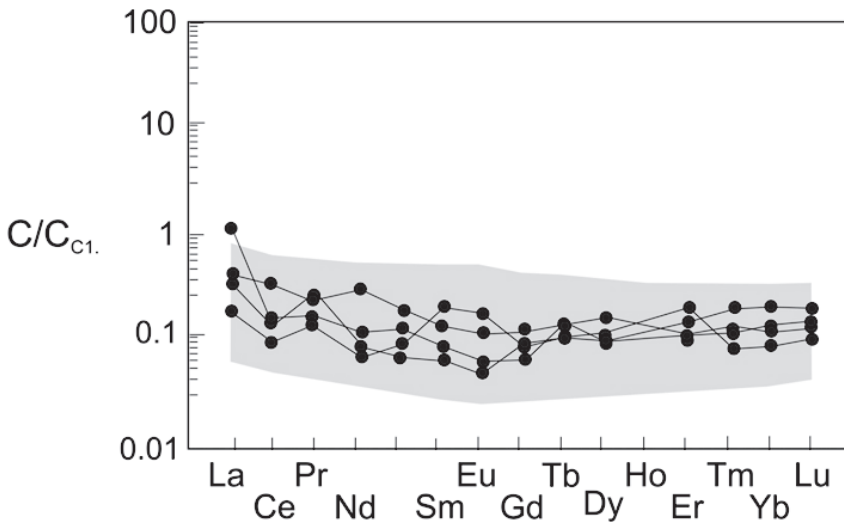


Рис.4.4. Графики распределения РЗЭ, нормированные к составу углистого хондрита C1 [Anders, Grevesse, 1989] в дунитах Гальмознанского базит-ультрабазитового массива [Осипенко и др., 2002]. Фоном показано поле составов пород-аналогов из зональных комплексов Юго-Восточной Аляски [Himmelberg, Loney, 1995].

отчетливо видно на графике (рис. 4.5 А), что нормализованное к составу углестого хондрита C1 содержание РЗЭ в богатых рудах, а также в безрудных интервалах зависит от степени изменения пород и руд (рис. 4.5 А, Г). Наиболее сильно измененные породы (серпентинизированные, перекристаллизованные и т.д.) характеризуются накоплением РЗЭ цериевой группы, распределение в этих пробах ахондритовое, тогда как в слабоизмененных породах распределение РЗЭ близко к хондритовому. В РЗЭ спектрах минералого-технологических проб из рядовых и бедных руд (рис. 4.5 Б, В) распределение лантаноидов более унифицированное и подчиняется общей тенденции – преобладанию легких редких земель над средними и тяжелыми.

4.2.4. Состав и свойства флюидных микровключений

Исследование расплавных и флюидных включений основано на их визуальном исследовании под микроскопом в специально изготовленных двусторонне полированных пластинках толщиной 0,3–0,5 мм при увеличениях 500–1000 раз. При исследовании особое внимание уделялось определению генетических типов включений (первичности или вторичности) и их сингенетичности. Определение первичности или вторичности включений позволяет получить информацию о раз-

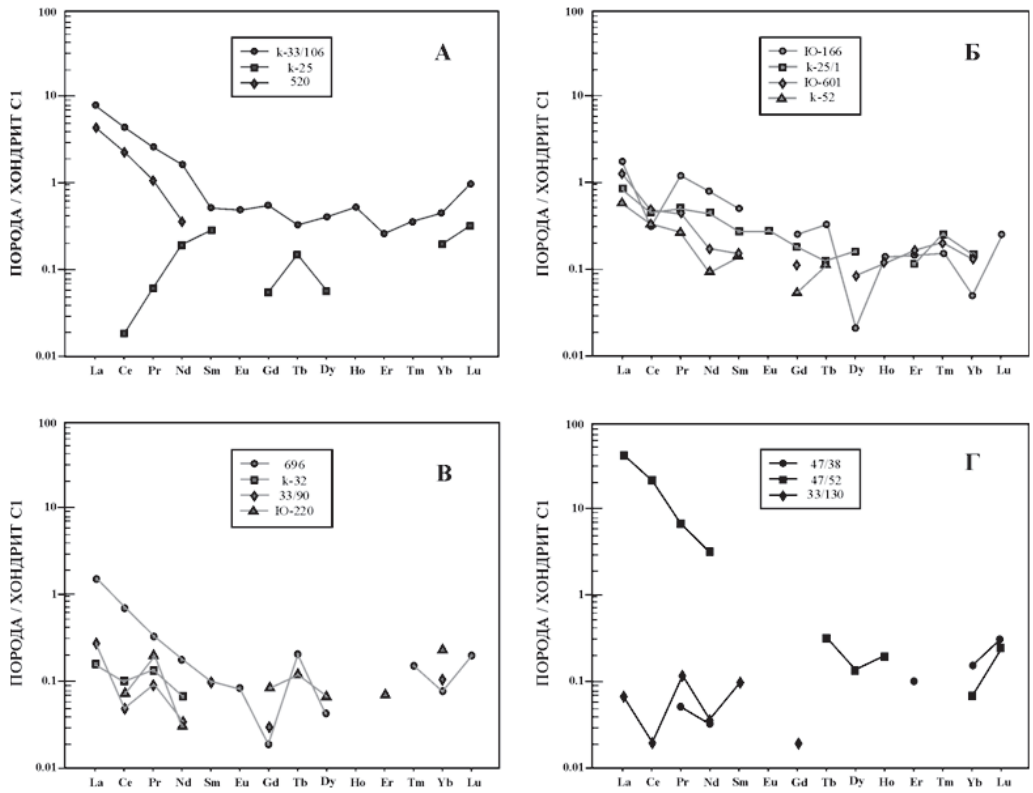


Рис. 4.5. Графики распределения РЗЭ в крупнообъемной пробе рудоносных дунитов Гальмознанского массива. А – богатые руды; Б – рядовые руды; В – бедные руды; Г – безрудные интервалы. Нормировано к составу углистого хондрита C1 [Anders, Grevesse, 1989].

ных стадиях процессов, а сингенетичности, устанавливаемой по нахождению в одних и тех же зонах роста минералов или в дислокациях и характеру распределения в минералах, о степени гомогенности/гетерогенности среды кристаллизации. В процессе визуального изучения намечались реперные расплавные и/или флюидные включения для определения РТ-условий их захвата, соответствующих определенным стадиям процесса кристаллизации содержащих их минералов или наложенным процессам.

Температуры определялись методом гомогенизации включений в высокотемпературной термокамере фирмы «Leica». Давления определялись по флюидным включениям насыщенных растворов, в которых кристалл галита растворяется после исчезновения газового пузырька [Клевцов, Леммлейн, 1959], поскольку для более точного метода расчета давления, включения с двумя фазами (жидкой и газовой) CO_2 отсутствуют. Составы дочерних минералов во включениях определялись опти-

ческими методами при увеличениях до 1000X. Концентрация солей во флюидных включениях определялась визуально в объемных процентах в эквиваленте NaCl.

Целью исследования расплавных и флюидных включений было определение закономерностей эволюции магматических систем и их рудоносности, поскольку включения имеют уникальные свойства сохранять информацию о составе и условиях эволюции магматических систем, так как после захвата они изолируются минералом-хозяином от влияния внешней среды.

В процессе исследования установлено присутствие расплавных (РВ) и флюидных (ФВ) включений в оливинах дунитов [Толмачева и др. 1999; Толмачева, 2001]. Судя по петрографическим признакам, окраске оливина, степени его наполненности микрокристаллитами, различиям состава, морфологии и температурам гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) в Гальмознанском массиве содержатся три генерации оливина с первичными РВ. Первичные включения, надежным доказательством чего являлась ориентировка их групп параллельно граням роста оливина, устойчивость и воспроизводимость $T_{\text{гом}}$ в группах однотипных РВ, были исследованы в каждой генерации оливина (табл. 4.1).

В мелкозернистых дунитах Гальмознанского массива преобладает оливин ранней генерации, в крупнозернистых – оливин второй генерации, тогда как оливин третьей генерации присутствует в тех и других, но преимущественно в крупнозернистых дунитах.

Таблица 4.1

Результаты изучения первичных расплавных включений в оливинах из дунитов Гальмознанского массива

Минерал	Типы включений	$T_{\text{гом}}$ $P_{\text{общ}}$	Характеристика среды
Оливин первой генерации	Раскристаллизованные расплавные включения (? с CO_2)	1150°C	Условия спокойные, среда гомогенная
Оливин второй генерации	Раскристаллизованные полностью расплавные включения и сингенетичные с ними флюидные включения (H_2O +рудный минерал +углеводородные)	1020°C 5–6 кб	Среда гетерогенная, дегазация расплава, стресс
Оливин третьей генерации	Частично раскристаллизованные расплавные включения и сингенетичные с ними флюидные включения (H_2O +рудные+соли Cl и F)	920–980°C ~3–3.5 кб	Среда гетерогенная (расплав + флюид)
	Флюидные включения (H_2O +карбонат + рудные)	480–510 °C 2,5–3 кб	Среда гомогенная, флюидная

Типы первичных РВ, характерных для оливинов первой, ранней генерации, отсутствуют в оливинах более поздних генераций, но в оливинах ранней генерации часто наблюдаются типы расплавных включений, характерные для поздних генераций, но уже в виде вторичных РВ, расположенных в залеченных трещинах. Форма первичных РВ в оливинах чаще неправильная, с тенденцией к формированию отрицательного кристалла, за исключением включений в наиболее ранних оливинах, имеющих круглую или овальную форму. Размер РВ составляет 20–50 мкм. В ранней генерации оливина в РВ наблюдается флюидная фаза (CO_2 ?).

Первичные флюидные включения в оливинах второй генерации представлены короткими цепочками и небольшими группами существенно водных включений высококонцентрированных растворов и наблюдаются в группах сингенетичных с ними первичных РВ. Вторичные флюидные включения образуют уплощенные шлейфы в залеченных трещинах.

Методом гомогенизации исследовались первичные РВ, размер которых не превышал 10–15 мкм, и первичные флюидные включения (ФВ). Более крупные расплавные включения не анализировались, так как они обычно частично или полностью разгерметизированы. В качестве контроля правильности определений использовалась воспроизводимость полученных данных. Нагревание включений в высокотемпературной термокамере осуществлялось только до видимого подплавления половины кристаллического агрегата и обособления газового пузырька в образующемся расплаве, а не до полной гомогенизации, что определялось возможностями используемой аппаратуры (нагревание производилось не в вакууме). Соответственно, полученные температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) на 100–150°C ниже истинных температур кристаллизации оливина. $T_{\text{гом}}$ флюидных включений соответствует температуре исчезновения в них всех фазовых границ.

Степень сохранности РВ в разных генерациях оливина варьирует – в ранних генерациях РВ и ФВ в основном «взорваны» в результате естественной декрепитации, аномализированы, а в более поздних генерациях – практически не нарушены.

Характерной чертой РВ в первой генерации оливина является округлая форма и присутствие одного крупного кубического кристалла рудного минерала, часто составляющего до половины объема включения и флюидной фазы. О наличии флюидной фазы в РВ свидетельствует ореол субмикроскопических флюидных однофазовых существенно углекислотных и водно-углекислотных включений вокруг разгерметизированных РВ подобного типа, а также раннее обособление газового пузырька при нагревании РВ. $T_{\text{гом}}$ расплавных включений в оливине ранней генерации составляет 1150–1160°C. Кроме того, в оливине первой генерации наблюдаются вторичные РВ и ФВ.

В оливине второй генерации $T_{\text{гом}}$ расплавных включений несколько ниже: 1000–1150°C. Характерные черты оливина второй генерации: переполненность включений микрокристаллитами рудного минерала, неправильная форма РВ и присутствие в них ФВ высококонцентрированных водных-солевых растворов сингенетичных с первичными РВ, присутствие в ФВ рудного минерала (до 5–10 объемных процентов). Кроме того, отмечаются единичные однофазовые желтова-

тые ФВ, имеющие, по-видимому, углеводородный состав. Давление, определенное по водно-солевым включениям, при кристаллизации второй генерации оливина было не менее 5–6 кбар.

Оливин третьей генерации, судя по $T_{\text{гом}}$ первичных РВ, кристаллизовался при еще более низких температурах 920–980°C, он светло-зеленый, прозрачный и, в отличие от оливинов более ранних генераций, содержит многочисленные РВ с незначительным (менее 5%) содержанием рудной фазы и сингенетичные с ними ФВ водно-солевых растворов, в которых соли представлены хлоридами щелочей, реже фторидами (?). Давление кристаллизации оливина третьей генерации, определенное по водно-солевым включениям, составляет не более 5 кбар. При более низких температурах (480–510°C) в позднем оливине образовались цепочки вторичных ФВ водно-карбонатных включений, расположенные в залеченных трещинах. В них постоянно наблюдаются карбонаты и рудный минерал в виде дочерней фазы.

Оливин первой генерации с решетчатыми выделениями рудного минерала регенерирован оливином второй, чаще третьей генерации, а также пересечен трещинами с многочисленными вторичными РВ и ФВ. Эти включения аналогичны по составу и $T_{\text{гом}}$ РВ и ФВ, характерным для оливина второй и третьей генераций. Кроме того, оливин третьей генерации развивается часто в виде прожилков в оливинах двух первых генераций. Таким образом, возрастные соотношения трех генераций оливина устанавливаются достаточно четко и условия их кристаллизации были резко различными.

Результаты анализа динамики газовой выделенной флюидной фазы из оливинов дунитов зональных комплексов Корьякско-Камчатского пояса в температурном интервале 100–900°C приведены на графике (рис. 4.6). Они свидетельствуют о большей флюидонасыщенности дунитов Гальмознанского массива и большей

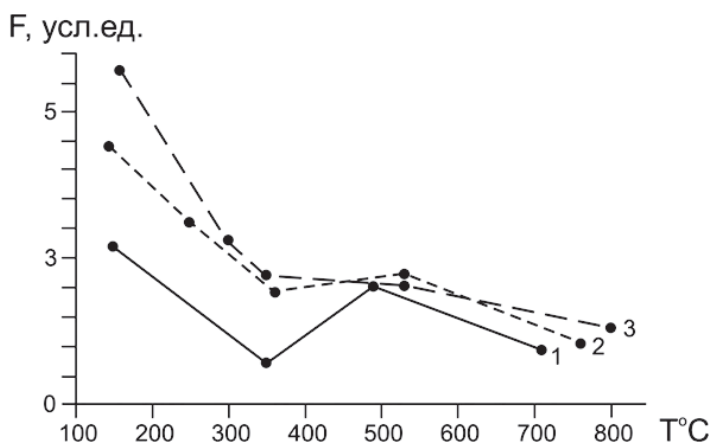


Рис. 4.6. Динамика газовой выделенной флюидной фазы из оливинов дунитов зональных комплексов Корьякско-Камчатского пояса: 1 – Теклеваямский; 2 – Леоандринановский; 3 – Гальмознанский [Толмачева и др. 1999; Толмачева, 2001].

интенсивности аутометасоматических гидротермально-метасоматических преобразований при его становлении. Отношение ($q = F_1/F_2$) суммарной флюидонасыщенности дунитов в интервале до 500°C (F_1) к суммарной флюидонасыщенности в температурном интервале от 500°C до 800°C (F_2) указывает на температуры максимальных аутометасоматических преобразований. Это отношение для Гальмознанского массива составляет 4,2. Для сравнения – в дунитах Левоандриановского массива (Срединный хребет Камчатки) оно составляет 3,3, а в дунитах массива Теклевая (Камчатский перешеек) – всего 2,3.

Результаты анализа флюидного режима формирования дунитов Гальмознанского массива, изложенные выше, свидетельствуют о достаточно ранней дегазации (уже при кристаллизации оливина второй генерации) и повышенной флюидонасыщенности исходного расплава. Содержание во флюидной системе галогенов при кристаллизации всех генераций оливинов является в целом незначительным, но в постмагматических флюидах оно существенно. Постмагматическая рудообразующая система отличается хлоридно-углекислотно-водным составом и обогащенностью рудными компонентами. В небольшом количестве во флюиде присутствуют углеводороды. Общий состав газов в дунитах Гальмознанского массива: H_2O – 6,78, H_2 – 59,75, CO_2 – 31,2, CO – 0,29, CH_4 – 0,96, CO_2/CO – 107,6 [Толмачева и др. 1999; Толмачева, 2001; Корякско-Камчатский..., 2002].

Полученные результаты находятся в хорошем соответствии с установленными ранее этапами структурных деформаций дунитов. Так, первичные РВ в оливинах первой генерации по температуре гомогенизации (табл. 4.1) совпадают с условиями высокотемпературных пластических деформаций первого этапа, а первичные РВ в оливинах второй и третьей генераций (порфиорокластовых дунитов) отвечают второму этапу деформаций. Флюидные включения, сингенеричные завершению кристаллизации оливинов, по-видимому, соответствуют третьему этапу структурных деформаций.

На основе исследования РВ можно заключить, что породы Гальмознанского массива (как и других массивов урало-аяскинского типа) характеризуются:

- 1) первичной магματοгенной природой, так как они все содержат первичные РВ;
- 2) кристаллизацией в условиях декомпрессии, связанной с подъемом интрузивного тела в верхние горизонты коры;
- 3) проявлением синдеформационных метаморфических процессов. Особенности формирования отдельных массивов и их газонасыщенность обуславливают объемы их рудоносности.

Формирование Гальмознанского массива происходило, как минимум, в две стадии: в течение первой кристаллизовался оливин первой и второй генераций, а на второй стадии – оливин третьей генерации. Каждая из стадий характеризовалась своими особенностями флюидного режима (табл. 4.1). Первая стадия кристаллизации была длительной: начиналась с кристаллизации оливина первой генерации, а завершалась при проявлении интенсивной дегазации в расплавах, во время которой кристаллизовался оливин второй генерации. Дегазация была достаточно интенсивной, о чем свидетельствует большое количество первичных

высококонтрированных водно-солевых ФВ. Длительность и интенсивность дегазации обусловили длительность существования системы расплав – флюид и, соответственно, полноту экстракции хлоридными растворами полезных компонентов из расплава во флюид и возникновение и развитие в дунитах флюидной хлоридной, рудоносной углекислотно-водной, гидротермально-метасоматической системы, обогащенной карбонатами и рудными компонентами [Толмачева и др., 1999]. Формирование флюидной системы происходило на больших глубинах, при высоких (более 5 кбар) давлениях и в восстановительных условиях.

Возможность интенсивной мобилизации платиноидов из силикатных расплавов и даже из кристаллических пород и их транспортировки в хлоридных растворах отмечается во многих работах [Boudreau et al., 1986; Ballhaus, Stumpf, 1986], и подтверждена экспериментально [Орлова и др., 1987, 1986; Горбачев, 1989; Петренко, Арутюнян, 1990]. При этом в восстановительных условиях хлоридным флюидом из расплавов основного-ультраосновного состава экстрагируются преимущественно Fe, Cr, Mg и Ca и ЭПГ, а накопление во флюиде Na и K в этих условиях является ограниченным [Рыженко, 1981; Пуртов, Ятлук, 1987]. Вероятно, поэтому в составе наиболее поздних флюидных включений кристаллические фазы представлены рудными минералами (хромшпинелидами и МПГ) и карбонатами. Судя по составу включений, флюид, отделяющийся от кристаллизующихся расплавов, был высококонтрированным, и одновременно с кристаллизацией оливина второй генерации происходил рост из флюида идиоморфных микрокристаллитов рудных минералов, которые захватывал оливин второй генерации. Образовавшаяся в результате дегазации в кристаллизующихся расплавах флюидная гидротермальная система (первая) была достаточно мощной, судя по количеству ФВ, но большая часть флюида оставалась заблокированной в виде первичных ФВ в оливинах второй генерации и в виде вторичных ФВ аналогичного состава в оливинах первой генераций. Так как объем флюида был велик, часть его мигрировала (наблюдаются признаки миграции флюида). Масштабы мобилизации и миграции ограничивались высоким давлением и высокой концентрацией флюида, поэтому его разгрузка могла приводить лишь к образованию вкрапленного оруденения в дунитах (хромититы и скопления МПГ). Появление свободной флюидной фазы в кристаллизующихся дунитах также приводило к снижению температуры плавления и, соответственно, к их подплавлению.

О проявлении повторного частичного плавления в дунитах свидетельствует присутствие РВ в оливинах третьей генерации. Подплавление приводило к повышению пластичности пород и подъему дунитов в верхние горизонты коры, сопровождаемому синдеформационными метаморфическими преобразованиями и кристаллизацией новообразованных расплавов с образованием оливина третьей генерации [Толмачева и др., 1999, Толмачева, 2001]. О декомпрессии и проявлении синдеформационных процессов свидетельствует широкое проявление декрепитированности первичных включений в оливинах первой и второй генераций, а также признаки дегазации в новообразованных расплавах (присутствие в оливинах третьей генерации сингенетичных РВ и ФВ). Подплавление и синдефор-

мационные процессы при формировании зональных ультрабазитовых массивов отмечались многими исследователями [Симонов, 1990; Варлаков, 1990; Малич, 1990 и другие работы]. Эти процессы приводили к термобарической активизации (естественной декрепитации) восстановленного глубинного флюида, ранее блокированного в виде включений в оливине, к его мобилизации, смешению с более окисленным флюидом, образующимся при дегазации новообразованных расплавов на меньших глубинах [Никольский, 1987] и формированию второй флюидной рудообразующей системы.

Таким образом, гидротермально-метасоматическая флюидная система в дунитах Гальмознанского массива была сформирована в два этапа, а именно: образована на ранней стадии их кристаллизации в восстановительных условиях на больших глубинах и ремобилизована на поздней стадии их кристаллизации. Каждый из этих этапов сопровождался образованием платинометального оруденения.

В богатых рудах с высокими концентрациями Pt крупные зерна оливина наиболее насыщены флюидными включениями, состоящими из кристаллов солей, рудного минерала (чаще – двух кристаллов) и воды (рис. 4.7). В основной своей массе флюидные включения разрушены, и можно проследить все стадии выноса рудосодержащего флюида [Козлов, Чантурия, 2009] сначала в мелкие трещинки, а затем в межзерновое пространство с образованием рудных продуктивных концентраций.

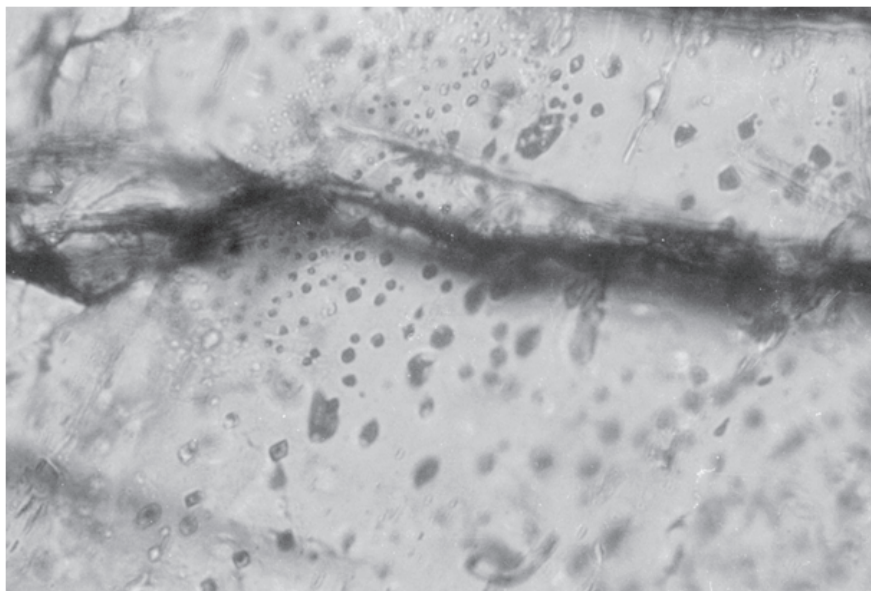


Рис. 4.7. Характер выделения первичных расплавных включений в оливинах из руд Гальмознанского массива. Увеличение 1200X.

Исследование РВ и ФВ в оливинах дунитов позволяет сформулировать основные критерии образования платинометалльного оруденения:

1) проявление интенсивной дегазации в достаточно большом объеме магматического тела;

2) низкая степень закристаллизованности расплава к моменту начала дегазации;

3) обогащенность флюида галогенами;

4) протекание дегазации при высоком флюидном давлении;

5) высокая плотность флюида и его восстановительные свойства;

6) подплавление дунитов при подъеме, кристаллизация их в условиях декомпрессии и дегазация новообразованных расплавов, которая приводит к термобарической активизации ранее образованного платиноносного флюида, его смешению с новообразованным флюидом и повторному формированию флюидной рудоносной системы;

7) миграция рудоносных флюидов в тектонически ослабленные зоны, приводящая к образованию шлировидных и линзовидных обособлений и жил хромита с платиной [Толмачева и др., 1999].

4.3. Состав породообразующих минералов

К числу главных породообразующих минералов магматических пород Гальмозанского базит-ультрабазитового массива относятся оливин, клинопироксен, хромшпинелиды, магнетит, амфиболы, флогопит, плагиоклаз, хлорит и серпентин.

4.3.1. Оливин

Оливин является основным индикатором генезиса ультраосновных пород. В дунитах ранней генерации оливин является наиболее магнезиальным и сходен по составу с оливинами из мантийных перидотитов [Савельева, 1987]. Эволюция состава оливинов массива аналогична таковой в других массивах урало-алюсского типа и характеризуется постепенным падением магнезиальности при переходе от дунитов к оливиновым клинопироксенитам. По всему разрезу дунитового тела оливин характеризуется достаточно выдержанным составом – интервал содержания форстеритового минала [$Fo = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$] изменяется в пределах $Fo_{92,4} - Fo_{90,0}$ [Козлов, 2000]. На границе с верлитами магнезиальность оливина уменьшается от $Fo_{91,5}$ до $Fo_{87,7}$ (рис. 4.8). Далее по разрезу следуют оливиновые клинопироксениты, в которых магнезиальность оливина прогрессивно снижается, достигая $Fo_{78,7}$, и затем снова увеличивается; в порфирировидных клинопироксенитах и плагиоклазовых верлитах она составляет Fo_{82-83} , после чего остается постоянной вплоть до исчезновения оливина.

В дунитах порфирокластового типа установлена крайне незначительная разница в составе оливинов порфиритовых выделений и мелкими зернами основной

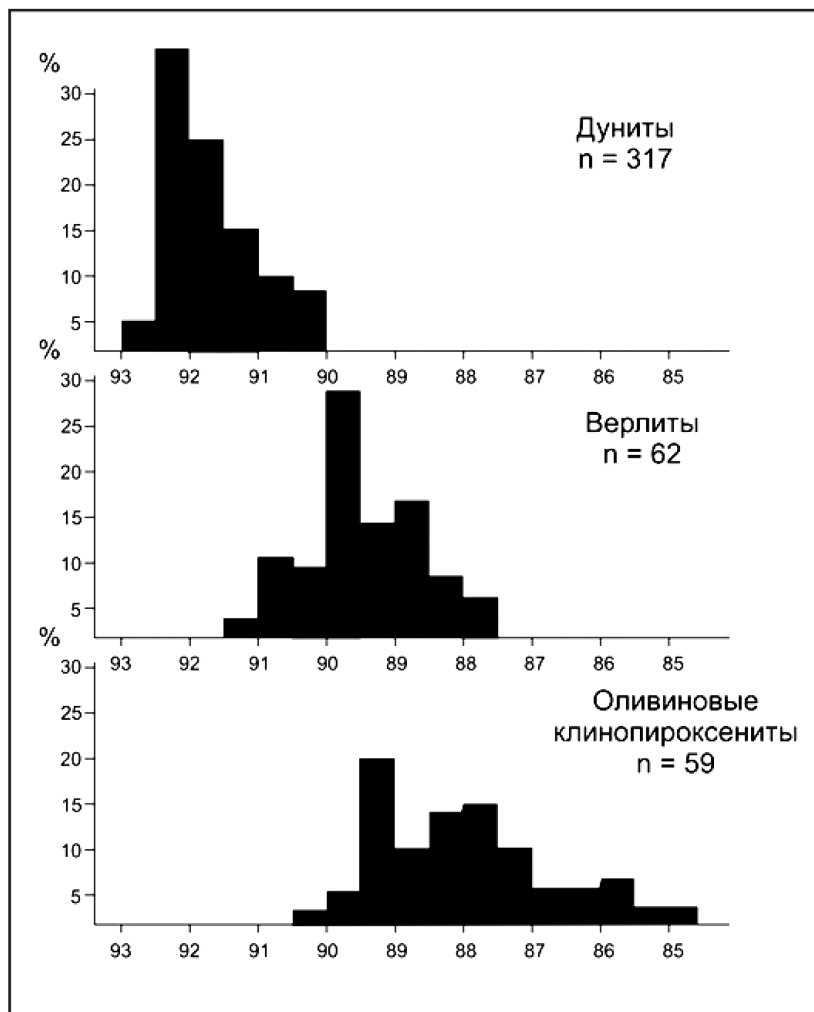


Рис. 4.8. Распределение содержаний форстеритового компонента в оливинах в различных типах пород Гальмоэнанского базит-ультрабазитового массива, n – количество проанализированных зерен.

массы (десятые доли процента Fo). Сами порфировые выделения оливинов в дунитах порфирокластического типа также обнаруживают слабо выраженную зональность по железистости (как прямую, так и обратную) в пределах 0,6–1,0% Fo . Мелкие зерна оливина из основной массы породы обычно обладают железистостью, близкой к таковой в центральных частях вкрапленников. Аналогичные соотношения устанавливаются в оливинах из дунитов других концентрически-зональных массивов урало-алаянского типа [Иванов, Рудашевский, 1987; Леников и др., 1993].

Наблюдаемое падение магнезиальности от дунитов к оливиновым клинопироксенитам Гальмознанского массива, вероятно, связано с фракционной кристаллизацией пород из эволюционирующего расплава, а также с субсолидусными превращениями оливина, характеризующимися выпадением примеси Fe^{3+} из высокотемпературного оливина при снижении температуры [Пушкарев, 2000], что «очищает» структуру минерала от железа. Нижняя температурная граница гомогенизации структур распада в оливине составляет $1300^{\circ}C$ [Агафонов и др., 1974]. Этот распад наиболее интенсивно происходит на ранних стадиях трансформации дунитов и фиксируется в крупнозернистых дунитах внутренней части ядра [Мочалов и др., 2002].

Содержания CaO , MnO и NiO в оливинах Гальмознанского массива характеризуются пониженными значениями (рис. 4.9 А, Б, В). Содержание CaO достигает 0,25 мас. % (приложение 3) и слабо отрицательно коррелируется с магнезиальностью (Fo), аналогично оливинам из платиноносных массивов Урала и массива Кондер [Иванов, Рудашевский, 1987; Ленников и др., 1993], отличаясь от них более низкой средней концентрацией CaO (0,06 мас. %).

Уровень содержания в оливине кальция, как и железа, также контролируется проявлением высокотемпературного распада, так как в ассоциации с магнетитом из оливина выпадает некоторое количество клинопироксена, связывающего Ca в своей структуре и входящего в оливин до распада [Пушкарев, 2002]. Оливины с повышенными содержаниями CaO (>0.1 мас. %) являются более ранними и относятся к малоглубинным (гипабиссальным) телам [Simkin, Smith, 1970], условия формирования которых не позволяют реализовать высокотемпературный распад в оливине. Общий уровень концентрации CaO в дунитах Гальмознанского массива свидетельствует об их глубинном образовании [Некрасов и др., 1994; Иванов, 1997; Ланда и др., 2001].

Концентрация MnO в оливине из Гальмознанского массива в редких случаях достигает 0,4 мас. % (в среднем около 0,07 мас. %). Единичные зерна оливина содержат примеси TiO_2 (до 0,96 мас. %), Cr_2O_3 и ZnO на уровне пределов обнаружения (приложения 3 и 4).

Концентрация никеля в оливинах может использоваться в качестве показателя условий формирования пород [Leane, 1984; Астраханцев и др., 1991]. В оливине Гальмознанского массива концентрация NiO в целом не превышает 0,4 мас. % (среднее 0,1 мас. %). Содержание NiO не проявляет сколько-нибудь значимой зависимости от Fo , и в этом отношении он отличается от первичных магматических оливинов [Simkin, Smith, 1970].

Исследованные оливины, как и оливины Нижнетагильского, Уктусского и Кондерского массивов, заметно обеднены никелем по сравнению с мантийными оливинами из альпинотипных комплексов [Штейнберг, 1979; Макеев, 1992; Некрасов и др., 1994; Пушкарев, 2000; Ланда и др., 2002], в которых концентрация Ni составляет более 0,3 мас. %. Кроме того, по содержанию Ni оливинов из зональных массивов существенно отличается от оливинов меймечитов, пикритов, а также дунитов расслоенных интрузий (рис. 4.10). Низкие в целом содержания никеля в оливинах находятся в соответствии с общим содержанием этого элемента в дунитах (приложение 1).

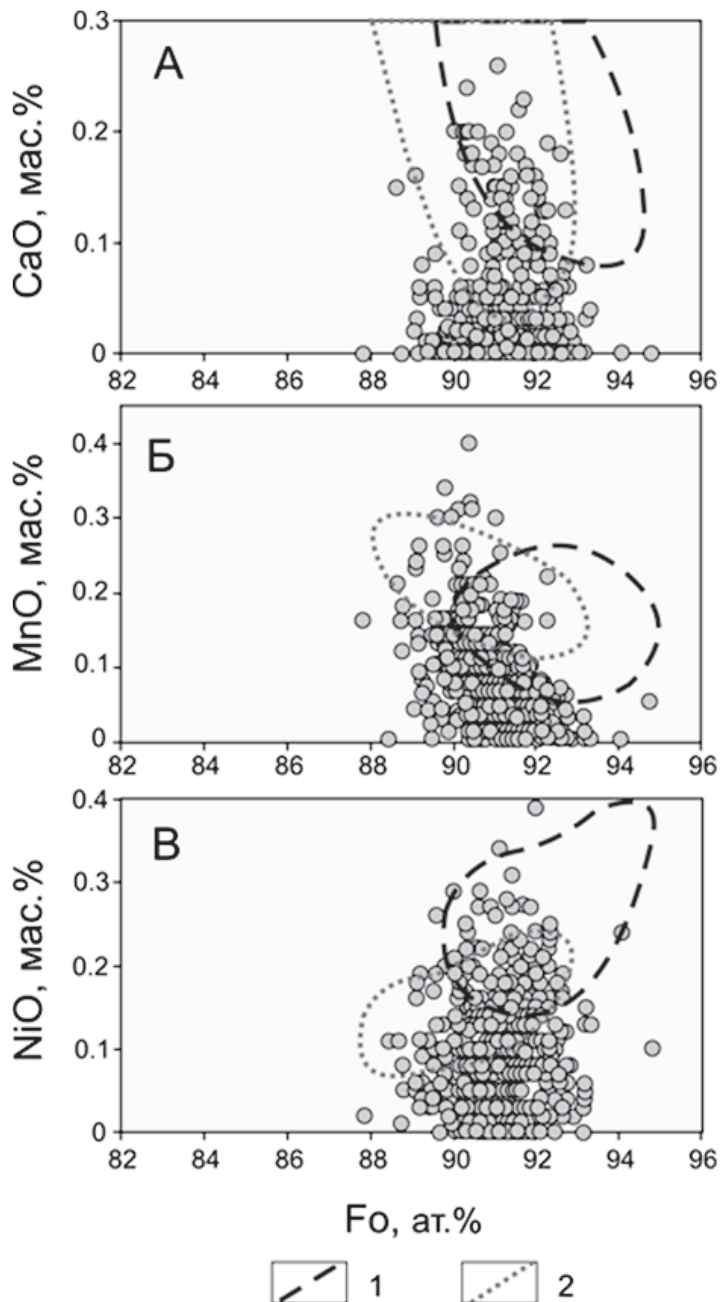


Рис. 4.9. Соотношение содержаний индикаторных оксидов (мас.%) и магнезиальности (Fo) в оливинах из дунитов Гальмознанского базит-ультрабазитового массива. Поля составов оливинов из дунитов: 1 – концентрически-зональных массивов Урала; 2 – щелочно-ультраосновного массива Кондер.

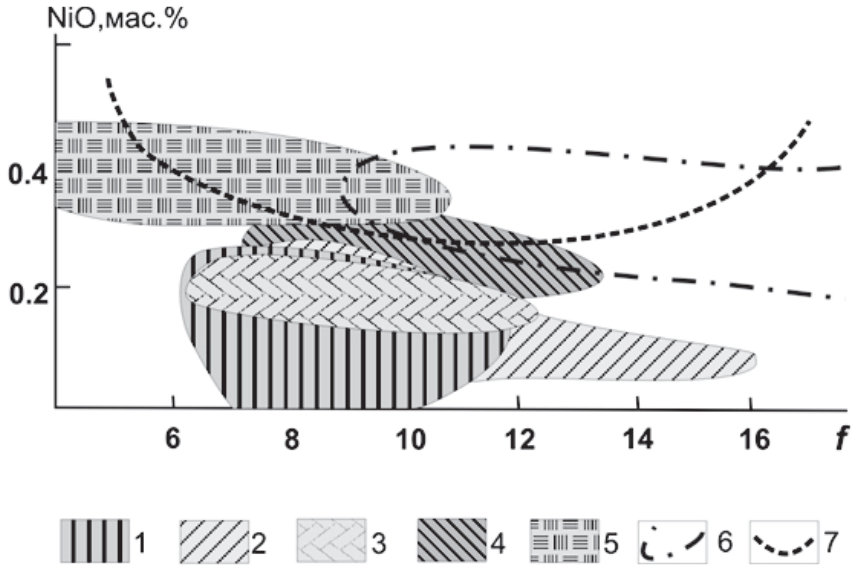


Рис. 4.10. Диаграмма NiO–*f* для оливинов из дунитов зональных массивов Корякско-Камчатского региона, некоторых альпинотипных и расслоенных комплексов. Поля: 1 – Гальмознанский массив, 2 – Кондерский массив; 3 – Нижнее-Тагильский массив; 4 – альпинотипные массивы (полосчатый комплекс); 5 – то же (метаморфический комплекс), все по данным А.Б. Макеева [Макеев, 1992]. 6 – расслоенный массив Лукинда [Некрасов и др., 1994]; 7 – пикриты Камчатки, меймечиты [Ланда и др., 1978].

Учитывая эмпирические [Simkin, Smith, 1970] и расчетные [Stormer, 1973] данные, можно говорить об относительной флюидонасыщенности расплавов, из которых кристаллизовался оливин Гальмознанского массива, по сравнению с некоторыми другими зональными массивами. Оливин рудных платиноносных зон характеризуется наименьшей железистостью (рис. 4.11 А), что в целом согласуется с тенденцией очищения оливина от рудных примесей, в том числе железа, и накопления их в виде рудных минералов (хромшпинелидов, хроммагнетита, магнетита и МПГ) в межзерновом пространстве. При этом концентрация никеля в «рудном» оливине достигает максимальных значений (рис. 4.11 Б).

4.3.2. Клинопироксен

Клинопироксен в породах Гальмознанского массива относится к диопсиду. В Crx-содержащих дунитах магнезиальность клинопироксена ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) варьирует в пределах 88,7–92,1; в оливиновых клинопироксенитах снижается

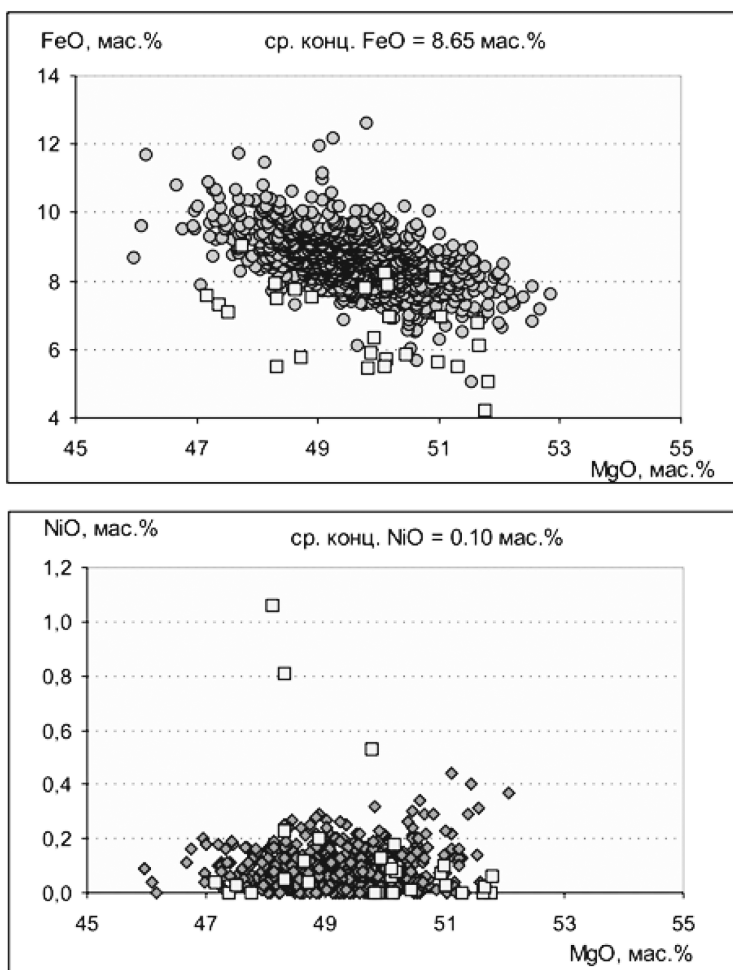


Рис. 4.11. Состав оливина из дунитов. А – соотношение FeO и MgO в оливине; Б – концентрация NiO в оливине. Квадратами на обоих рисунках показаны составы оливина из рудных зон.

до 87,9–91,7, достигая в амфиболовых клинопироксенитах значений 75,2–78,8. В плагиоклазовых верлитах магнезиальность пироксена (как и оливина) резко возрастает до 87,8–95,5 и затем снова плавно снижается (74,1–79,8) в габбро-монцонитах габбро-клинопироксенитовой серии (рис. 4.12).

Клинопироксен в различных типах пород однороден по составу и не обнаруживает зональности (приложение 5). При незначительных вариациях магнезиальности для него характерно высокое содержание волластонитового минала ($Wo = 45\text{--}49$) и относительно низкое содержание Al_2O_3 , которое увеличивается в ряду

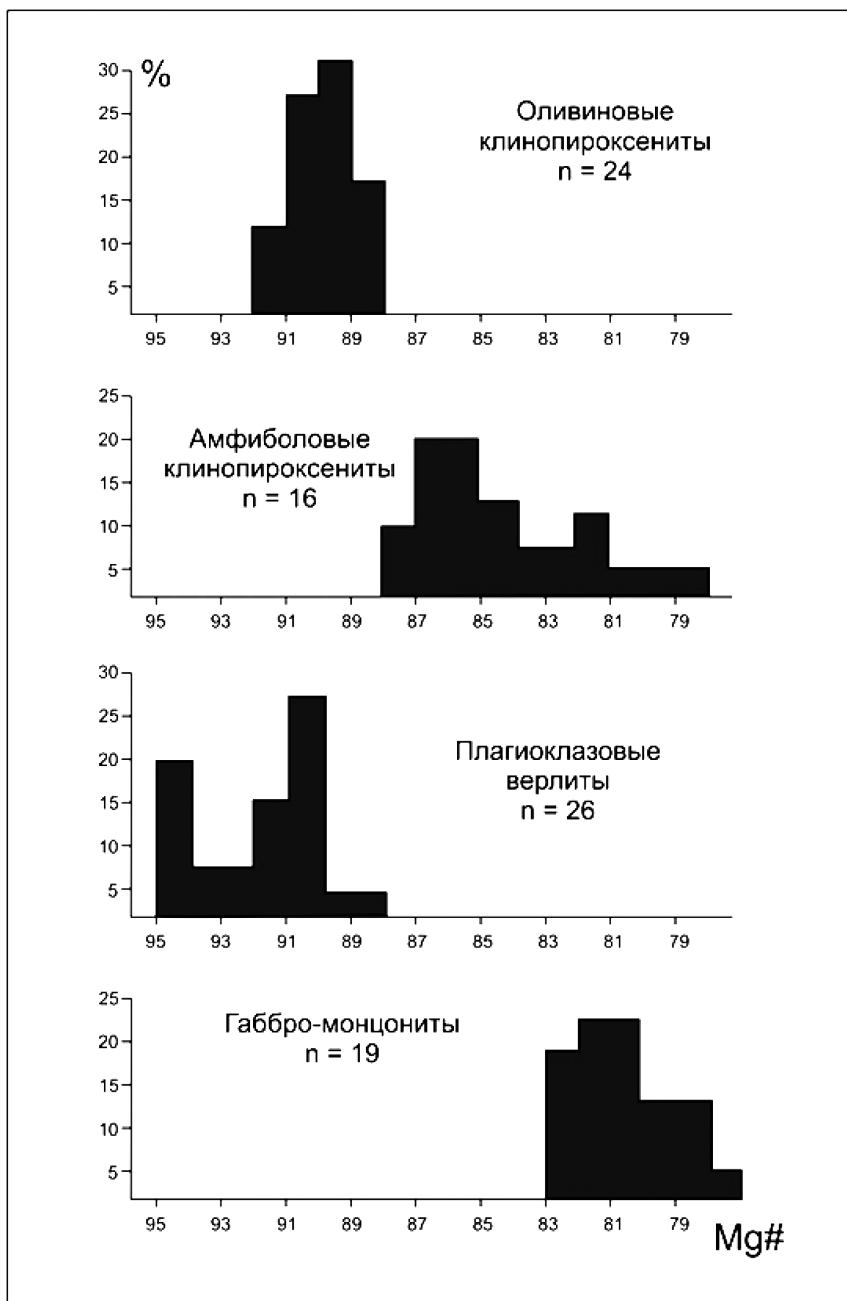


Рис. 4.12. Вариации магнезиальности в клинопироксенах различных типов пород Гальмознанского базит-ультрабазитового массива, n – количество проанализированных зерен.

дунит – габбро – монзонит от 0,5 до 3,6 мас. %. Клинопироксен имеет низкое содержание TiO_2 (от 0,02 до 0,18 мас. %), Na_2O (от 0,03 до 0,31 мас. %) и Cr_2O_3 (до 0,67 мас. %).

По этим характеристикам клинопироксен Гальмознанского массива близок к клинопироксену габбро-клинопироксенит-дунитовых комплексов Урала [Иванов, 1997] и Аляски [Himmelberg, Loney, 1995] и отличается от клинопироксена офиолитов, для которых характерны более высокие содержания Cr_2O_3 и TiO_2 [Савельева, 1987].

Клинопироксен из внутренних зон, сложенных пироксенсодержащими дунитами, верлитами и оливиновыми пироксенитами, макроскопически имеет зеленую окраску (в шлифах от бледно-зеленой до бесцветной). Вариации их состава незначительные с тенденцией к возрастанию железистости в клинопироксенитах. Клинопироксен во всех разновидностях пород краевых и жильных фаций макроскопически черный, иногда зеленоватый (в шлифах – бледно-зеленый, почти бесцветный или буроватый). По составу клинопироксен краевой и жильной фаций также соответствует диопсиду и главным образом салиту (рис. 4.13). В зонах перехода от внутренних частей массива к периферии, сложенной магнетитовыми пироксенитами, могут присутствовать оба типа пироксена. Таким образом, в Гальмознанском массиве, как и в других массивах Корякско-Камчатского региона [Корякско-Камчатский..., 2002], составы клинопироксена в значительной степени повторяют особенности, характерные для массивов Платиноносного пояса Урала [Малахов, 1983; Малахов, Малахова, 1970] и Кондера [Некрасов и др, 1994], где в разных породных ассоциациях также выделяются два типа клинопироксена – «зеленый» и «черный».

Особенности составов клинопироксенов двух типов проявляется в бимодальном характере распределения общей железистости (f) и различном соотношении CaO и Al_2O_3 . На классификационной диаграмме (рис. 4.13 А) точки составов пироксена образуют кластер, в левой части которого сгруппированы фигуративные точки пироксенов из внутренних зон массива, а в правой – пироксенов из клинопироксенитовой оторочки. Магнезиальность (и, соответственно, железистость) пироксена изменяется от 90 в дунитах до 75 в габброидах и коррелируется с соответствующими параметрами оливина [Корякско-Камчатский..., 2002].

Специфика клинопироксена из разных пород проявляется и в распределениях величины $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$. Это отношение закономерно повышается с понижением температуры, и его можно использовать для оценки температуры кристаллизации минералов (Boyd, 1973). Наблюдается ступенчатый характер изменения указанной величины: в дунитах с уменьшением магнезиальности она возрастает, затем в клинопироксенитах понижается и снова возрастает в габброидах. Величина же отношения практически совпадает с таковой для клинопироксенов из массивов Платиноносного пояса Урала [Малахов, Малахова, 1970].

Как и в зональных комплексах других регионов [Малахов, 1983; Малахов, Малахова, 1970; Некрасов и др., 1994], составы клинопироксена относительно неустойчивы по содержанию хрома, алюминия и титана. Пироксен имеет очень низкие содержания TiO_2 (<0,2 мас. %), и его концентрации повышаются по направлению от

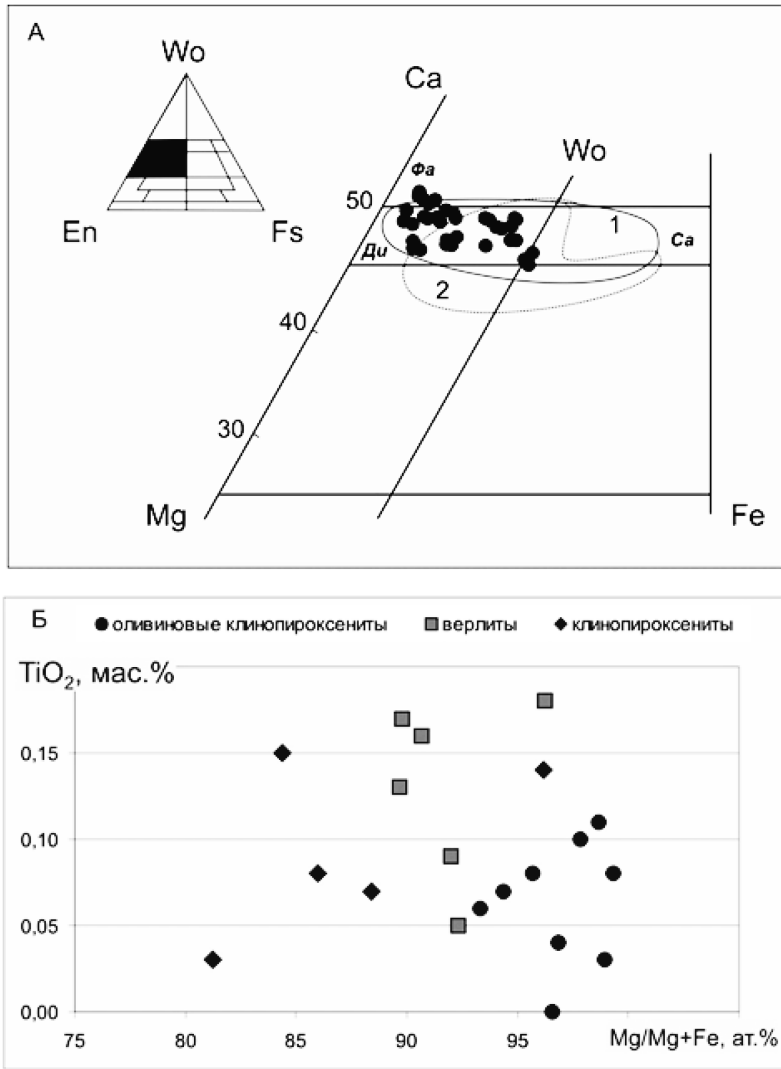


Рис. 4.13. А – Классификационная диаграмма составов клинопироксена из пород Гальмезанского массива в системе Ca–Mg–Fe в сравнении с полями составов клинопироксена: 1 – массива Кондер [Некрасов и др., 1994]; 2 – массивов платиноносного пояса Урала [Малахов, 1983; Малахов, Малахова, 1970; Иванов, 1997]. Обозначены: фа – фассаит, ди – диопсид, са – салит. Б – Концентрация TiO₂ в клинопироксенах из различных пород.

оливиновых клинопироксенитов к пироксенитам (рис. 4.13 Б). Но для тех и других тренд составов определяется изоморфным замещением Cr₂O₃ и Al₂O₃. Черный клинопироксен отличается практически полным отсутствием в его составе хрома.

В порфиридных клинопироксенитах, плагиоклазовых верлитах и особенно в габбро появляется вторая генерация клинопироксена, а порфиридные выделения клинопироксена ранней генерации становятся слабозональными. Для диопсидов второй генерации характерна обратная зональность. От центра к краю зерен происходит повышение магнезиальности при уменьшении содержания Cr_2O_3 и TiO_2 и увеличении содержания Al_2O_3 . Аналогичная обратная зональность клинопироксена с уменьшением железистости и содержания глинозема от центра зерен к их периферии отмечалась ранее для метаморфических тылаитов Уктусского массива [Пушкарев, 2000].

В ряду плагиоклазовый верлит – габбро в клинопироксенах при выдержанном содержании кальция происходит некоторое накопление железа и значительное накопление Al_2O_3 и TiO_2 . Подобный тренд изменения составов известен для клинопироксена из зональных габбро-клинопироксенит-дунитовых комплексов Аляски и ксенолитов нижнекорового генезиса, обнаруженных в андезитах острова Адак Алеутской островной дуги. По мнению Т.Н. Ирвина [Irvine, 1974], такой тренд является отражением субщелочной специфики расплава.

По особенностям распределения хрома, титана и алюминия клинопироксен Гальмознанского массива, как и других зональных массивов, отличается от клинопироксена из офиолитовых ультрабазитов, которые в большинстве своем существенно обеднены титаном и обогащены хромом.

4.3.3. Амфибол

В породах Гальмознанского базит-ультрабазитового массива получили развитие несколько типов амфибола. В клинопироксенсодержащих дунитах и верлитах распространены интерстициальный паргасит и паргаситовая роговая обманка ($\text{Mg}\# = 71,9\text{--}89,0$). Составы интерстициального амфибола (приложение 6; рис. 4.14) аналогичны составам амфибола из других массивов урало-алаякского типа и ультраосновных ксенолитов в островодужных лавах. Все они имеют повышенные отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и содержания Cr_2O_3 (0,32–0,45 мас. %) [Ефимов, Ефимова, 1967; Irvine, 1974; Conrad, Kay, 1984 и другие работы]. Паргасит и паргаситовая роговая обманка, приуроченные к границе оливина и диопсида, являются продуктами кристаллизации остаточного расплава, обогащенного флюидной фазой [Ферштатер, Пушкарев, 1987] или реакционного взаимодействия между расплавом и оливином [Kelemen et al., 1990].

Для оливиновых и амфиболовых клинопироксенитов характерны идиоморфные выделения паргасита, паргаситовая роговая обманка, эденит и Mg-роговая обманка с вариациями магнезиальности ($\text{Mg}\#$) в интервале 79,8–97,3. Идиоморфные зерна амфибола в оливиновых и амфиболовых клинопироксенитах характеризуются низкими значениями отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,04–0,16), что делает их сходными с амфиболами реститовых перидотитов [Wilkinson, Maintre, 1987]. Вместе с тем низкие содержания TiO_2 (0,39–1,04 мас. %) и следовые концентрации Cr_2O_3 в них указывают

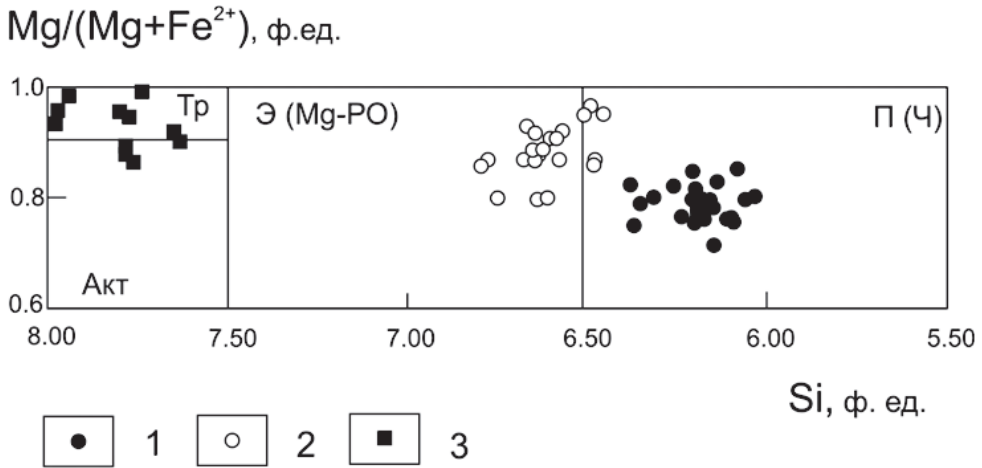


Рис. 4.14. Составы амфибола различных морфологических типов из пород Гальмознанского массива на диаграмме Mg/Mg+Fe²⁺-Si (формульные единицы) [Leake et al., 1998]. Тр – тремолит, Акт – актинолит, П – паргасит, Ч – чермакит, Э – эденит, Mg-PO – Mg-роговая обманка. Типы амфиболов: 1 – интерстициальный; 2 – идиоморфный (пойкилитовый); 3 – тремолитовые каймы обрастания.

на их сходство с амфиболами, образовавшимися при фракционной кристаллизации базальтового расплава [Page, Zientek, 1987; Wilkinson, Maintre, 1987]. Эти данные позволяют предполагать, что идиоморфный амфибол является магматическим, и образовывался при фракционной кристаллизации базальтового расплава.

Паргаситы и эдениты (Mg# = 73,4–76,3) из биотит-амфиболового габбро по составу близки к амфиболам габбро-диоритовых массивов Олюторского хребта (Кебезинкас, 1991) и фенокристам амфибола из островодужных андезитов, что указывает на возможность их кристаллизации из высокомагнезиального андезитового расплава, насыщенного летучими компонентами.

В клинопироксенитах переходных зон и габбро присутствуют вторичный тремолит, тремолит-актинолит и высокомагнезиевая роговая обманка (Mg# = 84,4–99,3). Появление этих минеральных видов, вероятно, связано с автотемасоматозом или низкотемпературным метасоматозом базитов и гипербазитов Гальмознанского массива.

4.3.4. Хромшпинелиды

Составы рудных и аксессуарных хромшпинелидов, а также хромшпинелидов из включений в зернах МПГ из россыпей, приуроченных к Гальмознанскому массиву (приложение 7), достаточно близки между собой и по своим основным

индикаторным химическим характеристикам (хромистость, магниальность, титанистость и др.) имеют значительное сходство с хромшпинелидами из пород большинства других зональных комплексов урало-аляскинского типа [Грановский, Гуляева, 1981; Батанова, Астраханцев, 1992; Леднева, 2001; Коряжско-Камчатский..., 2002; Kerezhinskas et al., 1993; Batanova, Astrakhantsev, 1994], а также в других районах мира [Павлов и др., 1979; Петрология..., 1994; Малич, 1999; Пушкарев, 2000; Himmelberg, Loney, 1995; Barnes, Roeder, 2001; Johan et al., 2000 и другие работы]. Это находит свое отражение в близком расположении фигуративных точек составов минералов на композиционных диаграммах (рис. 4.15). В то же время хромшпинелиды каждого из изученных морфологических типов характеризуются своими специфическими особенностями.

Состав *акцессорных хромшпинелидов* из дунитов (приложение 8) характеризуется относительно низкими концентрациями Cr_2O_3 и несколько повышенными содержаниями TiO_2 и суммарного железа (рис. 4.15). Акцессорные хромшпинелиды обнаруживают слабую композиционную зональность. Выявлено несколько ее типов, но наиболее распространенным является обогащение периферийных зон зерен TiO_2 и FeO при сопутствующем уменьшении хромистости ($\text{Cr}\# = \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$)

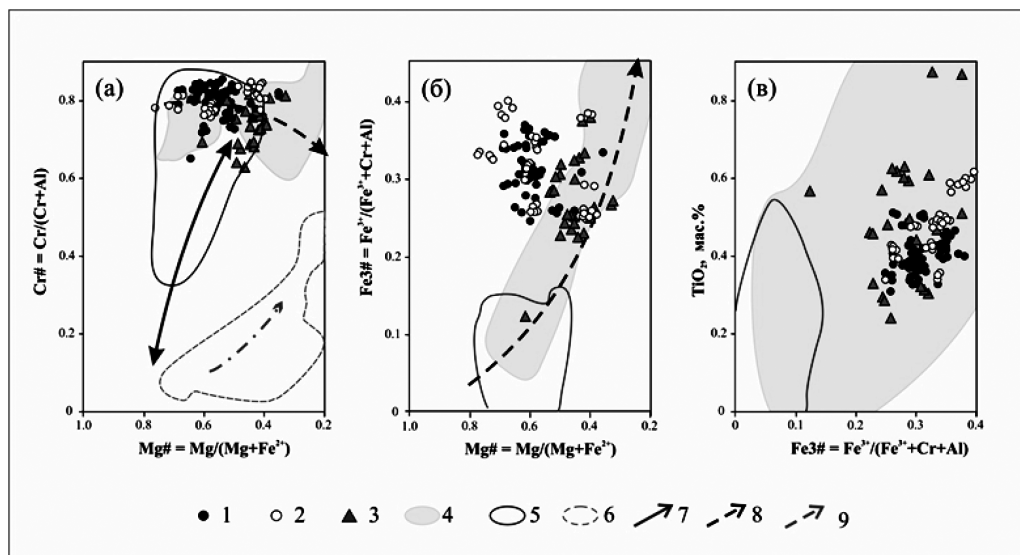


Рис. 4.15. Вариации хромистости (а), железистости (б) и и содержаний TiO_2 (в) в рудных и акцессорных хромшпинелидах из пород Гальмоэнанского массива. Составы хромшпинелидов из: 1 – хромитов; 2 – дунитов; 3 – сростаний и включений в МПГ. Поля составов хромшпинелидов из мафит-ультрамафитовых массивов различных типов: 4 – зональные урало-аляскинского типа, 5 – альпинотипные, 6 – расслоенных интрузий. Тренды изменения составов хромшпинелидов из мафит-ультрамафитовых массивов различных типов: 7 – альпинотипных, 8 – зональных урало-аляскинского типа, 9 – расслоенных интрузий [Barnes, Roeder, 2001].

и магнезиальности ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$), что соответствует реакции «кристалл – расплав» [Батанова и др., 1991] и совпадает с общим трендом изменения составов хромшпинелидов в зональных комплексах изученного типа [Barnes, Roeder, 2001].

Ранее уже отмечалось [Козлов, 2000; Сидоров и др., 2004], что в породах Гальмознанского массива характер вариаций химического состава акцессорных хромшпинелидов различных морфологических типов отвечают типовому тренду изменения $Cr \rightarrow Fe^{3+}$ (при относительно небольшой изменчивости содержаний Al), соответствующему по классификации Н.В. Павлова с соавторами [Павлов и др., 1979] переходу от субальюмоферрихромитов и субферрихромитов к субальюмохроммагнетитам и хроммагнетитам (рис. 4.16).

Такой тренд кардинально отличается от тренда, характерного для хромшпинелидов из офиолитовых комплексов, где происходит замещение $Cr \rightarrow Al$ при незначительной изменчивости содержаний Fe^{3+} , а также от тренда изменения химизма этих минералов из расслоенных интрузий [Barnes, Roeder, 2001]. Следует отметить, что в ряде случаев локальные тренды изменения состава хромшпинелидов несколько отклоняются от общего тренда. Локальные тренды отражают более поздние процессы преобразования минералов метаморфогенной природы.

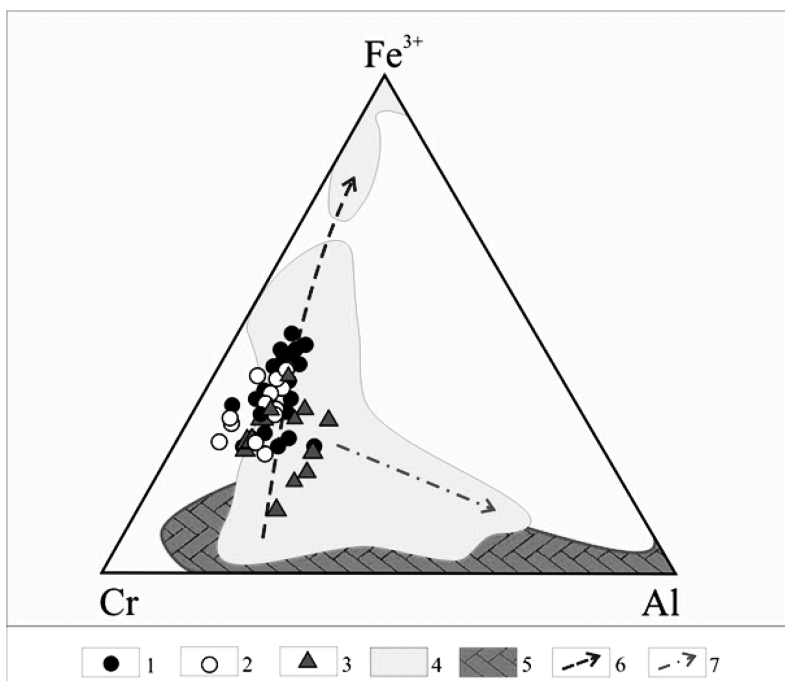


Рис. 4.16. Диаграмма Cr–Al– Fe^{3+} для рудных и акцессорных хромшпинелидов из пород Гальмознанского массива: 1 – хромититов; 2 – дунитов; 3 – сростаний и включений в МПГ. Поля составов хромшпинелидов из различных комплексов: 4 – зональных урало-аляскинского типа, 5 – альпинотипных. Тренды изменения составов хромшпинелидов: 6 – урало-аляскинского типа, 7 – расслоенных интрузий [Barnes, Roeder, 2001].

Состав *рудных хромшпинелидов* Гальмознанского массива (приложение 7) позволяет отнести их к ферри- и субферрихромитам. Хромшпинели из рудных сегрегаций характеризуются высокой хромистостью ($Cr\# = 0,65-0,83$), умеренной магнезиальностью ($Mg\# = 0,35-0,68$) и высокой степенью окисления железа ($Fe3\# = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ от **0,17 до 0,29**), а также сравнительно низкими концентрациями Al_2O_3 (6,32–11,18 мас. %). Перечисленные особенности химического состава изученных минералов определяют положение точек составов исследованных хромшпинелидов в поле концентрически-зональных комплексов урало-аляскинского типа [Barnes, Roeder, 2001] (рис. 4.15). От хромшпинелидов из большинства расслоенных интрузий рудные хромшпинелиды Гальмознанского массива отличаются повышенной хромистостью $Cr\#$, более низкой концентрацией TiO_2 (0,31–0,46 мас. %) и закисного железа, а от хромшпинелидов офиолитовых комплексов, сходных с изученными минералами по $Cr\#$ и $Mg\#$, – заметно более высокой $Fe3\#$ и повышенной титанистостью.

В проанализированных рудных хромшпинелидах выявлено три типа слабо выраженной композиционной зональности от центра к краю зерен (приложение 8):

1) снижение $Cr\#$ и $Mg\#$, либо одного из этих параметров при постоянстве другого;

2) снижение $Cr\#$ при соответственном увеличении $Mg\#$;

3) увеличение $Cr\#$ при соответственном понижении $Mg\#$.

Преимущественным распространением пользуется зональность первого типа, в которой уменьшению хромистости и магнезиальности, как правило, соответствует увеличение содержания закисного железа, Al_2O_3 и TiO_2 по направлению к периферии зерен. Подобная закономерность обусловлена падением температуры и увеличением фугитивности кислорода fO_2 в процессе кристаллизации минералов из магматического расплава [Dick, Bullen, 1984; Плаксенко, Чернышов, 1982].

Хромшпинелиды в парагенезисе с МПГ (включения в ней или взаимные сростания) представлены идиоморфными кристаллами, обломками кристаллов или зернами неправильной формы размером 0,3–0,5 мм, которые цементируются платиной. Составы хромшпинелидов в ассоциации с платиной варьируют в достаточно широком диапазоне и соответствуют непрерывному ряду: хромит–хромпикотит–феррихромит–хроммагнетит (приложение 7). Можно отметить, что химический состав хромшпинелидов из включений в платине более близок к составу его из массивных жильных разновидностей хромитов и из прожилково-вкрапленных хромитовых сегрегаций, чем к составу акцессорного хромшпинелида. Это указывает на генетическую связь МПГ с образованиями рудного хромшпинелида и косвенно указывает на предпочтительный тип потенциального коренного источника платины. Установлено, что включения хромшпинелидов в платине также имеют зональное строение (приложение 8). Отмечается два типа зональности: прямая, когда ядра зерен содержат повышенные количества MgO , Al_2O_3 и Cr_2O_3 , а краевая часть обогащена FeO и TiO_2 , и обратная, обычно слабо выраженная, когда периферийная часть включения является более магнезиальной и обогащенной Cr_2O_3 .

Возникновения композиционной неоднородности в составе хромшпинелидов могут быть обусловлены различными причинами: кристаллизационной дифференциацией, региональным метаморфизмом, серпентинизацией, взаимодействием с остаточными расплавами и субсолидусными ионообменными замещениями [Sack, Ghiorso, 1991; Базылев, 1995; Kamenetsky et al., 2001 и другие работы]. Для исследованных хромшпинелидов можно исключить региональный метаморфизм. Автосерпентинизация на Гальмознанском массиве не затрагивает хромшпинелиды и отвечает в основном за образование тонких кайм и цепочек зерен вторичного магнетита. Изменения в химизме акцессорного и рудного хромшпинелидов связаны, скорее всего, с их последовательной кристаллизацией из эволюционирующего магматического расплава, с реакционным взаимодействием их с остаточным расплавом и последующими субсолидусными преобразованиями.

Общая направленность тренда изменения состава хромшпинелидов Гальмознанского массива вызвана изоморфными замещениями Cr, Mg и Al на Fe^{2+} , Fe^{3+} и Ti (рис. 4.15; 4.16), т.е. в процессе кристаллизации от ранних ликвидусных к солидусным хромитам происходило постепенное возрастание количества магнетитового компонента за счет хромитового и шпинелевого при почти неизменном содержании титана и марганца. Заметное увеличение титанистости хромшпинелидов наблюдается лишь в клинопироксеновых оливинитах и оливиновых клинопироксенитах внешней оболочки дунитового ядра массива [Козлов, 2000]. В целом многочисленные анализы хромшпинелидов из различных пород Гальмознанского массива образуют ярко выраженный тренд (рис. 4.17), отражающий эволюцию этих минералов от ранних акцессорных индивидов к поздним эпигенетическим рудам.

Условия формирования хромитовых руд. Температуры образования хромшпинелидов из дунитов Гальмознанского массива, полученные с использованием оливин-хромшпинелевого геотермометра [Fabries, 1979], составили 850–1170°C. В то же время расчеты парных парагенезисов, проведенных с использованием геотермооксиметра К. Бэлхауза и др. [Ballhaus et al., 1991], для тех же оливиншпинелевых парагенезисов, дают существенно более низкие значения температур минералообразования, диапазон которых варьирует в пределах 660–820°C (лишь несколько значений достигают 900°C).

Значения температур, полученные с помощью геотермометра и геотермооксиметра, по-видимому, не дают представления о реальных магматических температурах кристаллизации ультрамафитов, поскольку температуры гомогенизации расплавных включений в оливинах из дунитов, а также термодинамические расчеты параметров равновесия газовой фазы в этих включениях показали, что ликвидусные и солидусные температуры кристаллизации дунитов были существенно более высокими – 1315 и 1180°C соответственно [Толмачева и др., 1999, Толмачева, 2001].

Рассчитанные значения летучести кислорода в дунитах массивов Платиноносного пояса Урала [Пушкарев, 2000] и юго-восточной Аляски [Bird, and Clark, 1976], в целом, близки к редокс-параметрам формирования ультрамафитов Гальмознанского массива (рис. 4.18). Хромиты как Гальмознанского, так и Нижнетагильского массивов формировались при более высокой степени окисленно-

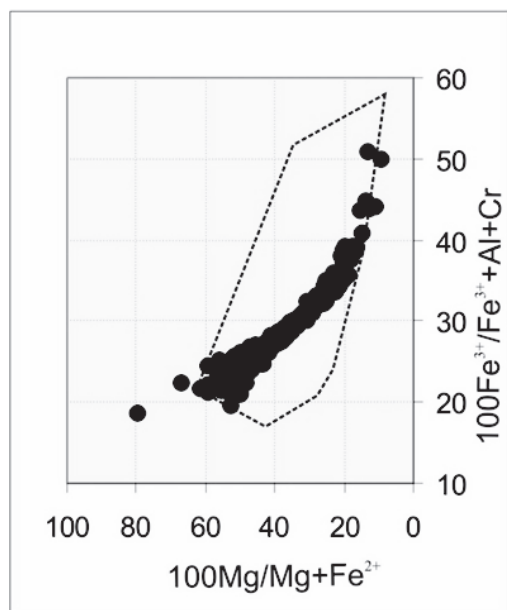


Рис. 4.17. Состав хромшпинелидов Гальмознанского массива. Контуром показано поле составов хромшпинелидов, относящихся к урало-аляскинскому типу [Кеpezhinskas et al., 1993].

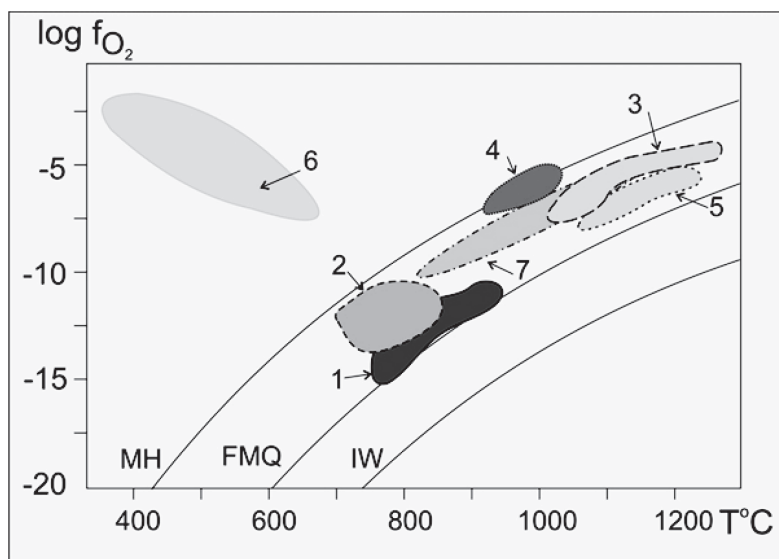


Рис. 4.18. Диаграмма $\lg f_{O_2}$ – T для дунитов и хромитов из зональных мафит-ультрамафитовых массивов. Расчет проводился для равновесных сосуществующих пар оливин – хромшпинелид по методу К. Бэлхауза с соавторами [Ballhaus et al., 1991]. Поля для пород: Гальмознанского массива (1 – дуниты; 2 – хромиты); Нижнетагильского массива (3 – дуниты, 4 – эпигенетические хромиты с МПГ); Уктусского массива (5 – дуниты); Кондер (6 – дуниты). 3–6 по Е.В. Пушкареву [Пушкарев, 2000]. 7 – дуниты зональных комплексов юго-восточной Аляски [Himmelberg, Loney, 1995].

сти системы по сравнению с дунитами. По данным Е.В. Пушкарева с соавторами [Пушкарев и др., 2004] летучесть кислорода в породах Гальмознанского массива была существенно более высокой, чем в аналогичных породах Платиноносного пояса Урала.

В рудных хромитах массива температура субсолидусного равновесия опускается до 600–700°C при одновременном росте окисленности системы. При этом значения температур оливин-шпинелевого равновесия распределены достаточно равномерно и не образуют максимумов, которые могли бы отражать отдельные этапы субсолидусной перекристаллизации хромитов в процессе структурных деформаций.

Полученные максимальные расчетные значения являются температурами последнего равновесия оливина и шпинели, связанного с последней перекристаллизацией в магматических условиях. Расчеты температур оливин-хромшпинелевого равновесия в рудных хромитах хорошо согласуются с данными термометрических исследований расплавных включений в минералах из изученных пород [Толмачева и др., 1999]. Полученные оценки сопоставимы с расчетами температуры, выполненными для рудных проявлений массивов Платиноносного пояса Урала и Алданского щита, согласно которым температура оливин-хромшпинелевого равновесия в хромитах Нижнетагильского массива составляет 800–900 °C [Пушкарев, 2000], а для Кондерского массива 670–910 °C [Петрология..., 1994; Некрасов и др., 1994; Малич, 1999]. Эти данные подтверждаются оценками температур (845°C) распада акцессорных МПГ (изоферроплатино-иридиевый парагенезис) из хромитовых жил, генетически связанных с перекристаллизованными дунитами.

Изменение фугитивности кислорода для рудных хромитовых обособлений Гальмознанского массива (расчет проводился для равновесных сосуществующих пар оливин-хромшпинелид по методу К. Бэлхауза с соавторами [Ballhaus et al., 1991]) определяется значениями (+1.3)–(+3.5) лог.ед. относительно фаялит-магнетит-кварцевого (FMQ) буфера. Это соответствует окислительным условиям, близким к обстановке магнетит-гематитового (МН) буфера (рис. 4.18). Вместе с расчетными данными по температурным условиям равновесия для парагенезисов хромшпинель-оливин полученные оценки свидетельствуют об эпигенетическом характере рудной хромитовой минерализации в породах Гальмознанского массива. Редокс-условия формирования хромитов в массивах Платиноносного пояса Урала [Пушкарев, 2000] в целом аналогичны параметрам, рассчитанным для рудных обособлений Гальмознанского массива. В то же время на диаграмме $T^{\circ}\text{C} - \log f\text{O}_2$ (рис. 4.18) область значений для хромитов Гальмознанского массива образует компактное поле, не пересекающееся с полем рудных проявлений Кондерского массива [Петрология..., 1994], что свидетельствует о различных условиях формирования хромитового оруденения в этих массивах.

Согласно проведенным термодинамическим расчетам порядок и условия формирования хромитовой минерализации в породах Гальмознанского массива представляются следующим образом. Формирование акцессорных хромшпинелидов

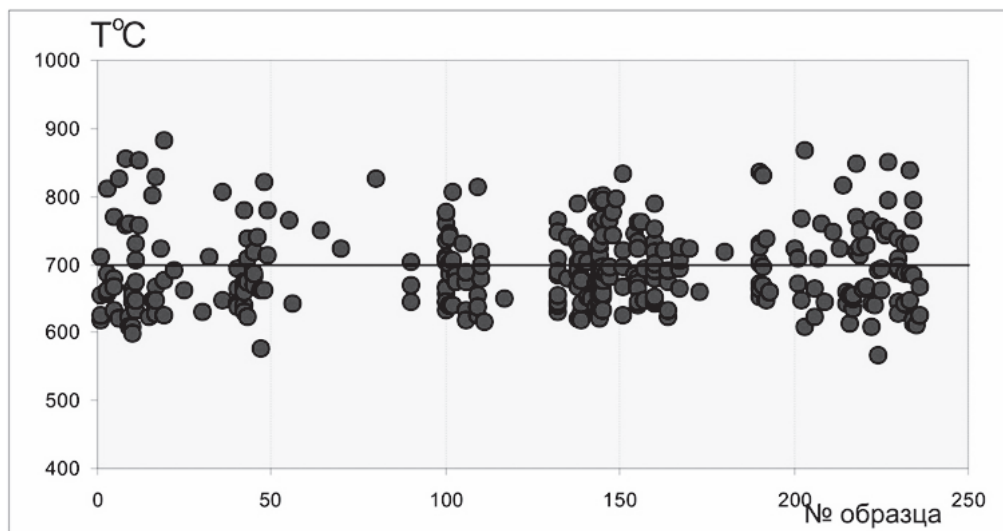


Рис. 4.19. Расчетные температуры минералообразования в пределах 600 – 800°C (расчет по парам оливин-хромшпинель). Использован геотермооксиметр К. Бэлхауза [Ballhaus, 1993].

начиналось с наиболее хромистых (>50 мас. % Cr_2O_3) и восстановленных (<10 мас.% Fe_2O_3) разностей и происходило, вероятнее всего, еще в промежуточной, наиболее глубокой, магматической камере при подъеме исходного высокомагнезиального расплава в верхние горизонты земной коры. При этом повышенная хромистость самых ранних хромшпинелидов, согласно экспериментальным данным [Kamenetsky et al., 2001], связана с пониженной фугитивностью кислорода в момент их образования. По мере подъема магмы в верхние горизонты земной коры начинали кристаллизоваться ликвидусные, достаточно магнезиальные ($\text{Mg}\# = 45\text{--}52$) и менее хромистые (45–50 мас. % Cr_2O_3), субферрихромиты. Согласно экспериментам и термодинамическим расчетам [Sack, Ghiorso, 1991; Kamenetsky et al., 2001] это могло быть обусловлено увеличением фугитивности кислорода до условий буфера FMQ при температуре порядка 1300–1400°C.

В результате концентрации субферрихромитовых выделений в дальнейшем формировались густовкрапленные рудные хромитовые обособления, а при наличии зон проницаемости – жильные тела хромитов. Их образованию предшествовала массовая (на 80–90%) кристаллизация дунитов и оливиновых пироксенитов центральной фации в малоглубинной камере (1–2 км). С формированием ликвидусных хромшпинелидов с 40–45 мас. % Cr_2O_3 формировались ядра солидусных феррихромитов с 35–40 мас. % Cr_2O_3 . Дальнейшая эволюция кристаллизующейся магмы связана с **возрастанием фугитивности кислорода предположительно до условий гематит-магнетитового буфера**. Выделившиеся хромшпинелиды взаимодействовали с остаточными расплавами, и при понижении температуры

до 1100–700°C они подвергались субсолидным реакциям. Все это обусловило образование непрерывного ряда хромшпинелидов от субферрихромита до хромсодержащего титаномагнетита.

Последняя равновесная кристаллизация оливина и хромшпинели, соответствующая перекристаллизации хромитсодержащих дунитов в магматических условиях, происходила при температурах близких к 800°C. Диапазон изменения температур минералообразования, рассчитанных для оливин-шпинелевого парагенезиса по геотермооксметру К. Бэлхауза [Ballhaus, 1993], варьирует в пределах 600–800°C (рис. 4.19). Несмотря на то, что полученные оценки характеризуют условия нижних горизонтов земной коры, практически все фигуративные точки сосуществующих равновесных пар оливин-шпинель попадают в область мантийных составов [Arai, 1987].

4.3.5. Серпентин и хлорит

Серпентин, находящийся в рудных зонах в ассоциации с МПГ, отличается от серпентина, образованного в процессе массовой серпентинизации в ходе становления Гальмознанского массива и образования меланжа. На первом этапе серпентинизация дунитов имела автотаморфическую природу и была связана с растворами, находящимися в составе исходного расплава интрузии, которые мобилизовывались на заключительной стадии становления массива. С этим процессом связано преобразование первичных МПГ и образование серпентинов с рудной минерализацией. Еще А. П. Карпинский [Карпинский, 1926] выдвинул гипотезу о первичном серпентине, обязанным своим происхождению постмагматическим летучим компонентам, накапливающимся при постепенном остывании массива под высоким давлением. Данный серпентин имеет локальное распространение и находится в парагенетической ассоциации со скоплениями хромшпинелидов и МПГ. Процесс серпентинизации происходил в замкнутом пространстве и ограниченном объеме серпентинизируемых ультраосновных пород массива. В большинстве случаев баланс подвижных элементов, участвующих в серпентинизации, сохраняется, и процесс является изохимическим, в то время как массовая алломорфическая серпентинизация краевых частей интрузии происходила за счет сорбции воды из вмещающих пород, уже в процессе выведения интрузии в верхние уровни земной коры и дальнейшего участия ее в формировании надвига. Эти серпентины развиты в зоне меланжа, вдоль западного контакта массива, в самом же массиве их объем довольно ограничен.

Серпентины рудных зон Гальмознанского массива, в отличие от оливинов, имеют неоднородные составы и характеризуются значительными изменениями содержания SiO_2 , MgO , FeO (рис. 4.20), кроме того, они содержат значительное количество различных элементов-примесей, содержание которых варьируют в различных пределах. В ассоциации с МПГ выделены группы серпентинов, обогащенные Ni , Zn , Cu , ЭПГ (приложения 9–11).

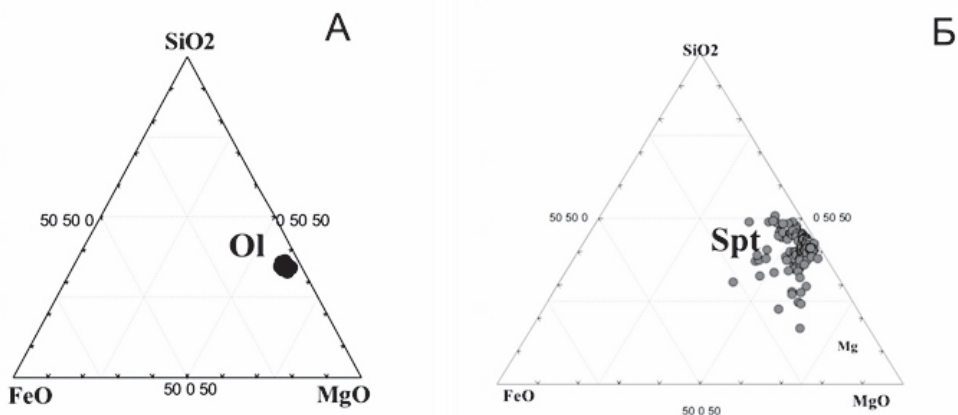


Рис. 4.20. Состав оливинов (Ol) и серпентинов (Spt) из рудных зон Гальмознанского массива (мас. %).

Наиболее распространенной примесью в серпентинах является Ni, концентрация которого в отдельных случаях достигает 26,96 мас. % (приложение 9, рис. 4.21 А). Известно, что структурной разновидностью серпентина, содержащей до 10 мас. % NiO является сунгулит. Лизардит и непуит являются конечными членами изоморфной серии гидросиликатов Mg и Ni с однослойной структурой [Максимович, 1973], которая имеет химический состав $(\text{Mg}, \text{Ni})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ с изоморфным замещением Mg^{2+} на Ni^{2+} в различных пропорциях. Содержание NiO в непуите достигает 43,71 мас. %, он является довольно обычным минералом и отмечается на многих геологических объектах [Кочеткова, 1973]. В корках выветривания ультраосновных пород также отмечались минералы группы гарниерита, которые содержат до 48 мас. % NiO [Витовская, Берхин, 1970].

Следующими по значимости элементами-примесями в серпентине являются Zn и Cu. Концентрация Zn достигает значительных величин до 35 мас. % (рис. 4.21 Б), тогда как содержание Cu варьирует в пределах 0,0–5,70 мас. % (рис. 4.21 В), а Co – не превышает 1 мас. % (приложение 10). Концентрации Cu и Zn в серпентине, так же как и Ni, отрицательно коррелируются с MgO, но наибольшие концентрации Ni и Zn характерны именно для железистого серпентина (рис. 4.22). Кроме указанных примесей в серпентинах отмечаются незначительные концентрации Te, In, Sb, Au, Hg, V, которые не превышают 1 мас. %.

Если присутствие значительных примесей Ni, Cu, Zn, и Co в серпентинах находит объяснение и подтверждается наличием природных разновидностей и известными синтетическими аналогами, то сведения о примесях ЭПГ в них ограничены и противоречивы [Дир и др., 1966; Разин, Хвостова, 1969]. Нашими исследованиями установлено, что ЭПГ также являются распространенными примесями в

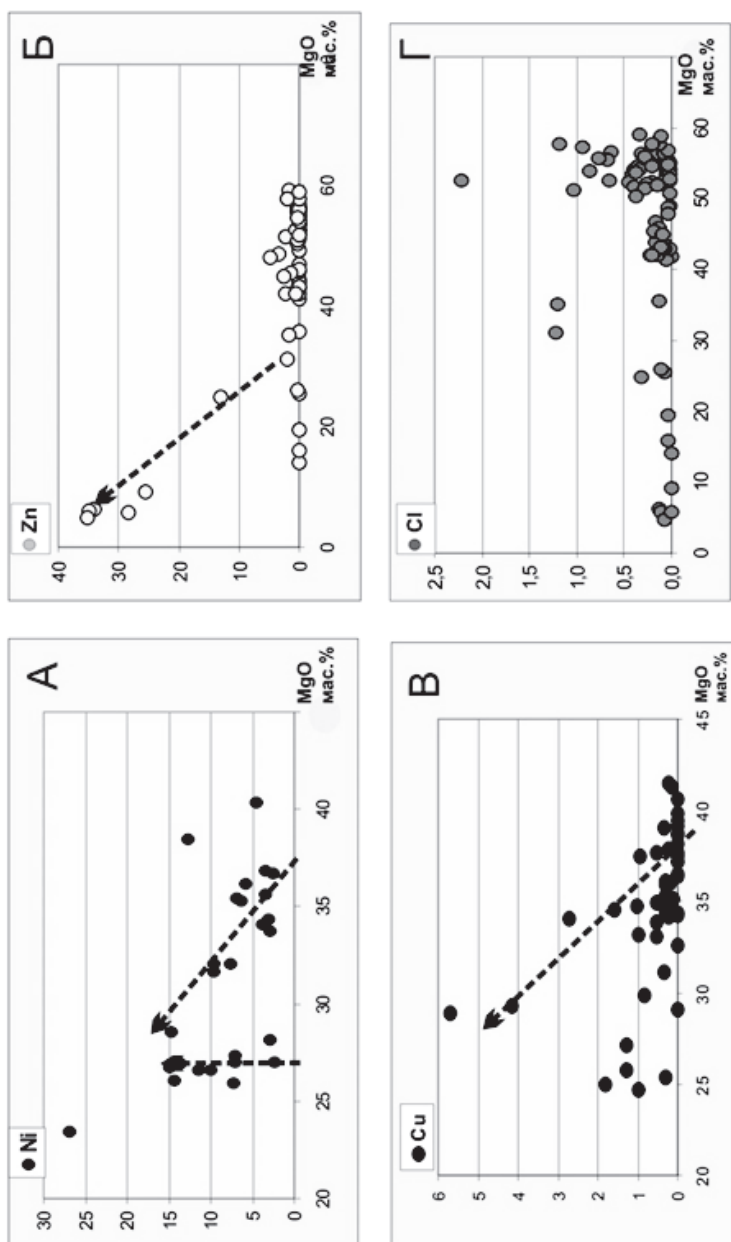


Рис. 4.21. Содержание примесей Ni, Cu, Zn и Cl (мас. %) в серпентинах Гальмознанского массива и их корреляция с концентрацией MgO.

серпентинах из рудных зон (приложение 11). По частоте встречаемости и уровню концентрации преобладает Pt (в единичных анализах до 9,5 мас. %), в меньшей степени Pd (до 5 мас. %), но в большинстве случаев содержание ЭПГ не превышает 1 мас. % (рис. 4.21). Платиноиды не коррелируются с петрогенными элементами в серпентинах и их повышенные концентрации связаны, скорее всего, с присутствием собственных минеральных форм внутри микротрещин или нанокластеров МПГ в структурных дефектах серпентина.

Вероятно, что это объясняет и наличие повышенных концентраций ЭПГ в хлоритах (приложение 12). Концентрация Pt достигает 6 мас. %, Ir – 2 мас. %, а Os не превышает 0,5 мас. %. Все эти элементы были вовлечены в серпентинизирующий флюид из первично-магматических минералов в результате разрушения и вторичного преобразования их под действием этого флюида. Особенностью химического состава серпентина и хлорита является присутствие в них Cl, концентрация которого достигает 1 мас. % и более (рис. 4.21 Г). В природе известен айоваит – серпентин с содержанием Cl до 9 мас. % [Alleman, Donnay, 1969; Kohls, Rodda, 1967]. Кроме того, Cl-содержащий серпентин (до 0,5 мас. % Cl) в ассоциации с аваруитом отмечался в дунитах Канады и Японии [Miura et al., 1981]. Роль хлора в постмагматических преобразованиях минеральных ассоциаций можно подчеркнуть также присутствием рыхлых и пористых соединений Pt(Cl,OH), (Pt, Ni, Cu, Fe)(S,OH,Cl), оксихлоридов железа, которые ассоциируют с Cl-содержащим серпентином на контакте МПГ с хромшпинелидами и оливином.

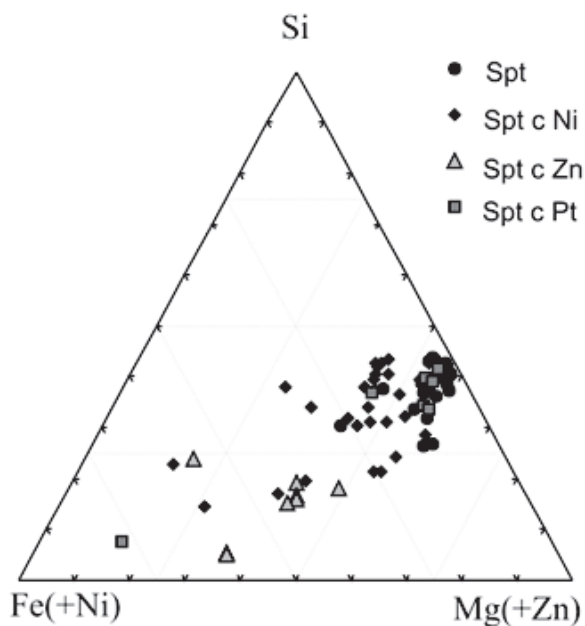


Рис. 4.22. Состав серпентина (Spt) с повышенными концентрациями примесей Ni, Zn и Pt.

4.3.6. Магнетит

В рудной ассоциации выделения магнетита отмечаются в виде тонких каемок и примазок, которые локализуются, как правило, в серпентиновой матрице в краевых частях зерен хромшпинелидов, часто в парагенезисе с МППГ. Магнетит ассоциирует с восстановленными Fe-Ni и Fe-Co сплавами (аваруитом и вайрауитом), а также с перетолженными Pt-Fe и Pt-Fe-Cu сплавами.

Магнетит имеет пористую структуру, которая также определяет недостаток аналитической суммы (приложение 13). Концентрация FeO в нем варьирует от 52 до 93 мас. %. Эпизодически в магнетите отмечаются примеси Cr_2O_3 до 2,07 мас. % и Pt до 4,00 мас. % (рис. 4.23). Отдельные анализы фиксируют высокие концентрации Rh (до 7,86 мас. %). Учитывая отсутствие корреляции между Pt и Fe в

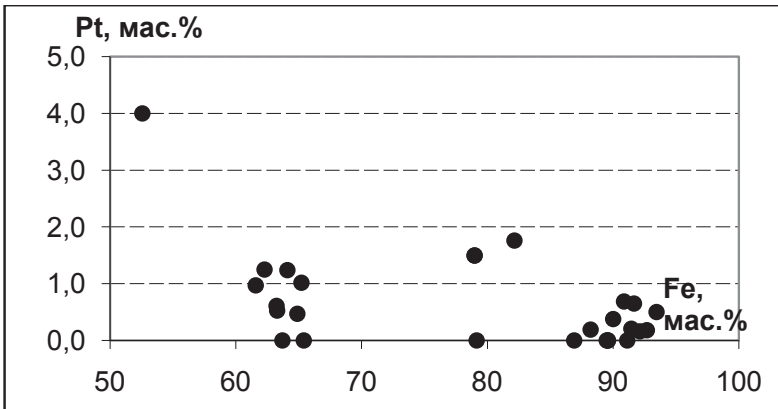


Рис. 4.23. Концентрация Pt в магнетите (мас. %).

составе магнетита, а также тесную ассоциацию (микросрастания) с вторичными Pt-Fe и Fe-Rh соединениями, можно предположить, что эти примеси являются не структурными, а механическими.

Глава 5

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА

5.1. Россыпи платины

Открытие крупных россыпных месторождений платины по периферии Гальмоэнанского массива позволило поставить точку в многочисленных дискуссиях по поводу трактовки его формационной принадлежности и явилось окончательным аргументом для его отнесения к массивам габбро-пироксенит-дунитовой формации, классическими примерами которых являются массивы Платиноносного пояса Урала и Аляски [Кутыев и др., 1988; Кутыев и др., 1991; Sidorov, 1995; Zaitsev et al., 1998; Kozin et al., 1999]. С 1994 года активно эксплуатируются три россыпных месторождения, при объемах добычи, достигающих в отдельные годы шести тонн россыпной платины [Мелкомуков, Зайцев, 1999; Козлов, Чантурия, 2009] (рис. 5.1).

Долинные и террасовые аллювиальные россыпи платиновых металлов реки Левтыриновьям, а также ручьев Ледяной, Сентябрь, Пенистый, Осень, дренирующих породы массива, концентрируют значительные запасы шлиховой платины. Наибольшее экономическое значение в пределах Гальмоэнанского россыпного узла имеют россыпь реки Левтыриновьям, разведанная часть которой имеет протяженность более 10 км, и россыпь ручья Ледяного, которые относятся к категории крупных россыпных месторождений [Корякско-Камчатский..., 2002]. Источником шлиховой платины являются как магматические породы, слагающие Гальмоэнанский массив, так и промежуточный коллектор, образованный в результате селективной денудации серпентинитовых меланжей в основании тектонического покрова [Мочалов и др., 2002а, б], а также полигенетические террасы, сложенные фрагментами серпентинитового меланжа и слабо литифицированными конглобрекциями преимущественно дунитового состава [Корякско-Камчатский..., 2002].

Первые находки минералов платиновой группы в шлиховых ореолах Гальмоэнанского массива, как и в других подобных массивах Корякского нагорья, были установлены в конце восьмидесятых годов прошлого столетия [Кутыев и др.,

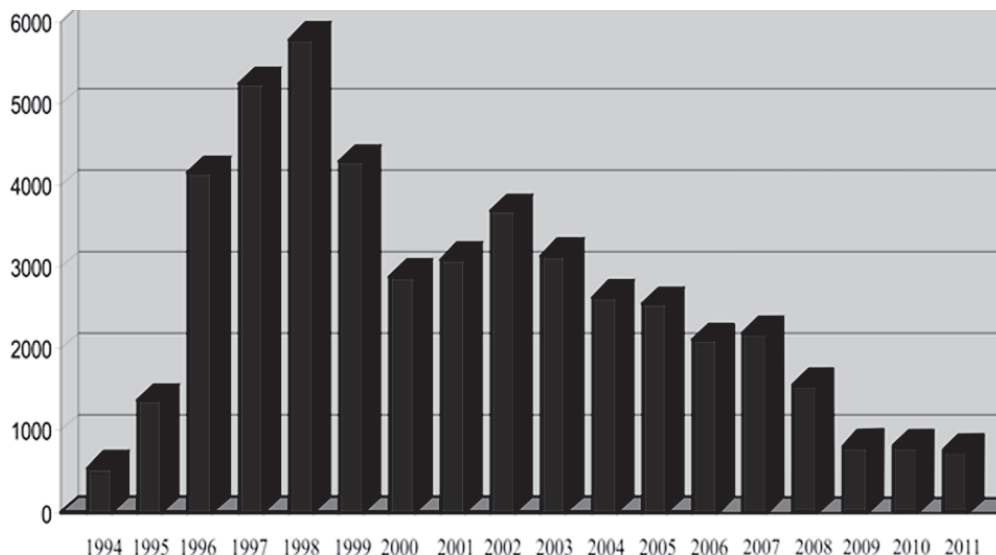


Рис. 5.1. Темпы добычи платины из россыпей, приуроченных к Гальмоэнанскому массиву, кг.

1988, 1991]. В настоящее время морфология россыпей, приуроченных к Гальмоэнанскому массиву, и продуктивные минеральные ассоциации в этих россыпях достаточно хорошо изучены и описаны во многих публикациях [Кутыев и др., 1988, Мелкомуков, Зайцев, 1999; Сидоров и др., 2000, Толстых и др., 2001; Зайцев, 2001, 2003; Мочалов, 2001, 2009; Мочалов и др., 2002 а, б; Корякско-Камчатский..., 2002; Сидоров, 2009 и другие работы]. На основании вышеперечисленных публикаций приведем краткую характеристику основных россыпей, из которых были исследованы минералы платиновой группы.

Россыпь реки Левтыриновая приурочена к крупному правому притоку реки Вывенка. В верховьях долина реки охватывает восточный контакт Гальмоэнанского массива и имеет вид узкого каньона. В среднем и нижнем течении долина является асимметричной, ее ширина изменяется от 200 до 1000 м. На всем протяжении долины отмечается аккумулятивная и смешанная терраса высотой 8–15 м. В центральной части долины прослеживаются два платиноносных горизонта, включающих аллювиальные, террасовые и склоновые пласты [Корякско-Камчатский..., 2002], которые залегают как на коренных породах, так и на плотике. Первый соответствует коренному ложу долины, второй – цоколю террасы. Плотик в большей степени представлен терригенным флишем корякской серии, реже песчаниками и алевролитами. В долине россыпь ленточная, довольно выдержанная с неравномерным распределением металла (рис. 5.2, вклейка). Ширина промышленного контура варьирует от 20 до 450 м. Среднее содержание платины в пластах

изменяется от 0,11 до 5,43 г/м³ и в среднем по россыпи составляет 1,09 г/м³. Концентрация в шлиховой платине ЭПГ, среди которых резко преобладает платина, составляет около 85% (рис. 5.3 А). Средняя крупность зерен изменяется от 0,5 до 0,7 мм. В ассоциации с МПГ в россыпи встречаются зерна золота, киновари, а также самородная медь.

Россыпь ручья Ледяного сформирована за счет выноса платины с юго-западной части массива, а также южного и юго-восточного участков, дренируемых притоками **Осень и Сентябрь**. Месторождение включает в себя три аллювиальных пласта, средний из которых концентрирует 70% запасов платины, а также террасовый, ложковый и делювиальный пласты [Корякско-Камчатский..., 2002]. Контуры промышленных пластов россыпей расположены в нескольких уровнях, мощность их не выдерживается по простиранию (рис. 5.4, вклейка).

В **россыпь ручья Пенистого** шлиховая платина попадает из центральной части западного склона Гальмознанского массива. Россыпное месторождение ручья Пенистого относится к категории средних [Корякско-Камчатский..., 2002].

Согласно разработанной А.Г. Мочаловым минералого-геохимической типизации платиновых россыпей [Мочалов, 2001] здесь выделено три минералого-геохимических типа россыпных месторождений шлиховой платины различного генезиса:

- 1) иридисто-платиновый тип флюидно-метаморфогенного генезиса, источником которого являются хромитсодержащие средне- и крупнозернистые порфиرو-кластические дуниты;
- 2) платиновый тип магматического происхождения, который распространен в мелкозернистых дунитах, а также в клинопироксенитах и габбро;
- 3) осмисто-платиновый тип магматогенного генезиса, характерный для клинопироксенитов [Мочалов и др., 2002а, б; Мочалов, 2009].

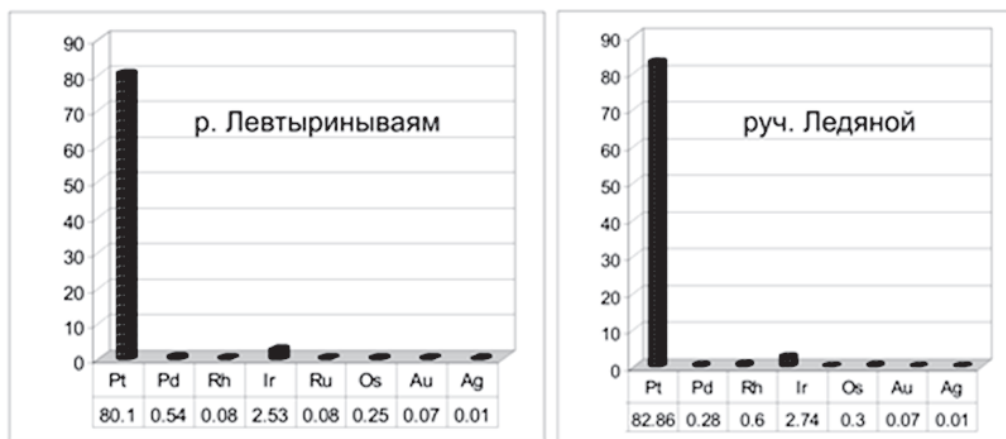


Рис. 5.3. Состав шлиховой платины из россыпей реки Левтыринываям (А) и ручья Ледяного (Б).

5.2. Морфологические особенности шлиховой платины

Шлиховая платина, представляющая собой совокупность минералов платиновой группы (МПГ) с различными физико-химическими свойствами, извлеченная при разведке и эксплуатации россыпей реки Левтыринываям, ручьев Ледяного и Пенистого, находится в свободном состоянии и в основном представлена комковатыми зернами или зернами неправильной формы. Довольно часто отмечаются сростки с хромшпинелидами (рис.5.5), реже с оливином и клинопироксеном. Зерна уплощенной формы встречаются редко, а зерна с выраженными кристаллографическими формами более характерны для тонких и мелких фракций. Размер зерен и микроагрегатов в россыпи реки Левтыринываям, как правило, не превышает 2 мм, и значительная часть зерен МПГ (57%) относится к мелкой фракции 0,5–0,25 мм [Мочалов, 2001]. В целом по мере возрастания размеров зерен отмечается увеличение количества сростаний МПГ с силикатными и оксидными минералами. Степень окатанности зерен варьирует от неокатанных или слабоокатанных до зерен средней степени окатанности. По мере удаления от массива в россыпи реки Левтыринываям наблюдается увеличение степени окатанности (рис. 5.5 А–В). В нижнем течении зерна шлиховой платины принимают гладкие очертания с блестящими поверхностями, возрастает количество зерен мелкой и тонкой фракций.

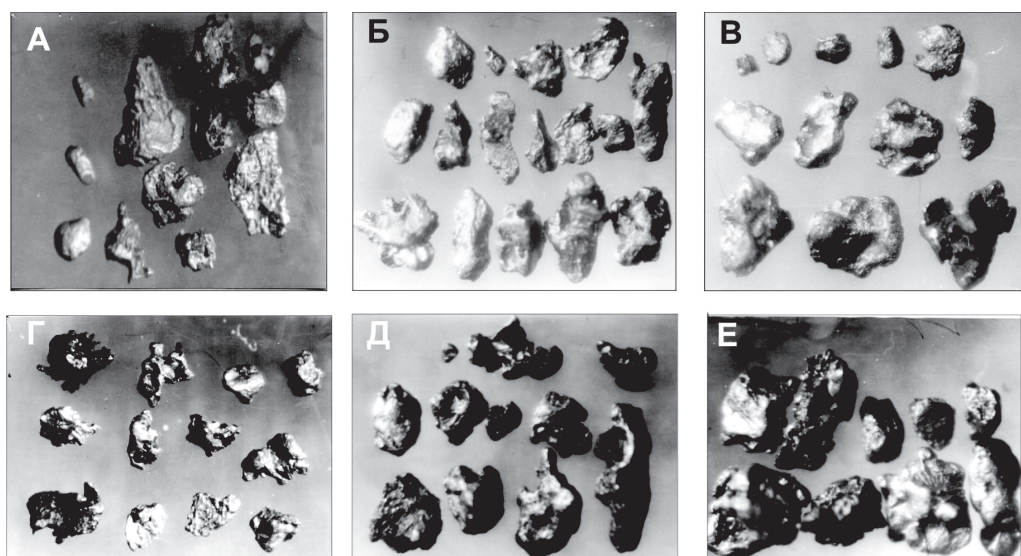


Рис. 5.5. Морфология зерен шлиховой платины. А–В. Россыпь р. Левтыринываям: верхняя (А), средняя (Б), нижняя (В) части россыпи. Г–Е. Россыпь руч. Ледяного. Характер окатанности зерен шлиховой платины; верхняя (Г), средняя (Д), нижняя (Е) части россыпи. Увеличение 8X.

Для россыпи ручья Ледяного и его притоков ручьев Осень и Сентябрь характерно преобладание неокатанных зерен с большим количеством включений и противоотпечатков силикатных минералов и хромшпинелидов (рис. 5.5 Г–Е), а также более крупные размеры зерен и микроагрегатов по сравнению с россыпью реки Левтыриновьям, что свидетельствует о близости коренного источника. В ручье Ледяном преобладающей по крупности зерен является средняя фракция (0,5–2,0 мм). Крупные зерна содержат большее количество включений хромшпинелидов (рис. 5.6 А, вклейка), которые смыкаются между собой в микроагрегаты, сложенные зернами хромшпинелидов и цементируются МПГ. В шлихах из ручья Ледяного встречаются также зерна, представляющие собой срастания МПГ с оливином. Отдельные зерна шлиховой платины характеризуется ступенчато-ребристой поверхностью (рис. 5.6 В, вклейка). Зерна с выраженными кристаллографическими формами более характерны для мелких фракций (рис. 5.6 Г, вклейка). Редко встречаются крупные индивиды, достигающие нескольких см, а также отмечаются самородки, самый крупный из которых составил 1227 г (рис. 5.7, вклейка).

В шлиховой платине россыпей было обнаружено и идентифицировано 28 известных минералов платиновой группы и многочисленные неназванные фазы, относящихся к сплавам, сульфидам, арсенидам, сульфоарсенидам, антимонидам и оксидам ЭПГ. Наиболее распространенными являются изоферроплатина, железистая платина, тетраферроплатина, туламинит, осмий, иридий, лаурит, эрлихманит, сперилит и сульфоарсениды ЭПГ.

5.3. Коренное платинометальное оруденение

Наличие уникальных по запасам россыпей, пространственно и генетически связанных с Гальмознанским массивом, позволило предположить наличие коренных месторождений платины, прогнозные ресурсы которых могут превосходить ресурсы россыпных месторождений. Поиски коренных источников платины в пределах Гальмознанского массива были предприняты практически с начала разработки россыпных месторождений, а уже в 1995 году Е.Г. Сидоровым были найдены образцы с рудной платиной. Детальное минералого-геохимическое изучение концентратов платиновых минералов из более 30 установленных рудопроявлений позволили выявить и охарактеризовать особенности коренных руд массива Гальмознан, определить рудно-формационные типы коренного платинового оруденения, факторы, контролирующие пространственную локализацию коренных скоплений рудной платины и выработать критерии их поиска.

Благодаря прекрасной обнаженности и относительной доступности массив является уникальным полигоном для решения всех вопросов, касающихся поиска и освоения рудных месторождений платины не только в Корякско-Камчатского регионе, но и в мире.

5.3.1. Распределение ЭПГ в коренных породах

На первом этапе исследований изучались и анализировались повышенные концентрации Pt и Pd в различных типах коренных пород Гальмоэнанского массива. Было проанализировано более 170 проб, из которых значимые содержания ЭПГ оказались только в 64 пробах. Максимальные концентрации Pt достигают 20,7 г/т, Pd – 0,3 г/т. Выявлено, что в тех же пробах, что и Pt, концентрируется хлор (табл.5.1), однако выраженная положительная корреляция между этими элементами отсутствует (рис. 5.9), что свидетельствует о селективном наложении Cl-содержащих соединений на платиновую минерализацию.

Таблица 5.1

Содержание Pt (г/т) и Cl (%) в дунитах Гальмоэнанского массива

№ пробы	Pt	Cl	№ пробы	Pt	Cl
1	0,1	0,070	10	3,7	0,020
2	0,5	0,000	11	4,5	0,030
3	0,8	0,000	12	5,0	0,007
4	1,0	0,000	13	6,6	0,009
5	1,3	0,040	14	10,4	0,260
6	2,0	0,070	15	14,1	0,180
7	2,2	0,001	16	17,1	0,390
8	2,2	0,030	17	20,7	0,140
9	2,3	0,030			

Объемный метод микрохимического определения хлора. Аналитик Н.Д. Судакова, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

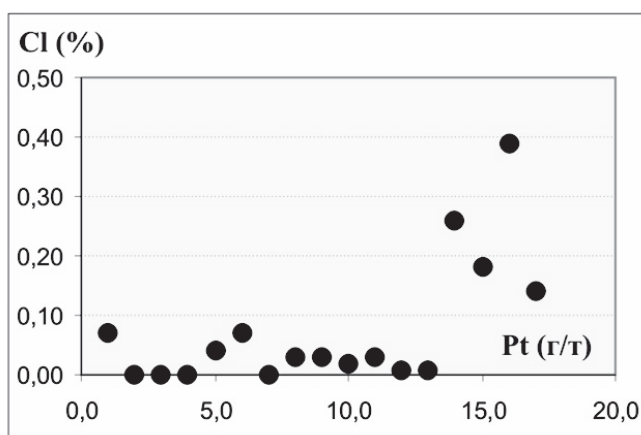


Рис. 5.9. Диаграмма Cl–Pt для коренных пород Гальмоэнанского массива.

Ореолы Pt и Pd в основном приурочены к средне- и крупнозернистым дунитам, но небольшие концентрации ЭПГ отмечаются также и в мелкозернистых дунитах. В целом наблюдается тенденция увеличения концентрации ЭПГ от мелкозернистых к крупнозернистым дунитам (табл.5.2). Независимо от локализации все ореолы Pt вытянуты вдоль границы контакта между мелкозернистыми и крупнозернистыми дунитами, тогда как ореолы Pd имеют более изометричную форму и локальный характер распространения. Расположение ореолов Pt и Pd со средней значимостью коррелируются с ореолами Cr_2O_3 , но, как оказалось, повышенные концентрации Pt и Pd могут локализоваться независимо от проявления хромитовой минерализации.

Наиболее изученной является южная часть массива (рис. 5.10, вклейка), с нее и начиналось исследование коренной платиновой минерализации. В ходе проведенных нами работ в 1999 году, по результатам штучного опробования была выделена группа ореолов со средними содержаниями Pt от 1,7 до 3,5, которые были объединены в рудные зоны. Максимальные концентрации Pt и Pd приурочены к крупнозернистым и среднезернистым дунитам (рис. 5.11). В первой рудной зоне максимальные содержания Pt варьируют от 47 до 190 г/т. Платина видна при макроскопическом изучении образцов. Рудная зона простирается на северо-восток на 500–600 м с ЮЗ на СВ при пологом падении, мощность ее не превышает 100 м. На втором участке содержание Pt колеблется от 1,9 до 3,5 г/т, достигая максимальных концентраций 380 г/т. Здесь обнаружены образцы с выделениями платины размером до 1 см. Ее параметры подобны параметрам первой рудной зоны. К югу от участков 1 и 2 намечается несколько рудных тел, расположенных параллельно друг другу и субпараллельно первой рудной зоне. Содержание Pt в них варьирует от 0,7 до 4,3 г/т, и только в отдельных пробах ее концентрация достигает значений от 74 до 930 г/т. Общее количество точек опробованиями с содержаниями Pt > 1 г/т на упомянутых участках составляет 350 проб. Проведенные в дальнейшем исследования позволили уточнить параметры рудных зон, провести предварительную оценку прогнозных ресурсов и получить данные по технологии выделения платины из руд [Назимова и др., 2003, Козлов, Чантурия, 2009].

Таблица 5.2

Содержания Pt и Pd в различных типах дунитов Гальмознанского массива, г/т.

Тип дунитов	Pt			Pd		
	к-во проб	С max.	С ср.,	к-во проб	С max.	С ср.,
мелкозернистые дуниты	19	2,6	0,681	10	0,05	0,019
«расслоенные» дуниты с преобладанием среднезернистых разностей	32	6,5	1,568	19	0,31	0,041
«расслоенные» дуниты с преобладанием крупнозернистых разностей	13	17,1	2,128	9	0,39	0,074

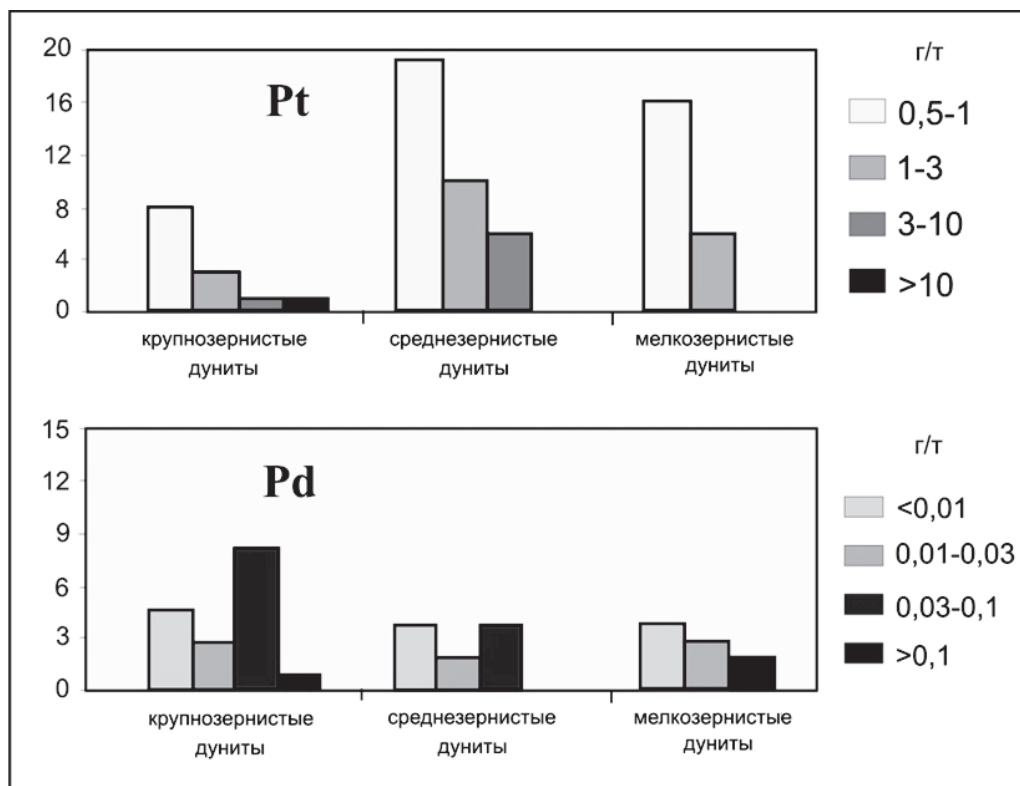


Рис. 5.11. Гистограммы содержаний Pt и Pd в различных типах дунитов.

Представленные гистограммы свидетельствуют, что в дунитах с преобладанием среднезернистых разновидностей выявлено больше рудных точек, обогащенных Pt, но максимальных концентраций платина достигает в смешанных дунитах с преобладанием крупнозернистых разновидностей. Характерно, что крупнозернистые дуниты Гальмоэнанского массива также значительно обогащены Pd, но пробы с содержанием более 0,1 г/т Pd преобладают в мелкозернистых дунитах (рис. 5.11). В целом Pt значительно преобладает над Pd, и для большинства проб отношение Pt/Pd находится в интервале значений от 30:1 до 100:1. В отдельных случаях оно может достигать значений 1000:1 и более (рис. 5.12). Установленные значения в целом соответствуют данным для платиноносных дунитовых ассоциаций Урала и является типоморфным признаком для массивов габбро-клинопироксенит-дунитовой формации [Иванов, 1990].

Анализ корреляционных зависимостей между содержаниями Pt, Pd и V, Cu, Cr, Ti, Co, Ni, Mn, Zn в **среднезернистых дунитах** показал, что наиболее выраженная корреляционная зависимость наблюдается между Pt и Pd ($r_{xy} = 0,8-0,9$).

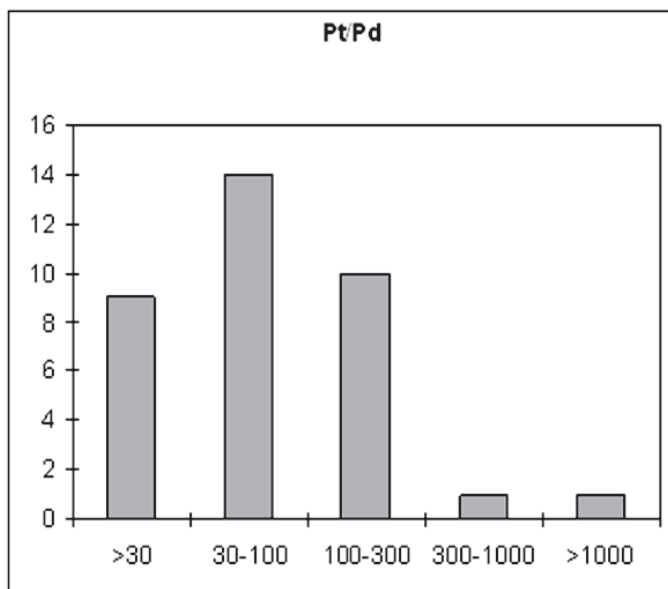


Рис. 5.12. Гистограмма распределений отношения Pt/Pd в дунитах Гальмознанского массива.

Для этой пары элементов не выявлена корреляция с Cr, но наблюдается значимая (на пятипроцентном уровне) корреляция с Co, Zn и Mn ($r_{xy} = 0,576$). Это является мультипликативным показателем для фиксации положительных ореолов благородных металлов. На основании полученных результатов для выявления участков, перспективных на платиноидную минерализацию, был предложен мультипликативный показатель $Co \cdot Mn \cdot Zn$. По имеющимся данным был проведен анализ множественной регрессионной зависимости содержания Pt от содержаний этих элементов. Полученное регрессионное уравнение является значимым, однако с помощью такой зависимости практически не удастся воспроизвести высокие концентрации Pt (рис. 5.13):

$$Pt = 0,0046Mn + 0,042Co + 0,007Zn - 1,682 (R = 0,5) \quad (5.1)$$

По имеющимся данным были подсчитаны прогнозные ресурсы Pt и Pd, с использованием следующей формулы:

$$Q = \alpha \cdot \frac{C_{cp.an.} \cdot S}{10^6} \cdot d \cdot H \quad (5.2)$$

$C_{cp.an.}$ – среднее аномальное содержание металла в ореоле, г/т; S – площадь ореола, м²; d – средняя плотность пород (принималось $d=3$ т/м³), H – средняя про-

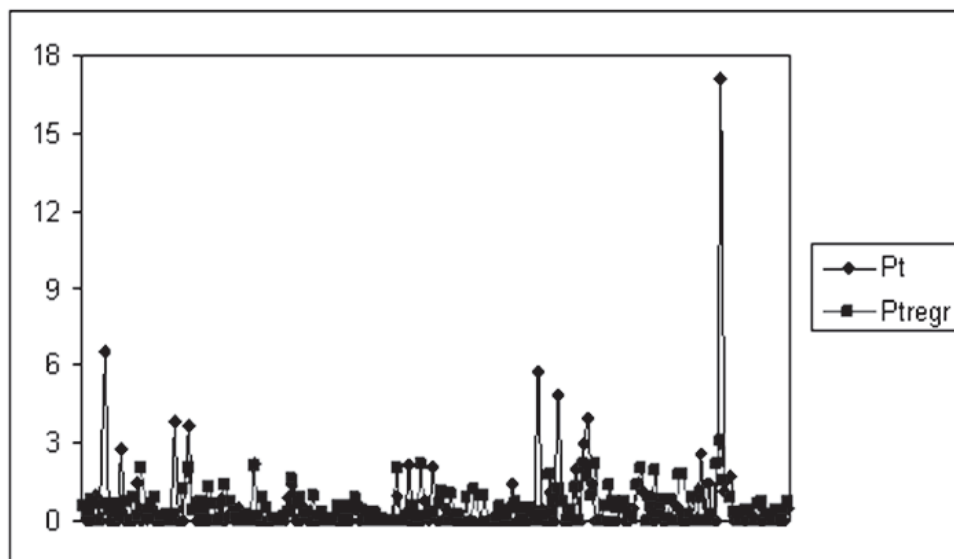


Рис. 5.13. Соотношение реальных и регрессионных концентраций Pt.

тяженность залежи (принималась равной 100 м); а – коэффициент, учитывающий долю забалансовых руд (принимался равным 0,5).

Предварительная оценка прогнозных ресурсов составила 7 тонн для платины и 0,12 тонн для палладия.

5.3.2. Рудно-формационные типы платинометалльного оруденения

По условиям проявления для зональных комплексов традиционно выделяются [Лазаренков и др., 2002] и характерны для Гальмоэнанского массива три рудно-формационных типа коренного платинометалльного оруденения:

- 1) платино-хромитовый тип (хромитовая или платиноидно-хромитит-дунитовая рудная формация);
- 2) тип платиноносных дунитов (дунитовая или платино-дунитовая рудная формация);
- 3) тип платиноносных титаномагнетитовых клинопироксенитов.

Платино-хромитовый рудно-формационный тип связан с проявлениями хромита в дунитах, приуроченных к ядрам зональных массивов. Размеры таких месторождений, из которых на Урале добыты десятки килограммов платины, различны и определяются формами и протяженностью хромитовых тел, варьируя в плане и разрезе от нескольких сантиметров до нескольких метров. Обычно такие месторождения представляют собой систему крутопадающих параллельных про-

жилков, линз, гнезд и столбов. Они являются основным источником платиноносных россыпей. В Корякско-Камчатском регионе это хромитовые тела в дунитах массивов Эпильчикской группы (более 65 г/т Pt), Гальмознанского (до 1000 г/т Pt) и Сейнавского массивов (более 40 г/т Pt). Классическими представителями данной формации являются месторождения Нижнетагильского массива: Госшахта, Крутой Лог и др., детальные описания которых сделаны Н.К. Высоцким [Высоцкий, 1923, 1925, 1930], А.Н. Заварицким [Заварицкий, 1928], А.Г. Бетехтиным [Бетехтин, 1940, 1954], Л.В. Разиным [Разин, 1974, 1978], О.К. Ивановым [Иванов, 1990, 1997]. Установлено, что максимальное содержание платины наблюдается в хромитовых жилах, где оно увеличивается от микрошлиров среди крупнозернистых дунитов к мелким хромитовым прожилкам и далее к сливным хромитовым жилам. Среднее содержание для хромитов Нижнетагильского массива составляет около 3 г/т [Иванов, 1997].

Минералого-геохимические исследования проведенные в пределах Гальмознанского массива показали, что наиболее платиноносными являются густо-крапленые и прожилково-вкрапленные типы хромитовых тел. Многообразие текстурных особенностей хромитов отражает специфику обстановки их формирования, поэтому в основе выделения потенциально платиноносных типов хромитов лежит их классификация по группам устойчивых признаков (текстурные особенности, характер распространения, химический состав). Для рудных платиноносных хромитов Гальмознанского массива, наряду с брекчиевыми типами, характерны малоамплитудные сколовые, сдвиговые и разрывные дислокации, а так же трещины растяжения и контракции. Выделяются несколько генераций трещин, связанных с определенными этапами формирования и становления интрузивного массива. Этапы динамометаморфических преобразований отражаются и в строении, как отдельных проявлений хромитов, так и индивидуальных зерен хромшпинелидов, которые описаны в виде системы разноориентированных микротрещин, образовавшихся в различные временные интервалы и выполненных слоистыми гидросиликатами (хлоритом, серпентином), платиновыми сплавами и другими МПП.

Платиносодержащие минералы образуют гнезда, прожилки и скопления неправильной формы, обусловленной их положением в межзерновом пространстве хромшпинелидов и их цементацией (рис. 5.14).

Для платиноносных минералов также характерна вкрапленность в хромитовом агрегате, где часто формируются цепочки протяженностью до 2,5 см (рис. 5.15 Б). В прожилково-вкрапленных и шлировых разновидностях хромитов отмечается приуроченность МПП к краевым частям хромитовых обособлений и к их границе с вмещающим дунитом (рис. 5.15 А, В–Е, вклейка).

Платиновые выделения отмечаются и в оливиновой матрице дунита, при этом размер отдельных скоплений достигает 1,5 см в поперечнике (рис. 5.16 А, вклейка).

Формационный тип платиноносных дунитов характеризуется наличием выделений МПП среди зерен оливина в дунитах вне связи с хромитами. Классическим примером данного типа является Авроринское месторождение Ниж-

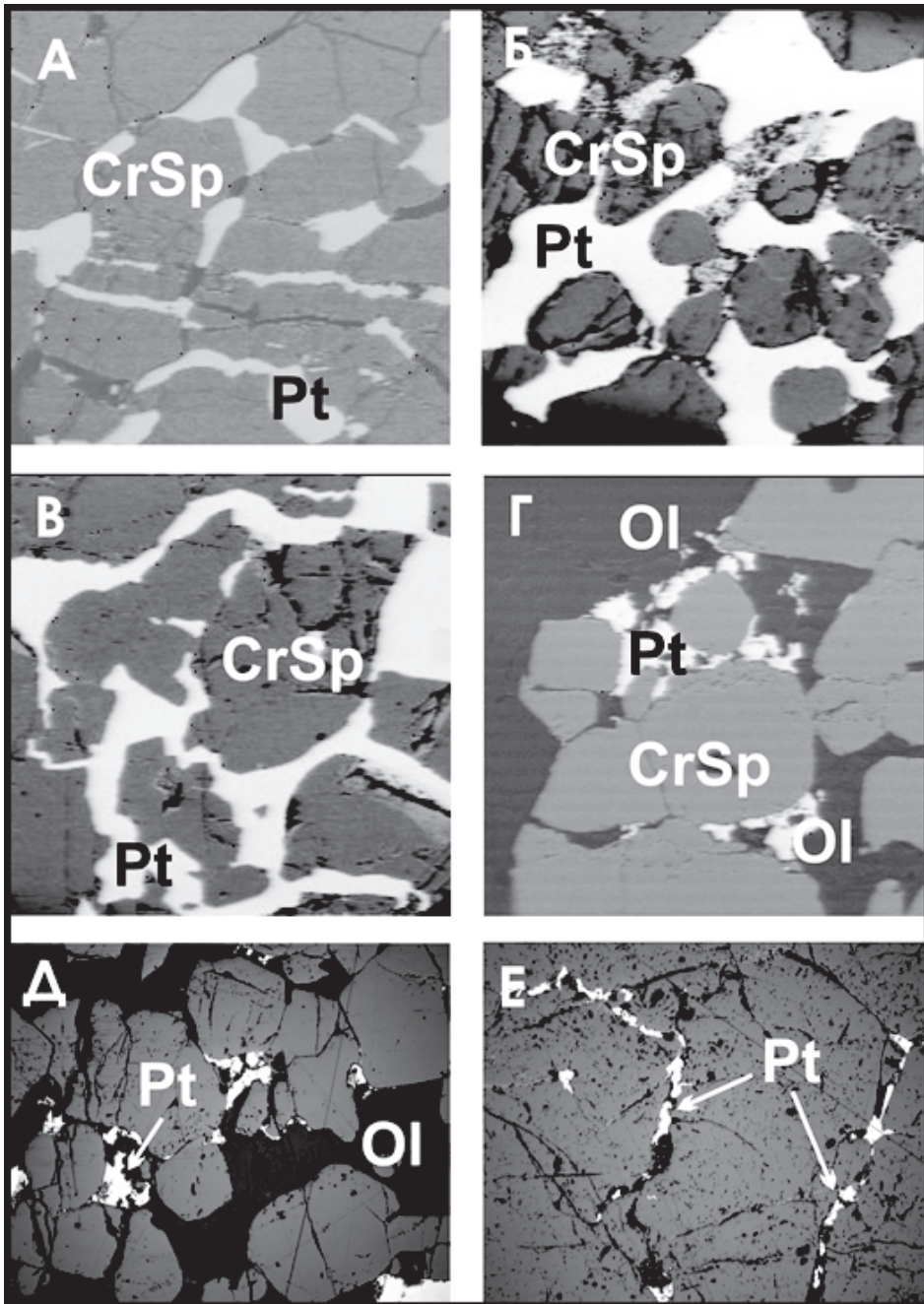


Рис. 5.14. Морфология выделения МПГ (Pt) в платино-хромитовом рудно-формационном типе. А, Б, В – ксеноморфные выделения по системе трещин в хромите (по типу цементации); Г, Д – выделения в межзерновом пространстве хромшпинелидов (CrSp) по оливин-серпентиновым прожилкам (ОИ – оливин); Е – цепочки платиновых зерен по трещинам в хромитовом агрегате. Сторона фотографии соответствует 1 мм.

нетагильского массива, из дунитов которого было добыто более 30 кг платины [Высоцкий, 1923; Лазаренков и др., 2002]. В последнее время в пределах Светлоборском массиве на Урале выявлено несколько участков с повышенными содержаниями платины (до 67,0 г/т) [Телегин и др., 2009]. Платиноносная рудная зона (0,2–22,5 г/т Pt) локализована в тонкозернистых дунитах краевой части массива и при ширине 300 м прослежена на 1300 м вдоль контакта дунитов с пироксенитами оторочки.

Установление платиносодержащей минерализации в дунитах имеет важное практическое значение, так как расширяет границы поисков промышленного оруденения в пределах массивов подобного типа. Действительно, дуниты обладают скрытой геохимической и петроструктурной зональностью, изучение которой может позволить определить критерии их платиноносности.

Дуниты на Гальмознанском массиве представлены достаточно свежими разновидностями зеленоватого цвета, с характерной коркой выветривания рыжего цвета (рис. 5.16 Б, вклейка). На основе собственных исследований и работ наших коллег [Козлов, 2000; Корякско-Камчатский..., 2002] было установлено, что наиболее платиноносными являются среднезернистые и крупнозернистые дуниты, хотя и мелкозернистые дуниты также содержат незначительные концентрации ЭПГ. Оказалось, что наиболее перспективными в отношении платиноносности являются дуниты с порфиروкластической и порфирокластической-аллотриоморфнозернистой структурами [Козлов, Чантурия, 2009]. Отмечается приуроченность продуктивного оруденения к дунитам, для которых характерна значительная степень проявления перекристаллизации и структурных деформаций. Именно они включают в себя значительное количество точечных аномалий ЭПГ и находок выделений платиносодержащей минерализации.

Рудная платина в дунитах образует рассеянную вкрапленность преимущественно ксеноморфного облика, но наиболее впечатляющими выглядят ксеноморфные скелетные образования причудливой формы размерами до 1,5 см, которые развиваются в межзерновом пространстве зерен оливина (рис. 5.16 Б, вклейка).

Формационный тип платиноносных титаномагнетитовых пироксенитов или пироксенитовый тип платиноидной минерализации был выделен на Урале еще в начале прошлого века Н.К. Высоцким [Высоцкий, 1925]. На Урале Гусевогорское и Качканарское месторождения, приуроченные к одноименным габбро-пироксенитовым массивам, на сегодня являются единственными в мире месторождениями, где платиносодержащая минерализация, сопровождающая магнетитовые руды, имеет промышленное значение, при этом главными концентраторами ЭПГ являются сульфидные минералы [Лазаренков и др., 1992]. Повышенные содержания Pd отмечаются в клинопироксенитах Урала [Лазаренко и др., 1992; Юшко-Захарова, 1975], а также присутствие ЭПГ установлено в титаномагнетитовых рудах, содержащих сульфиды Fe и Cu. МПГ в магнетитовых клинопироксенитах Урала представлены Pt-Fe сплавами, иридием, а также сульфидами осмия и иридия [Разин, Хоменко, 1969; Фоминых, Хвостова, 1971; Юшко-Захарова, 1975]. Платиносодержащая минерализация в пироксенитах отмечалась также

в массивах Аляски [Southworth, Foley, 1986] и Алданского щита [Лазаренков и др., 1992; Ленников и др., 1993]. На россыпном месторождении Гудныйс Бей отмечается находка самородка платины размером около 8 мм по длинной оси, в котором 50% объема составлял титаномагнетит [Southworth, Foley, 1986], а при изучении магнетитового концентрата, полученного при обработке этой россыпи, были установлены субмикроскопические вростки платины в зернах магнетита [Rosenblum et al., 1986], хотя генетическая природа магнетита достоверно не определена. Кроме того, нами изучены россыпи реки Пустая с Pt-Fe сплавами, обогащенными Pd, коренным источником которых предполагаются клинопироксениты Северо-Камчатской группы интрузий, относящихся к зональным комплексам урало-алаянского типа [Tolstykh et al., 2002].

На периферии Гальмознанского массива располагается прерывистая полоса клинопироксенитов, в которых отмечаются выделения низкотитанистого магнетита (15–25%), кроме того, в северо-восточной части массива отмечается густо-крапленные и массивные магнетитовые руды. Отдельные повышенные концентрации ЭПГ в титаномагнетитовых клинопироксенитах (до 1 г/т), а также сростания платины с клинопироксенами, обнаруженными в россыпях, позволяют рассматривать клинопироксениты потенциально платиноносными породами, которые еще предстоит детально исследовать и установить их роль в формировании платинометалльного оруденения Гальмознанского массива. В последнее время на основании изучения сростаний МПГ с клинопироксенами из россыпей, связанных с Гальмознанским массивом, был выделен новый осмисто-платиновый минералогический тип россыпных месторождений и коренного платинового оруденения, приуроченного к магнетитсодержащим клинопироксенитам [Мочалов, Бортников, 2008; Мочалов, 2009].

5.4. Состав платиносодержащей минерализации

Детальное минералогическое изучение платиновых минералов из более чем 100 коренных проявлений, валовых проб, а также проб шлиховой платины из россыпных месторождений реки Левтыринываям, ручьев Ледяного и Пенистого позволили выявить типоморфные особенности минеральных ассоциаций и парагенезисов, а также реконструировать условия формирования платиновой минерализации в Гальмознанском массиве. Составы минералов и минеральные парагенезисы из россыпей были описаны ранее [Сидоров, Мочалов, 1994; Сидоров и др., 2000; Толстых и др., 2001; Мочалов и др., 2002а, 2002б; Tolstykh et al., 2004; Мочалов, 2009, Козлов, Чантурия, 2009]. Рудная платиносодержащая минерализация Гальмознанского массива изучалась в различных образцах, представленных как дунитами с аксессуарной и шлировой вкрапленностью хромита, так и хромититами из хромитовых жил [Видик и др., 2000; Назимова и др., 2000, 2003; Сидоров, 2001; Сидоров и др., 2003; Tolstykh, Sidorov, 2004; Козлов, 2009; Толстых и др., 2009].

Как для рудной, так и для россыпной продуктивной минерализации Гальмюнанского массива наиболее характерными являются **Pt-Fe** и **Pt-Fe-Cu сплавы** (самородная платина, изоферроплатина, железистая платина, тетраферроплатина, туламинит), а также осмий, иридий, лаурит, эрликманит, сперрилит и сульфоарсениды ЭПГ. Всего выявлено 40 минеральных видов МПГ, относящихся к сплавам, сульфидам, арсенидам, сульфоарсенидам, антимонидам, сульфоантимонидам, купридам-станнидам, теллуридам, висмутидам и плюмбидам ЭПГ, а также многочисленные неназванные фазы (табл.5.3). Среди неназванных фаз преобладают соединения Rh (сульфиды, арсениды, антимониды), разнообразные сплавы или твердые растворы ЭПГ с Fe **переменного состава** (аналоги гексаферрума), присутствуют сульфиды и оксиды ЭПГ.

5.4.1. Сплавы Pt-Fe и Pt-Fe-Cu

Первичные магматические **Pt-Fe сплавы** преобладают в коренных породах и рудах (дунитах и хромитах), а также в минеральных ассоциациях всех исследованных нами россыпей. Платиносодержащие сплавы относятся в основном к изоферроплатине Pt₃Fe (приложение 14) с вариациями содержания Fe от 20 до 30 ат. % (рис.5.17 А). Аналогичный состав имеет и шлиховая платина из россыпи ручья Ледяной (приложение 17; рис. 5.17 Б), которая находится в непосредственной близости от коренного источника. Эти составы относятся к первично-магматическим сплавам [Некрасов и др., 1994], а их вариации определяются эволюцией окислительно-восстановительных условий рудоотложения и эволюционируют от железистой к самородной платине при повышении активности кислорода. Для дунитов характерна обогащенная железом платина, а в хромитах отмечаются более широкие вариации составов, что согласуется результатами по окситермобарометрии равновесных хромшпинелевых парагенезисов.

Концентрация Fe в **Pt-Fe сплавах из россыпи реки Левтыриньяваям** (приложение 16) варьирует в более широких пределах от 13 до 35 ат. % Fe со средней концентрацией Fe 30 ат. % (рис. 5.17 В). Значительная доля выборки по классификации [Cabri, Feather, 1975] относится к самородной и железистой платине, что может свидетельствовать о неоднородности коренного источника шлиховой платины и его рудно-петрологическом многообразии, поскольку материнские породы, питающие россыпь реки Левтыриноваям, кроме россыпеобразующих хромититов, в значительной степени представлены мелкозернистыми дунитами апикальных частей с аксессуарным хромшпинелидом и клинопироксенитами краевых оторочек.

Вторичные **Pt-Fe-Cu сплавы** представлены серией составов тетраферраплатина-туламинит (приложения 15–17), которые характерны как для коренной платиносодержащей минерализации платины, так и для шлиховой платины россыпей (рис. 5.17 Б, В). Они образуют каймы замещения по изоферроплатине (рис. 5.18; рис. 5.19) и полные псевдоморфозы по ней (рис. 5.18 Г, К), иногда с реликтами Pt₃Fe.

Таблица 5.3

**Минералы ЭПГ и названные фазы из коренных пород
Гальмознанского массива и из генетически связанных с ним россыпей**

Минерал	Формула минерала	Незванные фазы
Природные сплавы:		Cu ₃ Pt
Самородная платина	Pt(Fe)	Rh ₄ S ₅
Изоферроплатина	Pt ₃ Fe	RhS*
Железистая платина	Pt,Fe	Rh ₇ S ₆ *
Тетраферроплатина	PtFe	Rh ₄ S ₅ *
Туламинит	Pt ₂ CuFe	(Rh,Fe) ₃ S ₂
Хонгшит	PtCu	Rh,As
Ферроникельплатина	Pt ₂ NiFe	RhNiAs
Cu–Pt–Fe твердые растворы	Pt,Fe,Cu	RhSb
Осмий	Os	Pd ₂ CuSb
Иридий	Ir	(Pt,Fe,Cu) ₂ (As,Sb,Bi)
Гексаферрум	Fe,Os,Ru	PtHg
Сульфиды:		PtCl
Лаурит	RuS ₂	Ir,Rh,Fe
Эрликманит	OsS ₂	Rh,Ir,Fe
Куперит	PtS ²	Ru,Fe
Купрородсит	CuRh ₂ S ₄	Ru,Fe,Os
Маланит	CuPt ₂ S ₄	Fe,Rh,Ir
Купроиридсит	CuIr ₂ S ₄	Fe,Ir,Rh
Боуит	Rh ₂ S ₃	Fe,Pt,Ir
Кашинит	Ir ₂ S ₃	Fe,Ir,Pt
Арсениды:		Оксиды Os, Ir, Rh, Pt, Fe переменного состава
Сперрилит	PtAs ₂	ЭПГ-сод. пирротин
Палладодимит	(Pd,Rh) ₂ As	ЭПГ-сод. кобальтпентландит
Родарсенит	(Rh,Pt) ₂ As	Mss (Fe,Ni,Rh)S
Маякит	PdNiAs	Mss (Fe,Cu,Pt,Rh)S
Меньшиковит	Pd ₃ Ni ₂ As ₃	
Сульфоарсениды:		
Холлингвортит	RhAsS	
Ирарсит	IrAsS	
Осарсит	OsAsS	
Платарсит	PtAsS	
Антимониды:		
Геверсит	PtSb ₂	
Стибиопалладинит	Pd ₃ Sb ₂	
Генкинит	(Pt,Rh,Pd) ₄ Sb ₃	
Мертиит*	(Pd,Cu) ₅ (Sb,As) ₂	
Сульфоантимониды:		
Толовкит	PtSbS	
Куприды-станниды:		
Таймырит	(Pd,Cu) ₃ Sn	
Кабриит	Pd ₂ SnCu	
Теллуриды:		
Мончеит	PtTe ₂	
Котульскийит	PdTe	
Меренскийит	PdTe ₂	
Висмутиды:		
Фрудит	PdBi ₂	
Плюмбиды:		
Звягинцевит	Pd ₃ Pb	

Примечание:* – из работы А.Г. Мочалова с соавторами [Мочалов и др., 2002a].

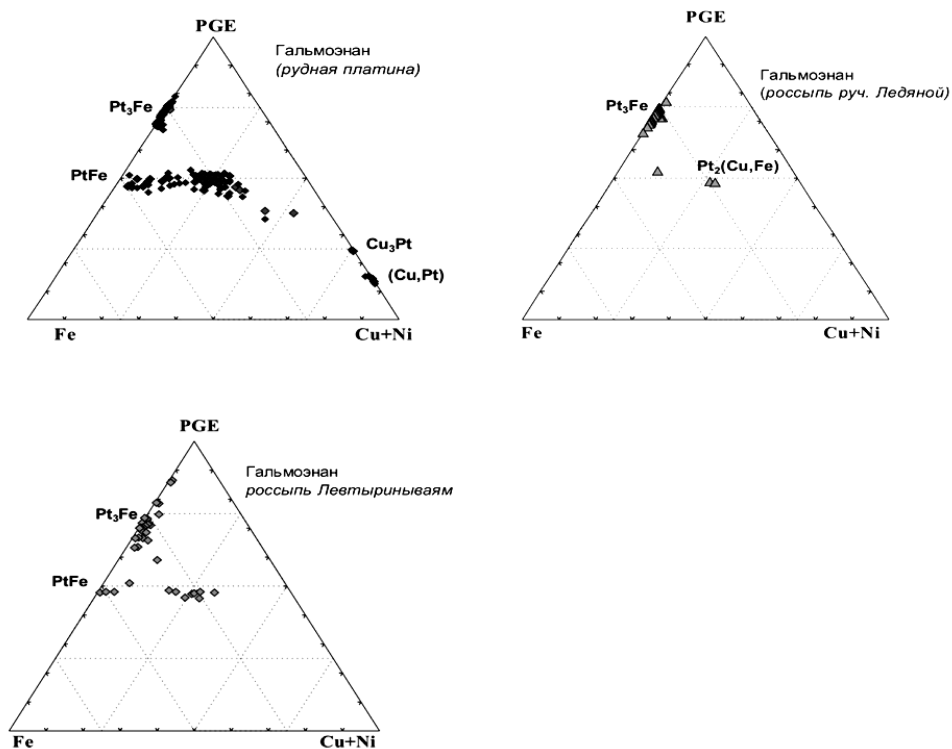


Рис. 5.17. Состав минералов Pt-Fe и Pt-Fe-Cu из коренных пород и руд Гальмознанского массива (А), россыпей ручья Ледяной (Б) и реки Левтыриниваям (В).

Между тетраферраплатиной и туламинитом в системе Fe – ЭПГ – (Cu+Ni) наблюдается полный изоморфный ряд PtFe – Pt₂CuFe, который продолжается в направлении к Cu₃Pt (рис. 5.17 А). Для хромитов характерны Pt-Fe-Cu сплавы в большей степени обогащенные медью, чем сплавы из россыпей (рис. 5.17 А), а также вторичные сплавы из дунитов, для которых в большей степени характерной является тетраферроплатина.

Иногда туламинит тесно сростается со сперрилитом в виде эмульсионных структур (рис. 5.19 В, М) или образует внутреннюю кайму по платине, предшествуя выделению сперрилита (рис. 5.18 Д, Ж, К). В некоторых случаях между туламинитовой каймой и изоферроплатиной локализованы сульфоарсениды серии ирарсит-холлингвортит (IrAsS–RhAsS), образующие тонкие прожилки или прерывистые выделения, параллельные кайме туламинита (рис. 5.18 Е; рис. 5. 20 В, Д).

В целом замещающие Pt-Fe-Cu твердые растворы в гораздо меньшей степени обогащены элементами примесей, чем первичные Pt-Fe сплавы, поскольку при замещении они высвобождаются из структуры первичных Pt-Fe сплавов и уча-

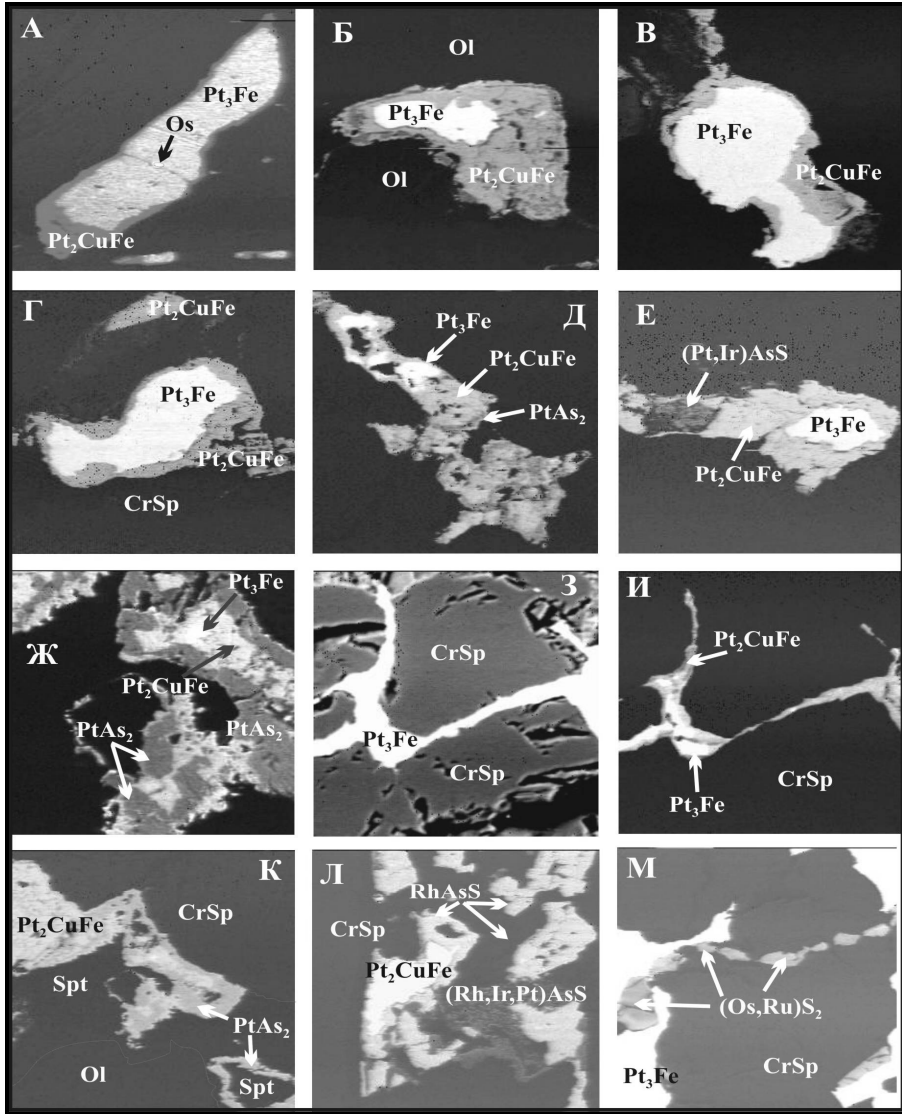


Рис. 5.18. Морфология выделения МПГ в коренных породах и рудах Гальмознанского массива. А–Е – кайма туламинита (Pt_2CuFe) по изоферроплатине (Pt_3Fe); А – мельчайшее включение осмия (Os) в изоферроплатине; Г – полные псевдоморфозы туламинита по платине в мелких зернах; Д – кайма сперрилита ($PtAs_2$) по туламиниту; Е – включение Ir-платарсита ($(Pt,Ir)AsS$) в туламинитовой кайме; Ж – последовательное замещение изоферроплатины туламинитом (внутренняя кайма) и сперрилитом (внешняя кайма); З, И – ксеноморфные выделения МПГ среди хромшпинелидов (CrSp); К – сперрилитовая кайма по туламиниту в контакте с серпентином (Spt); Л – кайма холлингвортита по туламиниту и псевдоморфозы холлингвортита, окруженные пористым сульфоарсенидом Rh, Ir, Pt; М – включение эрликманита в изоферроплатине и цепочка выделений эрликманита по трещине в хромшпинелиде. Сторона фотографии соответствует 300 мкм.

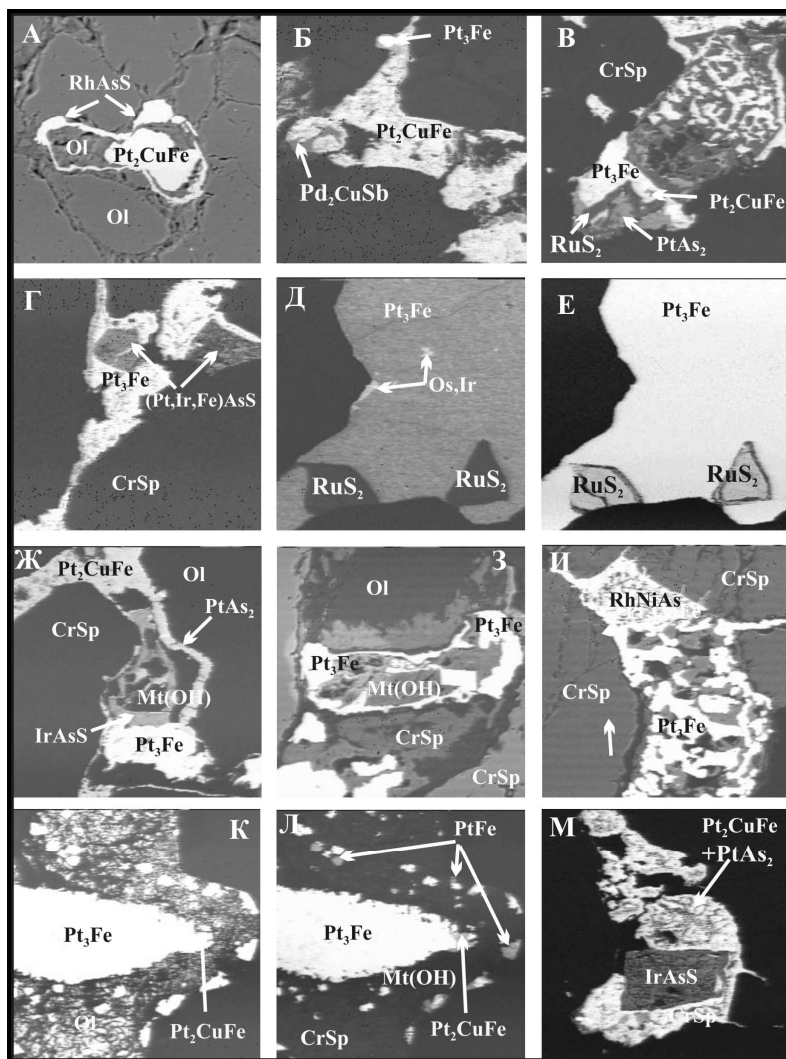


Рис. 5.19. Морфология выделения МПГ в коренных породах и рудах Гальмознанского массива. А – включение туламинита в оливине и ленточное выделение холлингвортита; Б – зерно туламинита, содержащего реликты изоферроплатины и включение неназванной фазы состава Pd_2CuSb ; В – микроагрегат, сложенный изоферроплатиной, туламинитом, сперрилитом и лауритом; Г – включения сульфоарсенидов с пористой структурой в изоферроплатине; Д и Е – включения осмия и лаурита в изоферроплатине; Ж – микроагрегат, сложенный изоферроплатиной, туламинитом и выделениями сперрилита и ирарсита в сростании с магнетитом; З – футлярный кристалл изоферроплатины, «начиненный» вторичным магнетитом; И – ячеистое выделение изоферроплатины между зернами хромита и по трещинам, содержащее фазу $RhNiAs$; К и Л – зерно изоферроплатины, окруженное мощной рыхлой каймой измененного магнетита с реликтами изоферроплатины и образованных по ней тетраферроплатины и туламинита; М – кристалл ирарсита в тонкодисперсном агрегате, состоящем из туламинита и сперрилита. Стороны фотографии соответствует 300 мкм.

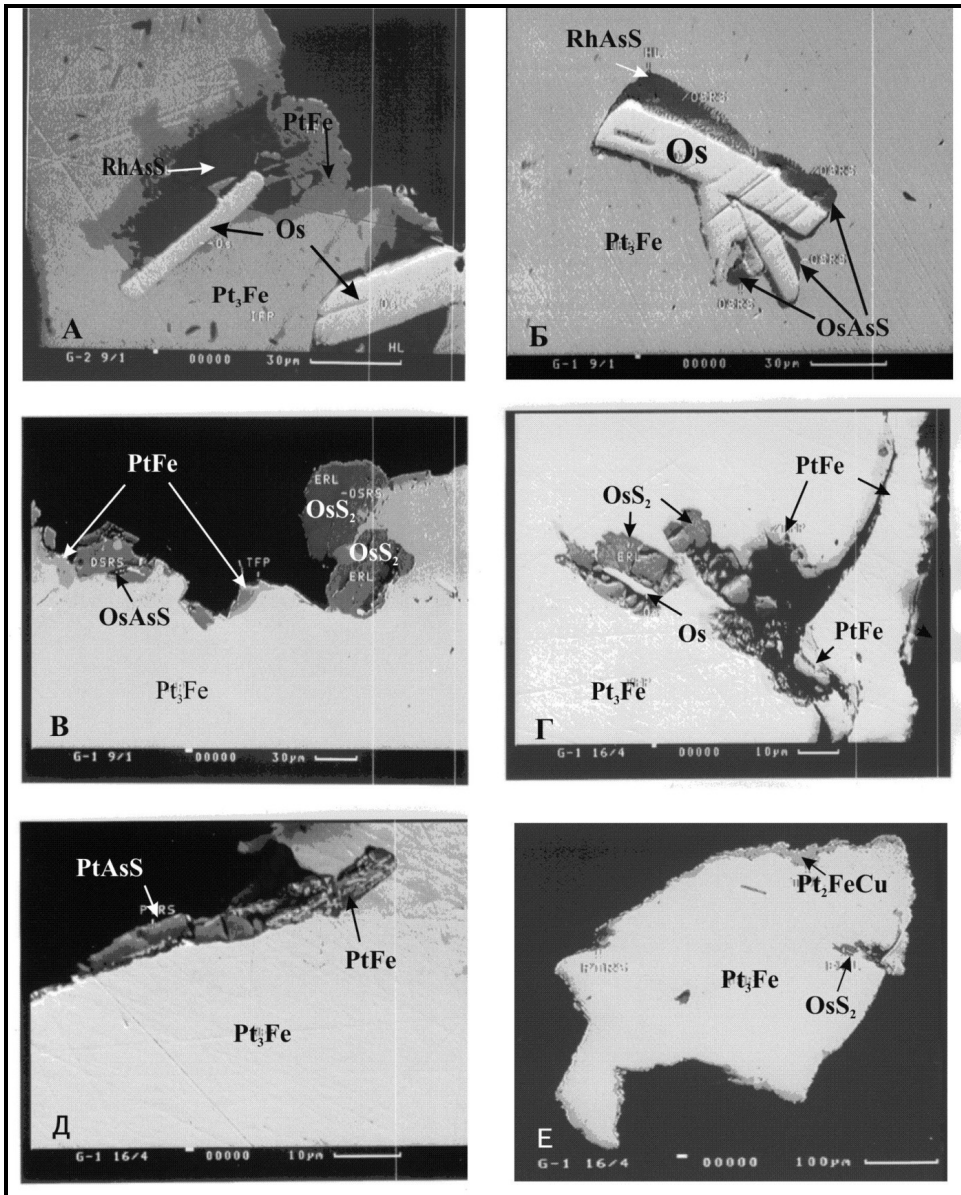


Рис. 5.20. Взаимоотношение МПГ в шливовой платине россыпей реки Левтыриниваям и ручья Ледяного. А – включения осмия и холлингвортита в Pt_3Fe с каймой $PtFe$; Б – включения осмия, осарсита и холлингвортита в Pt_3Fe ; В – кайма тетраферроплатины по изоферроплатине в ассоциации с эрликманитом и осарситом; Г – включения осмия и эрликманита в изоферроплатине с каймой тетраферроплатины $PtFe$; Д – фрагмент каймы тетраферроплатины с платарситом $PtAsS$; Е – кайма туламинита по изоферроплатине с включением эрликманита OsS_2 . Масштабная линейка соответствует 30 мкм (А–Б), 10 мкм (Г, Д) и 100 мкм (Е).

ствуют в формировании ирарсита и холлингвортита. Замещение Pt-Fe сплавов Cu-содержащими фазами является особенностью позднего этапа рудоформирующей системы в известных комплексах урало-алюэского типа: Туламин [Nixon et al., 1990], Юбдо [Евстигнеева, 1992], Гудньюз Бэй [Tolstykh et al., 2002] и Гусевогорском массиве [Cabri, Genkin, 1991].

Туламинит, детально описанный А. Н. Заварицким [Заварицкий, 1928] и А. Г. Бетехтиным [Бетехтин, 1935] на Урале, также развивается по изоферроплатине и обеднен Ir относительно замещаемой им изоферроплатины. Образование этих вторичных фаз в месторождениях Нижнетагильского дунитового массива связывается с процессами серпентинизации массива.

Важным индикатором условий рудообразования является состав Pt-Fe сплавов [Tolstykh, Sidorov, 2004]. В большинстве зерен Pt-Fe сплавов из коренных пород и руд Гальмознанского массива присутствует примесь Ir (рис. 5.21 А). Для иридийной платины наблюдается относительно повышенный фон Os (0,5–1,0 ат. %). Часть ее также обогащена Rh, тогда как примесь Pd практически отсутствует.

Примесь Ir в Pt-Fe сплавах из россыпей, связанных с массивами урало-алюэского типа, является типоморфной и достигает 5,37 мас. % в дунитах и 9,23 мас. % в хромитах. А.Г. Мочаловым [Мочалов, 1994, 1997] этот признак был положен в основу классификации и выделен иридийно-платиновый рудноформационный тип.

Изоферроплатина из россыпи ручья Ледяного и его притоков Сентябрь и Осень имеет состав, наиболее близкий к составу коренной платины. В них Ir также преобладает над другими примесями и достигает 6 ат. %, а в единичных зернах – еще больше (приложение 17). Для большинства зерен концентрация Ir варьирует в пределах 1–4 ат. % (рис. 5.21 Б), при этом отмечается несколько повышенный фон Rh. В аллювии ручья Пенистого среди платины присутствуют как родисто-иридийные, так и палладисто-родистые Pt-Fe сплавы (рис. 5.21 В). В россыпи реки Левтыриновьям, наиболее удаленной от коренного источника, в большей части анализов, **Pt-Fe сплавы обогащены Pd и Rh. Примесь Ir в Pt-Fe сплавах из россыпи Левтыриновьям встречается реже, чем в других россыпях и коренных породах** (рис. 5.21 Г).

Концентрация элементов примесей в Pt-Fe сплавах в различных зональных комплексах мира варьирует от иридийных сплавов (Гудньюз Бэй, Аляска, Инагли) до Ir-Rh сплавов (Файфилд в Австралии и Юбдо в Эфиопии) и, наконец, до палладистых Pt-Fe сплавов из россыпи реки Пустая [Tolstykh et al., 2000]. Геохимическая специализация рудоформирующей системы с понижением температуры эволюционирует вдоль тренда фракционирования от иридийных к родистым и далее к палладистым Pt-Fe сплавам (рис. 5.22). Учитывая эту зависимость, можно сказать, что Pt-Fe сплавы из коренных пород Гальмознанского массива и южных россыпей ручья Ледяной являются более высокотемпературными, чем аналогичные сплавы из россыпей ручья Пенистый и реки Левтыриновьям.

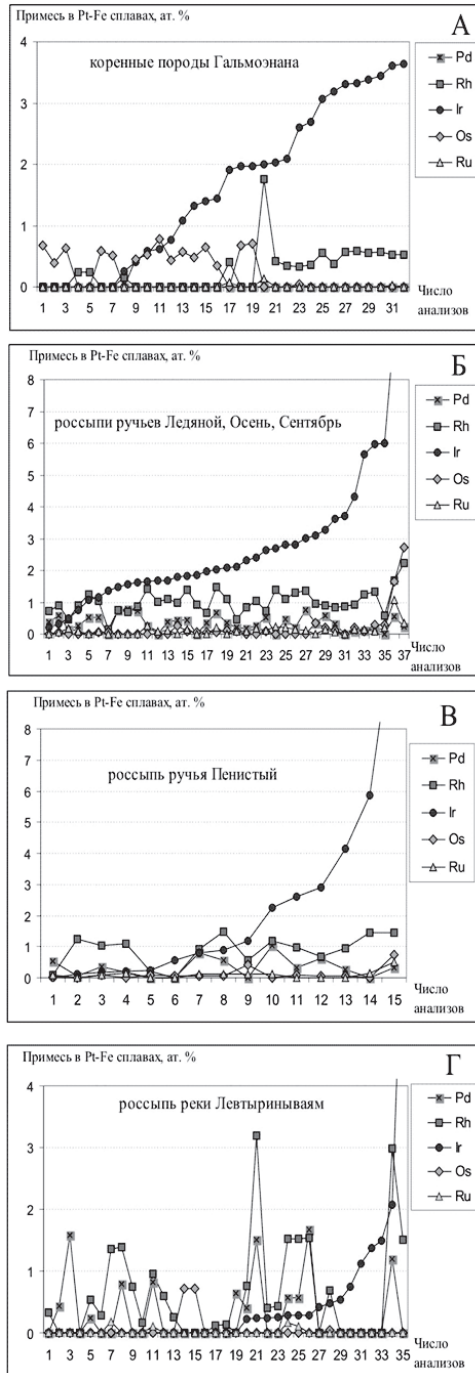


Рис. 5.21. Концентрация элементов примесей в Pt-Fe сплавах из коренных пород Гальмоэнанского массива и прилегающих россыпей. Анализы ранжированы по увеличению концентрации Ir.

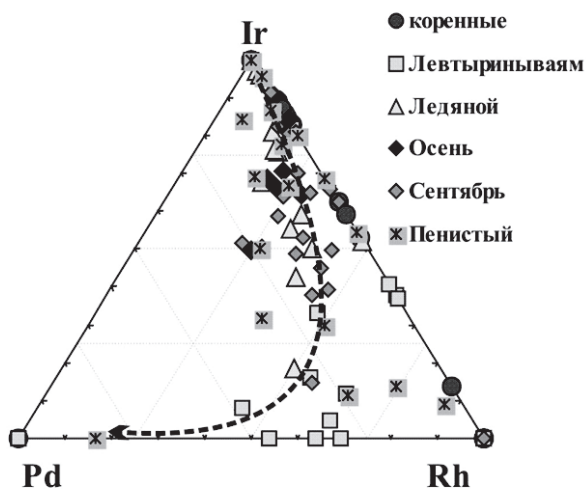


Рис. 5.22. Соотношение элементов примесей в Pt-Fe сплавах из коренных пород Гальмозанского массива и прилегающих россыпей. Тренд указывает на направление развития рудоформирующей системы.

5.4.2. Сплавы Os-Ir-Ru

Os-Ir-Ru сплавы являются составной частью рудоформирующей системы массивов урало-алюскинского типа. Их специфические составы и характер равновесных сростаний с Pt-Fe сплавами являются **типоморфным признаком этого формационного типа** [Рудашевский, 1984, 1989; Дмитренко и др., 1985; Кривенко, Толстых, 1994; Tolstykh, Sidorov, 2001; Tolstykh et al., 2002, 2004; Толстых, Сидоров, 2004].

Os-Ir-Ru сплавы по классификации [Harris, Cabri, 1991] представлены самородными осмием и иридием, присутствующим в виде включений в Pt-Fe сплавах. Кристаллы осмия беспорядочно ориентированы в платино-железистой матрице. Они имеют различные размеры: от тонких пластинок в несколько микрон толщиной (рис. 5.18 А; рис. 5.19 Д; рис. 5.20) до таблитчатых кристаллов, иногда выходящих за пределы платиновых зерен. Иридий находится в платине в виде изометричных выделений или структур распада в ней (рис. 5.23 Б).

Составы осмия образуют осмиевый тренд (рис. 5.24 А) в соответствии с составами этих сплавов из массивов урало-алюскинского типа [Рудашевский, 1984; Кривенко, Толстых, 1994]. Концентрация Ir в осмии для большинства анализов не превышает 10 ат. %. Для иридия также характерна низкая концентрация Ru, но при этом он обогащен Pt (приложение 18; рис. 5.24 Б). В Os-Ir-Ru сплавах также присутствуют примеси Rh до 2,92 мас. %, отмечаются незначительные концентрации Fe и Cu.

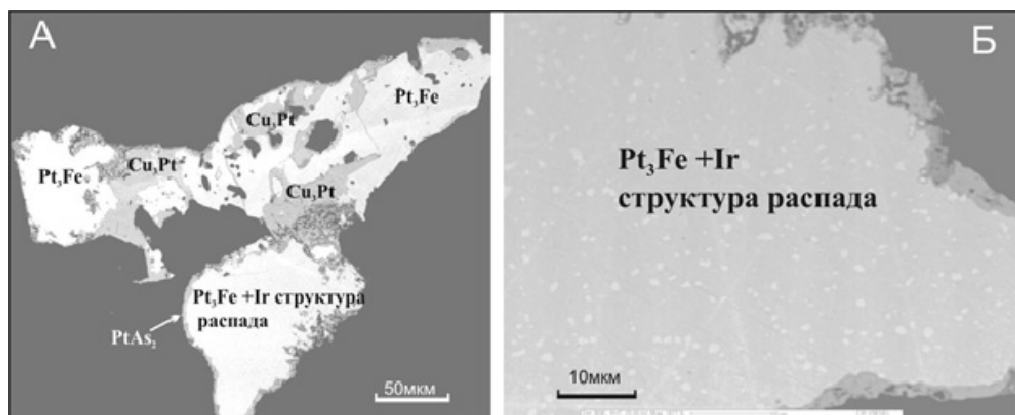


Рис. 5.23. А – зерно изоферроплатины, подверженное замещению вторичным минералам Cu_3Pt и сперритом (тонкая кайма); Б – фрагмент зерна, демонстрирующий изоферроплатино-иридиевый парагенезис (структура распада).

Высокая концентрация Pt в иридии свидетельствует о температурах образования 750–800°C, соответствующих распаду высокотемпературного платино-иридиевого твердого раствора. Включения платиносодержащего иридия всегда находятся в равновесном соотношении с изоферроплатиной, обогащенной иридием (рис. 5.23 Б).

Таким образом, для Гальмоэнанского массива характерны два первично-магматических парагенезиса:

- 1) изоферроплатино-осмиевый, в котором кристаллы осмия включены в изоферроплатину, и
- 2) изоферроплатино-иридиевый, в котором иридий образует структуры распада в изоферроплатине.

Первый парагенезис более широко проявлен в россыпях реки Левтыринываям и ручья Пенистого, а второй распространен в пробах коренных породах бассейна ручья Ледяной и в одноименной россыпи.

5.4.3. Минералы, ассоциирующие с Pt-Fe, Pt-Fe-Cu и Os-Ir-Ru сплавами

Минералы серии *лаурит-эрликманит* ($\text{RuS}_2\text{-OsS}_2$) обнаружены в большинстве образцов из коренных пород и руд Гальмоэнанского массива в виде включений в изоферроплатине размерами около 5–10 мкм (рис. 5.19 Д, Е), в сростаниях с ней (60–100 мкм.) и в виде самостоятельных выделений по трещинам в хромшпинелидах (рис. 5.18 М). Иногда в составе более поздних парагенезисов лаурит формирует каймы и заполняет пустоты (рис. 5.19 В). Форма большинства

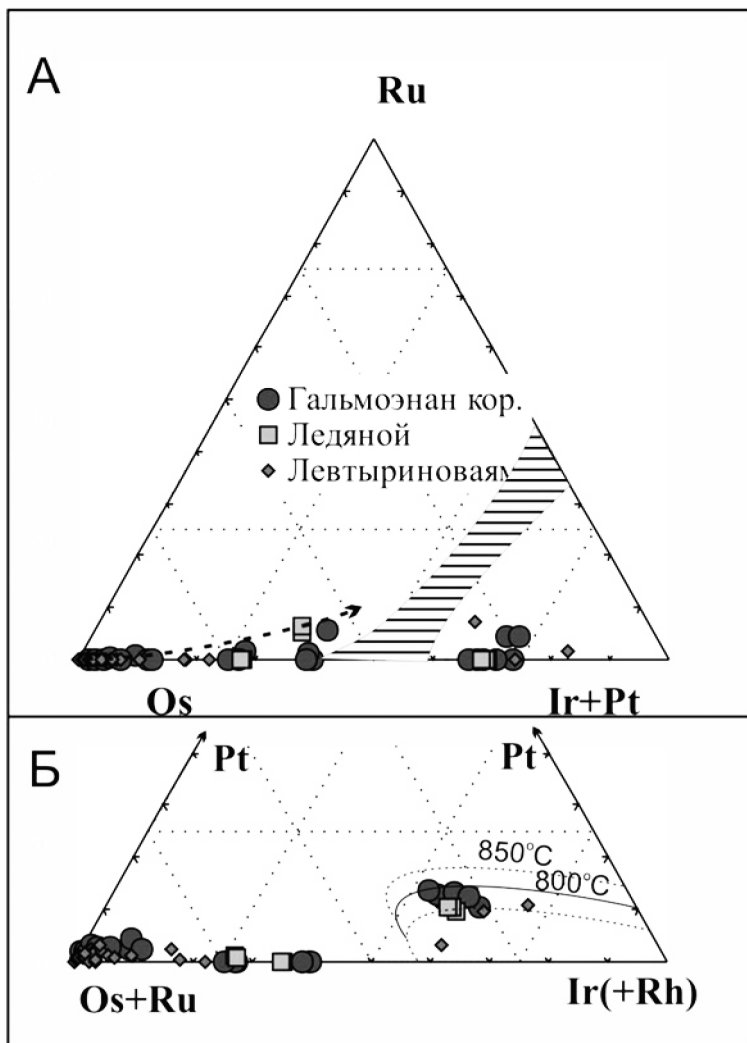


Рис. 5.24. Состав Os-Ir-Ru сплавов из коренных пород Гальмознанского массива и из россыпей ручья Ледяной и реки Левтыриновьям.

включений близка к изометричной, иногда имеет кристаллографическую огранку. Взаимоотношение этих минералов свидетельствует об одновременном или более раннем образовании их по сравнению с изоферроплатиной. Сплавы Pt-Fe, Os-Ir-Ru и сингенетичный с ними сульфид ряда лаурит-эрликманит образуют первичные магматические парагенезисы в коренных Гальмознанского массива, но не исключено и их более низкотемпературное образование. В россыпных проявлениях лаурит и эрликманит также отмечается в виде обособленных изометричных выделений обычно в краевых частях зерен изоферроплатины и железистой платины.

Некоторые выделения эрликманита приурочены к кристаллам осмия в платиновой матрице (рис. 5.20 В,Г).

В системе $\text{RuS}_2 - (\text{Rh}, \text{Ir})\text{S}_2 - \text{OsS}_2$ точки составов этих минералов слагают полный изоморфный ряд от лаурита до эрликманита (рис. 5.25). В коренных породах преобладает лаурит, в котором количество OsS_2 не достигает 50 мол. %. Концентрация примесей Ir (до 6,49 мас. %) и Rh (до 1,48 мас. %) не превышает 15 мол. %. В россыпи реки Левтыринываям преобладает осмиевый член изоморфного ряда эрликманит. Его состав имеет более широкие вариации по содержанию Rh (до 12,15 мас. %). В Rh-содержащем эрликманите присутствует As до 7,42 мас. % (приложение 19). В этом случае эрликманит образует твердый раствор с ирарситом $\text{OsS}_2 - \text{OsAsS}$. Общую формулу этих составов можно изобразить в виде $(\text{Os}, \text{Rh})(\text{S}, \text{As})_2$. Как правило, Rh-содержащий эрликманит находится в парагенезисе с осмиевыми кристаллами в Pt-Fe матрице. Близкий по составу эрликманит, в котором концентрация Rh составила 11 мас. %, а As – 7,1 мас. %, отмечался ранее при описании МПГ из платиновых россыпей Урала [Бегизов и др., 1976].

Тиошпинели ЭПГ $(\text{Cu}, \text{Fe})(\text{Rh}, \text{Ir}, \text{Pt})_2\text{S}_4$ в россыпной ассоциации представлены всеми разновидностями системы купрородсит-купроиридит-маланит. Состав их варьирует в пределах поля тиошпинелей, но преобладает купрородсит (рис. 5.26). Эти минералы являются более поздними по отношению к первичным сплавам и заполняют в них пустоты. Часть Cu в минералах замещается Fe, реже присутствует Ni до 1,15 мас. %.

Куперит PtS обнаружен в парагенезисе с туламинитом и хонгшитом в виде включений в изоферроплатине в россыпи реки Левтыринываям. Все зерна куперита имеют близкий друг к другу состав, характеризующийся отсутствием элементов примесей и некоторым отклонением от стехиометрии в сторону серы (приложение 20).

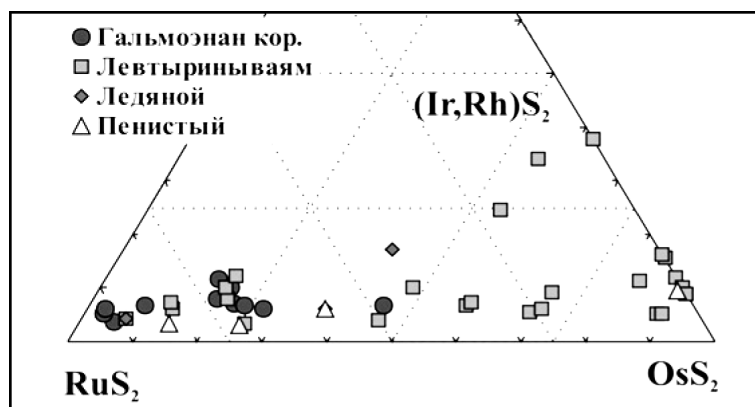


Рис. 5.25. Состав лаурита-эрликманита из коренных пород Гальмоэнанского массива и прилегающих россыпей.

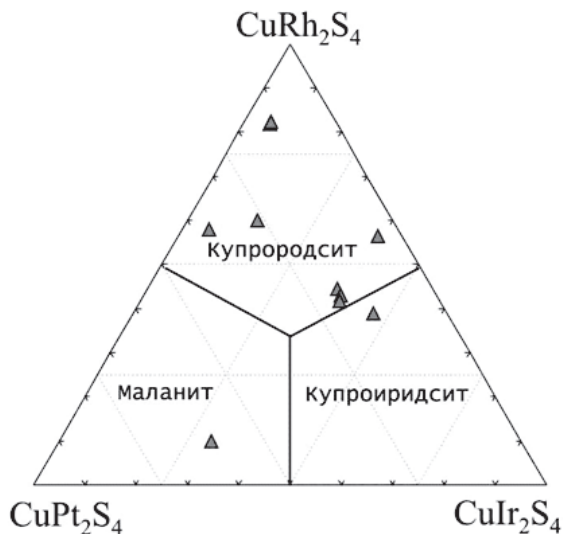


Рис. 5.26. Состав тиошпинелей ЭПГ из включений в Pt-Fe сплавах из россыпей.

Боуит-кашинит $Rh_2S_3-Ir_2S_3$, аналогично тиошпинелям ЭПГ, как правило, присутствует в виде не имеющих огранки ксеноморфных включений, принимающих форму заполняемых ими пустот в Pt-Fe сплавах. Минералы содержат примеси Pt и Pd (приложение 20). В кашините Rh и Ir имеют равные атомные соотношения, но с незначительным преобладанием Ir, что соответствует 52 мол. % кашинита.

Сульфид родия Rh_3S_5 относится к неназванной фазе. Он четко рассчитывается на представленную формулу и отличается от боуита недостатком серы (приложение 20). Сульфид также содержит значительные примеси Pt, Ir и Pd, и его формулу можно записать как $(Rh,Pt,Ir)_4S_5$. Существует множество природных находок неназванных сульфидов родия с различной стехиометрией [Daltry, Wilson, 1997], однако исследуемая фаза наиболее близка к синтетическому соединению Rh_3S_4 [Cabri and Laflamme, 1981] или минералу боуиту Rh_2S_3 [Desborough, Griddle, 1984].

Сульфид $(Rh,Fe)_3S_2$ не известен как минерал и не имеет синтетических аналогов, хотя он стехиометрически соответствует предложенной формуле и, вероятно, является неустойчивым промежуточным соединением, возможно, продуктом десульфуризации боуита при воздействии на известный материал серпентинизирующих растворов. Неназванный сульфид Rh с подобной стехиометрией описан в офиолитах Финеро, Италии [Garuti et al., 1995], а исследуемая фаза из россыпи реки Левтыринваям содержит примесь Fe.

Моносульфидный твердый раствор (MSS) с общей формулой $Me_{1-x}S$, где в качестве Me установлены Fe, Ni, Cu и ЭПГ, обнаружен в виде мелких включений (10–30 мкм), заполняющих пустоты в изоферроплатине. Соотношение между ме-

таллами варьирует, но Fe преобладает над Ni и Cu (приложение 20). Среди MSS отмечаются составы, близкие к Pt- и Rh-содержащему пирротину. Концентрация Pt составляет 2,47 мас. %, а Rh – 10,4 мас. %. В некоторых выделениях MSS концентрация Rh и Pt вместе составляют четвертую часть от суммы всех металлов.

Кобальтпентландит ($Fe, Co, Ni, ЭПГ$), S_8 , размер зерен 50–100 мкм, развивается вдоль границы одного из зерен изоферроплатины. Зерна имеют сложный и переменный состав, по стехиометрии наиболее приближающийся к кобальтпентландиту. Формулы конкретных анализов отклоняются от идеальной стехиометрии как в сторону избытка S, так и в сторону ее недостатка (приложение 20). В двух из 4-х анализов Co преобладает над Fe. Концентрация Ir в нем распределена неравномерно и достигает значительных размеров (до 24,67 мас. %), превышая концентрацию Ni в тех случаях, где Fe преобладает над Co. Наряду с Ir в нем содержатся Pt и Rh (приложение 20).

Промежуточный твердый раствор (ISS). В одном из коренных образцов проанализирована вторичная Fe-Pt-Cu-S фаза, развивающаяся по изоферроплатине с концентрацией Pt 19,84 мас. % (приложение 20). Она имеет формулу, наиболее близкую к железистому аналогу пентландита Fe_9S_8 .

Сульфоарсениды ЭПГ (Rh, Ir, Pt, Os, Ru)AsS встречаются в виде ксеноморфных, иногда идиоморфных, включений в изоферроплатине, приуроченных к краю зерен (рис. 5.18 Е; рис. 5.19 Г, М). Для россыпных ассоциаций характерными являются осарсит $OsAsS$ и холлингвортит $RhAsS$, которые в виде линзовидных выделений ассоциируют с осмием (рис. 5.20 А, Б) или в виде изометричных выделений находятся в тетраферроплатине (рис. 5.20 В, Д). В коренных образцах ксеноморфные включения, как правило, ирарсита ($IrAsS$) и платирсита ($PtAsS$) в ассоциации со сперрилитом находятся на фронте замещения изоферроплатины туламинитом или внутри туламинитовой каймы (рис. 5.20 Ж).

Элементы Rh, Ir, Os и Pt в сульфоарсенидах, замещаясь между собой, образуют сложную изоморфную систему (рис. 5.27). В коренных породах преобладает иридиевый компонент системы с характерными для него ирарсит-холлингвортитовым и ирарсит-платарситовым трендами (приложение 21). Особенностью сульфоарсенидов из коренных пород Гальмознанского массива является низкое содержание Ru и Os, тогда как в россыпи реки Левтыриновьям распространены холлингвортит-ирарситовый и холлингвортит-платарситовый изоморфные ряды. Кроме того, здесь отмечается осарсит-платарситовый тренд составов (рис. 5.27). Осарсит из россыпи реки Левтыриновьям отклоняется от стехиометрии в сторону избытка серы и образует изоморфный ряд с лауритом ($OsAsS - OsS_2$). В то же время в платарсите из коренных пород отмечается избыток мышьяка, и по составу он относится к ограниченному изоморфному ряду платарсита со сперрилитом ($PtAsS - PtAs_2$) (рис. 5.28).

Сперрилит ($PtAs_2$) встречается как в коренных породах, так и в россыпях. Как правило, эта фаза присутствует в составе наложенных парагенезисов и ассоциирует с туламинитом, образуя графические структуры (рис. 5.19 М) или внешние каймы (рис. 5.18 Д, Ж, К). Иногда наблюдаются полное замещение туламанита



Рис. 5.27. Состав сульфоарсенидов ЭПГ из включений в Pt-Fe сплавах из коренных пород Гальмознанского массива и россыпи реки Левтыринваям.

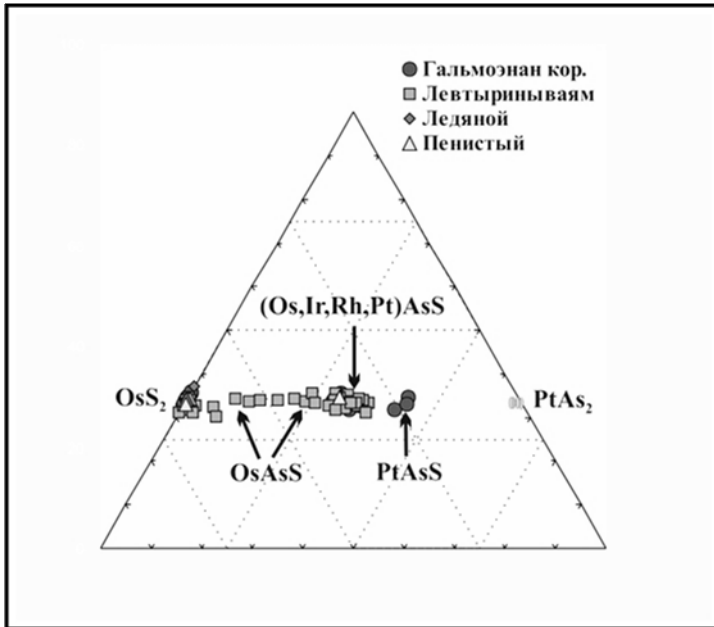


Рис. 5.28. Изоморфный ряд между эрликманитом и осарситом, характерный для россыпи реки Левтыринваям.

сперрилитом. В отдельных образцах сперрилит формирует тонкие каймы непосредственно по изоферроплатине, заполняет трещины в зернах хромшпинелида или располагается непосредственно в серпентине, тяготея к краю платиновых зерен и ассоциируясь с другими МПГ (рис. 5.19 Ж). Каймы сперрилита часто имеют зональное строение, обладая на контакте с изоферроплатиной пористой структурой, которая переходит в массивную структуру с внешней стороны каймы. Образование сперрилита однозначно следовало за туламинитом, но предшествовало возникновению антимонидов и висмутидов ЭПГ, которые также находятся в составе поздних наложенных минеральных ассоциаций.

По составу сперрилит из коренных пород и россыпи реки Левтыриновьям несколько отличается друг от друга (приложение 22). В сперрилите из россыпи преобладает примесь Rh (до 2,14 мас. %), присутствуют As (до 1,27 мас. %) и реже Sb (до 5,63 мас. %). Зерна сперрилита из коренных пород и руд обнаруживают композиционную зональность, и их состав может сильно варьировать в пределах одного зерна. В качестве примесей отмечаются Fe и Cu, количество которых достигает 2,69 и 2,78 мас. % соответственно. В коренных породах выявлен также Sb-содержащий сперрилит (до 23,87 мас. % Sb), который образует изоморфный ряд с геверситом (до 37 мол.% $PtSb_2$). Аналогичные составы были описаны в гипербазитах Северного Вьетнама [Поляков и др., 1999] и в пироксенитах Файфила [Johan et al., 1989]. Твердые растворы ряда сперрилит-геверсит являются поздними, низкотемпературными минералами, образовавшимися на заключительных стадиях магматического процесса при температурах 670–710°C (Johan et al. 1989). Морфологические особенности сперрилита из Гальмознанского массива свидетельствуют о его постмагматическом образовании.

Палладодимит $(Pd,Rh)_2As$ образует изометричные включения в изоферроплатине. Он относится к члену изоморфной серии составов с родарсенидом $(Rh,Pd)_2As$, доля которого в палладодимите составляет 39 мол. %. Этот минерал также содержит Rh (до 11,9 мас. %) и Sb (до 1,6 мас. %) (приложение 22).

Родарсенид Rh_2As и неназванная фаза Rh_3As относятся к редким природным соединениям Rh и As. Неназванная фаза наиболее близка к полкановиту $Rh_{12}As_7$. Оба эти соединения содержат Pt, содержание которой достигает 20 мас. %.

Стибиопалладинит Pd_3Sb_2 в исследуемой ассоциации является поздним, наложенным минералом, он замещает Pt-Fe сплавы по периферии зерен и присутствует в сростаниях со сперрилитом, сульфоарсенидами и туламинитом. Минерал содержит 4 мас. % Cu.

Генкинит $(Pt,Rh,Pd)_4Sb_3$ обнаружен в виде включения в Pt-Fe сплаве в россыпи реки Левтыриновьям. Концентрация Rh в нем достигает 12,8 мас. %; присутствует Cu (приложение 22).

Неназванная фаза $(Pt,Fe,Cu)_2(As,Sb,Bi)$ сложного состава обнаружена в парагенезисах коренных руд. Она развивается по сперрилиту и представляет собой висмутостибиоарсенид Pt. Преобладающими элементами, как и в сперрилите, являются Pt и As. Данная фаза, вероятнее всего, является низкотемпературным продуктом изменения сперрилита.

Неазванная фаза Pd_2CuSb обнаружена как в коренных породах Гальмознанского массива, так и в россыпи реки Левтыринываям. Она является поздним минералом, включенным в туламинитовую кайму по изоферроплатине (рис. 5.19 Б), иногда находится в тесном срастании со сперрилитом. Соединение является устойчивым по составу, во всех случаях четко рассчитывается на формулу Pd_2CuSb , содержит постоянную примесь Pt (0,7–3,9 мас. %) (приложение 22). Подобная фаза встречалась ранее в россыпях Северной Бирмы [Hagen and Weiser, 1990].

Неазванная фаза $RhSb$ обнаружена в **Pt-Fe матрице**. Она содержит переменное количество Pt (до 14,8 мас. %), Ir (до 5,9 мас. %) и As (до 3,5 мас. %). Известен синтетический аналог этого соединения [Hansen, Anderko, 1958].

Неазванная фаза с формулой $(Pd_{0,58}Fe_{0,26}Cu_{0,22})_{1,06}(Te_{0,48}S_{0,40}Bi_{0,06})_{0,94}$ была обнаружена в составе поздних парагенезисов, она содержит 34,19 мас. % Pd, 33,74 мас. % Te. В качестве примесей определены Fe, Cu, Bi и S в количестве 8,23, 7,51, 6,66 и 6,93 мас. % соответственно. Возможно, что это продукт замещения котульскита $PdTe$.

Неазванные соединения переменного состава $PtHg$ – Pt_3Hg_3 обнаружены также среди вторичных минералов, заполняющих пустоты и трещины в изоферроплатине в минеральной ассоциации россыпи реки Левтыринываям. Амальгама платины имеет неоднородную структуру (рис. 5.29 А–В) и переменный состав.

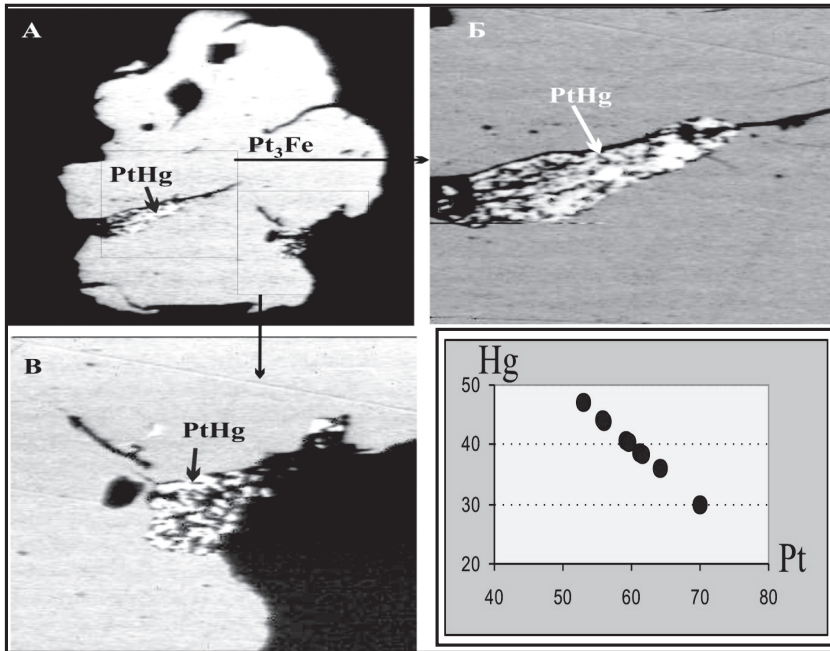


Рис. 5.29. Морфология выделения Pt-Hg и их составы (мас. %) в матрице изоферроплатины.

Соотношение элементов в проанализированных точках изменяется от PtHg до Pt₇Hg₃ (рис. 5.29 А, Г). Pt-Hg сплав является неустойчивым соединением, и точки анализов фиксируют различные стадии амальгамирования платины (приложение 23).

Твердые растворы ЭПГ и Fe переменного состава обнаружены в виде включений в Pt-Fe и представлены преимущественно тремя системами: **Fe-Ir-Rh**, **Fe-Ir-Pt**, а также **Fe-Ru-Os**, соответствующие гексаферруму [Мочалов и др., 1998]. Среди них встречаются как гомогенные фазы, так и пористые агрегаты с недостатком аналитической суммы (приложение 24) и с пониженной отражательной способностью. Минералы этих систем образуются по различным сульфидам и сплавам ЭПГ. Сумма элементов в анализах варьирует от 71 до 94 мас. %. Вероятно, они являются промежуточными соединениями между первичными сплавами и сульфидами платиновых металлов и стабильным гексаферрумом.

Fe-Ir-Rh соединения обнаружены в коренных породах и в россыпях. В большинстве случаев Fe (+Cu) преобладают над суммой ЭПГ по аналогии с иридиевым гексаферрумом (Fe,Ir) и являются иридиево-родиевым (Fe,Ir,Rh) или родиевым (Fe,Rh) гексаферрумом. Сплавы (Fe,Rh,Ir) расположены на контакте платины с хромитом или локализованы в трещинах платиновых зерна. Они имеют серовато-кремоватый оттенок, аналогичный боуиту, иногда содержат реликты S (приложение 24), что предполагает их образование путем замещения боуита.

Соединения системы **Fe-Ir-Pt** установлены в образцах из коренных пород. Они развиваются по периферии зерен изоферроплатины или изоферроплатино-иридиевых структур распада, представлены пористыми агрегатами или однородной массой. Во всех случаях они имеют недостаток суммы (64–94 мас. %). Концентрация Fe уступает металлам платиновой группы (40–50 ат. %), а между Ir и Pt отмечаются разные отношения. Низкие аналитические суммы, характер выделений позволяют предположить, что эти фазы являются оксидами или гидроксидами ЭПГ. Они могут соответствовать составам платино-иридиевого гексаферрума [Мочалов и др., 1998].

Твердые растворы переменного состава **Fe-Ru-Os**, также с пониженной аналитической суммой (приложение 24), низкой отражательной способностью и оптической зональностью обнаружены в виде вторичных фаз, включенных в Pt-Fe сплавы из россыпи реки Левтыриновьяам. Вероятно, они относятся к рутенисто-осмистому гексаферруму. Состав их широко варьирует, но концентрация Fe стабильно составляет 40–50 ат. %. Подобные фазы были описаны ранее [Дмитренко, 1994] в различных офиолитовых комплексах, в виде псевдоморфоз по минералам серии лаурит-эрликманит. В анализах присутствуют следы S, что может также указывать на образование их в результате десульфуризации лаурита.

Рудные минералы цветных металлов. С процессами серпентинизации связано многообразие минеральных видов, обусловленное привносом в рудную зону многочисленных элементов, не участвующих в магматическом процессе. К ним относятся, кроме приведенных выше платиносодержащих минералов (сперрилита, ЭПГ-содержащих MSS и ISS, также сульфидов и арсенидов ЭПГ), и другие со-

единения: пирит, халькопирит, пирротин, хизлевудит, никелин, герсдорфит, шэндит, сфалерит, неназванная фаза состава $(\text{Pd,Fe,Cu})(\text{Te,S,Bi})$, HgTe и Pb_2Sn (приложения 25 и 26). Эти минералы всегда локализируются в серпентиновых прожилках и часто ассоциируют с платино-железистыми сплавами, а их составы отражают состав серпентинизирующего флюида. В парагенезисе с МПГ широко представлены арсениды никеля (с преобладанием Ni над As), среди которых наиболее часто отмечаются орселит Ni_5As_2 , маухерит $\text{Ni}_{11}\text{As}_8$, никелин NiAs , образующие сростания с МПГ и относящиеся к низкотемпературным гидротермальным образованиям.

Вызывают несомненный интерес широко распространенные **самородные металлы и их сплавы**, находящиеся в парагенезисе с МПГ. Среди них наиболее распространенным является **аваруит** (приложение 27). Это железо-никелевый сплав с соотношением Ni к Fe близким к 3:1, с незначительным разбросом концентрации Ni в интервале 55–73 ат. %. Аваруит, как и Pt-Fe сплавы, располагается в прожилках и трещинах в оливине и хромшпинелидах и содержит некоторое количество Cu, Co, а также следы S. Многочисленные наблюдения свидетельствуют о том, что во многих случаях образование этого минерала происходит за счет пентландита.

Иногда аваруит находится в ассоциации с графитом, что свидетельствует о восстановительном характере флюидов, отвечающих за образование самородных фаз, однако есть примеры образования аваруита без видимой связи с сульфидами. Наблюдаются линейно расположенные выделения аваруита в зернах хромшпинелидов, приуроченные к зонам замещения хромшпинелидов хроммагнетитом. Кроме того, аваруит совместно с вайрауитом отмечается непосредственно в матрице серпентиновых прожилков. Наиболее часто в парагенезисе с аваруитом отмечается вайрауит, самородная медь, сфалерит и изоферроплатина, образующие сложные агрегаты и каймы замещения.

Образование аваруита является наиболее значимым и широко проявленным процессом перераспределения Ni при серпентинизации. До недавнего времени находки этих минералов считались достаточно экзотическими. Исследование серпентинизированных пород многочисленных массивов Монголии, Урала, Америки, Сибири, показало, что процесс образования аваруита имеет планетарный характер и характерен для дунитов как альпинотипных, так и габбро-клинопироксенит-дунитовых комплексов.

Кроме перечисленных минералов, в парагенезисе с аваруитом, отмечается **цинкистая медь** с формулой Cu_2Zn , **самородный цинк** и **Zn-Fe-Ni сплавы** переменного состава, которые включены в серпентиновые прожилки (приложения 28 и 29), а также **Fe-Co сплавы**, находящиеся в парагенезисе с Fe-Ir гексаферрумом. По составу они приближаются к двум соединениям Fe_4Co и Fe_3Co_2 , хотя экспериментально известны и другие их устойчивые фазы, одна из которых (FeCo) относится к вайрауиту. Также были обнаружены колорадоит HgTe практически с идеальной стехиометрией (62,55 мас. % Hg и 38,90 мас. % Te), и неназванная фаза Pb_2Sn (76,07 мас. % Pb, 20,84 мас. % Sn и 0,97 мас. % Cu) со стехиометрической формулой $\text{Pb}_{1,98}(\text{Sn}_{0,94}\text{Cu}_{0,08})_{1,02}$

Таким образом, завершающими процессами воздействия серпентинизирующих растворов на магматические парагенезисы является восстановление (десульфуризация и деарсенитизация) различных металлов и образование редких природных сплавов в ассоциации с МПГ.

5.4.4. Типоморфные признаки минеральных парагенезисов россыпей и их коренных источников

Состав Pt-Fe сплавов и примесей в них в массивах габбро-клинопироксенит-дунитовой формации зависит от геохимической специализации рудоформирующей системы и от стадии их формирования в процессе становления интрузива, что находит отражение в минералого-геохимической зональности продуктивных парагенезисов. Минеральные ассоциации в россыпях отражают либо общую эволюцию развития рудоформирующей системы в коренном источнике, либо ее фрагмент. Это обусловлено различными факторами, главными из которых являются: степень удаленности россыпи от коренного источника, уровень эрозионного среза массива, пропорции дунитов, хромитов и пироксенитов, участвующих в эрозии. Логично, что в наиболее удаленных участках россыпей присутствует материал из верхних горизонтов массива [Некрасов и др., 1994]. Так, например, МПГ из россыпи реки Левтыринываям отражают условия их образования в верхних эродированных частях комплекса, сложенных пироксенитами и мелкозернистыми дунитами, а МПГ из россыпи ручья Ледяной – более глубокие горизонты, поскольку ручей и его притоки дренируют крупно- и среднезернистые дуниты с рудными телами хромитов. На основе сравнительного анализа минеральных ассоциаций из коренных руд и из россыпей можно проследить минералого-геохимическую зональность Гальмоэнанского массива.

Платина из апикальных частей массива и пироксенитовой оторочки восточного склона (шлиховой ореол реки Левтыринываям) является Rh-Pd-содержащей по сравнению с Ir-содержащей платиной глубоких рудных горизонтов и из шлихового ореола ручья Ледяной, дренирующего дунитовое ядро с хромитовыми проявлениями. В шлиховом ореоле ручья Пенистый, дренирующего краевые, существенно пироксенитовые породы западного склона массива также отмечается значительная доля родисто-палладистой платины. Pt-Fe сплавы из коренных пород и ручья Ледяной представлены изоферроплатиной Pt_3Fe , тогда как в Pt-Fe сплавах из россыпи реки Левтыринываям отмечается повышенная железистость платины. В Pt-Fe сплавах из россыпи реки Левтыринываям преобладает изоморфная примесь Pd, часто встречается изоферроплатино-осмиевый парагенезис, и среди включений встречаются палладиевые фазы, но существенно распространены осмиевые минералы: самородный осмий (изоферроплатино-осмиевый парагенезис), эрликманит OsS_2 и осарсит $OsAsS$. При этом для рудной платины из хромититов и россыпи ручья Ледяного характерна иридиевая платина, распространен изоферроплатино-иридиевый парагенезис, и среди включений существенную роль игра-

ют минералы ряда ирарсит-холлингвортит. Таким образом, от апикальных частей массива, сложенных мелкозернистыми дунитами, и от пироксенитовых оторочек к его внутренним частям, сложенным крупнозернистыми дунитами с хромшпинелидовыми шлирами, увеличивается концентрация Ir, а концентрация Pd и Os убывает. Повышенная летучесть серы на магматическом этапе обусловила формирование минералов серии $\text{RuS}_2 - \text{OsS}_2$, находящихся в ассоциации с магматическими парагенезисами. Повышение активности As на постмагматическом этапе привело к образованию наложенной сперилитовой минерализации.

Минеральные ассоциации в россыпях, связанных с Гальмоэнанским массивом, в целом аналогичны минеральным парагенезисам коренных пород. Рассмотренные ассоциации МПГ в каждой из россыпей отличаются по своему минералогическому-геохимическому типу, отражая рудную специализацию эродированных горизонтов, но в целом характеризуют эволюцию магматических и гидротермальных парагенезисов всего интрузива.

5.5. Форма выделений и механизм формирования платиносодержащей минерализации

Состав МПГ в рудных проявлениях является своеобразным индикатором среды минералообразования, и результаты изучения минеральных парагенезисов могут быть использованы для реконструкции условий и механизма миграции, концентрации и перераспределения элементов платиновой группы. Прежде чем перейти к характеристике особенностей платинометального оруденения, следует отметить, что изучаемые образцы были представлены в основном свежими породами. Серпентинизация отмечалась лишь в виде тонких пленок, обволакивающих оливин и хромшпинелиды, а также по сети тонких прожилков, к которым, как оказалось, приурочено большинство выделений МПГ. Хромитовые тела также располагались в неизмененных дунитах, но в большинстве случаев между вмещающим дунитом и хромитом отмечается серпентиновая кайма переменной мощности. Исследования выделений МПГ в коренных породах и рудах Гальмоэнанского массива позволило выявить прямые признаки участия флюида в рудообразующем процессе и представить эволюцию платинометального оруденения в массивах урало-алаякского типа.

5.5.1. Морфология выделений рудной платины

Преимущественный тип выделений рудной платины – интерстициальный. МПГ в ассоциации с гидросиликатами (хлоритом, серпентином) заполняют межзерновое пространство, а также выполняют сложную систему трещин, каналов и пор в хромшпинелидах и оливинах различных генераций, связанных с определенными этапами формирования и становления интрузивного тела (рис. 5.30, рис. 5.31, рис. 5.32). Как отмечал Н.К. Высоцкий [Высоцкий, 1925] «платина принима-

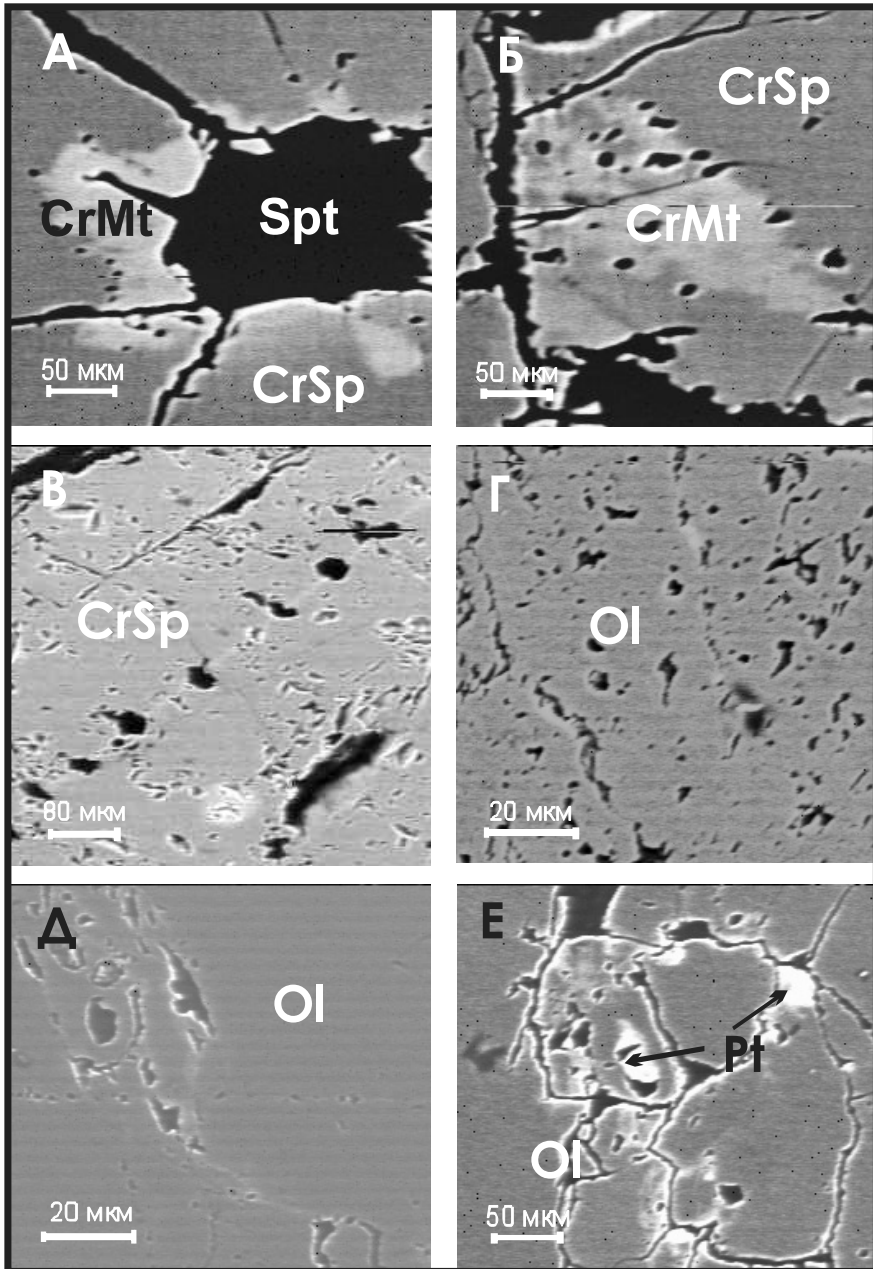


Рис. 5.30. Поры, трещины и каналы в хромшпинелидах (CrSp) и оливине (Ol). Здесь и далее изображения в отраженных электронах получены на микрозонде «Camebax-micro».

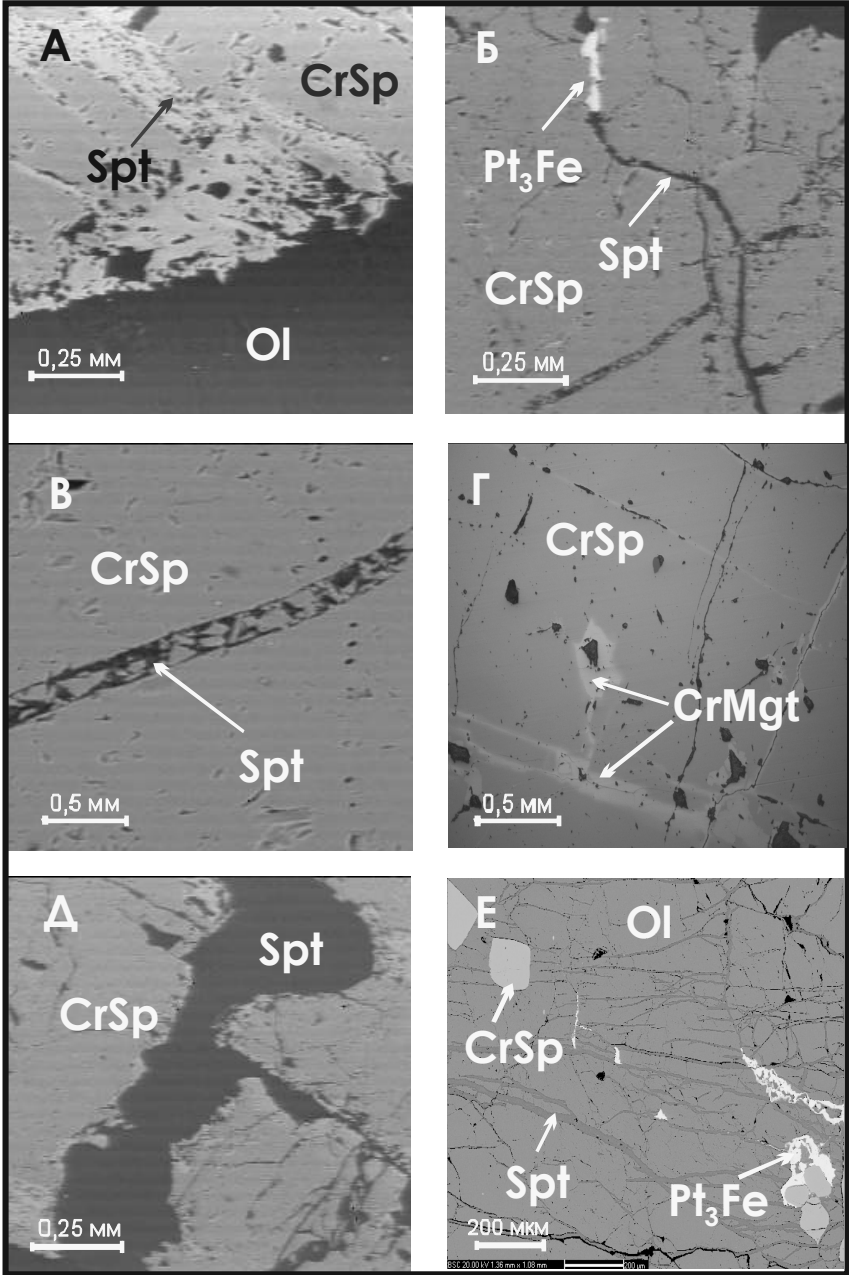


Рис. 5.31. Поры в хромшпинелидах (CrSp) и прожилки серпентина (Spt) в оливине (Ol), в которых отлагаются МПГ (Pt₃Fe). Г – образование хроммагнетита (CrMgt) по трещинам в хромшпинелиде (CrSp).

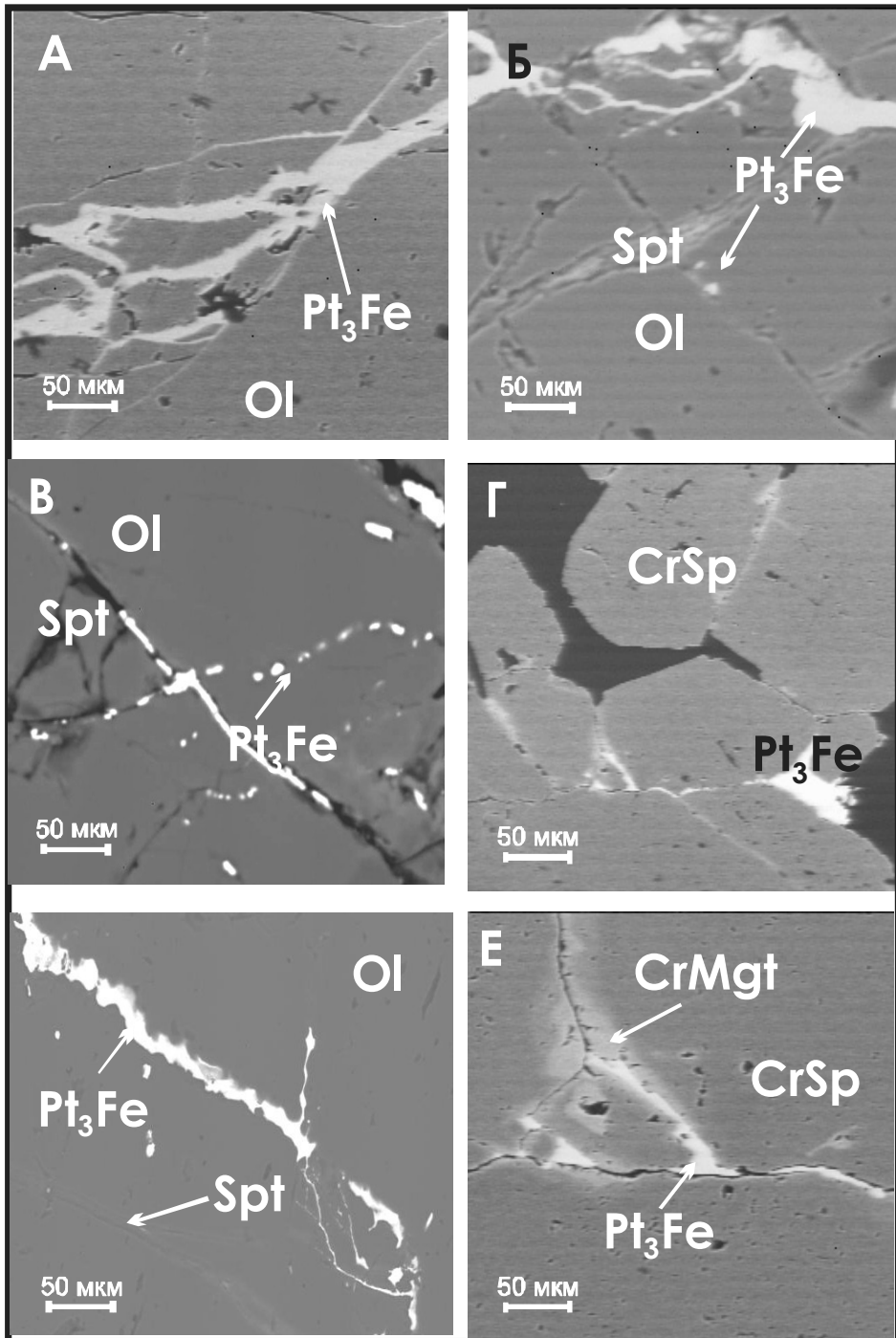


Рис. 5.32. Отложение МПГ (Pt_3Fe) в трещинах и каналах в оливине (Ol) и хромшпинелидах (CrSp), часть из которых заполнена серпентином (Spt) и хроммагнетитом (CrMgt).

ет иногда жилковатую форму серпентина» (рис. 5.33, рис. 5.34), и основная масса МПГ выполняет пространство между зернами хромшпинелидов, цементируя их. Гнезда рудной платины (от единиц микрон до десятков мм) в случаях локализации в оливиновой матрице, как правило, также примыкают к скоплениям хромшпинелидов (рис. 5.35, рис.5.36). Однако в тонких граничных областях между МПГ и хромшпинелидами всегда отмечаются маломощные прослойки, сложенные серпентином, реже хлоритом переменного состава (рис. 5.37, рис. 5.38). Мощность таких прослоев варьирует от единиц мкм до нескольких мм. В случае крупных выделений серпентин обволакивает МПГ тонким микронным слоем. Там, где сеть серпентиновых прожилков образует раздувы и полости, МПГ всегда находится

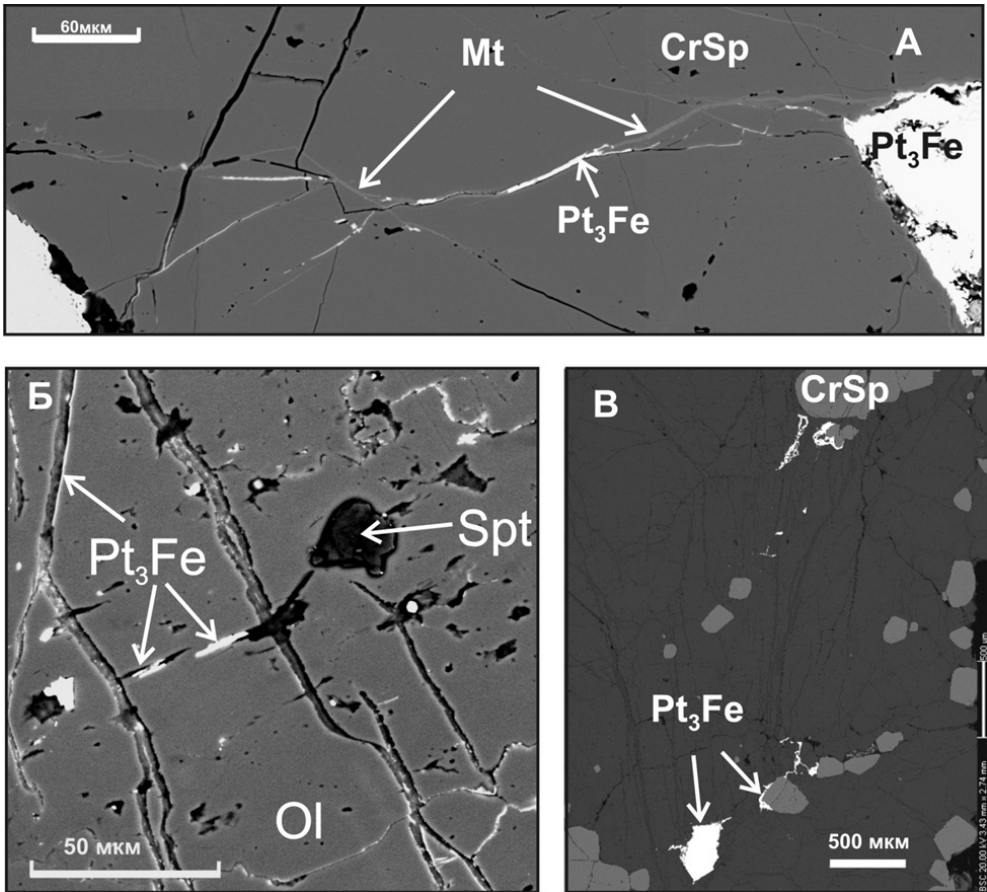


Рис. 5.33. А – отложение изоферроплатины (Pt_3Fe) по трещинам и каналам в хромшпинелиде ($CrSp$), часть прожилков выполнена магнетитом (Mt); Б – поры и каналы в оливине (Ol), по которым отлагается изоферроплатина (Pt_3Fe), часть пор заполнена серпентином (Spt); В – отложение изоферроплатины (Pt_3Fe) по серпентинитовым прожилкам в оливине и на зернах хромшпинелидов ($CrSp$).

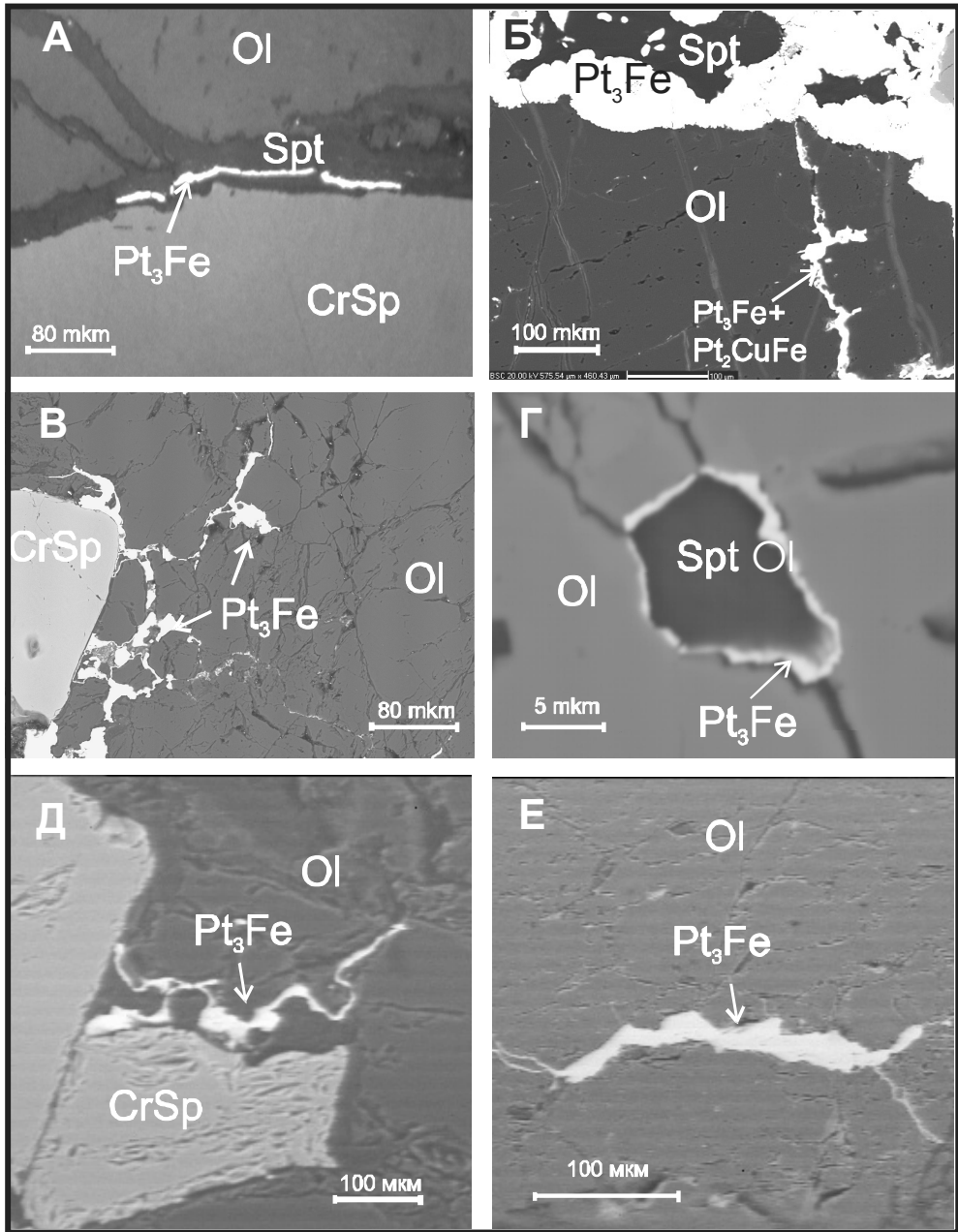


Рис. 5.34. А – отложение изоферроплатины (Pt_3Fe) в серпентиновом прожилке на контакте хромшпинелида ($CrSp$) и оливина (Ol); Б – две генерации изоферроплатины (Pt_3Fe) и туламинита (Pt_2CuFe) в оливиновой матрице; В – отложение изоферроплатины (Pt_3Fe) по трещинам в оливине (Ol) и вокруг зерна хромшпинелида ($CrSp$); Г – отложение вторичной платины (Pt_3Fe) на стенках каналов в оливине (Ol); Д, Е – отложение изоферроплатины (Pt_3Fe) по прожилкам серпентина в оливине.

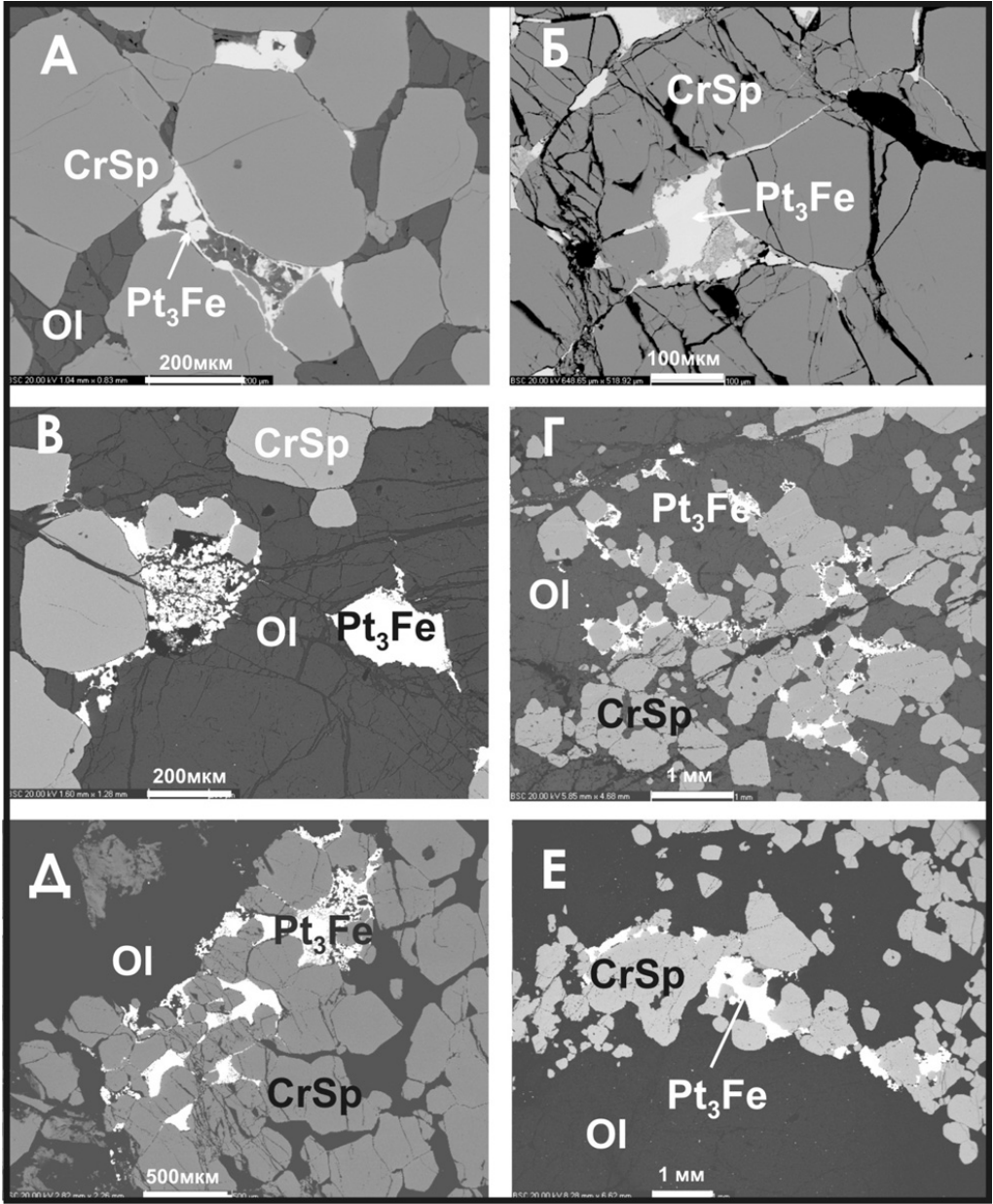


Рис. 5.35. Морфология выделения МПГ (Pt₃Fe) в оливин (Ol)-хромшпинелевом (CrSp) агрегате.

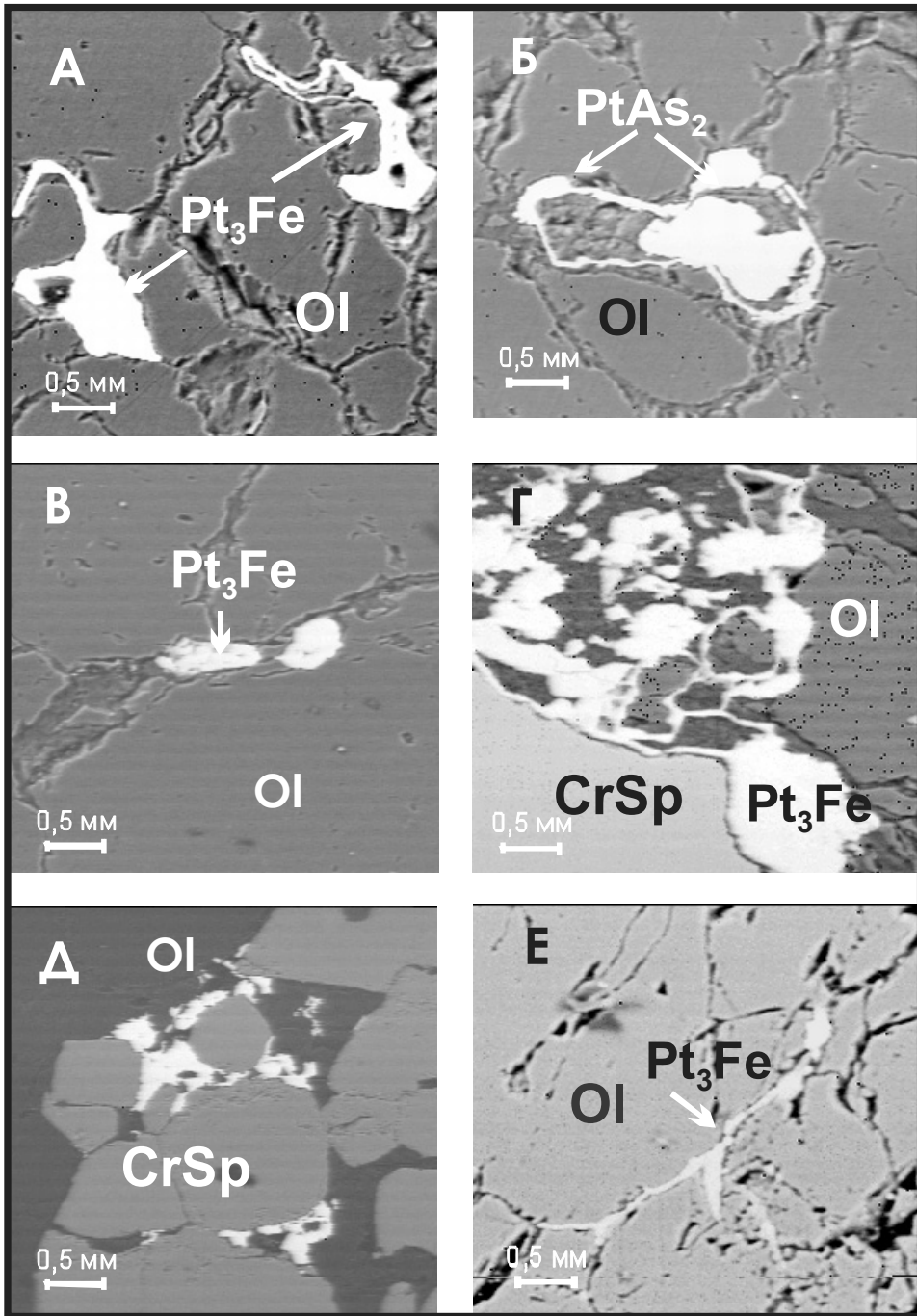


Рис. 5.36. Морфология выделений изоферроплатины (Pt_3Fe) и сперрилита ($PtAs_2$) в оливиновом агрегате (Ol) и на границе с хромшпинелидами (CrSp).

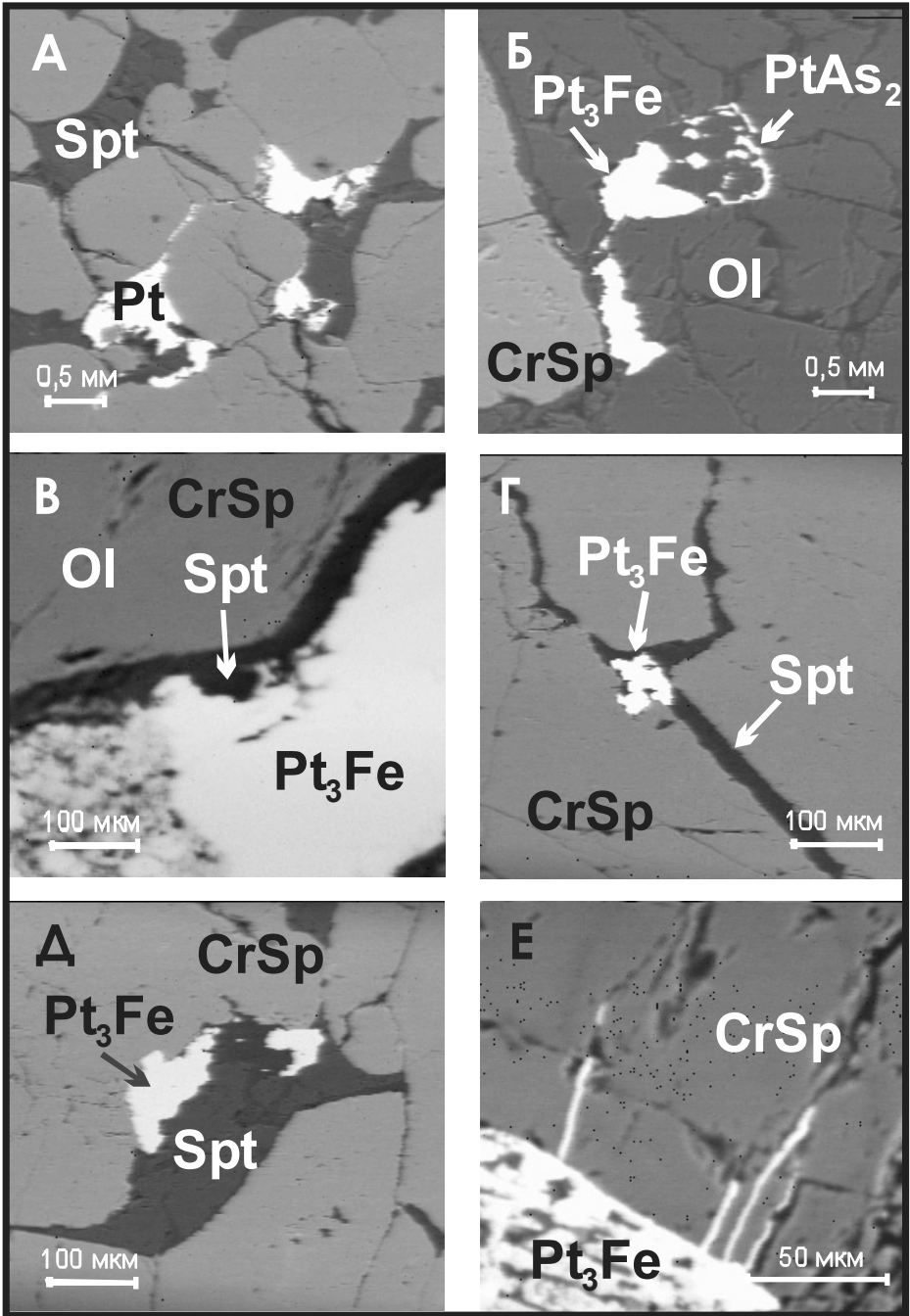


Рис. 5.37. Морфология выделений изоферроплатины (Pt₃Fe) и сперрилита (PtAs₂) в хромитах.

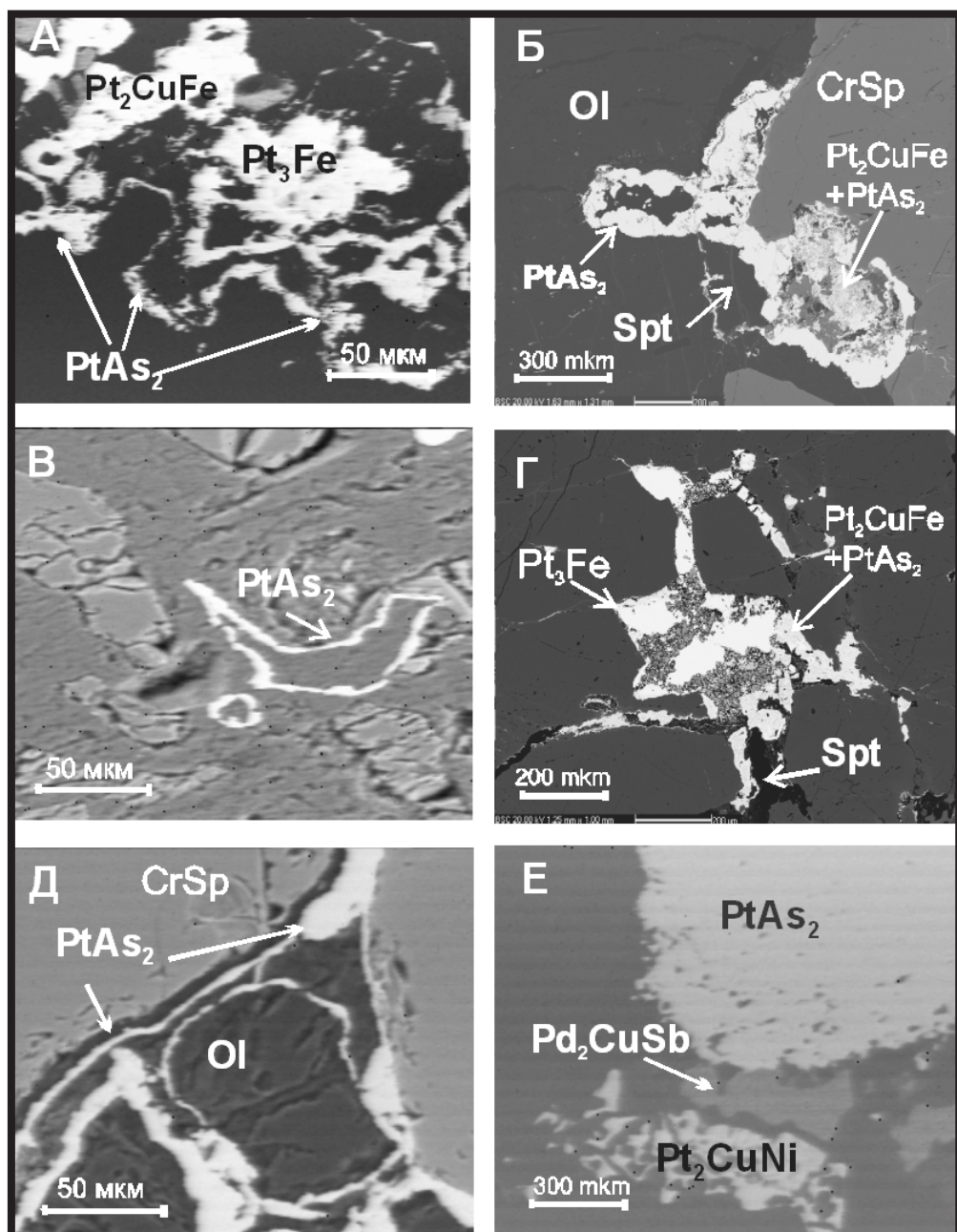


Рис. 5.38. Замещение изоферроплатины (Pt_3Fe) туламинитом (Pt_2CuFe) и сперрилитом ($PtAs_2$).

внутри серпентиновой матрицы (рис. 5.37 Г). Аналогичные контакты между МПГ и хромшпинелидами через промежуточную силикатную фазу описаны ранее на Урале [Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935]. Наряду с ксеноморфными выделениями наблюдаются и мелкие включения МПГ внутри зерен хромшпинелидов, для которых часто характерна кристаллическая форма. Такие выделения были описаны в коренных месторождениях Нижнетагильского массива А.Г. Бетехтиным [Бетехтин, 1935], как метакристаллы, образовавшиеся метасоматическим путем в зернах хромита.

Механизм отделения метало-оксидной жидкости из расплава и вовлечение в нее ЭПГ недостаточно изучен. Эксперименты (Finnigan et al., 2008) показали, что при падении температуры с увеличением фугитивности кислорода в граничном слое вокруг хромита, кристаллизующегося из оксидной жидкости, создается локальная обстановка повышенного окислительно-восстановительного градиента, и эта жидкость или зерна хромита становятся ловушкой для кристаллизующихся мельчайших (до наноуровня) зерен МПГ.

Внутри серпентиновых прожилков многочисленные выделения Pt-Fe сплавов всегда в значительной степени оказываются подверженными замещению вторичными минералами, такими как туламинит, Pt-Cu сплавы и сперрилит, в результате воздействия серпентинизирующих растворов. В тесной ассоциации с МПГ находятся самородные сплавы Fe с Co, Ni, Zn, Cu, Pb (аваруит, вайрауит, шэндит и другие неупорядоченные твердые растворы этих элементов), а также Cu-Ni сульфиды, арсениды Fe, Ni, Co и ЭПГ и сфалерит (рис. 5.37–5.45). Присутствие As в растворах приводит к образованию сперрилита, который непосредственно замещает изоферроплатину или туламинит, развивающийся по ней с образованием частичных или полных псевдоморфоз. Внутри мощных серпентиновых прожилков сперрилит часто имеет петельчатую, скелетную или ажурную формы. Такой сперрилит является продуктом растворения и замещения **Pt-Fe и Pt-Fe-Cu сплавов, сохраняет их первичные контуры и иногда находится в ассоциации с их реликтами** (рис. 5.37 Б, рис. 5.39 А–Д, рис. 5.40 Е).

5.5.2. Роль флюидов в процессе рудообразования

Исследования минеральных парагенезисов в коренных породах и рудах Гальмоэнанского массива свидетельствует о значительном участии флюида в рудообразующем процессе и высокой флюидонасыщенности исходного расплава. Газо- и флюидонасыщенность дунитов базит-гипербазитовых массивов Платиноносного пояса Урала отмечалась многими исследователями [Карпинский, 1926; Бетехтин, 1935; Иванов, 1997]. Породообразующие минералы содержат многочисленные газо-жидкие включения размерами микро- и наноуровня в количестве до миллиона на 1 мм³ вещества [Хитаров, 1965]. Процессы перекристаллизации ЭПГ под действием флюида приводят к увеличению объема новообразованного вещества и к дальнейшему образованию многочисленных микротрещин, по которым про-

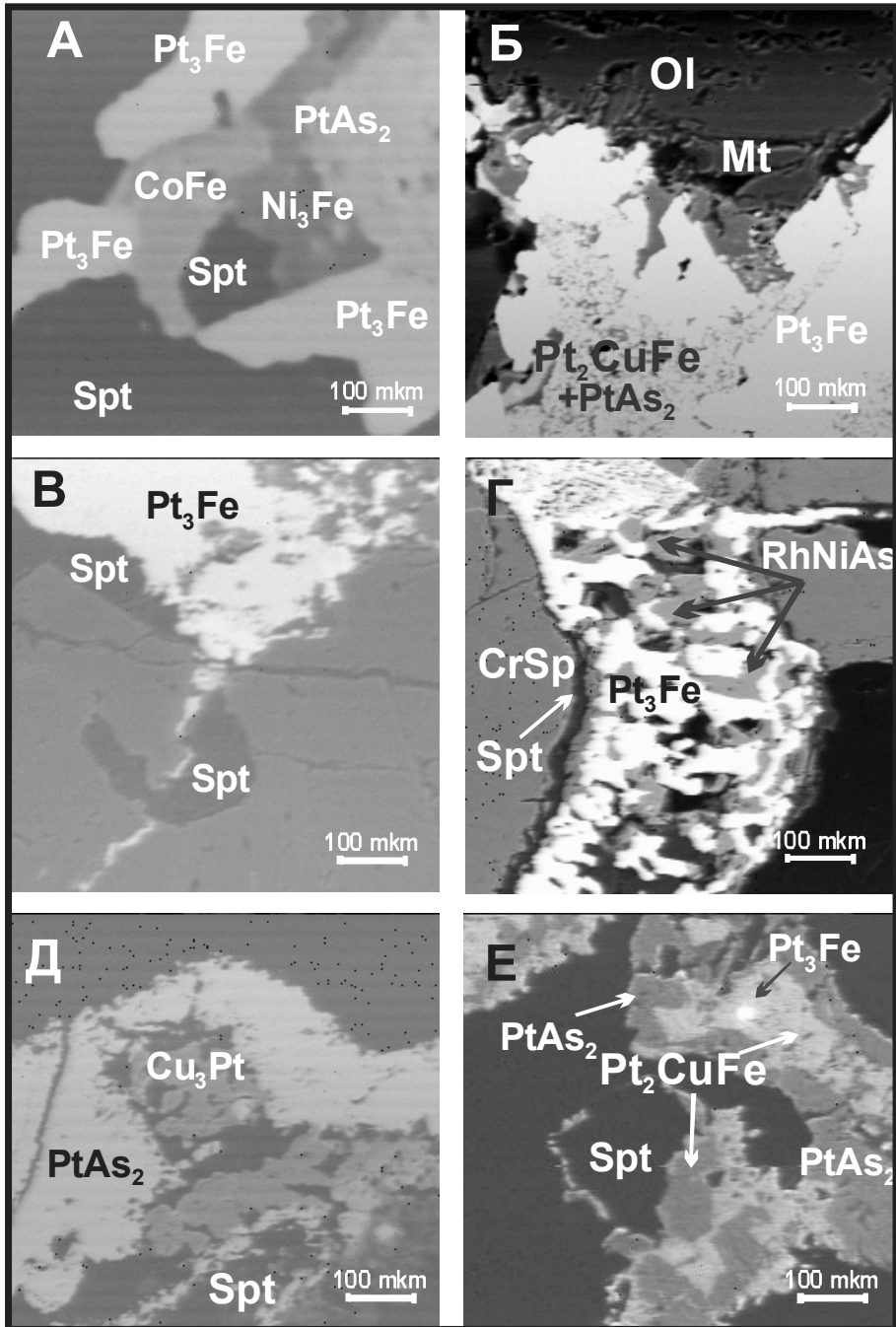


Рис. 5.39. А – срастания изоферроплатины (Pt_3Fe) с аваруитом (Ni_3Fe), вайрауитом ($CoFe$) и сперрилитом ($PtAs_2$) в серпентиновом прожилке (Spt); Б–Е – замещение изоферроплатины сперрилитом ($PtAs_2$) и туламинитом (Pt_2CuFe).

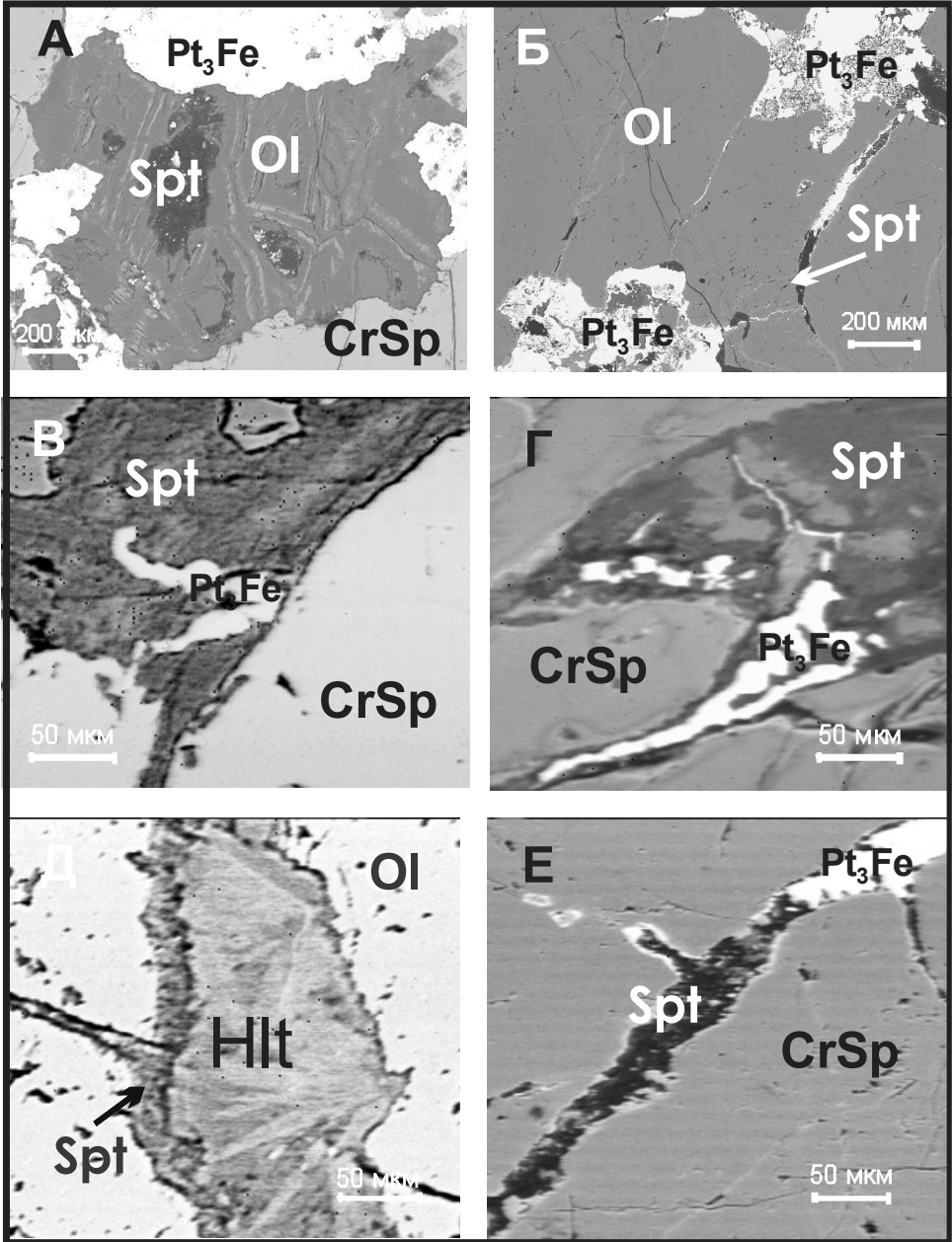


Рис. 5.40. А–Г – морфология выделений изоферроплатины (Pt₃Fe) в оливиновом агрегате и хромите (CrSp); Д–Е – серпентин (Spt)-хлоритовый (Hlt) агрегат с примесью платины.

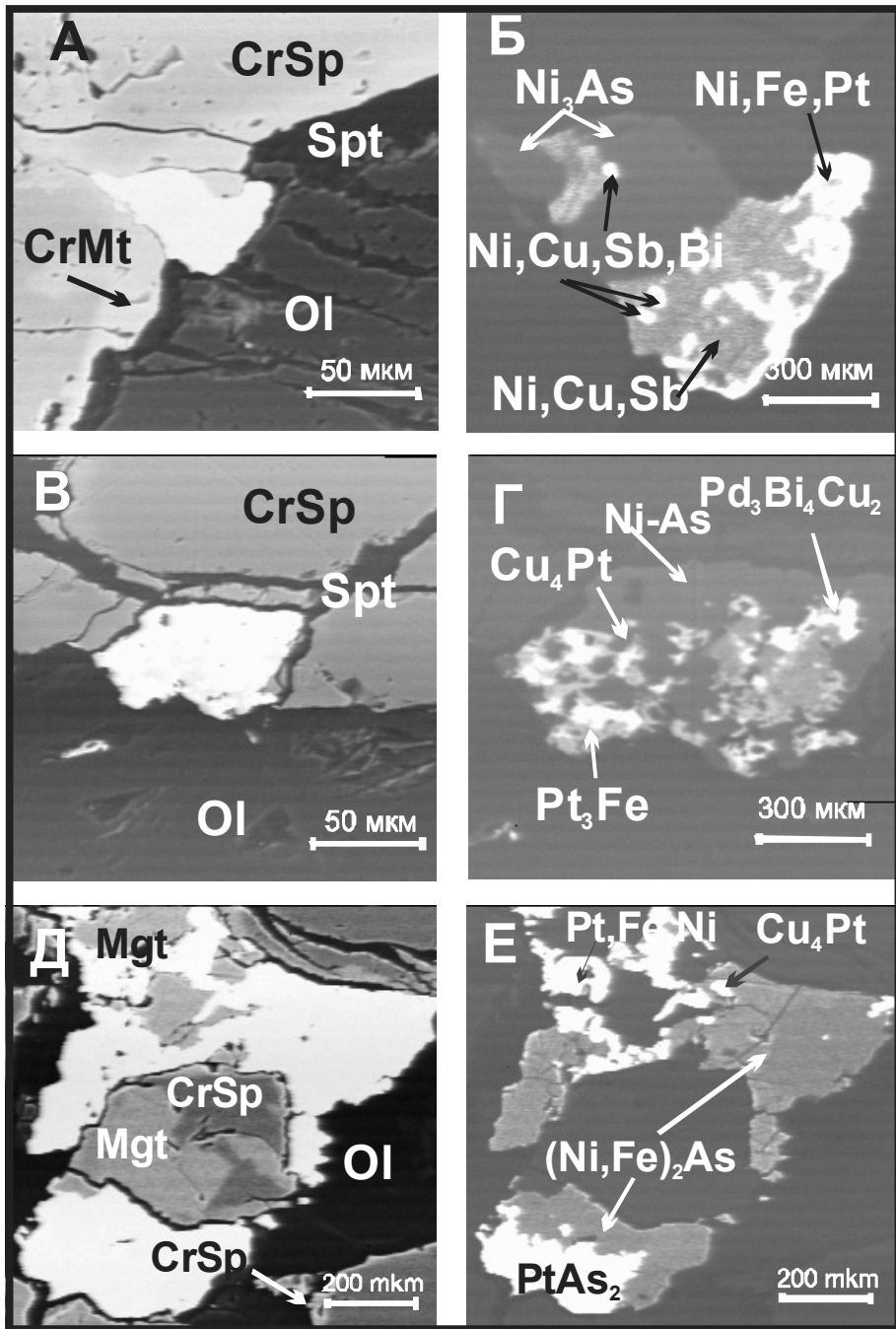


Рис. 5.41. Замещение изоферроплатины (Pt_3Fe) вторичными сплавами (Ni, Fe, Pt ; Pt, Fe, Ni) спреррилитом ($PtAs_2$), арсенидами никеля (Ni_3As ; $(Ni, Fe)_2As$) и незаванными фазами МПГ (Ni, Cu, Sb, Bi ; Pd_3Bi_4Cu ; Cu_4Pt).

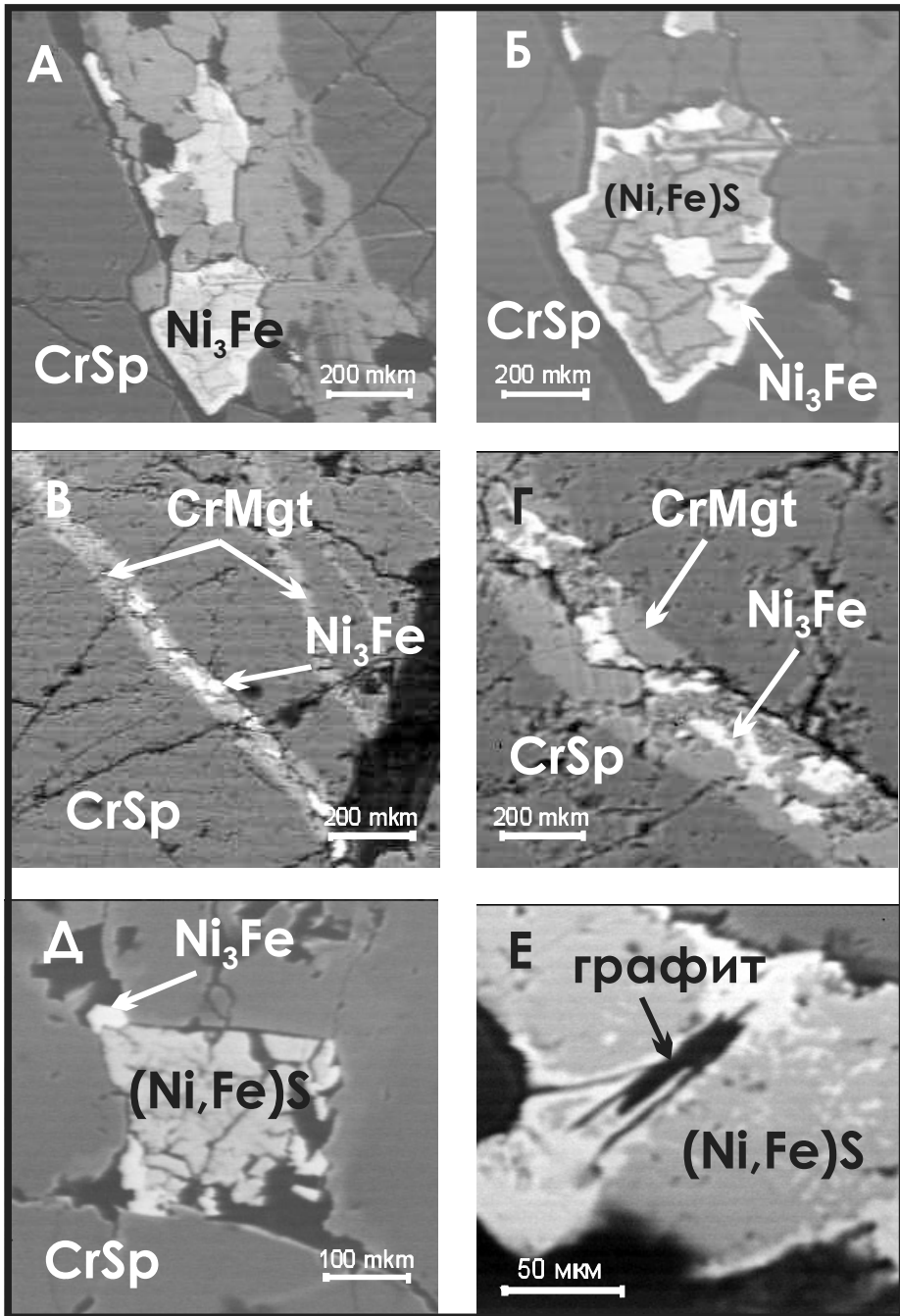


Рис. 5.43. А–Б, Д – замещение пентландита (Ni,Fe)S аваруитом (Ni₃Fe); В, Г – отложение аваруита (Ni₃Fe) в хром-магнетитовых (CrMgt) прожилках в хромшпинелиде (CrSp); Е – замещение пентландита (Pn) аваруитом (Ni₃Fe) в сростании с графитом.

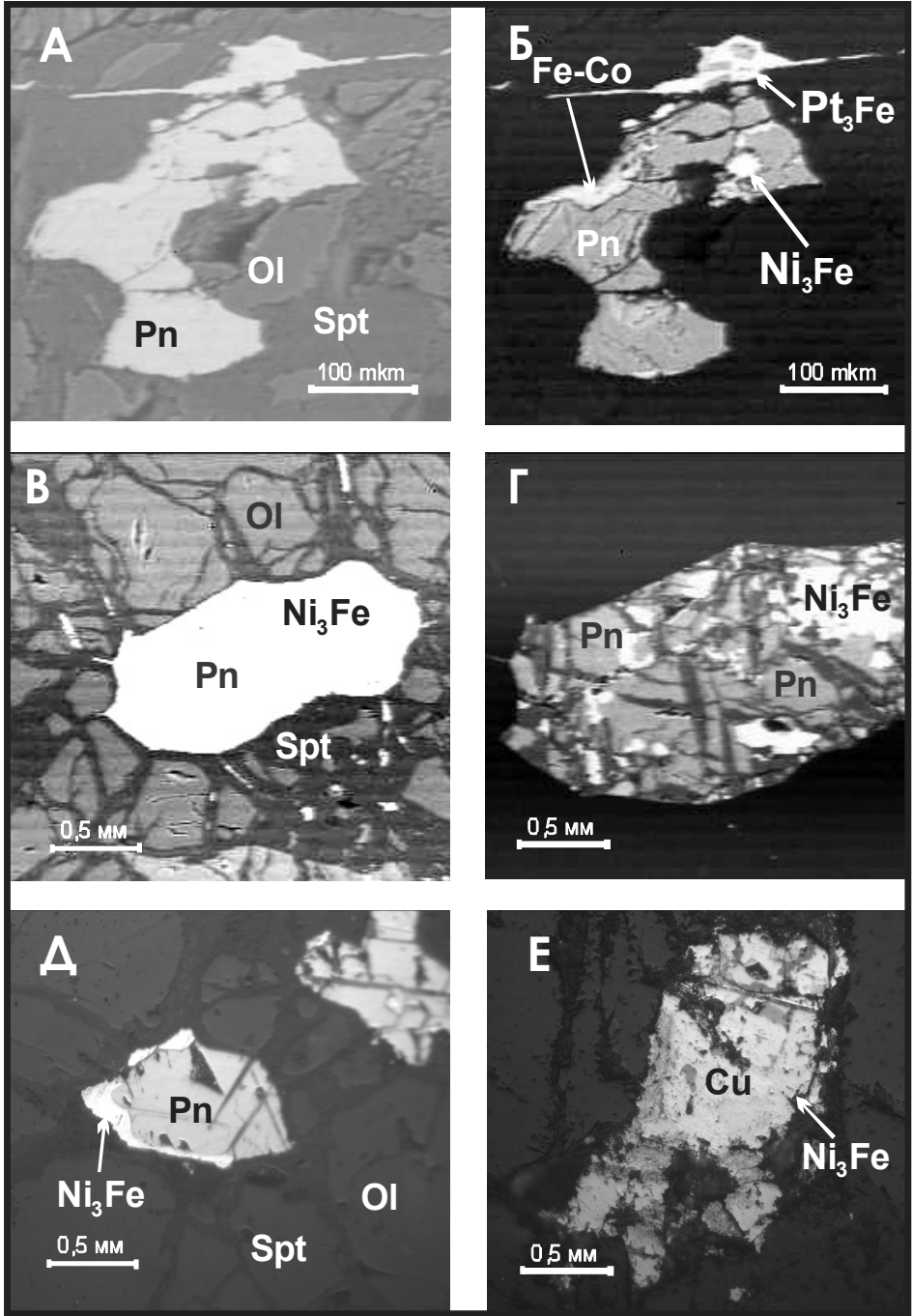


Рис. 5.44. А, Б – срастание пентландита (Pn), вайрауита (FeCo), аваруита (Ni₃Fe) и изофрроплатины (Pt₃Fe) в оливин (Ol)-серпентиновом (Spt) агрегате; В, Г, Д – замещение пентландита (Pn) аваруитом (Ni₃Fe); Е – самородная медь (Cu) в аваруитовой (Ni₃Fe) кайме.

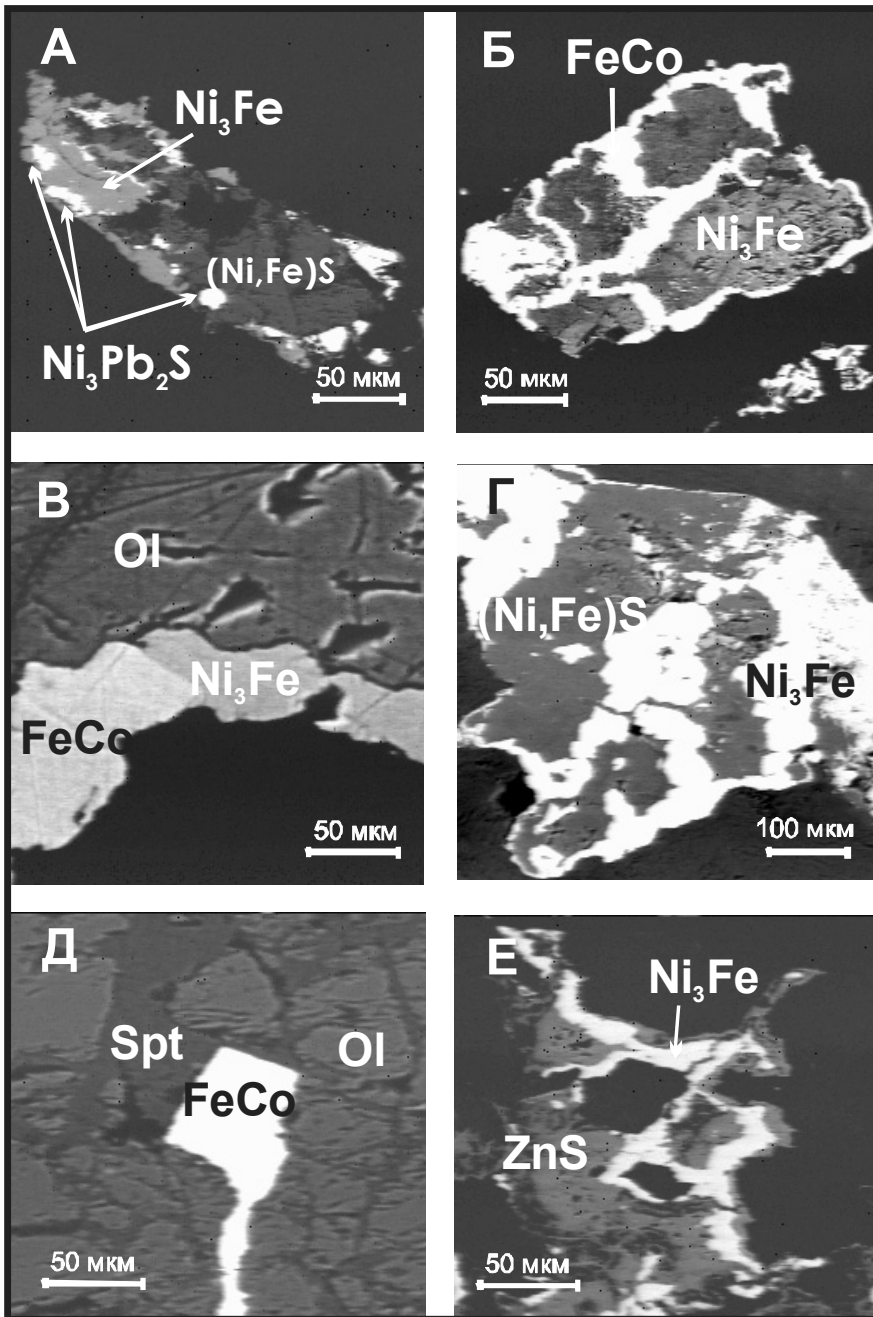


Рис. 5.45. А, Б – замещение пентландита $(Ni,Fe)S$ аваруитом (Ni_3Fe) и шэндитом $(Pb_2Ni_3S_2)$; В, Г – срастание аваруита (Ni_3Fe) и вайрауита $(FeCo)$; Д – выделение вайрауита $(FeCo)$ в серпентиновой прожилке в оливиновом агрегате; Е – срастание аваруита (Ni_3Fe) и сфалерита (ZnS) .

долгается инфильтрация [Овчинников, 1967] изменяющегося во времени флюида и отложение металлических фаз на стенках трещин с заполнением оставшегося их пространства серпентиновым агрегатом, содержащим реликты (примеси) рудных компонентов. Очевидно, что вещество флюидных включений мигрирует по системам трещин, служащих проводящими каналами высокоминерализованного флюида. Благодаря этому механизму происходили, с одной стороны, ремобилизация рудных компонентов, а с другой стороны – переотложение металлсодержащих хлоридных комплексов в новом качестве.

Отложение самородной платины при температуре, гораздо более низкой, чем точка ее плавления, может быть связано с комплексобразованием ЭПГ и последующим распадом этих комплексов, одним из компонентов которых мог быть и углерод. Еще А. Н. Заварицкий [Заварицкий, 1928] предполагал, что выделение платины могло быть связано с химическими процессами распада комплексных соединений.

Состав флюида отвечает хлоридно-углекислотно-водному составу с преобладанием в составе газов H_2 , CO_2 , CH_4 [Толмачева и др., 1999]. Эти компоненты играли существенную роль в перераспределении ЭПГ в зоне рудогенеза. Участие карбонильных соединений в составе флюидов подтверждаются находками графита в сростании с платиной. Значительная роль хлоридных комплексов в процессах транспортировки и переотложения ЭПГ была показана теоретическими расчетами [Павлов, 1992] и экспериментальными исследованиями [Горбачев, 1989, Плюснина и др., 1995, 2000 и другие работы] как для магматической, так и для гидротермальной стадий рудообразования. Изучение геохимических особенностей эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. [Меняйлов и др., 1980] показало, что Pt и Au переносятся в форме летучих хлоридов.

Наличие хлора в составе флюида и участие его в процессах минералообразования (или переотложения) подтверждается находками на Гальмознанском массиве хлоридов платины, таких как $PtCl$, а также широким распространением в рудных зонах хлорсодержащего серпентина с концентрацией хлора до 12 мас. %, находящегося в межзерновом пространстве платины и хромшпинелидов. На постмагматическом этапе после кристаллизации основной массы силикатов происходит миграция в зону рудообразования по трещинам металлсодержащих хлоридных комплексов, что связано с тем, что эти комплексы являются наиболее подвижными соединениями. Ионы Cl^- и OH^- имеют близкие параметры, поэтому можно ожидать, что хлоридный ион присутствует и в большинстве гидроксилсодержащих минералов.

Присутствие Cl (около 1,4 мас. %) установлено в амфиболах [Файф и др., 1981], Cl-содержащий серпентин (до 0,5 мас. % Cl) описывается совместно с аваруитом как продукт ранней стадии серпентинизации при активном участии гидротермальных Cl-содержащих растворов в серпентинах из дунитов Канады и Японии [Miura et al., Rucklidge, Nord et al., 1981].

5.6. Эволюция рудоформирующей системы

Изучение соотношения минеральных фаз ЭПГ в коренных породах и в прилегающих россыпях (табл. 5.4), исследование равновесных и неравновесных минеральных парагенезисов, изменений составов твердых растворов в зависимости от перемены физико-химических условий образования позволило разработать модель развития рудоформирующей системы Гальмознанского массива.

5.6.1. Магматический этап

Процесс образования рудной минерализации происходил многостадийно, включая в себя магматическую кристаллизацию и последующие преобразования, связанные с перекристаллизацией и автосерпентинизацией пород массива. Эта модель полностью согласуется с экспериментальными диаграммами состояния между двойными сплавами (рис. 5.46) и нашими микроскопическими наблюдениями. Диаграммы состояния ЭПГ построены без участия флюидной фазы, которая существенно снижает температуры кристаллизации, но не изменяет последовательность выделения платиновых металлов и их сплавов и эволюцию их составов с развитием рудоформирующей системы.

Осмий, как наиболее тугоплавкий металл по сравнению с остальными ЭПГ, начинает кристаллизоваться из металлических или металлооксидных капелек существенно платинового состава, взвешенных в силикатном расплаве еще до осаждения оливина (рис. 5.46 А, вклейка).

При понижении температуры совместно с первыми порциями оливина кристаллизуются **Pt-Fe сплавы первой генерации, часто в виде идиоморфных кристаллов**, формируя ранний изоферроплатино-осмиевый парагенезис, характерный для более высокотемпературного мелкозернистого дунита.

Pt-Fe сплавы этого парагенезиса в следствие формирования в условиях относительно невысокой активности кислорода fO_2 являются более железистыми в сравнении с образующимися на последующих этапах (табл.5.2) [Roederand, Jamieson, 1992; Amosse et al., 2000; Malichand, Thalhammer, 2002].

Обогащенные железом **Pt-Fe сплавы (содержание Fe 9–10 мас. %) в ассоциации с чистым осмием** отмечались ранее на Гальмознанском [Толстых и др., 2001; Назимова и др., 2003] и Нижнетагильском массивах [Золоев и др., 2001], где этот парагенезис назван дунитовым субтипом. Ликвидусная температура кристаллизации мелкозернистых дунитов краевых фаций по термодинамическим расчетам и экспериментам в присутствии восстановленного флюида соответствует 1100°C [Некрасов, 1994; Чашухин и др., 2002], а при минимальном участии флюида, возможно, достигает 1300°C [Roederand, Jamieson, 1992].

Этим можно объяснить то, что в россыпной ассоциации реки Левтыриновьям, источником которой служили апикальные и краевые фации ранних мелкозернистых дунитов, железистая платина и изоферроплатина с включениями осмия

Таблица 5.4

**Характерные признаки рудной платиновой минерализации
Гальмоэнанского массива.**

Основные параметры	Характерные признаки
Матрица для Pt-Fe сплавов	Дуниты с вкрапленностью хромита; хромитовые шпиры и прожилки; Pt 1,7–2,5 г/т в рудной зоне (до 1000 г/т).
Морфология и размеры зерен	Ксеноморфные выделения (прожилки и гнезда 1,5–3 см в хромит-дунитовой матрице; кристаллы платины редко, другие МПП в виде включений в платине).
Состав первично-магматических Pt-Fe сплавов	От самородной до железистой платины Pt(Fe); Pt ₃ Fe; Pt,Fe; <i>В дунитах</i> Fe 22–27 ат.%; ср. концентрации (ат. %): Fe – 24,22; Cu – 1,02; Ir – 2,33; Rh – 0,58; <i>В хромитах</i> Fe 0,5–13 ат.%; ср. концентрации (ат. %): Fe – 23,58; Cu – 1,35; Ir – 2,62; Rh – 0,79; Pd – 0,18; Ru – 0,16; Os – 0,11.
Состав Os-Ir-Ru сплавов	Os содержит до 40 ат.% Ir, Ir – до 13 ат. % Pt.
Магматические парагенезисы	Изоферроплатино-осмиевый; изоферроплатино-иридиевый (преобладает); RuS ₂ , редкие выделения.
Состав вторичных Pt-Fe-Cu сплавов	Тетраферроплатина – туламинит Pt(Fe,Cu) до 35 ат. % Cu; ср. концентрации (ат. %): <i>в дунитах</i> Cu – 14,62; Ir – 0,64; Rh – 0,18; Pd – 0,35; Ru – 0,11; Os – 0,05. <i>В хромитах</i> Cu – 24,56; Ni – 2,19; Ir – 0,38; Rh – 0,32; Pd – 0,02; Ru – 0,07; Os – 0,05 Cu, Pt и Cu ₃ Pt по Pt(Fe,Cu,Ni).
Постмагматическая сульфидно-антимонидно-арсенидная минерализация	PtAs ₂ – каймы по Pt ₂ CuFe; IrAsS – RhAsS – PtAsS; RhNiAs; (Pd,Cu) ₃ Sb.
Ассоциирующие сульфиды Fe,Ni,Cu; металлы и сплавы	Пирит, халькопирит, пирротин, хизлеводит, Со-пентландит, сфалерит, mss, шандит, орселит, маухерит, никелин, герсдорфит, раммельсбергит, саффлорит, аваруйт, вайрауйт, медь, золото, сплавы: Ni-Fe, Cu-Zn, Fe-Co, Pb-Sn, Zn-Fe-Ni.
Низкотемпературная наложенная ассоциация	Ir-Rh-Фесплавы Fe-Ir сплав по Pt ₃ Fe-Ir структуре распада; вторичный магнетит.

(изоферроплатино-осмиевый парагенезис) распространена гораздо шире, чем в коренных породах ядра массива.

Кроме того, в россыпи реки Левтыриновьям существенно осмиевые минералы эрлихмнит OsS_2 и осарсит OsAsS ассоциируют с изоферроплатино-осмиевыми сростаниями. Это свидетельствует о значительном участии осмия в раннемагматических парагенезисах. При этом установлено, что концентрация иридия убывает, а осмия возрастает от центральной части к верхним горизонтам или апикальным частям комплекса. «Ранняя» платина с повышенной концентрацией железа и с включениями осмия практически не содержит элементов примесей, тогда как кристаллы осмия являются «высокопробными», низкоиридистыми, что соответствует диаграмме состояния $\text{Os} - \text{Pt}$ (рис. 5.46, вклейка).

На последующей стадии из более поздних порций расплава, насыщенных флюидом, кристаллизовались средне- и крупнозернистые дуниты внутреннего ядра. На Нижнетагильском массиве температура их кристаллизации, по определениям И.С. Чашухина с соавторами, составляет около 900°C [Чашухин и др., 2002]. Этот остаточный расплав, содержащий хромистые или оксидные ликваты, обогащенные ЭПГ, заполнял полости и трещины, образованные в результате термоусадки в уже консолидированных дунитах [Гурович и др., 1994], а также проникал через относительно пористые среднезернистые дуниты, часто формируя хромитовые руды с МПГ на контакте с менее проницаемыми клинопироксенитами [Столяров, 2001].

По мере продвижения фронта кристаллизации остаточный расплав и новые порции твердых кристаллов осмия постепенно насыщаются **Ir** и в меньшей степени **Ru** с образованием осмиевого тренда составов, который является типоморфным признаком и характерен для всех массивов урало-алаянского типа (рис. 5.47). Концентрация **Ru** в системе незначительна, он весь расходуется на образование лаурита (RuS_2), который находится в равновесии с **Os-Ir** сплавами и остаточным расплавом.

Далее рудоформирующая система эволюционирует с увеличением концентрации **Ir** в остаточном расплаве и в хромистой ликватной жидкости, а также с повышением $f\text{S}_2$ и $f\text{O}_2$. Ассоциирующий флюид становится более окислительным, начинает кристаллизоваться хромит, который ассоциирует с обогащенными **Ir** кристаллами осмия (рис. 5.48) и кумулятивным, высокомагнезиальным оливином. Такой иридистый осмий в некоторых массивах (например, Филиппа) часто кристаллизуется в виде самостоятельных кристаллов, а не как включения в изоферроплатине. После формирования раннего изоферроплатино-осмиевого парагенезиса система начинает развиваться как платино-иридиевая. Интерстиции между зернами хромита заполняются высокотемпературным твердым платино-иридиевым раствором, который в дальнейшем при температуре ниже 845°C распадается на обогащенную **Ir** изоферроплатину и платинистый иридий (рис. 5.46 Б; рис. 5.48). Эти же интерстиции могут заполняться просто изоферроплатиной, если иридия изначально в системе было недостаточно или когда он исчерпывался. Именно этот парагенезис с преобладанием иридистой изоферроплатины и платино-иридиевых



Рис. 5.47. Состав Os-Ir-Ru сплавов из базит-гипербазитовых массивов урало-аляскинского типа [Толстых и др., 2005].

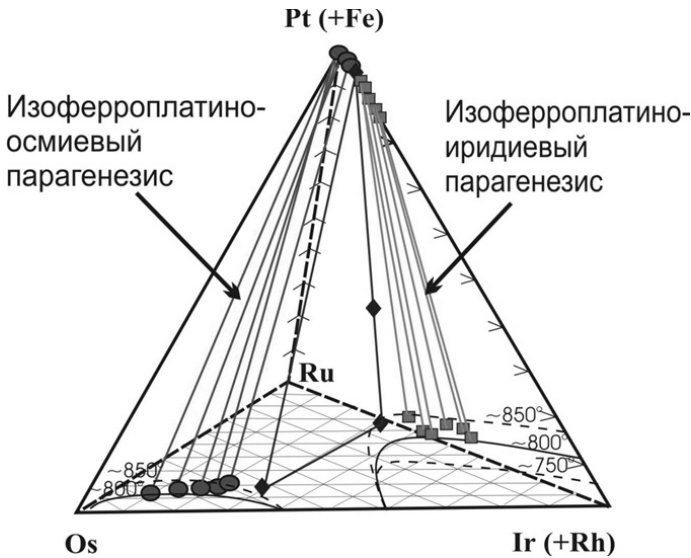


Рис. 5.48. Равновесные магматические парагенезисы в системе Os – Pt (+Fe) – Ir (+Rh) – Ru: ранний изоферроплатино-осмиевый (круги), переходный тройной изоферроплатино-осмий-иридиевый (ромбы) и поздний изоферроплатино-иридиевый (квадраты). Изотермы из работы Е. Слански с соавторами [Slansky et al., 1991].

структур распада (изоферроплатино-иридиевый парагенезис) был назван хромитовым субтипом минерализации [Золоев и др., 2001] или иридисто-платиновым минералого-геохимическим типом [Мочалов и др., 2002a].

Магматический процесс образования МПГ заканчивается кристаллизацией **Pt-Fe сплавов, образованных непосредственно из остаточного расплава, обогащенного Pd, Rh и Cu.** Чаще всего это самородная платина с содержанием Fe менее чем 25 ат. % и примесями Rh и Pd, **сформированная при более низких температурах** и более окислительных условиях, чем ранние минеральные парагенезисы. На этом этапе **Pt-Fe сплавы также эволюционировали от иридистых к родистым и далее к палладистым,** в соответствии с трендом фракционирования ЭПГ. Поскольку этот остаточный расплав был сильно обогащен летучими компонентами, то он легко просачивался сквозь проницаемые крупно- и среднезернистые дуниты, локализуя поздний магматический парагенезис в прикровлевых горизонтах вязких экранирующих клинопироксенитов [Столяров, 2001]. Поэтому в россыпи реки Левтыриновьям сопряжены раннемагматический изоферроплатино-осмиевый парагенезис и позднемагматические Pd-Rh-насыщенные сплавы.

5.6.2. Постмагматический этап

На самом деле процесс кристаллизации основной части силикатного расплава и образование продуктивных парагенезисов МПГ происходили с активным участием летучих компонентов. В процессах минералообразования и преобразования МПГ важную роль играло участие флюидной фазы. По мнению Е.В. Пушкарева с соавторами [Пушкарев и др., 2007], постмагматический этап формирования платиновой минерализации на массивах урало-алаянского типа происходит в температурном интервале 800–500°C и является главным при образовании эпигенетических платинометалльных руд. В остаточном расплаве накапливаются летучие компоненты, и рост их давления в замкнутой системе приводит к автотасоматическому изменению ранее закристаллизовавшихся минералов и создает возможности для взрывных явлений и инъекций обогащенной рудными компонентами остаточной жидкости в окружающее пространство [Воробьев, 1990], что может приводить к образованию микробрекчий в дунитах и телах хромитов. Подобный механизм формирования платиновых концентраций при ведущей роли летучих компонентов, сопровождающий рудообразование в парагенезисе с серпентином, предполагал А.П. Карпинский [Карпинский, 1926].

Развитие микротрещиноватости в оливинах и хромшпинелидах могло быть обусловлено экзотермическими реакциями гидратации при серпентинизации ультраосновных пород, которые приводят к увеличению общего объема породы, усилению напряжений и возникновению трещин в соответствии с деформационными структурами оливина. Эта микротрещиноватость наряду с межзерновыми границами являлась сетью проводящих каналов, через которые мигрировали флюиды и растворы, содержащие рудные компоненты (Ni, Cu, Zn, CoPb и др.), а также Cl,

As, S, Sb, Te и другие летучие компоненты, вступавшие в реакции с первичными МПГ, изменяя и перераспределяя концентрации ЭПГ внутри серпентиновых прожилков. Процесс миграции флюидов через проницаемые зоны был длительным и многостадийным, что отразилось в микропарагенезисах внутри серпентиновых прожилков. Изоферроплатина, занимающая первоначально позиции между зернами хромита, обволакивалась растворами, которые взаимодействовали с ней с образованием туламинита. При этом часть платины уходила в раствор и переотлагалась здесь же в ближайших тончайших каналах и их раздувах в виде новообразованных фаз. Но и эти новообразования в дальнейшем подвергались воздействию новых порций эволюционирующих растворов, преобразующих туламинит в более медистые составы МПГ (Cu_3Pt). Повышение активности As во флюидах приводило к образованию сперрилита вплоть до полных псевдоморфоз по туламиниту. Сульфоарсениды и арсениды Fe, Ni, Cu, Co и ЭПГ в парагенезисе с МПГ внутри серпентиновых прожилков являются побочными продуктами замещения Pt-Fe сплавов туламинитом, когда примесные элементы при растворении первичных сплавов связывались с S и As. **Образование пентландита, сфалерита, пирротина, хизлевудита, шандита** связано с присутствием серы и рудных элементов в составе серпентинизирующих растворов. На более поздних стадиях эти минералы вступали в окислительно-восстановительные реакции, в результате которых сульфиды восстанавливались до различных самородных Fe-Ni, Fe-Co, Fe-Zn сплавов (аваруита, вайрауита, самородного железа, цинка, висмута, меди). Реликты замещенных сульфидов часто встречаются среди выделений аваруита, хотя возможно, что он формировался непосредственно в процессе серпентинизации оливина, на что указывают частые его находки внутри тонких серпентиновых прожилков в дунитах. Установлено, что самородные фазы (Pt, Ag, Au, Pb, Cu., Bi и др.) и в меньшей степени сульфиды обычно локализованы в рассекающих оливинтовую матрицу дунитов петлях серпентинового состава, что свидетельствует об их интенсивном перераспределении и концентрировании в процессе серпентинизации дунитов. Свидетельством того, что ЭПГ высвобождались из первичных сплавов при серпентинизации и мигрировали в составе постмагматических флюидов, являются составы серпентина и хлорита, содержащие Fe, Ni, Cu, Zn, Pb, Bi, ЭПГ – те элементы, которые ранее входили в состав флюида и остались в серпентине в качестве реликтовой примеси.

Последовательность формирования постмагматических микропарагенезисов с участием самородных фаз и вторичного магнетита можно проследить на одном показательном образце, в котором отражены все стадии преобразования первичных сплавов (рис. 5.49). Магматический изоферроплатино-иридиевый парагенезис в виде структуры распада этих минералов подвергается воздействию серпентинизирующих растворов с образованием каймы Ir-Fe состава (рис. 5.49 А). При этом новообразованная платина переотлагается во внешней кайме наблюдаемого фронта замещения. Внешняя кайма сложена не только кристаллами переотложенной и рафинированной изоферроплатины, но и вторичным магнетитом и ксеноморфными выделениями вайрауита (рис. 5.49 Б).

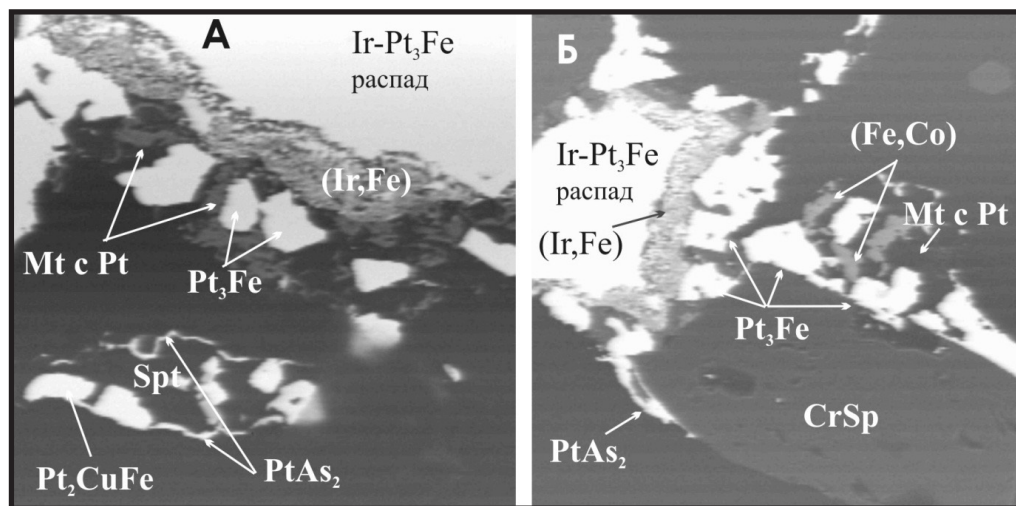


Рис. 5.49. Взаимоотношение минеральных фаз в рудах Гальмознанского массива. А – внутренняя кайма Ir-Fe состава, сформирована за счет замещения изоферроплатино-иридиевого парагенезиса; внешняя кайма – новообразованная рафинированная изоферроплатина (Pt_3Fe) в матрице магнетита (Mt). Ниже зерно первичной изоферроплатины, полностью замещено туламинитом (Pt_2CuFe) с серпентином (Spt) и тонкой ажурной каймой сперрилита ($PtAs_2$). Б – внешняя кайма, сложенная новообразованной изоферроплатиной с магнетитом (Mt), содержит выделения вайрауита (Fe,Co).

Таким образом, следует констатировать, что образование платиносодержащей минерализации в коренных породах и рудах Гальмознанского массива является многостадийным процессом, который развивался как на магматическом, так и на постмагматическом этапах. Взаимоотношения минералов свидетельствуют о том, что магматические изоферроплатина и изоферроплатино-иридиевые структуры распада подвергались воздействию постмагматических автотематоморфогенных флюидов и гидротермальных растворов, содержащих As, S, Sb, Cl, а также Fe, Cu, Zn, Co, Ni, Pb, In, Bi, Pt и Pd, серпентинизирующих оливин и переотлагающих Pt-Fe сплавы и иридий с формированием новообразований «гексаферрума», туламинита, а также сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ. Процесс эволюционировал по схеме: $Pt_3Fe \rightarrow Pt_2CuFe$ (иногда до $PtCu_3$) $\rightarrow PtAs_2$; и параллельно: $(Pt-Ir) \rightarrow (Ir,Fe) \pm (IrAsS) + Pt-Fe \rightarrow (Mt) + (Fe,Co)$ или (Fe,Ni) . При этом следы или метки вышеперечисленных элементов, содержащиеся в серпентине, позволяют провести реконструкцию состава флюида, принимавшего участие в формировании полигенного многостадийного оруденения Гальмознанского массива. Обилие самородных фаз (железа, меди, аваруита и др.), локализованных в серпентинитовых прожилках, свидетельствует о том, что серпентинизирующий флюид имел восстановительный характер. Cl-содержащие фазы в парагенезисе с поздними

минералами платиноидов свидетельствует об участии хлоридных комплексов в переотложении рудных парагенезисов.

Установленная пространственная связь между положением пунктов минерализации платиноидов и проявлением в слагающих Гальмознанский массив дунитах минералов пневматолит-гидротермального генезиса (серпентины различного состава, амфиболы, флогопит и др.) свидетельствует о значительной роли постмагматических (или флюидно-метаморфогенных по А.Г. Мочалову с соавторами [Мочалов и др., 2002б]) процессов в формировании продуктивного платинометалльного оруденения. Постмагматические флюиды, преобразующие платинометалльные руды, использовали те же самые пути миграции, что и остаточные порции флюидонасыщенного магматического расплава, из которого образовывались позднемагматические (эпигенетические) хромитовые руды с основной долей платиновой минерализации так называемого иридисто-платинового типа. Собственно флюидно-метаморфогенная продуктивная минеральная ассоциация накладывалась на магматическую или формировалась путем ее переноса по проторенным путям миграции в верхние горизонты под экранирующие слои клинопироксенитов.

Наличие многочисленных точек платиносодержащей минерализации, приуроченных к порфирокластическим и переходным порфирокластическим-аллотриоморфнозернистым дунитам, свидетельствует об интенсивном перераспределении и концентрировании первичных скоплений платиноидов и хромшпинелидов, происходившим в период проявления высокотемпературных деформаций дунитов. Это также свидетельствует в пользу предположения о вероятном одновременном образовании рудных тел, согласных с ориентировкой деформационных структур, которые образовались в низко- и среднетемпературных условиях процесса формирования малоглубинного надвига, ограничивающего Гальмознанский массив с запада. Здесь приконтактные зоны дунитового ядра превращены в лизардит-офитовые серпентиниты, которые через зону развития серпентинитов с блоками дунитов постепенно сменяются практически не серпентинизированными дунитами.

Глава 6

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ ПОРОД ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА

6.1. Оценки термодинамических параметров петрогенезиса

Исследования последних лет позволили выделить среди пород, слагающих Гальмоэнанский массив (и другие, наиболее крупные зонально-концентрические базит-гипербазитовые массивы Олюторской зоны), четыре магматические серии [Сидоров и др., 2000; Осипенко, Леднева, 2000]:

- 1) дунит-верлит-клинопироксенит-габбровую (ДВКГ), в рамках которой выделяются самостоятельные дунит-верлит-клинопироксенитовая (ДВК) и клинопироксенит-габбровая (КГ) серии;
- 2) габбро-диоритовую серию внешней оторочки (ГД);
- 3) жильную анатектическую лейкогаббро-тоналит-трондьемитовую (ЛТТ) и
- 4) дайковую габбро-амфиболитовую (ГА) серию.

Аналогичные по петрографическому составу серии пород выделены в классических комплексах Урала и Аляски [Ферштатер и др., 1998, 1999; Himmelberg, Loney, 1995].

В Гальмоэнанском массиве породы серий ДВК и КГ играют доминирующую роль, слагая дунитовое ядро, окруженное оторочками оливиновых клинопироксенитов, магнетитовых клинопироксенитов и габброидов. Предполагается, что образования ДВК и КГ серий являются сериями кумулятов, сформировавшимися в глубинных магматических камерах в результате фракционирования и аккумуляции кристаллов. Породы обеих серий несут следы высокотемпературных пластических деформаций и синтетектонической перекристаллизации. Породы серии ГД формируют жило- и штокообразные тела, получившие развитие в периферийных

частях массива. Рвуший интрузивный характер их взаимоотношения с ультрамафитами серии ДВК свидетельствует о более позднем времени формирования. Породы серий ЛТТ и ГА имеют ограниченное локальное распространение и представляют собой наложенные образования, непосредственно не связанные с основными этапами формирования зонального комплекса [Осипенко, Леднева, 2000].

Основные петрологические проблемы, применительно к Гальмознанскому массиву, могут быть сформулированы следующим образом:

1) являются ли выделяемые магматические серии производными единого источника, и в какой мере наблюдаемое разнообразие отражает изменение условий петрогенезиса на различных стадиях единого процесса;

2) в какой мере породы двух главных магматических серий (ДВК и КГ) когенетичны и являются ли они представителями единого эволюционного ряда;

3) каков механизм формирования массивов изученного типа?

Для получения корректных ответов на поставленные вопросы необходимо привлечение данных детального геохимического и минералогического исследования пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива.

Для сосуществующих минералов из различных типов пород Гальмознанского массива рассчитаны основные термодинамические параметры петрогенезиса. Расчет температуры и давления для парагенезиса оливин-клинопироксен производился по геотермобарометрам [Loucks, 1996; Nimis, 1999]. Максимальные оценки температуры кристаллизации ($T = 1354^{\circ}\text{C}$) получены для давления $P = 7$ кбар (рис. 6.1). Близкие оценки температуры кристаллизации ($T = 1100\text{--}1200^{\circ}\text{C}$) для

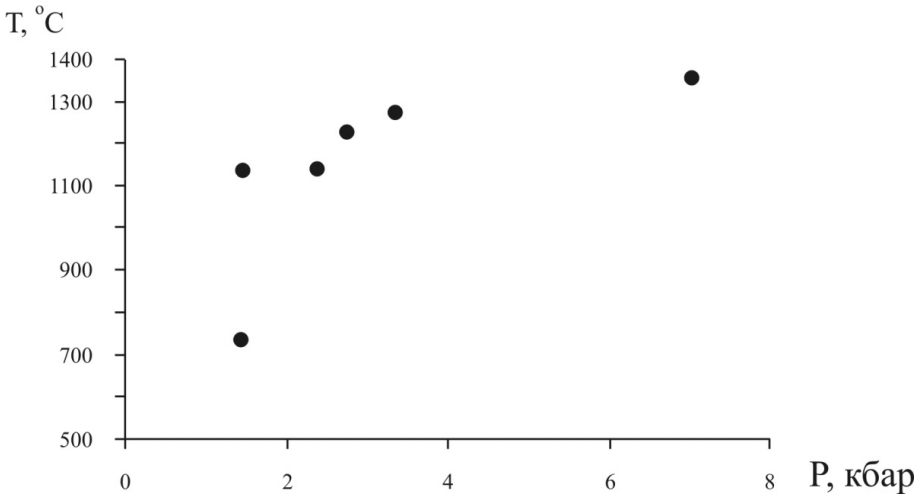


Рис. 6.1. Соотношение термодинамических параметров минералообразования для оливин-клинопироксеновых равновесий в породах Гальмознанского массива (расчеты по методу [Loucks, 1997]).

оливиновых клинопироксенитов краевых частей массива получены по оливин-клинопироксеновому геотермометру Пауэллов [Powell, Powell, 1974]. Расчеты показывают закономерное уменьшение температуры с уменьшением давления. При $T < 1150^{\circ}\text{C}$ изменение давления практически прекращается ($P = 1,5$ кбар). При этом давлении, вероятно, происходило окончательное становление массива. Фиксируемое дальнейшее понижение температуры до 720°C (что примерно соответствует минимальным температурам оливин-хромшпинелевого равновесия), по-видимому, связано с субсолидусной перекристаллизацией.

Менее определенно можно говорить о температуре формирования внутренних частей дунитового ядра. На высокую температуру дунитового расплава могут указывать признаки ассимиляции пироксенитов с образованием верлитов, имеющих типичные магматические гипидиоморфнозернистые и пойкилитовые структуры. Температура плавления клинопироксена по экспериментальным данным оценивается в 1400°C [Ревердатто, 1971], и, следовательно, близкую температуру могли иметь дуниты внутреннего ядра Гальмознанского базит-гипербазитового массива. Близость оценок температур дунитового расплава, полученных по геологическим данным, температурам гомогенизации включений, температурам распада протоплатины и отдельным геотермометрам позволяет оценить температуру кристаллизации краевых частей дунитовых ядер как минимум в $1300\text{--}1400^{\circ}\text{C}$, а внутренних в $1500\text{--}1600^{\circ}\text{C}$. **Значительные расхождения между оценкой температуры кристаллизации дунитового расплава и экспериментально определенной [Иванов, 1997] температурой кристаллизации сухого дунитового расплава ($1650\text{--}1700^{\circ}\text{C}$), видимо, обусловлены присутствием флюидов, что подтверждается наблюдениями и экспериментальными исследованиями.** В первичных расплавных включениях оливина вкрапленников в меймечитах установлена температура гомогенизации $1450 \pm 30^{\circ}\text{C}$ [Соболев и др., 1989], позволившая предположить, что действительная температура для меймечитов много выше. По данным Ю.Р. Васильева с соавторами [Васильев и др., 1984], температура кристаллизации оливина в меймечитах $1578\text{--}1680^{\circ}\text{C}$, а в порфириовидных перидотитах Гулинского массива – $1567\text{--}1627^{\circ}\text{C}$. **Наконец, по данным Н.С. Рудашевского [Рудашевский, 1984], температура распада твердого раствора изоферроплатина – осмий на фазовой диаграмме Pt–Os составляет $1400\text{--}1500^{\circ}\text{C}$, а температура распада изоферроплатина – осмирид $< 1000^{\circ}\text{C}$.**

Диапазон изменения температур минералообразования, рассчитанных для оливин-шпинелевого парагенезиса по геотермооксометру К.Бэлхауза [Ballhaus et al., 1993] варьирует в пределах $600\text{--}800^{\circ}\text{C}$, лишь несколько значений достигают 900°C . При этом значения температур оливин-шпинелевого равновесия равномерно распределены (рис. 6.2.) и не образуют пиков, которые могли бы отражать отдельные этапы субсолидусной перекристаллизации пород в процессе структурных деформаций. На диаграмме $T - \log f\text{O}_2$ поле составов дунитов Гальмознанского массива образует компактное поле, не пересекающееся с полем фигуративных

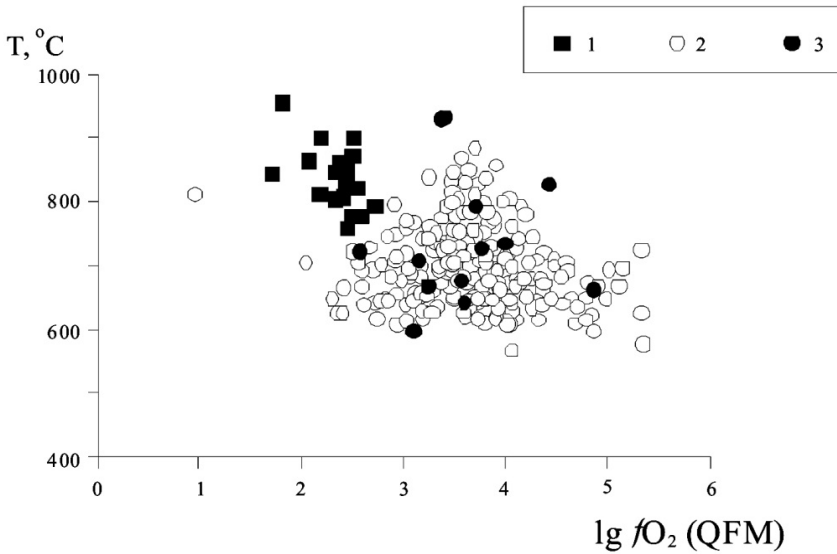


Рис. 6.2. Условия температурного и окислительно-восстановительного режимов для равновесных оливин-хромшпинелевых парагенезисов из дунитов зонально-концентрических комплексов. 1–3 – точки составов сосуществующих Ol-Sp пар из: 1 – дунитов Кондерского массива [Ленников и др., 1993]; 2 – дунитов Гальмознанского массива; 3 – рудных хромитов Гальмознанского массива.

точек составов дунитов Кондерского массива [Петрология..., 1994], что свидетельствует о различных условиях формирования пород этих массивов.

Полученные расчетные значения, по-видимому, являются температурами последнего равновесия оливина и шпинели (последняя перекристаллизация в магматических условиях). Предположительно, с этим же этапом перекристаллизации связано развитие вторичного клинопироксена. Расчеты температур хорошо согласуются с данными термометрических исследований расплавных включений в минералах. Несмотря на то, что полученные оценки характеризуют условия нижних горизонтов земной коры, практически все фигуративные точки сосуществующих равновесных пар оливин-шпинель попадают в область мантийных составов OSMA [Arai, 1987] (рис. 6.3).

Расчеты по оливин-хромшпинелевому геотермометру П. Рёдера и соавторов [Roeder et al., 1979] составляют 500–650°C для дунитов порфирукластического типа и 700–750°C для идиоморфнозернистых дунитов. Такие anomalно низкие температуры, причем более низкие именно для краевых частей массивов, могут быть обусловлены как наложенными процессами – **перекристаллизацией и «сбрасыванием»** магнетита и хром-магнетита в виде включений в оливине, так и высо-

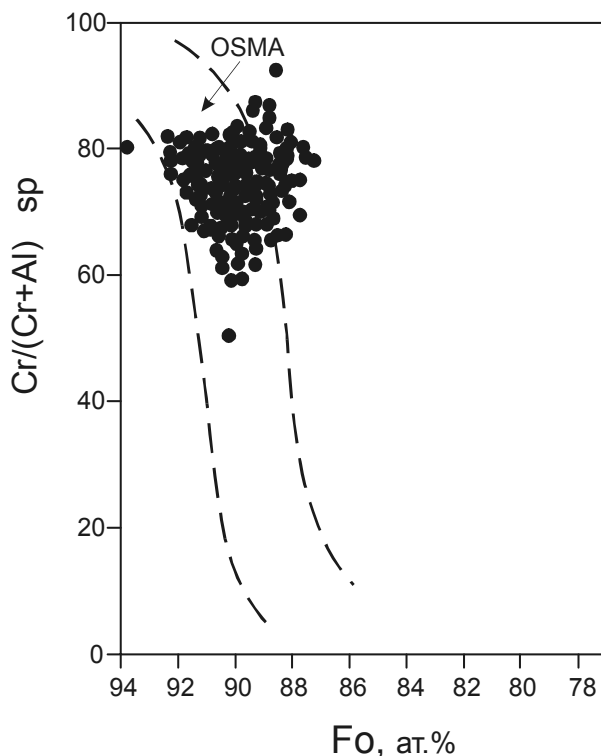


Рис. 6.3. Состав сосуществующих равновесных пар оливин-хромшпинелид в координатах хромистость шпинели – магнeзиальность оливина. Пунктирной линией нанесены границы области мантийного оливин-шпинелевого парагенезиса (OSMA) [Arai, 1987].

ким содержанием Fe^{3+} , занижающим истинную температуру кристаллизации дунита и делающим предложенный геотермометр неработающим [Джексон, 1973].

Для Гальмознанского массива средняя температура субсолидусного равновесия дунитов и сингенетичных им акцессорных хромшпинелидов составляет $1150\text{--}1200^\circ\text{C}$. Диапазон изменения температур минералообразования, рассчитанных для оливин-шпинелевого парагенезиса по геотермооксметру К.Бэлхауза, варьирует в пределах $660\text{--}820^\circ\text{C}$, лишь несколько значений достигают 900°C . В метаморфизованных хромитах температура субсолидусного равновесия опускается до $600\text{--}700^\circ\text{C}$ при одновременном росте окисленности системы относительно FMQ буфера. Полученные оценки сопоставимы с расчетами температуры равновесия оливин-хромитового парагенезиса, выполненными для массивов Платиноносного пояса Урала и Алданского щита, согласно которым температура оливин-хромшпинелевого равновесия в хромитах Нижнетагильского массива составляет $800\text{--}900^\circ\text{C}$ [Иванов, 1997], для Кондерского массива $670\text{--}910^\circ\text{C}$ [Ленников и др., 1993]. Этот вывод подтверждают оценки температур распада минералов плати-

новой группы генетически связанных с хромитами в перекристаллизованных дунитах [Рудашевский, Мочалов, 1986]. Концентрически-зональное строение массивов рассматриваемого типа в Олюторской зоне Корякии, изометричная форма большинства из них, элементы залегания полосчатости в массивах, данные площадных грави- и магнитометрических исследований позволяют предположить, что наблюдаемые сейчас зональные комплексы представляют собой перемещенные бескорневые фрагменты первично трубообразных тел подобного строения. Модель образования такой интрузии предполагает, что главные разновидности пород серии ДВКГ – это продукты динамического фракционирования расплава в процессе его внедрения вдоль протяженного канала, в ходе которого ранние дунитовые кумуляты концентрируются в центральной части магматической колонны и окружаются более поздними породами – **верлитами и оливиновыми клинопироксенитами**. Приведенные выше данные по распределению породообразующих и редких элементов, в том числе РЗЭ, подтверждают предположение о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в генезисе пород серии. Главным вопросом остается проблема состава исходного расплава для пород серии ДВКГ.

Основываясь на анализе минерального состава пород массива, можно предполагать, что исходный расплав соответствовал расплаву пикритового состава, а породы массива имеет кумулятивную природу. Эти породы первоначально формировались как кумуляты, а затем подверглись деформациям и были частично перекристаллизованы [Батанова и др., 1991, Батанова, Астраханцев, 1992, Астраханцев, 1996, Мочалов и др., 2002]. Наличие постепенных переходов от ультрабазитов к габброидам позволяет считать, что обе группы генетически связаны, а габбро являются производными расплава, сформировавшего кумулятивную дунит-пироксенитовую последовательность. При деформации породы находились в разном состоянии. Дуниты деформировались в твердопластическом состоянии при $T = 900\text{--}750^\circ\text{C}$ [Батанова и др., 1991]. **В то же время сохранение магматические структур в последовательности сильно деформированных кумулятов является свидетельством синтетектонической магматической кристаллизации** [Himmelberg, Loney, 1980; Thayer, 1980] пород, при которой интеркумулюсная жидкость приспособляется к напряжениям. Габброиды не несут следов деформации и, по-видимому, находились в жидком состоянии [Астраханцев, 1996].

Геохимический критерий кумулятивного происхождения дунитов и других богатых оливином пород – наличие положительной Pt-аномалии, величина которой убывает в ходе эволюции серии ДВКГ [Ферштатер и др., 1999]. Ранней селективной кристаллизации Pt и ее фракционированию способствует низкая активность серы и повышенный кислородный потенциал, что как раз и характеризует условия ранних этапов становления серии ДВКГ Гальмознанского массива. Фракционирование платины обусловило резкое падение ее концентраций в остаточном расплаве и появление отрицательной аномалии ее содержания в габброидных дифференциатах. Установленная ассоциация Гальмознанского массива (и других

подобных базит-гипербазитовых массивов Олюторской зоны Корякии) с островодужными образованиями, наряду с их концентрически-зональным строением и изометричной в плане формой, определенная геохимическая эволюция пород, позволяет предположить, что их формирование происходило на начальной стадии развития энсиматической островной дуги. Появление габбро-клинопироксенит-дунитовых комплексов, отвечало этапу завершения тектоно-магматической перестройки в литосфере и переходу океанической к островодужной (надсубдукционной) геодинамической обстановке [Астраханцев, 1996], а сами концентрически-зональные комплексы являются характерными для островодужного магматизма.

6.2. Модельный Re-Os возраст платиноидной минерализации и особенности ее формирования

Для определения изотопно-геохимических особенностей и определения модельного Re-Os возраста платиновой минерализации, связанной в Гальмознанском зональном массиве, главным образом, с хромитами, были получены характеристики минералов и проведен расчет модельного возраста платиновых минералов по методике, описанной ранее [Костоянов, 1998]. Для большинства проанализированных образцов величина отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ соответствует мантийным значениям, что в данном случае позволяет предполагать хондритовую эволюцию источников рудного вещества. На построенных гистограммах проявился достаточно четкий максимум возраста в интервале 250–350 млн. лет, а наиболее часто встречаются значения 260–340 млн. лет (рис. 6.4.). В этот интервал попала большая часть определений для изученного массива, а также определения для большинства платиноносных зональных комплексов южной части Корякского нагорья [Корякско-Камчатский..., 2002]. Этот же интервал установлен для МПГ из дунитов зональных Кондерского и Инаглинского массивов и специфического Гулинского комплекса [Костоянов, 1994].

Вполне допустимо, что данный временной интервал (300–360 млн. лет) отвечает некоему глобальному этапу эволюционных процессов в мантии Земли, в ходе которого осуществлялось интенсивное образование МПГ, ныне локализованных в зональных ультраосновных комплексах. Однако в большинстве случаев эти модельные Re-Os датировки оказываются древнее, чем изотопный возраст вмещающих МПГ пород концентрически-зональных массивов (в частности, для Корякии в среднем он составляет 65–70 млн. лет [Зайцев и др., 2002; Ланда и др., 2002; Корякско-Камчатский....., 2002], а возраст становления зональных щелочно-ультраосновных массивов Алдана близок к 120 млн. лет [Пушкарев и др., 2002], в том числе и хромитов [Walker et al., 2002]. В целом рений-осмиевые изотопные характеристики подтверждают вывод о более древнем возрасте платинометальной минерализации относительно возраста вмещающих ее пород

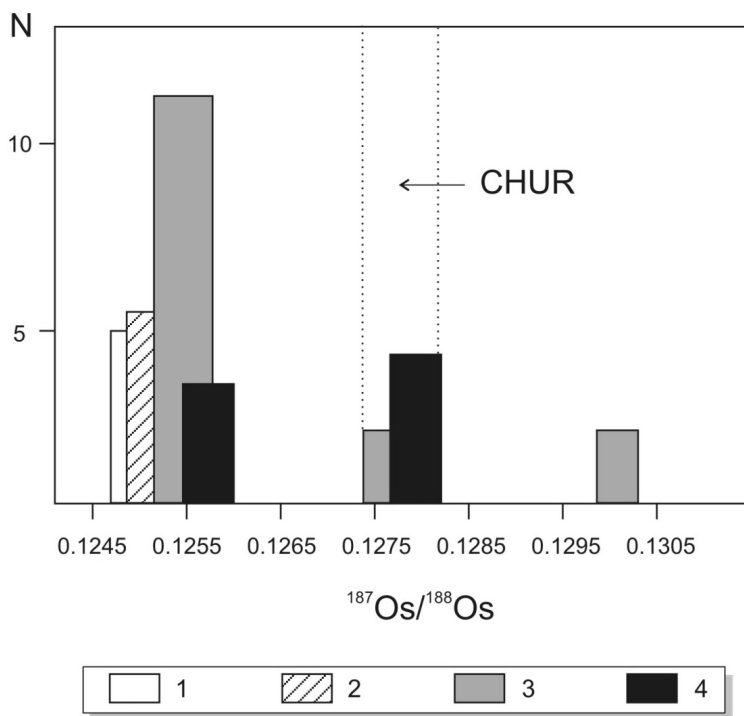


Рис. 6.4. Вариации изотопного состава осмия в МПГ базит-гипербазитовых массивов концентрически-зонального типа.

Изотопный состав Os в индивидуальных зернах МПГ из зональных мафит-ультрамафитовых массивов: 1 – Инагли; 2 – Кондер [1, 2 – Пушкарев и др., 2002]; 3 – Гальмознан; 4 – Матыскен [Корякско-Камчатский..., 2002]. Пунктирной линией ограничена область вариаций отношения $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в современном хондритовом резервуаре (CHUR) [по Yin et al., 1996].

концентрически-зональных массивов. Вероятно, указанный временной интервал соответствует некоему глобальному эпизоду эволюционных процессов в мантии Земли, в ходе которого могли формироваться или радикально преобразовываться минералы платиновой группы, транспортировка которых в кору произошла значительно позднее. Это дает основание предполагать, что внедрение мантийного вещества, обогащенного ЭПГ, в верхние горизонты коры происходило уже после формирования МПГ. По всей видимости, эта особенность является спецификой генезиса платиноносных концентрически-зональных комплексов.

Природу коренной хромит-платинометальной минерализации Гальмознанского массива можно объяснить в рамках трех различных моделей, предполагающих:

1) привнос МПГ вместе с частично расплавленным (или твердофазным) веществом ультрамафитов;

2) метасоматическое образование МПГ на позднемагматической стадии образования пород ядра массива;

3) кристаллизацию МПГ из расплава в промежуточной магматической камере *in situ*.

Анализ полученных данных по изотопии Os позволяет выбрать механизм формирования МПГ, в наибольшей степени удовлетворяющий двум граничным условиям, в конечном счете, определяющим корректность выбранной модели. Во-первых, по своей природе ультрамафиты зональных комплексов являются чрезвычайно изотопно-гетерогенными образованиями, о чем свидетельствуют многочисленные результаты их датирования Sm-Nd, Rb-Sr и Re-Os методами [Зайцев и др., 2002; Ланда и др., 2002; Пушкарев и др., 2002; Borg, Hattori, 1997; Walker et al., 2002 и др.]. Во-вторых, начальный изотопный состав осмия в МПГ зональных мафит-ультрамафитовых комплексов также не постоянен (рис. 6.4). При этом пределы вариации отношения $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в платиноидах не совпадают с таковыми в породах, с которыми они ассоциирует (Borg, Hattori, 1997). Более того, как уже было отмечено выше, довольно часто модельный Re-Os возраст МПГ оказывается древнее возраста ультрамафитов. Приведенные факты в определенной мере противоречат как модели метасоматического формирования МПГ на позднемагматической стадии становления ультраосновных массивов, так и модели магматической кристаллизации МПГ в интрузивной камере на месте. Учет влияния корового компонента на изменение возрастных датировок (от тех, что были получены при расчете модельного Re-Os возраста по хондритовой модели) осуществлялся в рамках двухкомпонентной модели смешения и показал, что доля «корового» осмия в проанализированных зернах МПГ обычно невелика. Так, в случае зонального Гальмознанского массива она составила всего 1,8–6,2%. В связи с этим авторам представляется, что происхождение ультраосновных зональных комплексов и приуроченной к ним платинометальной минерализации, связано с полихронными процессами, включающими и стадию мантийно-метасоматического формирования МПГ в мантийном субстрате, и стадии магматической дифференциации этого субстрата, приуроченные к его перемещению на коровый уровень. Вероятно, на этом этапе происходит образование МПГ, которым свойственны более высокие, чем мантийные (хондритовые), отношения $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$.

Сделанный на основании изотопно-геохимических данных вывод о раннемагматической экстракции ЭПГ из высокотемпературного высокомагнезиального расплава, тем не менее, не объясняет всех особенностей локализации рудных проявлений МПГ в породах Гальмознанского массива. Исследования минеральных парагенезисов в коренных породах и рудах Гальмознанского массива свидетельствует о значительном участии флюида в рудообразующем процессе и о высокой флюидонасыщенности расплава, особенно на завершающей стадии кристаллизации пород. Магматический флюид обладает исключительно высокими транспортными свойствами в отношении платиноидов, при этом растворимость платины

во флюиде возрастает от 50 мг/кг при $T = 1350^{\circ}\text{C}$ до 750 мг/кг при $T = 1100^{\circ}\text{C}$. Интенсивнее всего флюидом из силикатов мобилизуются иридий и платина, а из хромитов — палладий и золото [Горбачев и др., 1992].

Пространственная связь платиноносных хромитов с перекристаллизованными дунитами, где более поздняя кристаллизация МПГ по отношению к хромиту доказывается соотношениями минералов, коррозией хромитов Pt-Fe сплавами и т.д., что свидетельствует о том, что окончательное формирование скоплений МПГ в породах Гальмознанского массива происходило уже на позднемагматической стадии, по-видимому, в закрытой системе и в условиях интенсивной флюидной проработки [Толмачева, 2001].

Доказательством существенной роли летучих компонентов в процессе формирования МПГ в породах Гальмознанского массива могут служить гидроксил-содержащие силикатные минералы, заключенные в матрицу Pt-Fe. Особенностью химического состава этих силикатных фаз является высокое содержание хлора (до 14 мас. %) [Сидоров, 2000]. В граничных зонах МПГ с вмещающими хромшпинелидами, наряду с Cl-содержащими силикатами, в составе рыхлых и пористых образований отмечаются фазы с общей формулой $\text{Pt}(\text{Cl},\text{OH})$, $(\text{Pt},\text{Ni},\text{Cu},\text{Fe})(\text{S},\text{OH},\text{Cl})$, а среди МПГ россыпи ручья Ледяного была обнаружена фаза состава PtCl [Сидоров, 2000; Толстых и др., 2001].

В этой связи представляется, что образование хромит-платиновой минерализации Гальмознанского массива предположительно происходило в два этапа — раннемагматический и позднемагматический.

Термодинамические особенности первого высокотемпературного (более 1300°C) раннемагматического этапа обусловили экстракцию ЭПГ из расплава, а позднемагматический этап (900°C и ниже) явился определяющим для транспортировки и образования скоплений МПГ. Фактором, определяющим локализацию этих скоплений, являются процессы высокотемпературных пластических деформаций происходивших в условиях интенсивной гидротермально-флюидной проработки, обусловившие перекристаллизацию пород дунитового ядра массива с формированием платиноносных дунитов и хромитовых рудных тел.

Глава 7

ТЕХНОЛОГИЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ПЛАТИНЫ ИЗ ДУНИТОВ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО МАССИВА

В начале XX века, учитывая повышенные концентрации платины в основной массе дунитов и наличие обогащенных участков в рудных хромитах и дунитовых пегматитах, выдающимися исследователями Платиноносного пояса Урала Н.К. Высоцким, А.Н. Заварицким и А.Г. Бетехтиным было сделано предположение о возможности локализации в пределах зональных базит-ультрабазитовых комплексов крупнообъемного платинометалльного оруденения. В соответствии с данной научной концепцией, «все массивы дунита должны рассматриваться, как сплошные месторождения платины», а вовлечение их в промышленную эксплуатацию будет определяться исключительно возможностью «технически и выгодно извлекать полезный металл» [Высоцкий, 1925; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1954].

Следует констатировать, что все попытки организовать масштабное производство платины при освоении хромитовых руд зональных комплексов не имели успеха. Это определяется целым рядом проблем, характерных для данного рудно-формационного типа платиновых месторождений:

1) общее количество хромитовых скоплений относительно массы вмещающих дунитов незначительно, а характер и плотность их распределения не имеют выраженных закономерностей;

2) рудные тела хромитов имеют небольшие размеры, при этом их морфология отличается исключительным разнообразием (жилы, шпиры, прожилки, вкрапленность);

3) платиносодержащие хромиты не отличаются от безрудных ни по составу, ни по морфологии выделений;

4) распределение платины в пределах хромитов имеет крайне неравномерный

бессистемный характер, что отражается в значительных колебаниях, как содержания платины, так и мощности продуктивных интервалов.

Одним из определяющих факторов здесь, вероятно, является и то, что не вся продуктивная платиносодержащая минерализация пространственно и генетически связана с хромитами, что подтверждается несовпадением ореолов платины с зонами рудных хромитовых тел в пределах Гальмознанского массива.

Технологическая возможность переработки значительных объемов магматических горных пород с низкими концентрациями платины до последнего времени не рассматривалась даже теоретически. Однако сегодня, когда в мировой практике уже существуют примеры эффективного освоения рудных месторождений, в которых среднее содержание благородных металлов ниже 1 г/т, предложенная концепция рассмотрена нами как со стороны технологической возможности, так и экономической целесообразности извлечения платины из дунитов Гальмознанского массива. Комплексный подход к решению поставленной задачи заключался в получении полной достоверной информации о составе, строении и технологических свойствах данного вида платиносодержащего сырья. Этой цели можно достичь путем интеграции методов изучения состава и свойств рудовмещающих горных пород с минералого-технологическими исследованиями продуктивного оруденения и технологическими испытаниями потенциально рудоносных образований в лабораторных и полупромышленных условиях.

Основным объектом проведения исследований являлись платиносодержащие дуниты рудных зон, выделенных в пределах массива, которые при установленной протяженности до 1300 м, мощности 130–160 м и среднем содержании платины на уровне 0,7–3,2 г/т представляют непосредственный интерес для промышленного освоения [Козлов, 2009; Козлов, Чантурия, 2009; Чантурия и др., 2011]. Распределение платины в рудных зонах характеризуется выраженной неравномерностью ($K_v = 450\%$; где K_v – Коэффициент вариации содержаний платины в руде). Это обусловлено наличием разрозненных гнездообразных участков с высоким, в отдельных случаях, ураганным содержанием платины (до 100–1000 г/т), **которые чередуются** с протяженными интервалами дунитов с низкими и фоновыми концентрациями (0,03–0,1 г/т). Достоверность проведения исследований в связи с этим определялась формированием представительной выборки минералого-технологических проб для всего спектра содержаний платины в пределах рудных зон. Для лабораторных исследований и полупромышленных испытаний по стандартной методике была отобрана укрупненная технологическая проба платиносодержащих дунитов. Основной объем аналитических исследований и технологических экспериментов были выполнены в лабораториях ОАО «Механобр-Инжиниринг», а полупромышленные испытания проведены на обогатительной установке Горного института КНЦ РАН [Богданович и др., 2010].

7.1. Прогнозная оценка технологических свойств платинометаллических руд на основе изучения шлиховой платины

Основным признаком рудной платиноносности зональных комплексов является наличие приуроченных к ним россыпных месторождений платины. Процесс образования россыпей является отражением «естественного» (природного) гравитационного обогащения платинометаллических руд, поэтому установление минерального состава, морфометрических и гранулометрических особенностей распределения минералов платиновой группы (МППГ) в россыпях являлась важной составной частью проведенных минералого-технологических исследований [Козлов, Чантурия, 2009, Козлов, 2010, Козлов, Чантурия, 2011].

Главными минералами шлиховой платины россыпей, расположенных на периферии Гальмознанского массива, являются сплавы системы Pt-Fe, среди которых заметно преобладает изоферроплатина (Pt_3Fe). Для большинства её зерен характерны пятнистые структуры, обусловленные развитием и чередованием участков с различным содержанием железа. Обычными, хотя и гораздо реже встречающимися МППГ являются тетраферроплатина (Pt_4Fe), с содержанием Ir до 9,0 мас. %, никельферроплатина (Pt_2FeNi) и туламинит (Pt_2FeCu). Иногда эти фазы встречаются в виде самостоятельных зерен, но чаще образуют реакционные периферические оторочки и каймы по изоферроплатине, мощность которых составляет в отдельных случаях до 30% объема зерна. Все другие МППГ не образуют самостоятельных зерен, а встречаются исключительно в виде включений в матрице железо-платиновых сплавов. Пробность шлиховой платины россыпных месторождений узла в среднем составляет 850, что в принципе соответствует химическому составу изоферроплатины. По минеральному составу и содержанию элементов-примесей шлиховая платина россыпных месторождений относится к иридисто-платиновому минералого-геохимическому типу, что является типоморфным для зональных комплексов урало-алаянского типа [Мочалов, 1994; Мочалов и др., 2002].

По морфологии выделений большая часть шлиховой платины представлена комковатыми зернами изометричной, иногда уплощенной, неправильной формы. Зерна с выраженными кристаллографическими формами характерны исключительно для мелкозернистых фракций. Для верхней части россыпей, которые расположены непосредственно в пределах Гальмознанского массива (ручьи Ледяной и Сентябрь) и, вероятно, примыкают непосредственно к коренному источнику, характерно преобладание неокатанных зерен «рудного» облика с противоотпечатками, многочисленными сростками и включениями породообразующих и рудных минералов. Включения составляют до 30% объема крупных зерен и самородков, представлены хромшпинелидами, оливином и клинопироксенами. По мере удаления от массива (река Левтыриновья) наблюдается значительное увеличение степени окатанности зерен и уменьшение количества сростков и включений, что

свидетельствует о хорошем механическом отделении платиноидов от вмещающей матрицы в процессе транспортировки. В нижней части россыпей зерна платиноидов принимают гладкие очертания с блестящими поверхностями, в углублениях которых иногда можно обнаружить крючковатые, кавернозные участки «рудного» облика с остатками зерен хромшпинелидов и оливина.

Плотность шлихового платиносодержащего концентрата, добытого при разработке россыпей, отражает общее количество сростков платиноидов с порообразующими минералами и в среднем для месторождений ручья Ледяного составляет 17,1 г/м³ (для крупных фракций 14,1–14,8 г/м³), а для россыпи Левтыриновьям – 17,8 г/м³ (табл.7.1).

В целом морфометрические характеристики шлиховой платины россыпей свидетельствуют о близости коренного источника, в котором морфология выделений платиносодержащих минералов будет характеризоваться увеличением степени изоморфизма от мелких фракций к более крупным.

Результаты изучения гранулометрического состава показали, что в шлиховой платине россыпей, примыкающих непосредственно к массиву, преобладают зерна, размер которых превышает 500 мкм (59 мас. %). В тонких и мелких фракциях (–250 мкм) здесь находится только 7,8 мас. % платины. В «головке» россыпей значительное количество зерен «шлиховой платины» (до 20 мас. %) находится в крупных классах +2 мм, а также характерно наличие самородков, максимальный вес которых достигает 1,22 кг. Ещё более значительным количеством платины в крупных классах характеризуются платиноносные конглобрекции дунитов, которые вероятно являются элювиально-делювиальными продуктами разрушения коренного источника. По данным геологоразведочных работ ЗАО «Корякгеолдобыча» и технологических исследований, проведенных ОАО «Иргиредмет», в классах крупности +400 мкм находится не менее 85 мас. % платины, при этом более 30 мас. % платиноидов имеют

Таблица 7.1

Гранулометрический состав (мас. %) и плотность (г/м³) шлихового платинового концентрата по результатам эксплуатации россыпных месторождений

Россыпное месторождение	Классы крупности, мм					
	–0,25	0,25–0,5	0,5–1,0	1,0–2,0	2,0–10,0	+10
Ледяной	<u>7,8</u>	<u>33,2</u>	<u>29,8</u>	<u>12,6</u>	<u>15,9</u>	<u>0,7</u>
	17,8	17,8	17,6	16,7	14,8	14,1
Левтыриновьям	<u>15,9</u>	<u>57,5</u>	<u>23,1</u>	<u>2,9</u>	<u>0,5</u>	<u>0,1</u>
	18,0	17,8	17,8	17,7	17,4	16,6
Узел в целом	<u>12,2</u>	<u>47,2</u>	<u>26,7</u>	<u>7,0</u>	<u>6,6</u>	<u>0,3</u>
	17,9	17,7	17,5	17,3	16,3	14,7

Примечание. Определения проведены по эксплуатационным пробам шлихового концентрата с массовой навески более 200 кг платины. В числителе – плотность концентрата, в знаменателе – массовое распространение.

размер более 1 мм. На участках россыпей, расположенных на удалении от массива, большая часть «шлиховой платины» (74 мас. %) находится в мелких классах крупности (-500 мкм) и практически отсутствуют платиновые самородки.

Минералого-технологическое изучение шлиховой платины прилегающих к массиву россыпных месторождений позволило уже на начальном этапе исследований определить прогнозную характеристику россыпеобразующих платинометалльных руд Гальмознанского массива.

Состав породообразующих и рудных включений в зернах платиноидов указывает на то, что наиболее продуктивная часть оруденения сосредоточена в рудных хромититах и дунитах массива. Морфометрические характеристики «шлиховой платины» в головке россыпей свидетельствуют о близости коренного рудного источника, в котором подавляющая часть выделений платиносодержащих минеральных форм будет отличаться высокой степенью изоморфизма. Основным продуктивным платиносодержащим минералом в руде является изоферроплатина. Нахождение богатых участков россыпей непосредственно в пределах массива, гранулометрические и морфометрические характеристики шлиховой платины, количество и характер сростаний платиноидов с породообразующими и рудными минералами свидетельствует о хорошей раскрываемости полезного компонента уже на начальных стадиях дезинтеграции. Значительное распространение крупных фракций минералов МПГ в россыпях ($+1,0$ мм) прямо свидетельствует об их наличии в платинометалльных рудах коренного источника. Максимальная крупность зерен платиноидов в руде, вероятно, будет превышать 20 мм. В соответствии с проведенными исследованиями «шлиховой платины» россыпей, гранулометрический максимум распределения платиноидов в рудах коренного источника следует ожидать в средних ($-0,5$ $+0,25$ мм) и крупных ($-1,0$ $+0,5$ мм) классах крупности, суммарный выход платины в которых может составить около 75 мас. %. Возможно некоторое смещение распределения в сторону тонких и мелких фракций ($-0,25$ мм), содержание которых предварительно можно оценить на уровне 10–15 мас. %.

7.2. Оценка качества платинометалльных руд при крайне неравномерном распределении ЭПГ

Одной из важнейших задач на начальном этапе минералого-технологических исследований являлось выявление причин крайне неравномерного (бессистемного) распределения полезного компонента в рудовмещающих образованиях и возможность их учета при определении основных технологических характеристик платиносодержащих дунитов [Козлов, 2009; Богданович и др., 2010].

Для определения содержания платины в рядовых минералого-технологических пробах использовались три способа: ICP-MS, пробирный анализ и расчеты по технологическому балансу (средневзвешенное определение пробирного ана-

лиза продуктов гравитационного фракционирования материала проб). Наиболее близкими расчетным по балансу оказались содержания платины, которые были получены в результате усреднения определений пробирного анализа по трем параллельным навескам. Однако даже между ними был установлен значительный разброс с высокими коэффициентами вариации (до 100%). Наиболее неравномерным оказалось распределение в пробах с высоким содержанием платины (14,7–50,2 г/т). Отдельный пробирный анализ фракций +0.1 мм и –0.1 мм аналитических навесок показал, что в надрешетном продукте с выходом не более 1,5% от общей массы навески может находиться до 70 мас. % платины (табл.7.2).

Сводный анализ результатов по выборке позволил установить, что распределение платины в крупную фракцию (ϵ) определяется исключительно уровнем её содержания в пробе (α). Зависимость выражается степенной функцией с высоким коэффициентом детерминации:

$$\epsilon = -0,0013 \times \alpha^2 + 0,6355 \times \alpha + 12,35 \quad (R^2 = 0,9) \quad (7.1)$$

Установленная в процессе аналитических исследований закономерность позволяет сделать вывод – основную неравномерность в распределение продуктив-

Таблица 7.2

Распределение платины в богатых рудах по продуктам отсева 0,1 мм

Номер навески	Продукты отсева	Масса, г	Выход, %	Содержание, г/т	Распределение, мас. %
Проба (50,2 г/т Pt)					
1	+0,1 мм	0,3658	1,06	1016	32,9
	–0,1 мм	34,26	98,94	22,1	67,1
2	+0,1 мм	0,4412	1,24	378	17,9
	–0,1 мм	35,267	98,76	21,6	82,1
3	+0,1 мм	0,4588	1,24	3609	57,7
	–0,1 мм	36,489	98,76	33,2	42,3
Проба (32,1 г/т Pt)					
1	+0,1 мм	0,5693	1,51	5440	68,2
	–0,1 мм	37,25	98,49	38,7	31,8
2	+0,1 мм	0,3364	0,89	525	22,0
	–0,1 мм	37,655	99,11	16,6	78,0
3	+0,1 мм	0,516	1,41	657	34,0
	–0,1 мм	36,125	98,59	18,2	66,0
Проба (14,7 г/т Pt)					
1	+0,1 мм	0,332	0,90	223	27,6
	–0,1 мм	36,68	99,10	5,3	72,4
2	+0,1 мм	0,5023	1,39	98	14,8
	–0,1 мм	35,521	98,61	8,0	85,2
3	+0,1 мм	0,389	1,03	412	21,7
	–0,1 мм	37,26	98,97	15,5	78,3

ного платинометалльного оруденения вносят относительно крупные выделения платиносодержащих минералов (+100 мкм), наличие которых также определяет и высокие содержания платины в руде.

Технологические свойства платинометалльных руд с низким и высоким содержанием платины в связи с этим могут иметь значительные различия. Для определения характера неоднородностей и их возможного влияния на качественные характеристики исходного минерального сырья, из отобранных минералого-технологических проб были сформированы четыре представительные выборки, достаточно полно характеризующие весь спектр содержаний платины в рудах Гальмознанского массива:

- 1) с высоким содержанием более 10 г/т Pt;
- 2) с рядовым содержанием 0,5–2,5 г/т Pt;
- 3) с низким содержанием 0,1–0,5 г/т Pt;
- 4) с фоновой концентрацией менее 0,1 г/т Pt.

При относительно равномерном распределении полезного компонента, качественные показатели исходной рудной массы для обогатительного передела определяются усредненной оценкой характеристик, установленных в отдельных пробах одной представительной выборки. Для платинометалльных руд, которые характеризуются крайне неравномерным распределением полезного компонента, прогнозная оценка качества исходной рудной массы может быть проведена путем определения показателей для всего множества относительно однородных составляющих с учетом доли их участия в объеме и продуктивности [Козлов, Чантурия, 2009; Козлов, 2009].

Статистическая обработка и сводный анализ результатов опробования рудных зон Гальмознанского массива позволил установить, что подавляющая часть объема рудной массы (82%) будет представлена дунитами с фоновыми концентрациями платины (<0,1 г/т), которые вмещают всего 6,0% продуктивного оруденения (рис. 7.1). Для дунитов с рядовым (0,5–2,5 г/т) и низким (0,1–0,5 г/т) содержанием платины показатели доли участия в объеме и продуктивности более сближены и составляют соответственно 3,4 и 11,2% для первых и 11,0–6,4% для вторых. Основную продуктивность рудных зон (76,4%) определяют изолированные участки с высокими (ураганными) содержаниями платины. В объеме рудной массы они составят всего 3,6%.

Обратная зависимость между долей участия типов руд в объеме и их продуктивностью определяет принципиальные различия при расчете основных технологических показателей. Так усредненные показатели качества платиносодержащей рудной массы для обогатительного передела (A_{cp}) были рассчитаны на основе среднестатистических определений показателей в однородных выборках минералого-технологических проб с высоким (A_1), рядовым (A_2), низким (A_3) и фоновым (A_4) содержанием платины по следующей формуле:

$$A_{cp} = 0,036 \times A_1 + 0,034 \times A_2 + 0,11 \times A_3 + 0,82 \times A_4 \quad (7.2)$$

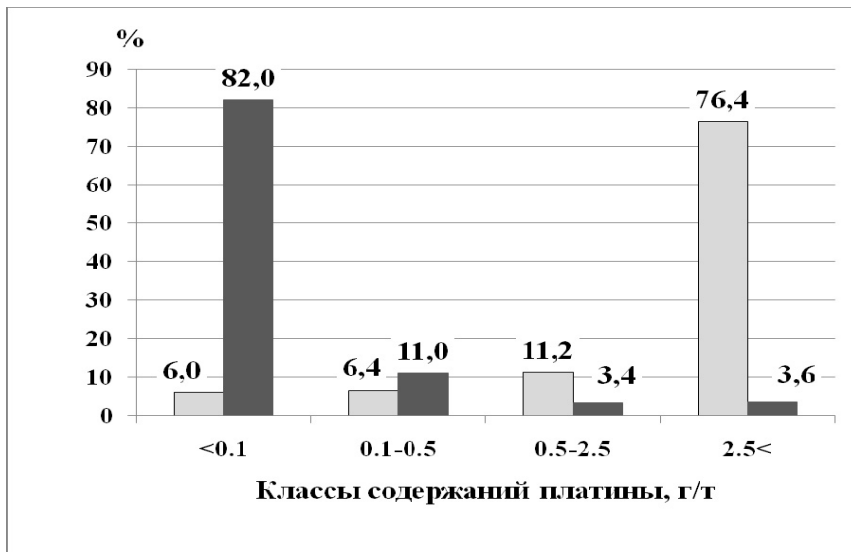


Рис. 7.1. Принципиальная схема неравномерности распределения платины по объему (темное) и продуктивности (светлое).

По результатам определения содержания платины в рядовых минералого-технологических пробах и среднего по сформированным выборкам, среднее содержание платины в исходной рудной массе, при разбросе от 0,03 до 50,2 г/т, по данной формуле оценивается в 1,21 г/т (табл. 7.3).

Для определения прогнозных показателей, характеризующих технологические свойства продуктивного платинометального оруденения (B_{cp}), принимается уравнение, которое соответствует установленным закономерностям распределения различных типов руд по продуктивности:

$$B_{cp} = 0,764 \times B_1 + 0,112 \times B_2 + 0,064 \times B_3 + 0,06 \times B_4 \quad (7.3)$$

Таблица 7.3

Расчет среднего содержания платины в дунитах рудных зон по результатам минералого-технологического опробования, г/т

№ выборки	Тип руд	Доля в объеме руды, %	Количество проб, шт.	Содержание Pt, г/т	
				в пробах	по выборке
1	богатые	3,6	3	14,7–50,2	32,33
2	рядовые	3,4	4	0,46–1,65	1,00
3	бедные	11,0	4	0,11–0,22	0,16
4	с фоновыми концентрациями	82,0	3	0,03–0,04	0,03
	<i>рудная масса</i>				<i>1,21</i>

Основные закономерности, характеризующие существенные неоднородности внутреннего строения платиноносных рудных зон Гальмознанского массива, описанные в формулах 7.2 и 7.3, позволили, опираясь на результаты изучения рядовых минералого-технологических проб, определить основные технологические свойства продуктивных платиносодержащих минеральных фаз и дать сводную прогнозную оценку качества исходной рудной массы для обогатительного передела.

7.3. Минералого-технологическая характеристика платинометалльных руд

Важнейшим итогом проведенных исследований явилось определение петрологических, минералого-геохимических и технологических характеристик горных пород и руд, вмещающих продуктивное платинометалльное оруденение.

7.3.1. Вещественный состав

Петрографические исследования минералого-технологических проб показали, что рудные зоны Гальмознанского массива сложены дунитами, среди которых по типу микроструктуры выделяются три основные разновидности: протогранулярный (идиоморфнозернистый), аллотриоморфнозернистый и порфирукластический.

Богатые руды с высокими содержаниями платины (>10 г/т) характеризуются преобладанием дунитов с порфирукластической и порфирукластической-аллотриоморфнозернистой структурами. Значительно реже платиноносными являются неравномернозернистые аллотриоморфнозернистые дуниты со слабым проявлением ($<12,5\%$) или полным отсутствием порфирукластических структур. Для рудовмещающих дунитов характерны повышенные концентрации рудного вещества, представленные преимущественно прожилково-вкрапленными скоплениями хромшпинелидов, на отдельных участках представленные шпировыми обособлениями с проявлением рудных сидеронитовых структур.

Для руд с рядовыми и низкими содержаниями платины ($0,5-2,5$ г/т) преобладающими являются дуниты с аллотриоморфнозернистым типом микроструктур и ограниченным развитием порфирукластических разностей. Количество скоплений рудных, представленных тонкими прожилками и мелкой вкрапленностью хромшпинелидов, значительно уступает дунитам с высокими концентрациями платины.

Наиболее протяженные интервалы рудных зон с фоновыми концентрациями платины ($<0,1$ г/т) характеризуются проявлением в дунитах всего спектра микроструктур, с преобладанием средне-крупнозернистых разностей с аллотриоморфной структурой. Меньшим развитием пользуются идиоморфнозернистые, порфирукластические и аллотриоморфнозернистые типы с фрагментами идиоморф-

нозернистой и порфирукластической микроструктур. Хромиты представлены тонкой рассеянной вкрапленностью.

Результаты исследований позволяют сделать вывод о том, что продуктивное платинометальное оруденение концентрируется преимущественно в дунитах порфирукластического и порфирукластического-аллотриоморфнозернистого структурно-деформационного типа, для которых характерны проявления признаков перекристаллизации и значительных структурных деформаций.

По химическому составу (табл. 7.4) руды характеризуются достаточно выдержанным содержанием SiO_2 (39,4–44,6 мас. %). **Высокая концентрация хромшпинелидов** в богатых рудах подтверждается максимальными содержаниями Cr_2O_3 (до 7,88 мас. %), Fe_3O_4 (до 15,63 мас. %) и Al_2O_3 (до 1,68 мас. %). Руды с относительно низкой концентрацией платины отличаются повышенной магниезильностью (MgO до 45,6 мас. %) при минимальной глиноземистости, известковистости, щелочности и титанистости.

Руды отличаются низкими концентрациями всех благородных металлов кроме платины. Даже в пробе с высоким содержанием 50,2 г/т Pt, общая сумма прочих ЭПГ и золота не превышает 1,5 г/т. Наиболее тесно платина связана с Ir ($R = 0,997$). Высокие значения коэффициентов корреляции также установлены с Pd ($R = 0,921$), Rh ($R = 0,774$), Ru ($R = 0,830$), несколько ниже с Os ($R = 0,695$) и Au ($R = 0,714$).

Распределение элементов-примесей в платинометальных рудах Гальмознанского массива отвечает геохимическим характеристикам зональных комплексов урало-аляскинского типа, для которых характерны пониженные концентрации литофильных элементов (за исключением бария), а также ванадия, скандия и меди, с повышенными содержаниями цинка и кобальта. Геохимический ряд взаимно коррелированных признаков платинометальной руды представлен единым конгломератом элементов-примесей: Pt, Pd, Ir, Rh, Ru, Sb, As, Bi и S, с одной стороны, и Cr, Al, Fe, Ti, Mn, Co, Zn, Ga – с другой, что отражает тесную связь формирования и локализации продуктивного платинометального оруденения и рудных хромитов. Однако следует признать, что корреляционная зависимость между содержаниями Cr_2O_3 и Pt хотя и очевидна, но все-таки не является определяющей (рис. 7.2). Несмотря на значительные колебания концентраций по типам руд, среднее расчетное содержание Cr_2O_3 составляет в них 0,62 мас. % (формула 7.2). Это позволяют утверждать, что дуниты в рудных зонах характеризуются низкой концентрацией хромшпинелидов (не более 1,5%).

Главным породообразующим минералом платинометальных руд является оливин, который составляет до 95% объема. В резко подчиненных количествах находятся хромшпинелид, серпентин, хлорит и магнетит, общее количество которых, как правило, не превышает 5%. Клинопироксен и амфибол в руде встречаются исключительно в виде отдельных зерен.

Оливин представлен зернами двух генераций: крупными порфирукластами (до 10 мм) и мелкими необластами (0,1–0,5 мм). Различия между составом оли-

Таблица 7.4
Химический состав платинометаллических руд, масс. %

Pt, г/т	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₃ O ₄	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	S	Ni	Co	Zn	Cu
<i>Богатые (3,6% объема; 76,4% продуктивности)</i>															
50,2	41,77	0,05	0,64	1,97	10,36	1,07	39,95	0,28	0,06	0,05	0,12	0,12	0,01	0,02	<0,01
32,1	39,44	0,07	1,68	7,88	12,93	0,08	33,6	0,2	0,01	0,01	0,03	0,13	0,02	0,04	<0,01
14,7	43,32	0,06	1,39	4,56	11,05	0,11	35,26	0,32	0,01	0,01	0,02	0,12	0,02	0,06	<0,01
<i>Рядовые (3,4% объема; 11,2% продуктивности)</i>															
1,65	42,2	0,05	1,06	3,47	12,6	0,1	36,5	0,36	0,03	0,03	0,08	0,11	0,01	0,06	0,01
1,38	40,5	0,09	0,88	3,62	15,63	0,63	36,6	0,23	0,01	0,01	0,01	0,1	0,02	0,03	<0,01
0,49	41,69	0,02	0,21	0,44	8,64	0,56	43,76	0,23	0,02	0,02	0,01	0,15	0,01	0,02	<0,01
0,46	44,55	0,01	0,13	0,32	8,33	0,2	44,12	0,21	0,02	0,02	0,01	0,12	0,01	<0,01	<0,01
<i>Бедные (11,0% объема; 6,4% продуктивности)</i>															
0,22	42,6	0,01	0,12	0,16	8,27	0,27	45,12	0,2	0,01	0,02	0,01	0,1	0,02	0,01	0,01
0,19	44,65	0,03	0,78	3,25	9,78	0,06	37,82	0,25	0,01	0,02	0,06	0,12	0,01	0,03	<0,01
0,14	41,36	0,01	0,13	0,31	9,66	0,78	44,69	0,18	0,01	0,01	0,01	0,09	0,01	0,01	0,02
0,11	42,31	0,01	0,12	0,24	9,88	0,21	43,95	0,21	0,01	0,01	0,01	0,21	0,01	0,01	<0,01
<i>С фоновыми концентрациями (82,0% объема; 6,0% продуктивности)</i>															
0,03	40,6	0,01	0,09	0,29	9,97	0,19	45,67	0,21	0,01	0,01	0,02	0,13	0,01	0,01	0,02
0,04	42,7	0,02	0,13	0,4	9,32	0,14	43,15	0,27	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	0,01	<0,01
0,03	41,9	0,02	0,22	0,31	10,36	0,21	42,9	0,28	0,01	0,01	0,01	0,15	0,01	0,01	<0,01

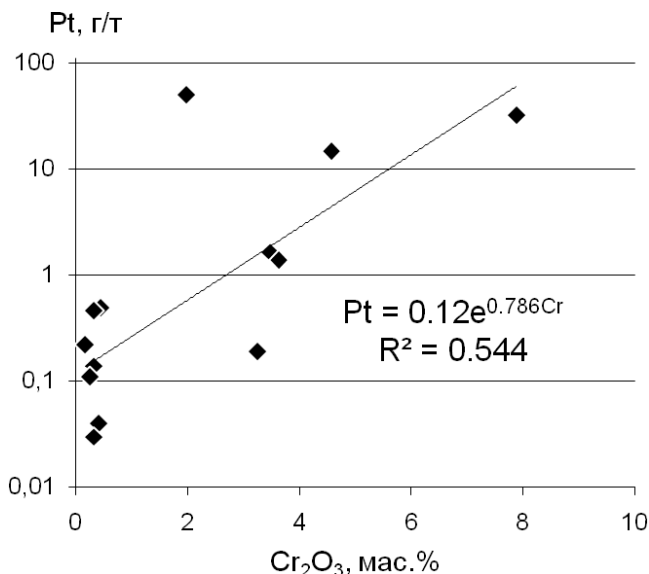


Рис. 7.2. Корреляционная зависимость содержаний Pt и Cr₂O₃ в платинометаллических рудах Гальмознанского массива.

винов порфировых выделений и мелкими зернами оливина «основной массы» фиксируются незначительными вариациями железистости. При этом крупные порфировые выделения также обнаруживают слабо выраженную зональность по железистости, как прямую, так и обратную. Характерными по составу являются высокомагнезиальные разности оливинов с содержанием форстеритового минала ($F_o = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) на уровне 92,4–90,0.

Крупные зерна оливина, которые находятся в ассоциации с хромшпинелидами и характерны для руд с высокими содержаниями платины, имеют выдержанный высокомагнезиальный состав.

Для платиносодержащих дунитов являются многочисленными флюидные микровключения, состоящие из кристаллов солей, рудных минералов и воды, размер которых не превышает 25–50 мкм. Расчетная концентрация солей рудоносного флюида в эквиваленте NaCl составляет 65–80%, температура гомогенизации – в интервале 480–520°C [Толмачева и др., 1999]. В основной своей массе включения разрушены, и можно проследить все стадии выноса рудоносного флюида сначала в мелкие трещинки, а затем в межзерновое пространство с образованием более крупных хромсодержащих шпинелей.

Акцессорные хромшпинелиды составляют не более 1% объема рудной массы, распределены в ней относительно равномерно и образуют три основные генерации: мелкие идиоморфные зерна в оливине, идиоморфные зерна среди необластов

оливина и дендритовидные и игольчатые вросстки, образующие штриховку на поверхности зерен оливина.

Вторая группа хромшпинелидов формирует рудные прожилки и жилы, повсеместно рассекающие полосчатость, которая определяется как осветлением части дунитов в связи с исчезновением в мелкозернистом гранулированном оливине микровключений аксессуарных хромшпинелидов, так и возможной перекристаллизацией. Это свидетельствует о позднем эпигенетическом характере развития рудных прожилков и жил.

Составы хромшпинелидов в аксессуарных выделениях и рудных скоплениях по основным индикаторным характеристикам (хромистость, магнезиальность, титанистость) обнаруживают значительное сходство. Характер вариаций их состава отвечает типовому тренду изменения $Cr \rightarrow Fe^{3+}$ (при относительно небольшой изменчивости содержания Al), что соответствует переходу от субалюмоферрихромитов и субферрихромитов к субалюмохроммагнетитам и хроммагнетитам.

Детальное изучение состава хромшпинелидов рудных обособлений показало, что его изменения в пределах исследованного ряда морфологических типов, характеризующихся различным уровнем содержания платины, являются незначительными (табл. 7.5).

Следует отметить, что если количество трехвалентных катионов железа в минерале практически постоянно, то содержания двухвалентного железа и магния варьируют. По составу во вкрапленных хромититах среди хромшпинелидов преобладает феррихромит ($Mg < Fe$), а в жильных и шпировых обособлениях имеет место развитие магнезиальная разность – **магнезиохромит ($Mg > Fe$) с выделением** отдельных кристаллов, оторочек, прожилков и просечек магнетита в нем.

Содержание платины в различных морфологических типах рудных хромитов растёт по мере увеличения густоты вкрапленности, достигая максимума в разностях со шпировыми выделениями. Зависимость не является прямой, так как в случае с брекчеевидным морфологическим типом, несмотря на высокую концентрацию хромшпинелидов (62%), содержание платины ниже, чем в жильных разностях (39%), и соответствует только густовкрапленному хромититу (24%).

Клинопироксены встречаются в платинометаллических рудах в виде мелких (1–5 мм) шестоватых кристаллов в крайне незначительном количестве и по своему составу относятся к группе диопсида. При относительно незначительных вариациях магнезиальности ($Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$, %) в диапазоне 88,7–92,1, для минерала характерно высокое содержание волластонитового минала ($W_0 = 45–52$) и относительно низкое содержание Al_2O_3 (0,5 до 3,6 мас. %), TiO_2 (от 0,02 до 0,31 мас. %), Na_2O (от 0,03 до 0,31 мас. %) и Cr_2O_3 (до 0,67 мас. %).

Вторичные изменения рудовмещающих дунитов представлены серпентином и некоторыми апосерпентиновыми минералами, характеризуются наличием в них тонких секущих прожилков, которые при более значительных изменениях сменяются широким развитием петельчатых текстур. Особенностью состава серпенти-

Таблица 7.5

Состав хромшпинелидов и содержание платины в различных морфологических типах рудных хромитов

Химические элементы	Морфологические типы				
	Шлировый	Жильный	Брекчиевый	Густовкрапленный	Вкрапленный
Содержание хромшпинелидов, %	93	39	62	24	10
Pt, г/т	56,1	3,74	1,65	1,61	0,22
Оксиды, мас. %					
MgO	10,7	11,2	8,8	9,1	9,0
Al ₂ O ₃	6,12	6,8	6,05	6,11	6,31
Cr ₂ O ₃	50,33	49,92	48,73	48,56	48,02
MnO	0,77	0,62	0,8	0,57	0,62
Fe ₂ O ₃	16,78	16,33	17,2	17,96	17,88
FeO	15,8	15,07	18,2	17,92	18,21
Сумма	100,5	99,94	99,78	100,22	100,04
Формульные коэффициенты					
Mg	0,535	0,559	0,449	0,461	0,457
Al	0,242	0,268	0,244	0,245	0,253
Cr	1,335	1,321	1,318	1,305	1,293
Mn	0,022	0,018	0,023	0,016	0,018
Fe ³⁺	0,423	0,411	0,443	0,459	0,458
Fe ²⁺	0,443	0,422	0,521	0,509	0,519
Сумма катионов	3,000	2,999	2,998	2,996	2,998
Сумма (2 ⁺)	1,000	0,998	0,993	0,987	0,993
Сумма (3 ⁺)	2,000	2,001	2,005	2,009	2,004

нов рудных зон являются повышенные концентрации Ni, Zn, Cu и МПГ. Наиболее значимой является примесь никеля, количество которого может составлять более 15 мас. %, а состав минерала при этом соответствуют непуиту или гарниериту. Смешанослойные минеральные фазы в рудных зонах, как и в массиве в целом, представлены отдельными прожилками хлорита и его чешуйчатыми выделениями в прожилках серпентина. Состав хлоритов достаточно неустойчив, так как наряду с магниезальными разностями встречаются и индивиды, богатые железом. Значительная часть фаз относится по своему составу к глинизированным разностям типа корренсита, сапонита, вермикулита и гидробиотита.

Кроме хромшпинелидов и магнетита, в составе рудной минерализации следует отметить крайне незначительное количество пирита, пентландита, пирротина, сульфидов и арсенидов Ni, Fe, Co, аваруита, самородного железа с многочисленными включениями звягинцевита, фрудита, клокманнита и гессита, селенсодержащего халькозина и ковеллина, самородной меди и галенита.

7.3.2. Продуктивные минеральные ассоциации

При проведении минералогических исследований установлено, что подавляющее количество выделений платиносодержащих минералов тесно связано с рудными хромитами (платино-хромитовая рудная минеральная ассоциация). Наиболее крупные гнезда и скопления установлены в шлировых и прожилково-вкрапленных разновидностях, которые весьма характерны для руд с высокими содержаниями платины. МПГ, как правило, локализуются в краевых частях хромитовых обособлений на границе с вмещающими дунитами, но иногда выходят за их пределы и размещаются непосредственно в оливиновой матрице. Часто платиносодержащие минералы образуют цепочки, просечки и прожилки в хромитовом агрегате, при этом размер отдельных скоплений достигает 1,5 см в поперечнике. Развиваясь в межзерновом пространстве и образуя крупные скопления, в отдельных случаях платиносодержащие минералы как бы цементируют зерна хромшпинелидов. Весьма характерно, что пространство между зернами хромшпинелида и платиноидов во многих случаях выполнено аморфным веществом, в котором определены слоистые силикаты – серпентин и хлорит. Часто в рудных хромитах встречаются газовые пузырьки – вакуоли, которые свидетельствуют о повышенной газонасыщенности рудообразующего флюида. Полости заполнены хлоритом и серпентинитом и иногда содержат зерна платиноидов.

Ксеноморфизм выделений платиноидов и их преимущественное распределение в трещинах и межзерновом пространстве рудных хромитов свидетельствуют о более позднем формировании платиносодержащей минерализации. Вероятно, данной минеральной ассоциации отвечает последовательное размещение хромитового и платинометального оруденения в общих деформационных структурах дунитов, определяемых наличием зон повышенной пористо-микротрещинной проницаемости для рудоносного флюида. Одним из подтверждений этого также является установленная низкая корреляционная зависимость между содержанием платины и Cr_2O_3 в платинометальных рудах. Данное предположение имеет принципиальное значение для теоретического обоснования технологических решений по обогащению платинометальных руд, поскольку позволяет утверждать, что выделение хромитового концентрата не гарантирует полного извлечения платиносодержащей минерализации.

Крайне неравномерное (бессистемное) распределение платино-хромитовой рудной минеральной ассоциации в дунитах не позволяет дать точную количественную оценку её продуктивности. Результаты минералогических исследований позволяют предположить, что с ней связано не менее 85% платины.

Дополнительно к этому практически во всех минералого-технологических пробах установлена тонкая вкрапленность платиносодержащих минералов, которые размещаются непосредственно в оливиновой матрице (рудная минеральная ассоциация платиноносных дунитов). Зерна платиноидов имеют выраженные

кристаллографические формы, отличаются незначительными размерами, в основном 40–80 мкм. Данная минеральная ассоциация характеризуется относительно равномерным распределением и характерна для всего объема рудной массы, как с высоким, так и с низким содержанием платины. Соответственно она определяет только 15% продуктивности выделяемых рудных зон.

Важнейшей особенностью продуктивного платинометалльного оруденения Гальмознанского зонального массива является наличие платины исключительно в собственных свободных минеральных формах. Это позволяет рассматривать технологический процесс извлечения платины из руды, как извлечение установленной платиносодержащей минерализации.

7.3.3. Состав МПГ

Главным платиносодержащим минералом в рудах Гальмознанского массива является изоферроплатина (Pt_3Fe). Значительно уступают ей по распространенности тетраферроплатина ($PtFe$), сперрилит ($PtAs_2$), туламинит (Pt_2FeCu), никельферроплатина (Pt_2FeNi) и платино-медные сплавы (Pt,Cu).

Изоферроплатина в минералого-технологических пробах установлена в двух основных генерациях:

- 1) мелкие зерна размером 20–50 мкм, имеющие выраженные кристаллографические формы и
- 2) ксеноморфные относительно крупные выделения, часто в сростках с хромитом.

Обычными включениями в матрице изоферроплатины являются минералы системы сплавов Ir-Os-Rh, наиболее распространенными среди которых являются самородный осмий и иридий, а также сплавы иридия, родия и железа. Для многих выделений изоферроплатины характерным является наличие реакционной каймы замещения тетраферроплатиной, туламинитом и сперрилитом (рис. 7.3).

Результаты проведенных исследований позволяют с достаточной уверенностью выделить два тренда изменения первичного состава изоферроплатины. В зернах первой генерации характер замещения определяется в основном железистыми платиносодержащими минералами серии тетраферроплатина (рис. 7.3 А–В). Для изометричных зерен и крупных ксеноморфных сростков с хромититами характерным является сложный комбинированный состав замещения, представленный медистой тетраферроплатиной, туламинитом, сперрилитом, платино-медными сплавами с серпентином (рис. 7.3 Г–Е). Об интенсивности процесса замещения свидетельствуют отдельные зёрна МПГ, в которых изоферроплатина устанавливается лишь в виде отдельных реликтов.

Минерал отличается достаточно выдержанным составом в различных типах руд, при вариациях от 79,2 до 92,2 мас. % среднее содержание платины составляет

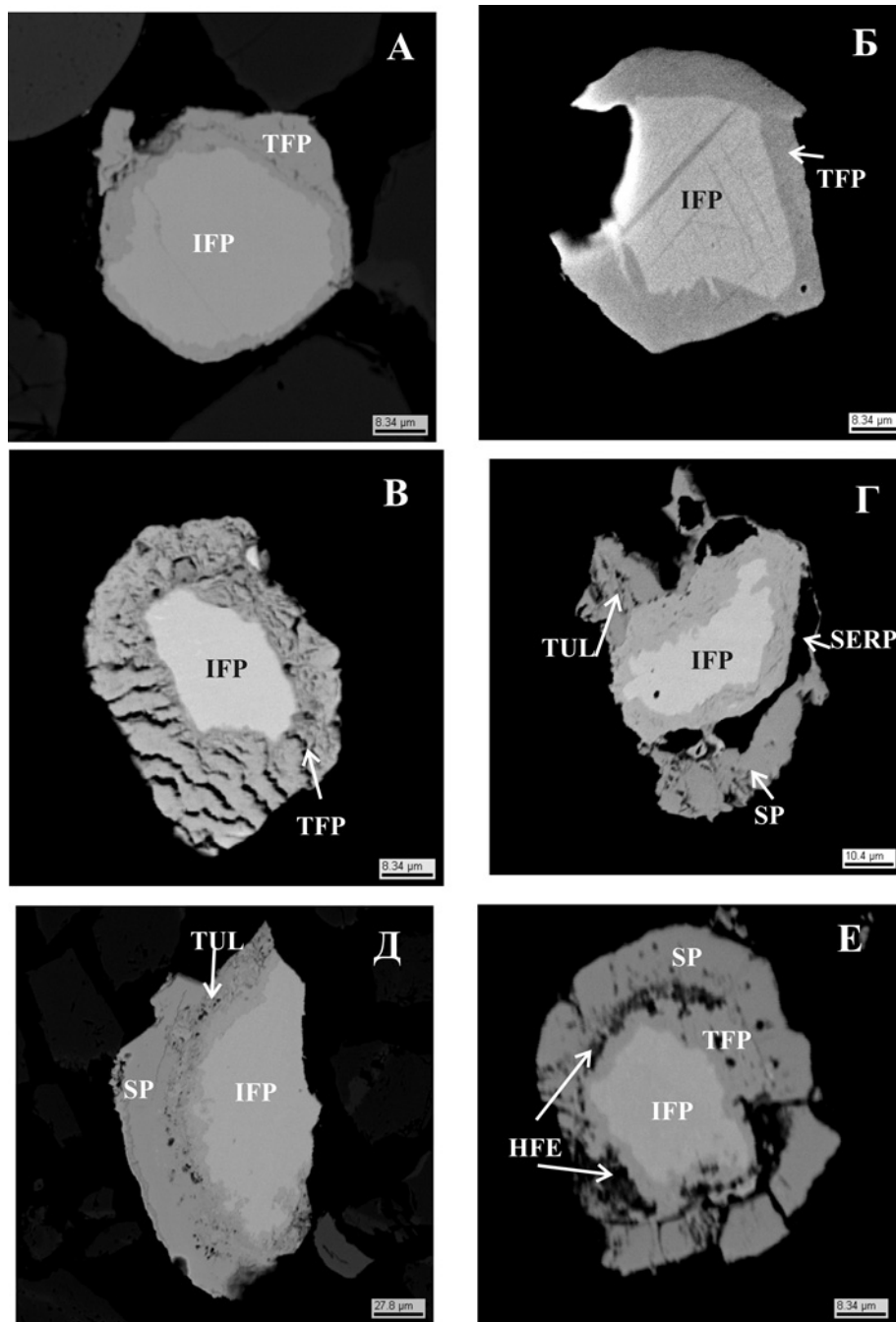


Рис. 7.3. Реакционные каймы замещения изоферроплатины (IFP) другими МПГ: А, Б, В – тетраферроплатиной (TFP); Г, Д, Е – туламинитом (TUL), сперрилитом (SP) и гексаферромом (HFE) с серпентином (SERP).

в нем 86,5 мас. % (табл. 7.6). Характерными для изоферроплатины платинометаллических руд Гальмознанского массива являются высокие выдержанные концентрации иридия (до 10,8 мас. %) и родия (до 2,2 мас. %), а также полное отсутствие примеси палладия.

Тетраферроплатина присутствует в руде преимущественно в сростаниях с изоферроплатиной, образуя при этом каймы замещения или полные псевдоморфозы. В редких собственных зернах отмечается коррозия и замещение минерала более поздними сперрилитом и ирарситом.

При вариациях от 69,5 до 78,8 мас. % среднее содержание платины в минерале составляет 74,5 мас. % (табл. 7.7).

Состав тетраферроплатины в платинометаллических рудах Гальмознанского массива характеризуется выдержанной примесью меди и/или никеля, с постепенными переходами к составу туламинита, никельферроплатины и минералу Pt₂NiCo. Значительное количество определений расположено в промежутке между тетраферроплатиной и изоферроплатиной, что отражает постепенный характер изменения содержания железа для данной группы сплавов. По сравнению с изоферроплатиной, в тетраферроплатине отмечается значительное уменьшение среднего содержания иридия (до 0,5 мас. %), что может быть связано с появлением при замещении его собственных минеральных форм, в первую очередь ирарсита.

Туламинит – типоморфный минерал платинометаллических руд Гальмознанского массива, который имеет несколько разновидностей по морфологии выделений: зональное замещение изоферроплатины с мельчайшей примесью сульфоарсенидов

Таблица 7.6

Содержание ЭПГ в изоферроплатине, мас. %

Тип руд	Количество анализов	Pt		Ir		Rh	
		интервал	сред.	макс.	сред.	макс.	сред.
богатые	57	81,5–92,2	86,4	8,3	2,2	1,4	0,5
рядовые	46	79,4–91,0	86,4	8,1	1,5	2,2	1,0
бедные	37	79,2–91,2	86,6	10,8	2,6	1,8	0,5
с фоновыми концентрациями	10	82,0–89,2	86,8	7,9	2,3	2,1	1,0

Таблица 7.7

Содержание ЭПГ в тетраферроплатине, мас. %

Тип руд	Количество анализов	Pt		Ir		Rh	
		интервал	сред.	макс.	сред.	макс.	сред.
богатые	15	69,5–78,5	74,5	2,8	0,5	1,2	0,4
рядовые	12	73,1–78,8	75,7	–	–	1,5	0,7
бедные	8	72,0–77,1	74,9	3,7	0,7	1,2	0,5
с фоновыми концентрациями	6	69,5–75,5	71,9	2,9	1,2	1,8	1,0

иридия и платины; обрастание и замещение тетраферроплатины и полные псевдоморфозы по зернам изоферроплатины с включениями платино-медных сплавов.

Содержание платины в минерале выдержано по типам руд и, при вариациях от 65,2 до 76,7 мас. %, в среднем составляет 72,8 мас. %, (табл.7.8). Самые значительные вариации установлены в туламините для содержания меди, которое в отдельных мелких фазах (2–3мкм) достигает 20,6 мас. %. Содержание никеля изменяется значительно меньше с максимумом 5,3 мас. %. Из примесей прочих МПП следует отметить отдельные ураганные содержания иридия (до 10,1 мас. %).

Среди **платино-медных сплавов** в платинометаллических рудах Гальмоэнанского массива следует отметить хонгшиит PtCu. Гораздо чаще встречаются другие сплавы отвечающих составу Pt₃Cu, PtCu₃, Pt₂Cu, и особенно составы от PtCu₄ до Pt₃Cu₁₇, устойчивая повторяемость которых свидетельствует, что в данной группе сплавов могут быть установлены новые минералы ЭПГ.

Они образуют сложные сростания с тетраферроплатиной, Pt₂FeCo, туламинитом, сперрилитом, орселитом и магнетитом, а также единичные самостоятельные зерна с включением в них орселита и серпентина.

Содержание платины в сплавах значительно варьирует от 24,5 до 90,4 мас. %, и в среднем составляет 52,8 мас. %. В отдельных зернах установлены повышенные содержания палладия (до 3,8 мас. %), иридия (до 2,1 мас. %) и родия (до 2,2 мас. %).

Сперрилит – один из важных платиносодержащих минералов в рудах Гальмоэнанского массива, который выделялся на заключительном этапе рудообразования и всегда находится в сростании с другими поздними минеральными фазами. Включения сперрилита имеют различную морфологию: с туламинитом он формирует эмульсионные структуры замещения изоферроплатины или последовательно замещает его с образованием внешней каймы. Иногда он встречается в собственных зернах, но и при этом образует сростки с туламинитом, ирарситом и хонгшиитом. Взаимоотношения сперрилита с сурьмяной минеральной фазой – геверситом (PtSb₂) свидетельствуют, что его образование предшествовало возникновению антимонидов. В отдельных случаях отмечается коррозия зерен сперрилита платиносодержащим никелином. Минерал характеризуется стабильным составом. При среднем содержании платины 56,9 мас. % только в отдельных определениях отмечается присутствие родия (до 0,5 мас. %).

Таблица 7.8

Содержание ЭПГ в туламините, мас. %

Тип руд	Количество анализов	Pt		Ir		Rh	
		интервал	сред.	макс.	сред.	макс.	сред.
богатые	22	65,2–77,0	72,3	5,4	1,7	1,7	0,6
рядовые	6	70,2–75,6	72,9	1,9	0,8	0,7	0,1
бедные	6	67,5–76,7	74,5	10,1	–	–	–

Среди прочих минералов МПП, которые пользуются незначительным распространением и встречаются исключительно в виде включений и тонких сростков с основными платиносодержащими минералами, выделяются следующие минеральные ряды: самородные металлы и интерметаллиды (Os, Ir, Pt); сульфоарсениды – платарсит-ирарсит-холлингвортит (PtAsS–IrAsS–RhAsS); сульфиды – куперит-лаурит (PtS–RuS₂); теллуриды – мончеит-котульскит-меренскиит (PtTe₂–PdTe–PdTe₂) и антимониды – геверсит-толовкит (PtSb₂ – PtSbS). В единичных находках отмечены минералы палладия – таймырит (Pd,Cu)₃Sn, кабриит Pd₂SnCu, меньшековит Pd₃Ni₂As₃, звягинцевит Pd₃Pb и фрудит PdBi₂. Изменения качественного состава минералов МПП в руде в целом подчиняется правилу: чем выше содержание платины, тем более разнообразен их состав.

Обобщение результатов минералогических исследований отдельных проб в выборках, характеризующих различные типы руд по классам содержания платины, позволило, используя установленные закономерности (формулы 7.2 и 7.3), определить качественный и количественный состав платиносодержащей минерализации руд Гальмознанского зонального массива в целом (табл. 7.9).

Основной закономерностью изменения состава платиносодержащей минерализации является значительное уменьшение составляющих изоферроплатины и тетраферроплатины (на 12 мас. %) в богатых рудах, при увеличении содержания в них туламинита, платино-медных сплавов и сперрилита. Вместе с установленным характером замещений и морфологии выделений МПП это позволяет определить общее направление изменения состава платиносодержащей минерализации в процессе рудообразования: Pt₃Fe → PtFe → Pt₂FeCu → (Pt,Cu) → PtAs₂ → PtSb₂, с закономерным уменьшением содержания платины в минеральных формах.

Таблица 7.9

Качественное и количественное распределение платиносодержащих минералов в рудах Гальмознанского массива, мас. %

Тип руд	Платиносодержащие минералы					
	Pt ₃ Fe	PtFe	PtAs ₂	Pt ₂ FeCu	(Pt,Cu)	Прочие
богатые	51,7	13,2	13,8	13,5	6,4	1,4
рядовые	57,0	18,4	11,0	7,8	2,6	3,2
бедные	64,3	11,7	11,7	5,7	4,3	2,3
с фоновыми концентрациями	47,3	28,1	11,2	11,2	1,1	1,1
<i>рудная масса</i>	<i>52,8</i>	<i>14,5</i>	<i>13,1</i>	<i>12,3</i>	<i>5,6</i>	<i>1,7</i>
содержаниеPt в минерале, %	86,5	74,5	56,9	72,8	52,8	50,0
<i>выход Pt из руды, мас. %</i>	<i>60</i>	<i>14</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>4</i>	<i>1</i>

За счет значительного участия в составе продуктивной платиносодержащей минерализации и исключительно высокого содержания Pt в минеральной форме основной выход платины из руд Гальмознанского массива будет определяться извлечением изоферроплатины (60 мас. %). Остальная платина будет извлекаться из руды с тетраферроплатиной (14 мас. %), туламинитом (11 мас. %), сперрилитом (10 мас. %), платино-медными сплавами (4 мас. %) и прочими МПП (1 мас. %).

7.3.4. Технологические свойства руд

Основные технологические свойства породообразующих, рудных и платиносодержащих минералов в рудах Гальмознанского массива приведены в табл. 7.10.

Различия технологических свойств основных минералов: породообразующего (оливина) и рудного (хромшпинелида), в принципе позволяют, используя различные физические методы (гравитационные, магнитные, рентгенорадиометрические), провести предварительное разделение платинометаллических руд и выделить обогащенный платиной хромитовый концентрат. Однако результаты минералоготехнологических исследований свидетельствуют, что предварительное разделение руды не обеспечит полноты извлечения всей платины. В качестве основных причин можно выделить:

- 1) низкую среднюю концентрацию хромшпинелидов в исходной рудной массе (не более 1,5%);
- 2) сложную морфологию выделений рудных хромитов, представленных преимущественно тонкой вкрапленностью и тонкими прожилками, что не позволит получать достаточно крупные куски для разделения;

Таблица 7.10

Основные технологические свойства минералов платинометаллических руд
Гальмознанского массива

Минералы	Содержание в руде, %	Плотность, г/см ³	Микротвердость, кг/мм ²	Магнитная восприимчивость, n 10 ⁻⁶ см ³ /г
Оливин	80–95	3,0–4,4	897–1290 (925)	0,1–18
Клинопироксен	1–2	3,22–3,38	–	41
Серпентин	5–15	2,5–2,7	–	5–20
Хромшпинелиды	1–10	4,0–5,1	1036–1566 (1375)	36,8–267
Магнетит	до 2	4,5–4,7	364–897 (620)	ферромагнетик
Изоферроплатина			320–480 (440)	1
Тетраферроплатина	0,01–100,0 г/т	14,0–19,5	300–350 (320)	ферромагнетик
Туламинит			135–175 (155)	ферромагнетик
Pt-Cu сплавы			53–75 (66)	парамагнетик
Сперрилит			690–1085 (890)	парамагнетик

3) наличие сопутствующей минеральной ассоциации платиноносных дуни-тов, что определит безусловные потери платины при проведении селективного обогащения;

4) низкую корреляционную зависимость между содержанием платины и Cr_2O_3 в руде.

Возможность прямого выделения установленных в руде платиносодержащих минералов определяет их наиболее контрастное технологическое свойство – **высокую плотность**, вариации которой от 10,5 до 19,5 г/см³ обусловлены содержанием платины в минеральной форме. Часть продуктивного оруденения, которая представлена тетраферроплатиной, туламинитом и другими неупорядоченными сплавами ЭПГ с Fe, имеет **выраженные магнитные свойства**. **Изоферроплатина**, платино-медные сплавы и сперриллит, хотя и являются парамагнетиками с низкой магнитной восприимчивостью, но, вследствие образования сростков с магнитными МПГ и вторичным магнетитом, также могут быть выделены в магнитных полях.

Для определения возможности извлечения платиносодержащей минерализации из руд Гальмоэнанского зонального массива гравитационными и магнитными методами было проведено гравитационно-магнитное фракционирование минералого-технологических проб, с последующим анализом результатов в выборках по типам руд и расчетом прогнозных показателей для рудной массы в целом.

Возможность сопоставления результатов тестирования отдельных проб и проведения систематизации по типам руд определялось проведением экспериментов в одинаковых условиях. Материал проб измельчался до крупности 0,5 мм и обогащался на концентрационном столе СКЛ-2М. Магнитная сепарация гравитационного концентрата с выделением магнитной (при значении намагниченности $I \geq 65$ кА/м), парамагнитной и немагнитной ($I \leq 1000$ кА/м) фракций проводилась с применением лабораторных магнитов МРК и М-1.

Гравитационный концентрат проб *руды с высоким содержанием платины (>10 г/т)* сложен хромшпинелидами и магнетитом. В магнитной фракции рудные минералы также представлены отдельными зёрнами пирротина, аваруита, сростками пирротина с аваруитом, самородной медью, халькозином и ковеллином. В парамагнитной фракции присутствуют пентландит, сростки пентландита и пирротина, сростки самородной меди с халькозином и ковеллином. В немагнитной фракции преобладают халькозин с сеткой замещения ковеллина и пирит (не более 10%), с отдельными зёрнами халькопирита, пентландита (иногда с пирротинном), галенита и сростков галенита со сфалеритом.

Платиносодержащие минералы в концентрате богатых руд представлены преимущественно изоферроплатиной (до 57,2 мас. %) (табл. 7.9). Тетраферроплатина, сперриллит и туламинит присутствуют примерно в одном количестве (13,2–13,8 мас. %), а средняя концентрация платино-медных сплавов составляет 6,4 мас. %. В отдельных пробах отмечаются повышенные содержания тетраферроплатины (до 18,7 мас. %); сперрилита (до 19,6 мас. %); туламинита (до 21,3 мас. %) и пла-

тино-медных сплавов (до 12,4 мас. %). Характерной особенностью платиносодержащей минерализации богатых руд является повышенная концентрация МПГ с медью (туламинит и платино-медные сплавы), наличие сперрилита, ирарсита, платарсита, лаурита и иридоарсенита с примесью сурьмы, а также присутствие сурьмяных МПГ – геверсита ($PtSb_2$) и толовкита ($PtSbS$).

В магнитную фракцию гравитационного концентрата богатых руд в среднем выделяется 38,1 мас. % платины (табл.7.11). Преимущественно это агрегатные сростания изоферроплатины с ферромагнитными платиносодержащими минералами и магнетитом (рис. 7.4).

Наибольшая часть платины (44,6 мас. %) сосредоточена в парамагнитной фракции, где основным платиносодержащим минералом является изоферроплатина, а второстепенные представлены сперрилитом и платино-медными сплавами. Возможные потери платины в богатых рудах при использовании магнитной сепарации определяют её выход в немагнитной фракции (17,3 мас. %), где преобладают зерна иридистой изоферроплатины и сперрилита, без сростаний с хромитом и ферромагнитными платино-железистыми сплавами.

Результаты исследования гранулометрического состава платиносодержащей минерализации показали, что в составе богатых руд преобладают зерна крупностью менее 40 мкм, которые в среднем составляют 76,9% от общего количества (табл.7.12).

Массовая доля платины, которая находится во фракциях – 40мкм, составляет в богатых рудах только 20,7мас. %, не превышая в отдельных пробах 11,6 мас. % (табл.7.13).

Основная масса МПГ (в среднем 68,1 мас. %) представлена зернами средних и крупных классов крупности (+80 мкм), весьма благоприятных для выделения гравитационными методами обогащения. Весьма характерным для богатых руд является также наличие крупных (более 400 мкм) зерен МПГ, массовая доля в отдельных пробах составляет до 21,1 мас. %.

Установленная максимальная крупность зерен в богатых рудах достигает 1,0мм. Среднеарифметический размер – 52,7 мкм, средневзвешенный – 191,7 мкм. Диа-

Таблица 7.11

Распределение платины по магнитным фракциям в гравитационном концентрате руд Гальмознанского массива, мас. %

Тип руд	Фракции		
	Магнитная	Парамагнитная	Немагнитная
богатые	38,1	44,6	17,3
рядовые	46,6	37,5	15,9
бедные	37,9	50,0	12,2
с фоновыми концентрациями	43,0	46,2	10,8
<i>рудная масса</i>	<i>39,3</i>	<i>44,3</i>	<i>16,4</i>

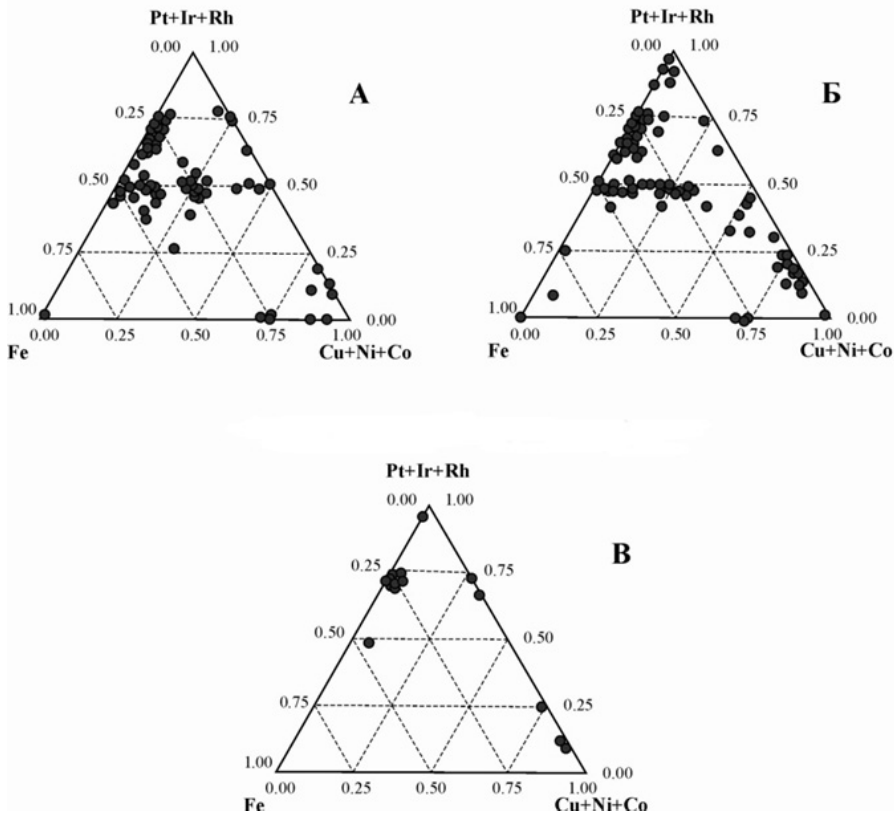


Рис. 7.4. Состав самородных минералов и сплавов ЭПГ по фракциям: А – магнитная; Б – парамагнитная; В – немагнитная.

грамма массового распределения платиноидов имеет одномодальный характер с максимумом в гранулометрическом классе от -400 до $+200$ мкм (рис. 7.5).

Гравитационный концентрат проб *руды с рядовыми содержаниями платины (0,5–2,5 г/т)* сложен в основном хромшпинелидами и магнетитом. В магнитной

Таблица 7.12

Количественное распределение зерен МПГ по классам крупности, %

Тип руд	Классы крупности, мкм								Средний размер, мкм
	- 10	+10	+20	+40	+80	+120	+200	+400	
богатые	24,3	30,4	16,9	9,3	7,8	5,8	4,3	1,2	52,7
рядовые	23,8	28,5	16,2	15,6	11,1	4,0	1,5	0,2	35,4
бедные	46,4	24,6	14,9	9,0	4,8	0,3	–	–	20,5
с фоновыми концентрациями	37,8	25,8	22,4	11,8	2,2	–	–	–	21,6
<i>рудная масса</i>	<i>26,6</i>	<i>29,6</i>	<i>16,9</i>	<i>11,1</i>	<i>7,6</i>	<i>4,8</i>	<i>3,4</i>	<i>0,9</i>	<i>46,8</i>

фракции также присутствуют редкие зерна пирротина, иногда в сростаниях с пентландитом и аваруитом, и самородного железа. В парамагнитной фракции – отдельные зерна пентландита с включениями магнетита, хромшпинелида и/или пирротина, халькозина и самородной меди. Немагнитная фракция представлена пиритом (70–75%), минералами группы халькозина (20–25%), иногда в сростках с самородной медью и ковеллином, с единичными зернами халькопирита, сфалерита и галенита.

Несмотря на относительно низкое содержание платины, в рядовых рудах установлен широкий спектр платиносодержащих минеральных форм, среди которых преобладает изоферроплатина до 63,5 мас. % (табл.7.9). В одной из проб установлено повышенное количество тетраферроплатины с массовой долей 43,3 мас. %. Для руд характерна повышенная концентрация сплавов платины с медью – туламинита (до 14,6 мас. %), платино-медных сплавов (до 6,1 мас. %) и минералов изоморфного ряда сперрилит → Sb-сперрилит → геверсит. В немагнитной фракции рядовых руд обнаружены редкие для зональных массивов минеральные виды: котульскит (PdTe), маякит (PdNiAs) и меньшиковит (Pd₃Ni₂As₃).

В магнитной и парамагнитной фракции гравитационного концентрата находится примерно равное количество платины (табл.7.11). В первой из них минералы МПГ представлены преимущественно изоферроплатиной с оторочками тетраферроплатины, либо свободными зернами последней в сростаниях с хонгшиитом, ирарситом, сперрилитом, лауритом и минералом состава Pt₂CuNi. В парамагнитной фракции резко преобладает изоферроплатина без сростков и включений, а в немагнитной присутствуют сперрилит и сульфиды – куперит и брэггит. Наличие значительного количества минералов МПГ в немагнитной фракции рядовых руд (до 28,3 мас. %) позволяет прогнозировать высокие потери платины при использовании для их разделения магнитной сепарации.

Количественное распределение зерен платиноидов по классам крупности характеризуется в рядовых рудах значительным количеством тонких частиц размером менее 20 мкм (до 72,6%) (табл.7.12). Массовая доля платины в классах –20 мкм, которые будут составлять неизбежные потери при использовании гра-

Таблица 7.13

Массовое распределение платиносодержащей минерализации по классам крупности, мас. %

Тип руд	Классы крупности, мкм								Средний размер, мкм
	– 10	+10	+20	+40	+80	+120	+200	+400	
богатые	2,3	9,3	9,1	10,8	14,6	17,2	25,2	11,5	191,7
рядовые	3,8	14,2	14,2	24,4	23,5	14,8	5,3	–	80,0
бедные	11,0	17,5	18,8	27,4	22,8	2,5	–	–	52,0
с фоновыми концентрациями	8,4	20,1	29,0	33,6	8,9	–	–	–	41,1
<i>рудная масса</i>	<i>3,3</i>	<i>10,3</i>	<i>11,0</i>	<i>14,7</i>	<i>16,1</i>	<i>15,4</i>	<i>20,0</i>	<i>9,2</i>	<i>161,2</i>

витационных методов обогащения, составляет в среднем 18,0 мас. %, достигая в отдельных пробах 28,2 мас. % (табл.7.13). Однако все же значительная часть платиносодержащей минерализации рядовых руд, в среднем 43,6 мас. %, находится в относительно крупных зернах (+80 мкм), что благоприятно для её извлечения гравитационными методами.

Среднеарифметический размер зерен МПГ в рудах с рядовыми содержаниями платины составляет 35,4 мкм, средневзвешенный – 80,0 мкм. Гистограмма массового распределения платиноидов по крупности носит модальный характер, с максимумом в классе крупности от 120 до +40 мкм (рис. 7.5).

Гравитационный концентрат проб *руды с низкими содержаниями платины (0,1–0,5 г/т)* представлен в основном хромшпинелидами. В магнитной фракции присутствует магнетит, а также установлены единичные зерна пирротина, пентландита и аваруита. В парамагнитной отмечены зерна пентландита, самородной меди и халькопирита в сростаниях с пирротинном и пиритом. Немагнитная фракция на две трети состоит из минералов группы халькозина и на треть из пирита.

Несмотря на крайне низкое содержание платины, в бедных рудах установлен весь спектр платиносодержащих минералов (табл.7.9). Доминирующей является изоферроплатина, составляющая в отдельных пробах до 82 мас. %. Она определяет распределение основного количества платины в парамагнитную и магнитную фракцию гравитационного концентрата (87,9 мас. %) (табл.7.11). В одной из проб минералы МПГ обнаружены только в парамагнитной фракции гравитационного концентрата и представлены мономинеральными кубическими кристаллами изоферроплатины размером до 50–70 мкм, в отдельных зернах с оторочкой сперритита. Особенностью состава платиносодержащей минерализации бедных руд являются также значительные вариации содержания туламинита и платино-медных сплавов, от их полного отсутствия до 14,4 и 11,4 мас. % соответственно.

Гранулометрический состав установленной платиносодержащей минерализации определяется тонковкрапленным характером её распределения в бедных рудах. Среднее количество зерен платиноидов в классах крупности –40 мкм составляет для бедных руд 85,9%, что крайне неблагоприятно для их гравитационного обогащения (табл.7.12). Однако наличие зерен платиноидов размером более 40 мкм, несмотря на их незначительное количество (в среднем 14,1%), позволяет оценивать возможность извлечения в гравитационные концентраты более половины массовой доли платины (52,7 мас. %) (табл. 7.13).

При максимальном размере до 200 мкм, среднеарифметический размер зерен минералов МПГ в бедных рудах составляет 20,5 мкм, средневзвешенный – 52,0 мкм. Гистограмма массового распределения платиноидов имеет модальный характер с максимумом в классе от –80 до +40 мкм (рис. 7.5).

Гравитационный концентрат проб *дунитов с фоновыми концентрациями платины (<0,1 г/т)* представлен хромшпинелидами, кроме которых в магнитной фракции присутствует магнетит, довольно много аваруита (десятки знаков), от-

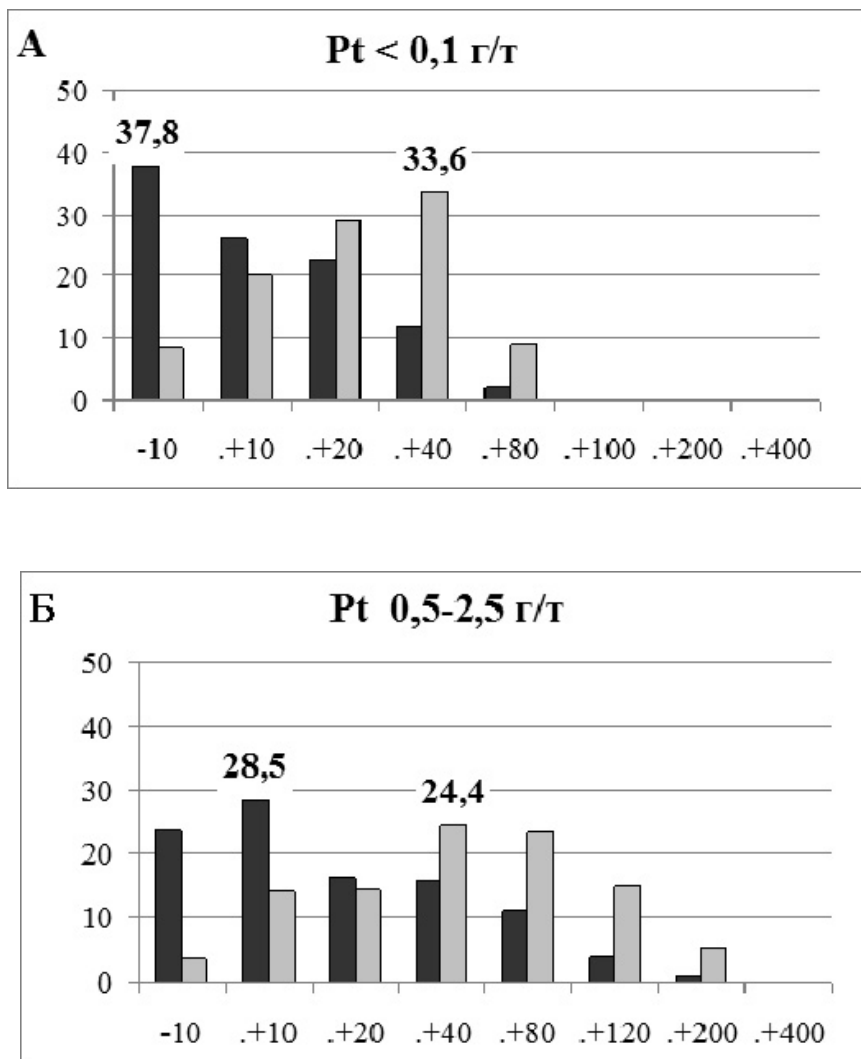


Рис. 7.5. Гистограммы распределения платины по классам крупности в рудах с различным содержанием платины.

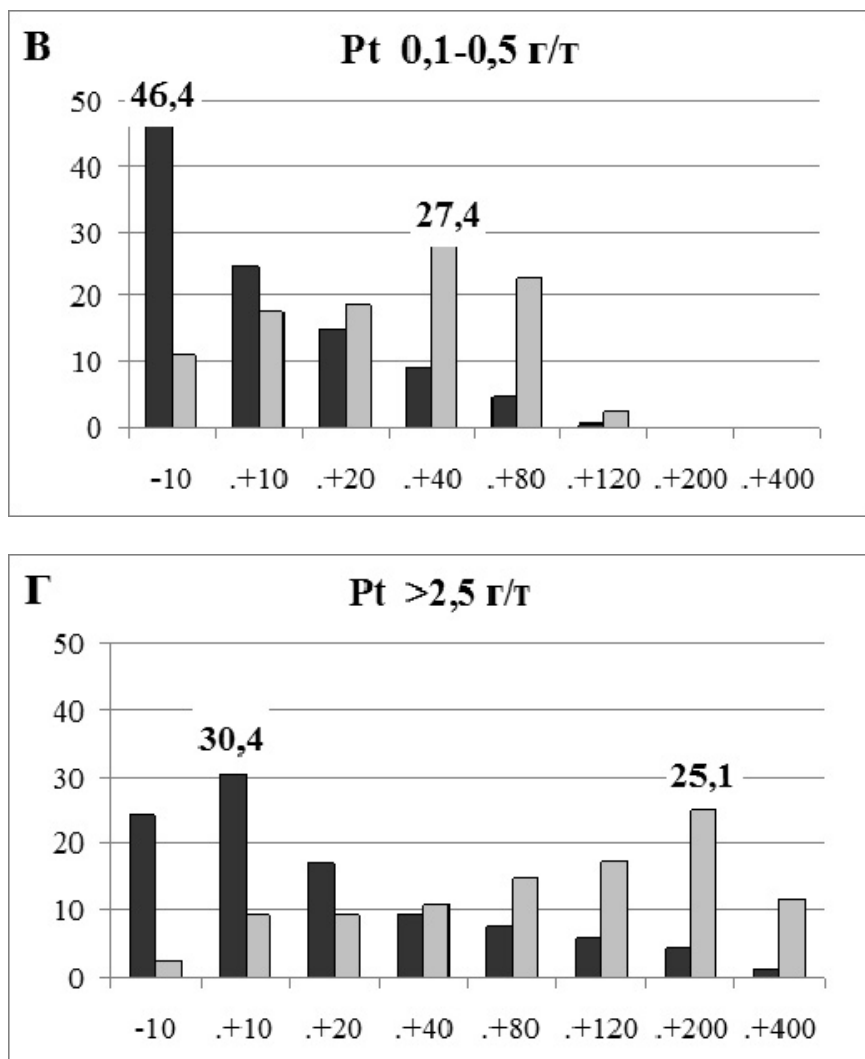


Рис. 7.5. (продолжение)

дельные зерна пирротина и пентландита. В парамагнитной фракции отмечаются единичные зерна пентландита в сростаниях с пирротинном. Выход немагнитной фракции очень мал и на 50% состоит из пирита, на 30% – из халькозина (иногда с ковеллином), и небольшого количества халькопирита и пентландита с отдельными зернами галенита, сфалерита и самородной меди.

Платиносодержащие минералы представлены преимущественно изоферроплатиной и тетраферроплатиной (более 75%), при этом в одной из проб количество последней является доминирующим (табл.7.9). Образуя сложные сростания между собой, а также с магнетитом, пирротинном, хромшпинелидами и оливином, они составляют до 90 мас. % платины, которая выделена в магнитную и парамагнитную фракции концентрата (табл.7.11). В немагнитной фракции в среднем содержится 10,8 мас. % платины, представленной сперрилитом, в отдельных зернах холингвортитом и платино-медными сплавами.

Основное количество зерен платиноидов в дунитах (до 72,8%) имеет размер меньше 20 мкм (табл.7.12). Массовый выход платины в тонких фракциях достигает 41 мас. % (табл.7.13). Несмотря на это, все же значительная часть платиносодержащей минерализации (в среднем 42,5 мас.%) находится в классах крупности +40 мкм и может быть извлечена из дунитов гравитационными методами.

Максимальный размер зерен платиноидов в дунитах с фоновыми концентрациями платины не превышает 120 мкм. Среднеарифметический размер зерен составляет 21,6 мкм, средневзвешенный – 41,6 мкм. Гистограмма массового распределения платиноидов имеет одномодальный характер с максимумом в классе крупности от –80 до +40 мкм (рис. 7.8).

Обобщение результатов гравитационно-магнитного фракционирования отдельных минералого-технологических проб в выборках, характеризующих различные типы руд по классам содержания платины, позволило, используя установленные закономерности (формулы 7.2 и 7.3), теоретически определить основные технологические характеристики платиносодержащей минерализации и возможные методы ее прямого извлечения из платинометаллических руд Гальмознанского зонального массива.

Результаты магнитного фракционирования гравитационного концентрата минералого-технологических проб показали, что общий выход платиноидов в магнитную и парамагнитную фракции может составить около 84 мас. %. Результаты определения остаточной магнитной восприимчивости навески платиносодержащих минералов, предварительно разделенных в магнитном поле, показали, что большая ее часть оказалась в той или иной степени магнитной (табл.7.14).

Однако значительная часть выделенных минералов МПГ (53,5 мас. %) имеет низкую магнитную восприимчивость, которая перекрывается с полем магнитных свойств хромшпинелидов – $36,8-267 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ (табл.7.10). Вместе с прогнозным выходом платины в немагнитной фракции на уровне 16,4 мас. %, это не позволяет рекомендовать использование магнитных методов для прямого извлечения платиносодержащей минерализации из руд Гальмознанского массива.

В соответствии с расчетным гранулометрическим составом платиносодержащей минерализации в исходной рудной массе, более половины зерен платиноидов в руде (56,2 %) будет находиться в классах крупности –20 мкм (табл.7.11). Однако, несмотря на значительный объем бедных руд с тонкой вкрапленностью, основная массовая доля платины в исходной рудной массе (60,7 мас. %) находится в классах крупности +80 мкм, что весьма благоприятно для извлечения методами гравитации (табл.7.12). Средний размер зерен платиноидов в рудной массе составит 46,8 мкм, а средневзвешенный – 161,2 мкм. Прогнозный выход платины в классах крупности –20 мкм, определяющих теоретические потери при применении гравитационных методов обогащения, будет составлять около 13.6 мас. %. Сводный анализ технологических свойств платиносодержащей минерализации в рудах Гальмознанского массива позволяют рекомендовать в качестве основного метода для её извлечения прямое гравитационное обогащение.

Зависимость гранулометрического состава продуктивной платиносодержащей минерализации от содержания платины в руде показана на рис. 7.6.

Значительное расхождение среднеарифметического и средневзвешенного размера в области крупных частиц свидетельствует о различной морфологии выделений крупных и мелких зерен минералов МПГ. Для зерен мелких и тонких фракций крупности (–200 мкм) характерны относительно идиоморфные кристаллические формы. Они близки к кубической форме и соответствуют квадратной форме ячеек сит. Более крупные зерна – ксеноморфные и изометричные выделения с многочисленными включениями и сростками с породообразующими и рудными минералами. Это подтверждает наличие в руде двух продуктивных минеральных ассоциаций, в которых продуктивная минерализация значительно отличается по морфологии выделений и гранулометрическому составу. Первая (платиноносных дунитов) представлена тонкими и мелкими зернами, размер которых не превышает 80 мкм и составляет в среднем 20–40 мкм. Отличительной чертой принадлежности минералов МПГ к данной ассоциации является выраженный идиоморфизм зерен. Вторая (платино-хромитовая) – гнезда, прожилки и крупная вкрапленность минералов МПГ, морфология которых определяется поздним отложением в трещинах, пусто-

Таблица 7.14

Распределение зерен платиносодержащих минералов по магнитной восприимчивости

Магнитная восприимчивость, 10^{-6} см ³ /г	Выход фракции, мас. %
2164	3,8
737	11,5
452	31,4
269	40,5
85	10,5
34	2,5

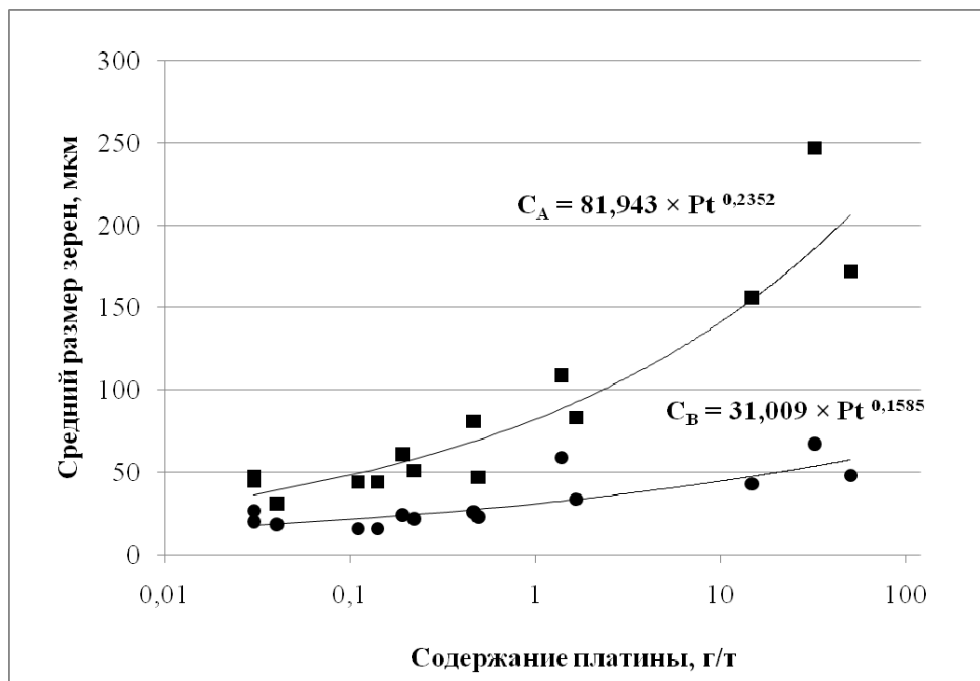


Рис. 7.6. Зависимость гранулометрических характеристик платиносодержащей минерализации и содержания платины в руде: C_A – среднеарифметический размер, C_B – средневзвешенный размер.

тах и межзерновых интерстициях вмещающих рудных хромитов и дунитов.

Отсутствие в минералого-технологических пробах крупных зерен в классах +1 мм, весьма характерных для россыпей, примыкающих к рудному источнику, можно объяснить несколькими объективными причинами. Вероятность попадания крупных зерен и самородков в пробу при её небольшом объеме (масса до 15 кг) при их крайне неравномерном распределении в рудах ничтожно мала. Не исключается также возможность переизмельчения отдельных крупных зерен платиносодержащих минералов, так как материал минералого-технологических проб измельчался сразу до 0,5 мм без предварительного выделения крупных фракций.

Особенности процесса измельчения платиносодержащих дунитовых руд определяются низкой микротвердостью платиносодержащих минералов (изоферроплатина 440 кг/мм²) на фоне относительно высоких показателей у вмещающих оливина (925 кг/мм²) и хромшпинелидов (1375 кг/мм²). Результаты моделирования процесса дезинтеграции платиносодержащих дунитовых руд с применением метода конечных элементов и анализа напряженно-деформированного состояния горной породы при разрушении в конусной дробилке с неподвижной осью, по-

казали возможность переизмельчения крупных зерен и самородков платиноидов [Козлов, 2010]. Данный процесс способствует увеличению выхода платины в тонких классах, извлечение которых гравитационными методами будет представлять значительную проблему.

Минералого-технологическими исследованиями также установлены благоприятные условия для раскрытия основной продуктивной фазы платинометалльного оруденения. В качестве основных признаков выделены:

- 1) локализация относительно крупных зерен платиноидов в пустотах, трещинах и межзерновых интерстициях вмещающих хромитов и дунитов;
- 2) отсутствие тесных сростаний платиносодержащих минералов с хромшпинелидами и оливином;
- 3) наличие у большинства выделений платиноидов «рубашки» из серпентина и хлорита, которая будет разрушаться при минимальном внешнем механическом воздействии.

Вероятно, что наличие благоприятных условий для раскрытия поздней продуктивной фазы платинометалльного оруденения (крупные и средние фракции) и определяет россыпеобразующий характер данного типа рудных месторождений платины.

В целом, наличие двух рудных минеральных ассоциаций, в которых продуктивная платиносодержащая минерализация имеет выраженные различия в технологических свойствах, определяет необходимость последовательного стадийного измельчения руды с межцикловым выделением платины в товарный концентрат. На первом этапе необходимо проводить основную отсадку крупной фракции МПГ при минимальном количестве тонкозернистых продуктов, а на втором – извлечение мелких и тонких фракций в условиях уровня измельчения, максимально благоприятного для их выхода. Использование современного шламового оборудования, вероятно, позволит дополнительно извлечь и часть более тонких частиц размером менее 20 мкм.

7.4. Прогноз обогатимости платинометалльных руд

Прогноз обогатимости руд Гальмоэнанского массива методами гравитации составлен по результатам обогащения рядовых минералого-технологических проб на концентрационном столе СКЛ-2М [Козлов, 2009; Козлов, Чантурия, 2009]. Самые высокие показатели извлечения платины (до 95,3 мас. %) были установлены для минералого-технологических проб богатых руд. Из них же получены и наиболее богатые гравитационные концентраты с содержанием платины до 3,2 кг/т (табл.7.15).

Достаточно высокий уровень извлечения (до 83,1 мас. %) показали пробы из руд с рядовыми содержаниями платины, но гравитационные концентраты оказались относительно бедными по платине (11,6–39,8 г/т).

Таблица 7.15
Результаты извлечения платины из руд Гальмознанского массива
гравитационными методами

Тип руд	Выход конц-та, %	Содержание Pt, г/т			Извлечение, мас. %	
		По балансу	Конц-т	Хвосты	Конц-т	Хвосты
богатые	1,48	50,23	3230	2,4	95,29	4,71
	1,88	32,12	1586	2,33	92,88	7,12
	3,49	14,68	394	0,96	93,69	6,31
рядовые	3,45	1,65	39,8	0,29	83,07	16,93
	9,60	1,38	11,6	0,30	80,41	19,59
	1,21	0,49	24,0	0,20	59,59	40,41
	1,95	0,46	15,0	0,17	63,71	36,29
бедные	1,25	0,19	7,6	0,10	49,01	50,99
	4,31	0,22	3,6	0,07	69,87	30,13
	0,65	0,14	7,9	0,09	36,30	63,70
	1,03	0,11	5,9	0,05	55,14	44,86
с фоновыми концентрациями	0,89	0,03	1,2	0,02	35,12	64,88
	1,24	0,04	1,4	0,02	46,87	53,13
	2,36	0,03	0,5	0,02	38,61	61,39
<i>рудная масса</i>		<i>1,21</i>			<i>86,0</i>	<i>14,0</i>

В целом зависимость извлечения платины в гравитационные концентраты (ϵ) от содержания платины в руде (α) определяется логарифмической функцией с высоким коэффициентом аппроксимации (рис. 7.7).

Следует ещё раз отметить, что уровень выхода платины в богатые гравитационные концентраты (рис. 7.8) в первую очередь будет определяться наличием зерен минералов МПГ в средних и крупных классах (+200 мкм).

Обобщение результатов тестирования минералого-технологических проб позволило установить, что платинометалльные руды Гальмознанского массива представлены дунитами, для которых характерно проявление признаков перекристаллизации, высокотемпературных структурных деформаций и интенсивной флюидной проработки. Низкие и фоновые содержания платины ($>0,5$ г/т) определяются наличием в дунитах мелких и тонких идиоморфных зерен платиноидов (классы крупности –80 мкм), относительно равномерно распределенных в общем объеме руды (рудная ассоциация платиноносных дунитов). Высокие, в отдельных случаях ураганные, содержания платины (до 1 кг/т) связаны с крупными ксеноморфными выделениями платиноидов, которые концентрируются преимущественно в краевых частях хромитовых обособлений, но иногда располагаются и непосредственно во вмещающих их дунитах (платино-хромитовая рудная ассоциация).

Важнейшей особенностью платинометалльного оруденения является наличие платины исключительно в собственных свободных минеральных формах, основ-

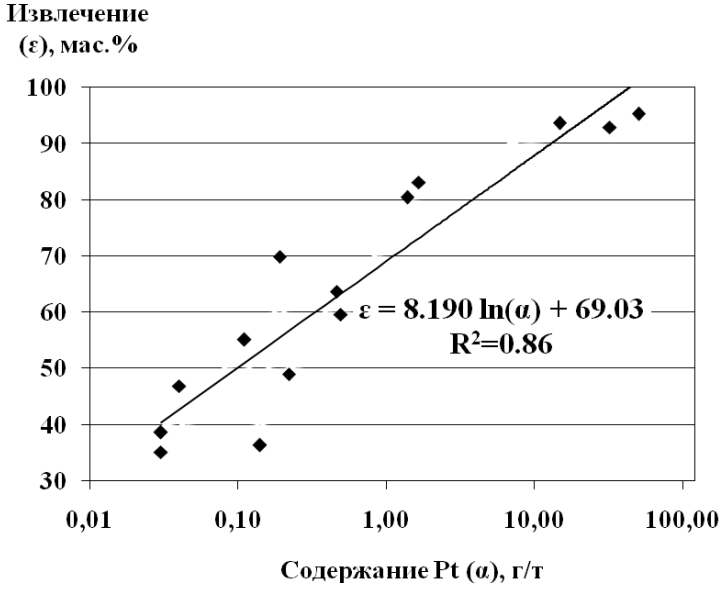


Рис. 7.7. Зависимость извлечения платины в гравитационные концентраты от ее содержания в руде.

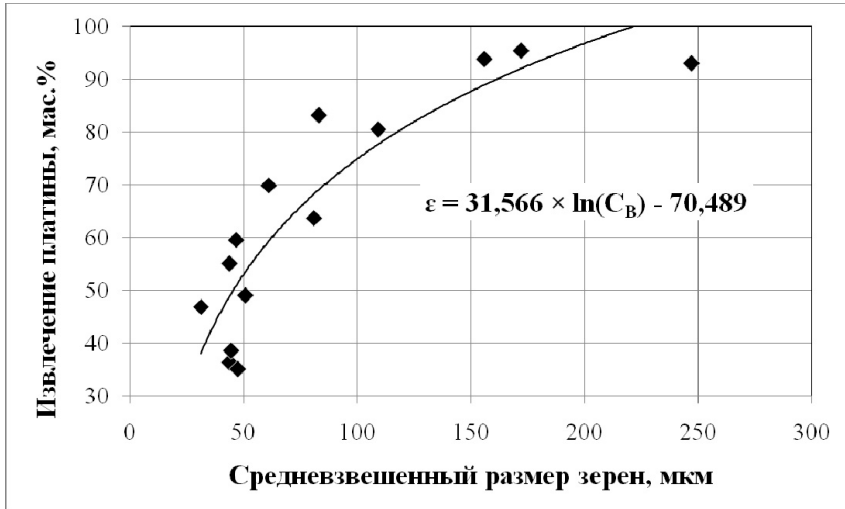


Рис. 7.8. Зависимость извлечения платины в гравитационные концентраты от средневзвешенного размера зерен платиносодержащих минералов.

ными из которых (85%) являются платино-железистые сплавы (изоферроплатина, тетраферроплатина и туламинит) с незначительным количеством сперрилита (10%), платино-медных сплавов (4%) и прочих минералов ЭПГ (1%). Технологические свойства, гранулометрический состав и хорошая раскрываемость установленной платиносодержащей минерализации по классу + 80 мкм определяют возможность обогащения руд гравитационными методами без предварительного выделения хромитового концентрата.

Полнота извлечения платины может быть обеспечена двухстадийным измельчением руды с последовательным выделением в гравитационные концентраты на первом этапе основной продуктивной фазы оруденения, представленной средними и крупными фракциями платиноидов, а на втором – платиноидов в мелких и тонких классах крупности сопутствующей продуктивной фазы оруденения.

Уровень извлечения платины из платиносодержащих дунитовых руд будет определяться количеством продуктивных участков (гнезд) с аномально высокими (ураганскими) содержаниями платины. При среднем содержании в руде 1,21 г/т, гравитационными методами из нее может быть извлечено не менее 86 мас. % платины. При организации стадийного измельчения руды и межциклового извлечения крупной фракции платиносодержащей минерализации, значительная её часть (не менее 85%) может быть выделена в богатые гравитационные концентраты с содержанием платины более 1 кг/т.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гальмоэнанский массив является идеальным полигоном для поиска коренных месторождений платины и отработки методики их поиска в силу своей относительной доступности, прекрасной обнажённости и незначительной степени изменения пород. По своему строению, составу пород и минералов он является эталонным представителем концентрически-зональных массивов урало-аляскинского типа (габбро-пироксенит-дунитовой формации). По особенностям строения и составу пород массив обнаруживает черты несомненного сходства с массивами Платиноносного пояса Урала, Юго-Восточной Аляски, Британской Колумбии и других регионов мира. Исследования коренной платиновой минерализации в пределах Гальмоэнанского массива показывает на идентичность процессов образования пород и руд, характерных для платиноносных комплексов Урала, главные особенности которых изложены в классических работах Н.К. Высоцкого, А.П. Карпинского, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина, О.К. Иванова.

Изучение морфологических особенностей оливина, как наиболее ярко выраженного индикатора степени деформации пород, позволили выделить разнообразные деформационные микроструктуры оливина в дунитах Гальмоэнанского массива, которые объединены нами в четыре главных последовательно образовавшихся типа: протогранулярный, мезогранулярный, порфирокластовый и мозаичный. Сегрегации рудных хромшпинелидов характеризуются исключительным многообразием текстурных особенностей при незначительной мощности и протяженности рудных тел.

Формирование платиносодержащей минерализации Гальмоэнанского массива начиналось еще на магматогенном этапе становления дунитов и продолжалось в ходе последующих процессов твердопластичных деформаций дунитов и флюидных преобразований, в том числе в ходе серпентинизации. В силикатном расплаве, в высокотемпературных условиях формировались кластеры металлов платиновой группы, которые, в ходе эволюции расплава, образовывали выделения ЭПГ, главным образом в виде самородных форм. К этим формам относятся описанные нами ассоциации: осмий-изоферроплатиновая (включения кристаллов

осмия в Pt-Fe сплавах) и иридий-изоферроплатиновая со структурами распада твердых растворов между этими фазами. Кристаллизация магнезиального оливина приводила к накоплению железа в расплаве, что обусловило формирование Pt-Fe сплавов. Вместе с ним происходил сброс кальция, хрома и ЭПГ и других рудных компонентов, не входящих в структуру оливина, которые формировали структуры распада образованные дендритами и пластинками хромшпинелидов, магнетита, хроммагнетита, клинопироксена и других рудных минералов. Исследования минеральных парагенезисов в коренных породах и рудах Гальмознанского массива свидетельствует о значительном участии флюида в рудообразующем процессе и о высокой флюидонасыщенности расплава, особенно на завершающей стадии кристаллизации пород. Гидротермально-метасоматическая флюидная система в дунитах Гальмознанского массива была сформирована в два этапа: образована на ранней стадии их кристаллизации в восстановительных условиях на больших глубинах и ремобилизована на поздней стадии их кристаллизации. Каждый из этапов сопровождался образованием хромитового и платинометального оруденения. Несмотря на то, что механизм формирования рудных концентраций хромитов и МПГ до конца не разработан, следует отметить, что все наблюдения свидетельствуют об эпигенетическом характере рудных образований. Хромитовые сегрегации, образованные в результате твердопластичных деформаций дунитов и эволюции флюидной рудоносной системы, служили геохимическим барьером для осаждения и образования значительной доли промышленных концентраций МПГ.

Состав флюида отвечает хлоридно-углекислотно-водному составу с преобладанием в составе газов H_2 , CO_2 , CH_4 . Магматические изоферроплатина и изоферроплатино-иридиевые агрегаты подвергались воздействию постмагматических аутометаморфогенных флюидов и гидротермальных растворов, содержащих As, S, Sb, Cl, а также Fe, Cu, Zn, Co, Ni, Pb, In, Bi, Pt и Pd. Эти компоненты играли существенную роль в перераспределении ЭПГ в зоне рудогенеза, серпентинизации оливина и переотложении Pt-Fe сплавов и иридия с формированием новообразований «гексаферрума», туламинита, а также сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ. Процесс эволюционировал по схеме: $Pt_3Fe \rightarrow Pt_2CuFe$ (иногда до $PtCu_3$) $\rightarrow PtAs_2$; и паралельно: $(Pt-Ir) \rightarrow (Ir,Fe) \pm (IrAsS) + Pt-Fe \rightarrow (Mt) + (Fe,Co)$ или (Fe,Ni) . Обилие самородных фаз (меди, аваруита и др.), локализованных в серпентинитовых прожилках, свидетельствует о том, что серпентинизирующие флюиды и растворы имели восстановительный характер. Изложенные выше материалы свидетельствуют о том, что факторами контроля оруденения в пределах Гальмознанского массива являются:

1. Наличие первичного высокотемпературного, высокомагнезиального расплава обогащенного ЭПГ (магматическая стадия);
2. Вторичная перекристаллизация дунитов в температурном интервале 900–750°C (и ниже) с образованием порфирокластовых структур (постмагматическая стадия);

3. Интенсивная флюидная (галоидно-водно-углекислая) проработка пород массива на стадии синтетектонической рекристаллизации с образованием концентраций МПГ.

Платина в рудах присутствует исключительно в собственных минеральных формах, основными (85%) из которых являются платино-железистые сплавы (изоферроплатина, тетраферроплатина) с незначительным количеством сперрилита (10%), платино-медно-железистых сплавов (туламинит, Cu_3Pt) (4%) и прочих минералов ЭПГ (1%), что позволяет рассматривать прямое извлечение платино-содержащей минерализации, как основной метод получения платины из данного типа руд.

Основная фаза платинометального оруденения (85–90% продуктивности) представлена платино-хромитовой минеральной ассоциацией, для которой характерно гнездово-вкрапленное распределение относительно крупных (до 15 мм) ксеноморфных скоплений минералов ЭПГ в трещинах, пустотах и интерстициях, как в рудных хромитах, так и во вмещающих их дунитах. Тесная связь платинометального и хромитового оруденения, подтверждена лабораторными экспериментами по крупнокусковому разделению руды с целью получения обогащенного платиной хромитового концентрата. При этом следует отметить, что полное извлечение платины в хромитовый концентрат является проблематичным в связи с преимущественным развитием мелкошлировых и прожилково-вкрапленных морфологических типов, не позволяющих получить крупные куски рудных хромитов для обогащения, а также наличием части платиноидов непосредственно в оливинной матрице дунитов.

Дополнительно к основной продуктивной фазе характерным для руд является наличие минеральной ассоциации платиноносных дунитов (10–15% продуктивности), в которой платиносодержащие минералы представлены тонкой вкрапленностью в оливиновой матрице. Развитие ассоциации отличается относительно равномерным распределением и определяет повсеместное наличие в дунитах низких концентраций платины, что исключает её самостоятельное промышленное значение. Следует отметить, что являясь дополнительным источником платины при обогащении платинометальных руд, данная ассоциация может уходить в потери при селективном выделении хромитового концентрата.

Сводный гранулометрический состав платиносодержащей минерализации также определяется наличием двух, различных по качеству, продуктивных фаз, когда с одной стороны количественный максимум (73 %) распределения зерен платины находится в классах –40 мкм, хотя массовая доля платины в классе –20 мкм, определяющая прогнозные потери платины при гравитации, составляет около 14 мас. %. Основная массовая доля платины находится в классах крупности, весьма благоприятных для обогащения руд гравитационными методами. Средний размер зерен платиноидов в руде по результатам минералого-технологических исследований будет составлять 47 мкм, а средневзвешенный – 161 мкм.

Анализ технологических свойств платиносодержащей минерализации позволил на данной стадии исследований в качестве основного метода извлечения платины рекомендовать прямое гравитационное обогащение платинометалльных руд без предварительного выделения хромитового концентрата. С учетом наличия в руде двух продуктивных фаз платиносодержащей минерализации различных по своим гранулометрическим и морфометрическим характеристикам, технологическая схема должна включать в себя последовательное измельчение руд и извлечение платины, как минимум в две стадии. На первой из которых, при минимальном количестве тонкозернистых продуктов, необходимо провести основную отсадку крупной фракции платиноидов, а уже во второй достичь уровня измельчения, максимально благоприятного для выхода платины в мелких и тонких классах крупности.

Результаты полупромышленных испытаний технологической пробы платиносодержащих дунитовых руд с исходным средним содержанием 1,69 г/т показали, что предложенная технологическая схема позволяет выделить 87% платины в богатый гравитационный концентрат с содержанием не менее 2% платины. В бедные концентраты с содержанием 200 г/т будет дополнительно выделяться 5% платины, что позволяет достичь общего извлечения платины в гравитационные концентраты на уровне 92%. Таким образом, в процессе проведения комплексных минералого-технологических исследований, научно обосновано и экспериментально подтверждено наличие в пределах дунитового ядра Гальмоэнанского массива масштабного платинометалльного оруденения, которое может представлять непосредственный интерес для промышленного освоения.

Как это не парадоксально, но, несмотря на то, что с концентрически-зональными базит-гипербазитовыми массивами (габбро-пироксенит-дунитовая формация), пространственно и генетически связаны богатейшие россыпные месторождения, ни в одном регионе мира до сих пор не открыты и не эксплуатируются их коренные источники – крупные рудные месторождения платины. Несомненно, что любой опыт проведения работ на таких массивах, в значительной степени приближает нас к пониманию закономерностей распределения и возможности освоения значительных по объему и запасам концентраций МПГ в их пределах. Авторы надеются, что приведенные в книге данные станут новым толчком к проведению масштабных поисковых и оценочных работ на рудную платину в пределах базит-гипербазитовых массивов урало-аляскинского типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Чепуров А.И., Лаврентьев Ю.Г., Покачалова О.С.* Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Коряки // Геология и геофизика, 1974. № 6. С. 49–60.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д.* О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника, 1980. № 2. С. 111–123.
- Алексеев Э.С.* Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья // Геотектоника, 1982. № 4. С. 87–98.
- Алексеев Э.С.* Геодинамика зоны перехода океан-континент на примере поздне-мезозойской-кайнозойской истории Корякского нагорья // Геотектоника, 1987. № 4. С. 102–114.
- Алексеев Э.С.* Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника, 1979. № 1. С. 85–95.
- Аникеева Л.И.* Базит-гипербазитовые комплексы Корякского нагорья. Магматизм Северо-Востока Азии // Труды Сев.-Вост. петрогр. совещания. Магадан, 1976. Вып. 4. С. 59–62.
- Аникеева Л.И.* Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1968. 24 с.
- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Гарути Дж. и др.* Хром-платиноидное оруденение в комплексах Урало-Аляскинского типа: состав и происхождение // Уральская летняя минералогическая школа-99. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 62–82.
- Астраханцев О.В.* Геология базит-гипербазитовых комплексов Олюторской зоны (Южная Корякия): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1996. 22 с.
- Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Перфильев А.С.* Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива // Геотектоника, 1991. № 2. С. 47–62.
- Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И.* Тектоническое строение фронтальной части Ватынского покрова (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР, 1987. Т. 295. № 1. С. 157–160.
- Базылев Б.А.* Составы клинопироксена и шпинелида реститовых гипербазитов как индикаторы условий генерации и состава сопряженных первичных мантийных магм // Геохимия, 1995. № 7. С. 915–923.

- Батанова В.Г.* Интрузивные мафит-ультрамафитовые комплексы юга Корякии; Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 24 с.
- Батанова В.Г., Астраханцев О.В.* Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых плутонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника, 1992. № 2. С. 87–103.
- Батанова В.Г., Астраханцев О.В., Сидоров Е.Г.* Дуниты Гальмоэнанского гипербазит-габбрового массива (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Серия геол., 1991. № 1. С. 24–35.
- Бегизов В.Д., Борисенко Л.Ф., Усков Е.Д.* Сульфиды и природные твердые растворы платиноидов из ультрабазитов Гусевогорского массива (Урал). // Докл. АН СССР, 1975. Т. 225. № 6. С. 1408–1411.
- Бетехтин А.Г.* Коренные месторождения платины на Урале // Минералогия Урала. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 25–57.
- Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд-во АН СССР. 1935. 148 с.
- Бирюков В.М.* Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука. 1998. 268 с.
- Благородные металлы. Справ. изд. / Под ред. Савицкого Е.М. / М.: Металлургия, 1984. 592 с.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С.* Тектоника Олюторской зоны. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
- Богданович А.В., Петров С.В., Назимова Ю.В. и др.* Особенности обогащения минерального сырья с высокой неравномерностью распределения полезных компонентов (на примере платиновых руд) // Обогащение руд. 2010. № 4.
- Бродская Р.Л., Бильская И.В., Ляхницкая В.Д., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г.* Границы срастания минеральных индивидов – зона вторичного минералогенезиса в агрегате // ЗВМО. 2007. № 3. С. 1–18.
- Васильев Ю.Р., Истомин В.Е., Приходько В.С., Пругов В. П., Ткаченко Н.А.* Оливины из дунитов щелочно-ультраосновных интрузий Алданской провинции // Докл. АН СССР. 1990. Т. 321. № 1. С. 60–164.
- Велинский В.В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан – континент. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Вернон Р.Х.* Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 226 с.
- Видик С. В., Толстых Н. Д., Сидоров Е. Г., Козлов А. П.* Распределение минералов платиновой группы в коренных породах Гальмоэнанского массива // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. Тез. докл. науч. сессии Камчатского отделения ВМО. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 112–113.
- Витовская И.В., Бехрин С.И.* К вопросу о природе гарниерита // Кора выветривания. Вып. 11 (Геология и минералогия коры выветривания). М.: Наука, 1970. С. 26–39.
- Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Мардиросьян А.Н., Неустроева В.А.* Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала // Геоло-

- гия и металлогения Урала. Сборник научных трудов (Материалы научно-практической конференции). Книга 1. Екатеринбург, 1998. С. 238–254.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А.* Фракционирование платиновых металлов при развигии подвижных систем Уральского типа и проблема прогнозирования платинометальных месторождений // Материалы Уральской летней минералогической школы – 99. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 41–60.
- Воробьев Ю. К.* Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. М.: Наука, 1990. 184 с.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Труды. Вып. 65. М.: ИГЕМ, 1962. 318 с.
- Высоцкий Н.К.* О коренных месторождениях платины на Урале и в Сибири // Известия Геологического Комитета, 1923. Т. 12. С. 15–21.
- Высоцкий Н.К.* Платина и районы её добычи. Ч. 5. Обзор месторождений вне Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. Т. 40. 240 с.
- Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. Части I–IV. Петроград: КЕПС АН СССР, 1923–1925. 692 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И.Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
- Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Глазунов О.М.* Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 191 с.
- Гончаренко А.И.* Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского университета, 1989. 398 с.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И.* Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского университета, 1990. 200 с.
- Горбачев Н. С.* Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. М.: Наука, 1989. 126 с.
- Грановский А.Г.* Петрология офиолитов юго-западной части Корякского нагорья: Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1982. 26 с.
- Грановский А.Г., Гуляева Г.Я.* Хромшпинелиды Ветвейской группы гипербазитовых массивов (Корякское нагорье) // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 56–67.
- Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др.* Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
- Джонсон Д.* Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилуотер. Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 43–66.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т.3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966. 317 с.
- Дистлер В. В., Слженкин С. Ф., Кабри Л. Дж., Криволицкая Н. А., Туровцев Д. М., Голованова Т. А., Мохов А. В., Кнауф В. В., Олешкевич О. И.* Платиновые руды норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 241–265.

- Дмитренко Г.Г.* Минералы платиновой группы альпинотипных ультрамафитов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 134 с.
- Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М.* Химические составы породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. Минералы платиновых элементов. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 61 с.
- Евстигнеева Т. Л., Кудрявцев А. С., Рудашевский Н. С.* Минералы элементов платиновой группы из Юбдо (Эфиопия): новые данные // Минералогический журнал, 1992. Т. 14. № 1. С. 29–41.
- Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Верещагин В.Н.* Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 343 с.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 265 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 188 с.
- Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. М., 1928. Вып. 108. 56 с.
- Заварицкий А.Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала // Изв. АН СССР. Серия геол., 1941. № 3. С. 36–111.
- Зайцев В.П.* Платиноносность Сейнав-Гальмознанского рудного узла (Корякское нагорье): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 25 с.
- Зайцев В.П., Коляда А.А., Мелкомуков В.Н.* Сейнав-Гальмознанский узел и его платиноносность. Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М: Научный мир, 2001. С. 78–86.
- Землянухин В.Н., Приходько В.С.* Петроструктура и строение ультраосновных ядер концентрически-зональных массивов Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 43–50.
- Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрытов В.Н.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, 2001. 198 с.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 546 с.
- Иванов О.К.* Платиновое оруденение Нижнетагильского дунитового массива // Минеральное сырье Урала, 2006. № 5. 98 с.
- Иванов О.К.* Рассеянные платина и палладий в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 5. С. 1226–1230.
- Иванов О.К., Рудашевский Н.С.* Состав оливина и хромшпинелида из дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 16–35.
- Ирвин Т.Н.* Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 241–300.

- Казимиров А.Д., Крылов К.А., Афанасьева Л.Б., Астраханцев О.В., Полунин Г.В. Крупномасштабное картирование бескорневых покровов юга Корякии (опыт картирования аккреционных комплексов) // Тектонические исследования в связи с средне- и крупномасштабным геокартированием. М.: Наука, 1989. С. 94–109.
- Карпинский А.П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа // Известия АН СССР. Вып. 1–3. 1926. Т. 26. С. 133–170.
- Кежежинская П.К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 174 с.
- Козлов А.П. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив, Корякия: геология, петрология, рудоносность: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук, М.: МГГА, 2000. 23 с.
- Козлов А.П. Минералого-технологическая характеристика россыпеобразующих платинометаллических руд зональных базит-ультрабазитовых комплексов // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2009. № 15. С. 529–539
- Козлов А.П. Платиноментальные месторождения Сейнава-Гальмоэнанского рудного узла (Корякия) // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2007. № 5. С. 47–51.
- Козлов А.П. Применение метода конечных элементов при моделировании процесса дезинтеграции платиноносных дунитовых руд // Маркшейдерия и недропользование, 2010. № 1. С. 21–25
- Козлов А.П. Прогнозная обогатимость платинометаллических руд на основе минералого-технологических исследований (Гальмоэнанский массив, Камчатка) // Маркшейдерия и недропользование, 2009. № 2. С. 47–51.
- Козлов А.П., Сидоров Е.Г. Рудная платина Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива – реальность и перспективы // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки // Тез. докл. научной сессии КамО ВМО, 26–28 апреля 2000 г. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 110–112.
- Козлов А.П., Чантурия В.А. Платиноносные дунитовые руды и их обогатимость. М.: УРАН ИПКОН РАН, 2009. 148 с.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России // Под ред. Зайцева В.П., Литвинов А.Ф., Ланда Э.А. СПб., 2002. 383 с.
- Костянов А.И. Модельный Re-Os возраст самородных платиновых минералов // Геология рудных месторождений, 1998. № 6. С. 540–545.
- Костянов А.И., Пушкарев Ю.Д., Малич К.Н. изотопная систематика платиноидных россыпей Восточной Сибири // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всероссийского металлогенического совещания, 25–28 августа 1998 г., Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1998. С. 145–146.
- Кочеткова К.В. Непуит из коры выветривания серпентитов Салаира // Кора выветривания. Вып. 13. М.: Наука, 1973. С. 74–80.
- Кривенко А.П., Толстых Н.Д. Состав самородных минералов в системе Os-Ir-Ru и условия их образования // VII международный платиновый симпозиум: Тез. докладов. М., 1994, 53 с.

- Кутыев Ф.Ш., Сидоров Е.Г., Резниченко В.С., Семёнов В.Л.* Новые данные о платиноидах в зональных ультраосновных комплексах юга Корякского нагорья // Докл. АН СССР, 1991. Т. 317. № 6. С. 1458–1461.
- Кутыев Ф.Ш., Сидоров Е.Г., Семёнов В.Л., Резниченко В.С., Симонова Л.С., Астраханцев О.В.* Платиноносная формация зональных массивов Олюторской зоны Корякского нагорья // Проблемы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного региональному петрографического совещания. Южно-Сахалинск, 1988. С. 87–88.
- Лазаренков В.Г., Балмасова Е.А.* Гулинская россыпь самородного осмия (Полярная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений, 1995. Т. 37. № 6. С. 565–569.
- Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.* Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.
- Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В.* Месторождения платиновых металлов. СПб.: Недра, 2002. 298 с.
- Ланда Э.А., Багдасаров Э.А., Марковский Б.А., Хотин М.И.* Об особенностях химического состава оливинов вулканогенных ультрамафитов Маймеча-Котуйского региона и Камчатки // ЗВМО, 1978. Ч. 1107. Вып. 3. С. 280–290.
- Ланда Э.А., Лазаренков В.Г.* Геохимические особенности Нижнее-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса // ЗВМО, 1998. № 4. С. 38–50.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В., Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б.* Возраст и изотопные особенности альпинотипных, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. АН РАН, 2002. № 6. С. 812–815.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г., Сляднев Б.И.* Особенности строения и состава дунит-клинопироксенитовых массивов южной части Срединно-Камчатского хребта // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. Материалы II научной сессии Камчатского отделения ВМО. М.: Научный мир, 2001, С. 87–105.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г., Толмачева Е.В.* Об особенностях состава оливинов из дунитов зональных массивов Коряки и Камчатки // ЗВМО, 2001. № 1. С. 60–66.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Труды СПб. Острова естествоиспытателей. СПб., 1900. Т. 30. Вып. 5. 257 с.
- Леднева Г.В.* Геохимия, условия и механизм формирования пород расслоенных дунит-клинопироксенит-габбровых серий (на примере массива Сейнав, Олюторская зона, Корякия) // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 31–63.
- Леднева Г.В.* Петрология ультрамафит-мафитовых массивов Олюторской зоны Корякского нагорья: Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1995. 27 с.
- Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж.* Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология, 2000. № 5. С. 477–505.

- Ленников А.М., Некрасов И.Я., Октябрьский Р.А., Сапин В.И. Оливины гипербазитов Кондерского массива // Минералогический журнал. 1993. № 3. С. 3–15.
- Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных гипербазитов Урала. СПб., 1992, 197 с.
- Максимович З. Изоморфная серия лизардит-непуит // ЗВМО, 1973. Вып. 2. Ч. 102. С. 143–149.
- Малахов И. А., Малахова Л.В. Нижнее-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Труды института геол. и геох. УФАН СССР. Свердловск, 1970. Вып. 83. 166 с.
- Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов гипербазитов. М.: Наука, 1983, 222 с.
- Малахов И.А. Условия формирования зональных массивов платиноносного пояса Урала и приуроченного к ним платинового оруденения. // Материалы Уральской летней минералогической школы – 99. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 101–112.
- Малич К.Н. Об оценке платиноносности зональных клинопироксенит-дунитовых массивов // Докл. Академии Наук, 1996. Т. 347. № 5. С. 653–657.
- Малич К.Н. Платиноидная россыпь реки Ингарингда (Север Восточной Сибири) // Докл. РАН, 1996. Т. 348. № 5. С. 652–656.
- Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. СПб.: Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
- Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений, 1997. Т. 39. № 3. С. 247–257.
- Малич К.Н., Лопатин Г.Г., Симонов О.Н. Новый российский высокоперспективный источник осмия. // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: Изд. СПбГИ, 1998. С. 257–270.
- Марковский Б.А., Сидоров Е.Г. Парагенез дунит-клинопироксенитовых и пироксенит-габбродных комплексов Корякско-Камчатского платиноносного пояса // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока. Магадан, 2000. С. 193–194.
- Мелкомуков В.Н., Зайцев В.П. Платиноносные россыпи Сейнав-Гальмознанского узла (Корякско-Камчатская провинция) // Платина России. М.: ГЕОС, 1999. Т. III. Кн. 1. С. 143–152.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
- Митрофанов Н.П. О положении позднемелового офиолитового комплекса на юге Центрально-Корякской складчатой зоны // Изв. вузов. Геология и разведка, 1982. № 11. С. 34–40.
- Мочалов А. Г. Новый осмисто-платиновый минералого-геохимический тип зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // Докл. РАН, 2009а. Т. 426. № 2. С. 226–231.
- Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России: Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2001. 48 с.

- Мочалов А.Г.* Минеральные ряды минералого-геохимических типов россыпей платиноидов (основа локального прогноза) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 225–235.
- Мочалов А.Г.* Новый осмисто-платиновый тип зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // Докл. РАН, 2009б. Т. 426. № 2. С. 226–231.
- Мочалов А.Г.* Проблемы формирования коренных источников россыпей платиновых металлов. // Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождения. 1997. Тез. Докл. Межд. симпоз., посвящ. 100 лет со дня рождения академика А.Г. Бетехтина (Москва, 8–10 апр.). Москва, 1997. С. 289–290.
- Мочалов А.Г., Бортников Н.С.* Новые критерии генезиса минералов платиновой группы в сростаниях с пироксенами из зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // Докл. РАН, 2008. Т. 421. № 4. С. 520–524.
- Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Рудашевский Н.С., Жерновский И.В., Болдырева Н.Н.* Гексаферрум (Fe,Ru), (Fe,Os), (Fe,Ir) – новый минерал // ЗВМО, 1998. № 5. С. 41–51.
- Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Назимова Ю.В., Перцев А.Н., Вильданова Е.Ю.* Вариации состава ««шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений, 2002а. № 6. С. 486–498.
- Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н., Власов Е.А.* Минералогия и генезис «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений, 2002б. № 3. С. 188–212.
- Назимова Ю. В., Зайцев В. П., Кузнецов И. В., Корнеев С. И., Мелкомуков В. Н., Сидоров Е. Г.* Платинометалльная минерализация и перспективы потенциальной коренной платиноносности Сейнава-Гальмознанского узла (Сев. Камчатка) // Минералогия России. Тез.докл. годовичного собрания Минералогического об-ва РАН. СПб., 2000. С. 188–190.
- Назимова Ю.В., Зайцев В.П., Мочалов А.Г.* Минералы платиновой группы габбро-пироксенит-дунитового массива Гальмознан южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 6. С. 547–565.
- Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И.* Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 1994. 381 с.
- Никольский Н.С.* Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987. 200 с.
- Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 168 с.
- Овчинников Л. Н.* Экспериментальное исследование процессов эндогенного рудообразования // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного рудообразования. Л.: Наука, Ленинградское отделение, 1967. С. 153–162
- Округин А.В.* Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 2. С. 63–76.

- Округин А.В.* Минеральные парагенезисы и генезис самородков изоферроплатины из россыпи Инагли (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43. № 3. С. 268–279.
- Округин А.В.* Россыпная платиноносность Сибирской платформы / отв. редактор Гамянин Г.Н. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2000. 183 с.
- Орлова М.П.* Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива // Тихоокеанская геология, 1991. № 1. С. 80–88.
- Осипенко А.Б., Леднева Г.В.* Геохимия и петрогенезис жильных лейкократовых пород Эпильчикского зонального базит-гипербазитового массива (Юго-Восточная Корякия) // Геохимия, 2001. № 5. С. 519–532.
- Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А.* Геохимия магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия // Тихоокеанская геология, 2002. № 4. С. 79–90.
- Павлов А.Л.* Физико-химическое моделирование магматогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1992. 116 с.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В.* Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 65–79.
- Плаксенко А.Н., Чернышов Н. М.* Зональность хромшпенелидов // Геология рудных месторождений, 1982. Т. 24. № 6. С. 13–24.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Некрасов И.Я.* Поведение платины в водной сульфидно-хлоридной среде при 300–500°C и 1 кбар // Докл. РАН, 2000. Т. 370. № 1. С. 99–101.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Щека Ж.А., Сапин В.И.* Исследование растворимости платины в водно-хлоридных растворах в присутствии различных буферных системах // Платина России. Т. 2. Кн.1. М.: АОЗТ «Геоинформарк», 1995. С. 91–93.
- Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа, В.А. Акимцев, П.А. Балькин, Нго Тхи Фыонг, Хоанг Хью Тхань, Толстых Н.Д., Глотов А.И., Петрова Т.Е.* Рудно-геохимическая специализация пермо-триасовых ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 10. С. 1474–1487.
- Полянин В.С., Ведерников Н.Н., Полянина Т.А., Козлов А.П.* Геологическое строение и история формирования Гальмознанского мафит-ультрамафитового массива // Отечественная геология, 2000. № 1. С. 44–52.
- Попов В.С.* Дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация: геологическая систематика // ЗВМО, 2005. Т. 134. № 5. С. 1–18.
- Пуртов В.К., Ятлук Г.М.* Геохимия петрогенных элементов в скарнообразующих растворах. М.: Наука, 1987. 109 с.
- Пушкарев Е.В.* Платиноносные дуниты Урала: новые данные // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. С. 53–79.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф.* Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007. № 3. С. 28–65.

- Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения, 2002. № 16. С. 80–91.
- Разин Л.В. Месторождения платиновых металлов // Рудные месторождения СССР, 1974. Т. 3. С. 96–116.
- Разин Л.В. Промышленно-перспективный минерально-сырьевой потенциал Уральского Платиноносного пояса. М.: Университетская книга, 2008. 172 с.
- Разин Л.В., Хвостова В.П., Новиков В.А. Минералы группы платины в породообразующих и акцессорных минералах ультраосновных пород // Геохимия, 1965. № 2. С. 159–174.
- Разин Л.В., Хоменко Г.А. Особенности накопления осмия, рутения и остальных металлов платиновой группы в хромшпинелидах платиноносных дунитов // Геохимия, 1969. № 6. С. 659–672.
- Реввердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.
- Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боршанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
- Рудашевский Н.С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере // ЗВМО, 1984. Ч. 113. Вып. 5. С. 521–539.
- Рудашевский Н.С. Эволюция химического состава гексагональных твердых растворов осмия, рутения и иридия в разноформационных ультрамафитах // Геология и геофизика, 1989. № 10. С. 68–74.
- Рудашевский Н.С., Бураков Б.Е., Малич К.Н., Хаецкий В.В. Акцессорная платиновая минерализация хромититов Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Минералогический журнал, 1992. Т. 14, № 5. С. 12–22.
- Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г. Состав включений в хромшпинелидах в зернах платиноидов из пород ультрамафических формаций // Геология и геофизика, 1985. № 8. С. 56–70.
- Рыженко Б.Н. Формы миграции и накопление химических элементов в гидротермальных растворах. М.: Наука, 1981. 191 с.
- Рябов В.В. Оливины сибирских траппов как показатели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1992. 116 с.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультраосновные комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Сидоров Е. Г. Особенности образования минералов платиновой группы Гальмознанского массива Камчатки // Тез. докл. общероссийского семинара «Платина в геологических формациях Сибири». Красноярск, 2001. С. 83–85.
- Сидоров Е. Г., Мочалов А. Г. Минералы платиновой группы (МПГ) россыпной зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Дальнего Востока. 7-й Международный платиновый симпозиум. Москва, 1994. 105 с.
- Сидоров Е. Г., Толстых Н. Д., Вильданова Е. Ю., Видик С. В., Козлов А. П. Минералы платиновой группы россыпного месторождения реки Левтыриновьям // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. Тез.

- докл. науч. сессии Камчатского отделения ВМО. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 109–110.
- Сидоров Е.Г.* Особенности условий образований минералов платиновой группы Гальмознанского массива // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки: Тез. докл. научной сессии КамО ВМО, 26–28 апреля 2000. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 119–122.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Осипенко А.Б., Марковский Б.А.* Петрогеохимические особенности пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия / Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 14–30.
- Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б., Козлов А.П., Костянов А.И.* Хромитовая минерализация в породах Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия (морфология, состав, условия формирования и связь с платинометальным оруденением) // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 3. С. 202–217.
- Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д.* Особенности минералов платиновой группы базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона // Платина России. Сборник научных трудов. Т. VII. Красноярск, 2011. С. 200–216.
- Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Козлов А.П.* Рудная платина Гальмознанского массива // Вестник Томского гос. университета, 2003. № 3. С. 291–293.
- Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Козлов А.П., Чубаров В.М.* Коренная минерализация массива Гальмознан, Корякия (Урало-Аляскинский тип) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург, 2009. Т. 2. С. 189–192.
- Симонов В.А.* Парагенезис офиолитов: Термобарогеохимические исследования / РАН, Сиб. Отделение. Объединенного Ин-т геологии, геофизики и минералогии / Научн. редактор Ю.А. Догов. Новосибирск, 1993. 247 с.
- Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.* Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия, 1989. № 12. С. 1694–1709.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н.* Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 56–74.
- Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В.* Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000. Т. 8. № 2. С. 88–96.
- Столярченко В.В., Шашкин В.М.* Россыпеобразующий потенциал платиноносных дунитов по результатам изучения большеобъемных проб // Руды и металлы, 1998. № 3. С. 10–16.
- Столяров С.А.* Структура Кондерского и Нижнетагильского ультраосновных концентрически-зональных массивов и особенности минерализации платиноидов (Алданский щит, Урал): Автореферат дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 2001. 22 с.
- Тейлор Х.П., Нобл Дж.А.* Сопоставление ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 63–79.

- Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д.* Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург, 2009. С. 212–216.
- Толмачева Е.В.* Модель формирования зональных клинопироксенит-дунитовых массивов (по результатам изучения включений минералообразующих сред) // Колымские вести, 2001. № 14. С. 12–13.
- Толмачева Е.В., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г.* Термобарогеохимические особенности оливинов из дунитов зональных массивов Камчатско-Корякского региона // IX Международная конференция по термобарогеохимии. Тезисы докл. Александров: ВНИИСИМС, 1999. С. 52–54.
- Толстых Н.Д., Сидоров Е.Г.* Состав Pt-Fe сплавов как отражение условий их образования в концентрически-зональных массивах // Тез. докл. Общероссийского семинара «Платина в геологических формациях Сибири». Красноярск, 2001. С. 86–88.
- Толстых Н.Д., Кривенко А.П.* Минералы платиновых металлов в россыпи р. Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 4. С. 765–774.
- Толстых Н.Д., Сидоров Е.Г., Видик С.В., Козлов А.П., Вильданова Е.Ю.* Минералого-геохимические особенности минералов платиновой группы россыпного месторождения р. Левтыринываям. // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. Материалы II научной сессии Камчатского отделения ВМО. М.: Научный мир, 2001. С. 106–136.
- Толстых Н.Д., Сидоров Е.Г., Видик С.В., Козлов А.П., Вильданова Е.Ю.* Минералого-геохимические особенности минералов платиновой группы россыпного месторождения р. Левтыринываям // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 94–114.
- Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П.* Коренная платина Светлоборского и Каменушинского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика, 2011. С. 775–793.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
- Феритатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия, 1999. № 4. С. 352–370.
- Феритатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* Магматические пироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1987. № 3. С. 13–23.
- Фоминых В.Г., Хвостова В.П.* Содержание платины в дунитах Урала // Докл. АН СССР, 1970. Т. 191. С. 443–445.
- Хитаров Д. Н.* Изучение состава и других особенностей газовой-жидкой включений в минералах на современном этапе. Минеральные микровключения. М: Наука, 1965. С. 74–248.
- Чантурия В.А., Козлов А.П., Толстых Н.Д.* Дунитовые руды – новый вид платиноносодержащего сырья // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2011. № 1. С. 553–566.

- Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Миронов А.Б., Уймин С.Г. Окситермобарометрия ультрамафитов платиноносного пояса Урала // Геохимия, 2002. № 6. С. 1–18.
- Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 214 с.
- Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск: Изд-во Томского университета, 1997. 160 с.
- Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
- Шапиро М.Н., Печерский Д.М., Ландер А.В. Скорости и направления абсолютного перемещения субдукционных зон в геологическом прошлом // Геотектоника, 1997. № 2. С. 3–13.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника, 2008. № 6. С. 70–91.
- Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сьум-Кеу (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург, 1991. 79 с.
- Щека С.А., Вржосек А.А. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока России // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. Т. III. Кн. 1. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 66–75.
- Щека С.А., Вржосек А.А., Сапин В.И., Кирюхина Н.И. Преобразования минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минералогический журнал, 1991. Т. 13. № 1. С. 31–40.
- Щербakov С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.
- Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 247 с.
- Ярош П. Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе аксессуарного хромшпинелида // ЗВМО, 1980. Вып. 1. Ч. 109. С. 98–105.
- Alleman R., Donnay J.D.H. About the structure of iovaite // Amer. Mineralogist. 1969. V. 54. No. 1. P. 2.
- Amosse J., Dable P., Allibert M. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs fO_2 and fS_2 in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements. // Mineralogy and Petrology. 2000. V. 68. P. 29–62.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Arai S. An estimation of the least depleted spinel peridotites on the basis of olivine-spinel mantle array // Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte. 1987. P. 347–357.
- Arai S. Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanai-dake peridotite mass, Hokkaido, Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. No. 2. P. 267–273.

- Auge T., Legendre O.* Pt-Fe nuggets from alluvial deposits in eastern Madagascar // *Canad. Mineral.* 1992. V. 30. P. 983–1004.
- Augustithis S.S.* Mineralogical and geochemical studies of the platiniferous dunite-birbirite-piroxenite complex of Yubdo // *Chem. Der Erde.* 1965. V. 2. No. 24. P. 159.
- Ballhaus C.* Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. No. 2. P. 331–348.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 107. P. 27–50.
- Ballhaus C., Stumpfl E.* Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 94. P. 193–204.
- Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *J. Petrology.* 2001. V. 42. P. 2279–2302.
- Batanova V.G., Astrakhantsev O.V.* Island-arc mafic-ultramafic plutonic complexes of North Kamchatka / Eds. A. Ishiwatari et al. // *Proc. 29-th Int. Geol. Congr.* 1994, Pt. D, P. 129–143.
- Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., et al.* Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite–dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia) // *J. Petrology.* 2005. V. 46. No. 7. P. 1345–1366.
- Bird M.L., Clark A.L.* Microprobe study of olivine chromitites of the Goodnews Bay ultramafic complex, Alaska, and the occurrence of platinum // *Journal of Research U.S. Geological Survey.* 1976. V. 4. No. 6. P. 717–725.
- Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S.* Halogen Geochemistry of the Stillwater and Bushveld Complexes: Evidence for Transport of the Platinum-Group Elements by Cl-Rich Fluids. *J. Petrology.* 1986. V. 27. N. 4. P. 967–986.
- Boyd F.R.* A pyroxene geotherm // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 2533–2546.
- Brown A.V., Page N.J., Love A.H.* Geology and platinum-group element geochemistry of the Serpentine Hill complex, Dundas Trough, western Tasmania // *Can. Mineral.* 1988. V. 26. P. 161–175.
- Bundtzen T.K., Layer P.W., Sidorov E.G.* Geology, geochemistry, and new isotopic ages of PGE-Ni-Cu bearing mafic/ultramafic rocks of the Farewell and Sredinny terranes, Alaska, USA, and Kamchatka, Russia // *Abstr. of the SE section of GSA and assoc. soc., Puerto Vallarta, Mexico, April 1–3, 2003.* 22–7. P. 60.
- Bundtzen T.K., Sidorov E.G., Layer P.W., Chubarov V.* Geology, Geochemistry and new isotopic ages of selected PGE-CR and PGE-Ni-Cu bearing mafic-ultramafic complexes in the Farewell and Godnews Bay Terranes Alaska and Sredinny terrane Kamchatka Peninsula region, Russia Far East // *Tectonic, magmatism and metallogeny, Vladivostok: Dalnauka,* 2004. P. 83–85.
- Cabri L. J., Genkin.* Re-examination of alloys from lode and placer deposits, Urals // *Canad. Mineral.* 1991. V. 29. P. 419–425.
- Cabri L. J., Harris D.C., Weiser T.W.* Mineralogy and Distribution of Platinum-group Minerals (PGM) Placer Deposits of the World // *Explor. Mining Geol.* 1996. V. 5. No. 2. P. 73–167.

- Cabri L.J., Cridle A.J., Laflamme J.H.G.* Mineralogical study of complex Pt-Fe nuggets from Ethiopia // *Bull. Mineral.* 1981. V. 104. P. 508–525.
- Cabri L.J., Feather C.E.* Platinum-iron Alloys: a nomenclature based on a study of natural and Synthetic Alloys // *Canad. Mineral.* 1975. V. 13. P. 117–126.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G.* Analyses of minerals containing platinum-group elements // *Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery* / Ed. L.J. Cabri. CIM spec. Chap. 8. 1981. P. 152–173.
- Conrad, W. K., Kay, R. W.* Ultramafic and mafic inclusions from Adak island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc // *J. Petrology.* 1984. V. 25. P. 88–125.
- Daltry V.D., Wilson A.H.* Review of platinum-group mineralogy: compositions and elemental associations of the PG-minerals and unidentified PGE-phases // *Mineralogy and Petrology.* 1997. V. 60. P. 185–229.
- Desborough G.A., Griddle A.J.* Bowieite: a new rhodium-iridium-platinum sulfide in platinum-alloy nuggets, Goodnews Bay, Alaska // *Canadian Mineralogist.* 1984. V. 22. P. 543–552.
- Dick H., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinetype peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Miner. Petrol.* 1984. No. 86. P. 54–76.
- Doan D.B., Bond A.R.* Russia's platinum-group metals: a current survey // *Int. Geol. Rev.* 1994. V. 36. P. 92–100.
- Duparc L., Molly E.* Les gisements platinifères du Biber (Abyssinie). // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1928. V. 8. P. 240–257.
- Duparc L., Tikonowitch M.N.* Le platine et les gites platinifères de l'Oural et du Monde. Geneve: Sonor, 1920. 542 p.
- Efimov A.A., Tavrin I.E.* About genetic uniqueness of platinum-bearing dunités of the Urals and the Aldan Shield // *Doklady Akademii Nauk SSSR.* 1978. V. 243. P. 001–994.
- Fabries J.* Spinel–olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 329–336.
- Findlay D.C.* Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia // *Can. J. Earth Sci.* 1969. V. 6. P. 399–425.
- Finnigan C. S., Brenan J. M., Mungall J. E., McDonough W. F.* Experiments and models bearing on the role of chromite as a collector of platinum group minerals by local reduction // *J. Petrology.* 2008. V. 49. No 9. P. 647–1665.
- Foley J. Y., Light T. D., Nelson S. W., Harris R.A.* Mineral Occurrences Associated with Mafic-Ultramafic and Related Alkaline Complexes in Alaska // *Economic Geology.* 1997. Monograph 9. P. 396–449.
- Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero P., Pushkarev E.V., Zaccarini F.* Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // *Tectonophysics.* 1997. V. 276. No. 1–4. P. 181–194.
- Garuti G., Gazzotti M., Torres-Ruiz J.* Iridium, rhodium, and platinum sulfides in chromitites from the ultramafic massifs of Finero, Italy, and Ojen, Spain // *Canadian Mineralogist.* 1995. V. 33. P. 509–520.

- Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F.* Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Ural-Alaskan-type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia. // *Canad. Miner.* 2002. V. 39. P. 353–372.
- Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E.* Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia) // *Miner. Deposita.* 2003. V. 38. P. 312–326.
- Godlevskii M.N., Smirnov V.I. ed.* Magmatichekieskie mestorozhdeniya (Magmatic deposits), Genezis endogennykh rudnykh mestorozhdenii (Genesis of endogene ore deposits): M.: Izdat. Nedra, 1968. P. 7–83.
- Gornostayev S., Crocket J., Mochalov A., Laajoki K.* The platinum-group minerals of the baimka placer deposits, Aluchin Horst, Russian far East. // *Canad. Mineral.* 1999. V. 37. P. 1117–1129.
- Grapes R.H.* Petrology of the Blue Mountain complex, Marlborough, New Zealand // *J. Petrology.* 1975. V. 16. P. 371–428.
- Hagen D., Weiser T.* Platinum-group minerals in quaternary gold placers in the Upper Chindwin Area of Northern Burma // *Mineralogy and Petrology.* 1990. V. 42. No. 1/4. P. 265–286.
- Hansen M., Anderko K.* Constitution of binary alloys, Metallurgy and metallurgical Engineering series, 1958, 2nd ed., McGraw-Hill Book Co., New York, 1958. 1305 p.
- Harris D.C., Cabri L.J.* Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // *Canad. Miner.* 1991. V. 29. P. 231–237.
- Helmy H.M., Mahallawi El., Gabbro M.M.* Akarem mafic-ultramafic complex, Eastern Desert, Egypt: A Late Precambrian analogue of Alaskan-type complexes // *Mineral. Petrol.* 2003. V. 77. P. 85–108.
- Himmelberg G.R., Loney R.* Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska // *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers.* 1995. No. 1564. P. 1–43.
- Irvine T.N.* Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska // *Met. Geol. Soc. Amer.* 1974. V. 138, 240 pp.
- Ishiwatari A., Ichiyama Y.* Alaskan-Type Plutons and Ultramafic Lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan // *Inter. Geol. Rev.* 2004. V. 46. P. 316–331.
- James O.B.* Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California // *J. Petrology.* 1971. V. 12. P. 523–560.
- Johan Z.* Alaskan-type Complexes and Their platinum-group element mineralization. In: *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral beneficiation of platinum-group element* // Canadian Institute of mining, metallurgy and petroleum. Canada, 2002. 852 p.
- Johan Z.* Platinum-group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralian-Alaskan-type ultramafic complex: ore-mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt, Fe) alloys // *Mineral. Petrol.* 2006. V. 87. P. 1–30.
- Johan Z., Ohnenstetter M., Fischer W., Amosse J.* Platinum-group minerals from the Durance River Alluvium, France. // *Mineral. Petrol.* 1990. V. 42. P. 287–306.
- Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barron L.M., Suppel D.* Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifild, New South Wales, Australia

- Part 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove prospect, Owendale intrusion. // *Mineral. Petrol.* 1989. V. 40. P. 289–309.
- Johan Z., Slansky E., Kelly D.A. Platinum nuggets from the Kompiam area, Enga Province, Papua New Guinea: evidence for an Alaskan-type complex // *Mineral. Petrol.* 2000. V. 68. P. 159–176.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrology.* 2001. V. 42. P. 655–671.
- Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. Formation of harzburgite by pervasive met/rock reaction in the upper mantle // *Nature.* 1992. V. 358. P. 635–641.
- Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H. Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings // *Miner. Magazine.* 1993. V. 57. P. 575–589.
- Kohls D.W., Rodda J.L. Iowaite, a new hydrous magnesium hydroxide ferric oxihloride from the Precambrian of Iowa // *Amer. Mineral.* 1967. No. 52. P. 1261–1271.
- Kozin N.N., Loginov V.A., Kozlov A.P., Zaitsev V.P., Sidorov E.G. The platinum mining activities of the Koryak mining company in Northern Kamchatka // *Abstracts of the PDAC Convention 99.* Toronto, Canada, 1999. P. 9–10.
- Krivenko A.P., Tolstykh N.D. Composition of native minerals in Os-Ir-Ru system and conditions of Their formation. // *Abstracts VII International platinum symposium With a Special Session of OGCP Project 336 «Intraplate Magmatism and Metallogeny».* Moscow, Russia, 1–4 August, 1994. P. 57.
- Leake B.E., Woollei A.R. et al., Nomenclature of amphiboles: report of subcommittee on amphiboles of International Mineralogical Association, Commission of new minerals and minerals names // *Canad. Miner.* 1997. V. 34. P. 219–246.
- Loucks R.R. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 125. P. 140–150.
- Mercier J.C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenolites from basalts // *J. Petrology.* 1975. V. 6. P. 54–487.
- Miura Y., Rucklidge J., Nord G.L. The occurrence of chlorine in serpentine minerals // *Contr. Mineral. Petrol.* 1981. V. 76. No. 1. P. 17–23.
- Mochalov A.G., Khoroshilava T.S. The Konder alluvial placer of platinum metals. // *International platinum.* Athens: Theophrastus Publications, 1998. P. 206–220.
- Mogessie A., Belete K, Honikes G, Ettinger K. Platinum mineralization in the Yubdo ultramafic rocks, western Ethiopia. // *Proc. Of the 5th Biennial SGA meeting and the 10th quadrennial IAGOD symposium, London, 22–25 August 1999: Mineral deposits: Process and processing.* Ed. Stanley et al., 1999. V.1. P. 751–754.
- Moseley D. Simplectic exsolution in olivine // *Am. Miner.* 1984. V. 69. P. 139–153.
- Murray C.G. Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: feeder pipes of andesitic volcanoes // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1972. V. 132. P. 313–335.
- Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.* 1973. No. 10. P. 853–876.

- Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2: Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // *Contr. Mineral. Petrol.* 1999. V. 135. P. 62–74.
- Nimis P., Ulmer P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // *Contr. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 122–135.
- Nixon G.T., Cabri L.J., Laflamme J.H.G.* Platinum-group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia // *Canad. Miner.* 1990. V. 28. P. 503–535.
- Page N. J., Zinetek M. L.* Composition of primary postcumulus amphibole and phlogopite within an olivine cumulate in the Stillwater Complex, Montana // *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1644. P. A1–A34.
- Powell M., Powell R.* An olivine-clinopyroxene geothermometer // *Contr. Mineral. Petrol.* 1974. V. 48. P. 249–263.
- Razin L.V.* Geologic and genetic features of forsterite dunites and their platinum-group mineralization. // Reprinted from *Economic Geology*. 1976. V. 71. P. 1371–1376.
- Razin L.V., Smirnon V.I. ed.* Mestorozhdeniya platinovykh metallov (Deposits of the platinum metals), *Rudnye mestorozhdeniya SSSR (Ore deposits of the U.S.S.R)*, v. 3: Moskva: Izdat. Nedra, 1974. P. 96–116.
- Roeder P.L., Campbell I. H., Jamieson.* A revaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contr. Mineral. Petrol.* 1979. V. 68. P. 325–334.
- Roeder P.L., Jamieson H.E.* Composition of chromite and co-existing Pt-Fe alloy at magmatic temperatures. // *Australian Journal of Earth Sciences*, 1992, V. 39, PP. 419 – 426.
- Rosenblum S., Carlson R. R., Nishi J. M., Overstreet W.C.* Platinum-group elements in magnetic concentrates from the Goodnews Bay district, Alaska. // *US Geol. Serv. Bulletin*. 1986. B1660. 38 p.
- Sack R.O., Ghiorso M.S.* Chromian spinels as a petrogenetic indicators: thermodynamic and petrological applications // *Am. Mineral.* 1991. V. 76. P. 827–847.
- Schiffries C. M.* The petrogenesis of platinoferrous dunite pipe in the Bushveld Complexes: infiltration metasomatism by a chloride solution // *Econ. Geol.* 1982. V. 77. P. 1439–1453.
- Sidorov Evgeny G.* Platinum occurrences in ultramafic massifs on the Koryak-Kamchatka region. // *Geology and mineral deposits of the Russian far East*. 1995. V. 1. P. 36–38.
- Simkin T., Smith J.V.* Minor-elements distribution in olivine // *J. Geol.* 1970. V. 78. P. 304–326.
- Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D.* Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield // *Mineral. Petrol.* 1991. V. 43. P. 161–180.
- Snoke A.W., Quick J.E., Bowman H.R.* Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California: An ultrabasic to silicic calc-alkaline suite // *J. Petrology*. 1981. V. 22. P. 501–552.

- Snoke A.W., Sharp W.D., Wright J.E., Saleeby J.B.* Significance of mid-Mesozoic peridotitic to dioritic intrusive complexes, Klamath Mountains – Western Sierra Nevada, California // *Geology*. 1982. V. 10. P. 160–166.
- Southworth D.D., Foley J.Y.* Lode Platinum-Group Metals Potential of the Goodnews Bay Ultramafic Complex, Alaska. U.S. Department of the Interior, Bureau of Mines, Open-File Report. 1986. V. 51. No. 86.82 p.
- Stromer J.C.* Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure // *Geochim. Et Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. No. 8. P. 1815–1821.
- Taylor H.P., Noble J.A.* Origin of magnetite in the zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. // *Economic Geology Monographs*. 1969. V. 4. P. 209–230.
- Thayer T.P.* Gravity differentiation and magmatic replacement of podiform chromite deposits // *Economic Geology Monographs*. 1969. V. 4. P. 132–146.
- Tisl M.* Geochemistry of platinum-group elements of the zoned ultramafic Alto Condoto complex, Northwest Colombia // *Econ. Geology*. 1994. V. 9. P. 58–167.
- Tisl M., Burgath K.P., Hohndorf A., Kreuzer H., Munoz R., Salinas R.* Origin and emplacement of Tertiary ultramafic complexes in northwest Colombia: Evidence from geochemistry and K-Ar, Sm-Nd, and Rb-Sr isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 126. P. 1–59.
- Tolstykh N. D., Sidorov E. G.* Compositions of Pt-Fe alloy Alaskan-type sources as indicators of formation conditions. // *Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins/* Edited by A. I. Khanchuk et al., Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 388–390.
- Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M.* Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // *Ore Geol. Review*. 2002. V. 20. P. 1–25.
- Tolstykh N., Sidorov E., Laajoki K., Krivenko A., Podlipsky M.* Association of platinum group minerals from the placer of Pustaya River, Kamchatka // *Canad. Miner.* 2000. V. 38. P. 1251–1264.
- Tolstykh N.D., Foley J.Y., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O.* Composition of the platinum-group minerals in the Salmon River placer deposit, Goodnews Bay, Alaska // *Canad. Miner.* 2002. V. 40. P. 463–471.
- Tolstykh N.D., Krivenko A.P.* Platinum-group minerals in the Inagli placer (Aldan shield) // *Russ. Geol. Geophys.* 1997. V. 38. No. 4. P. 808–817.
- Tolstykh N.D., Sidorov E., Krivenko A.P.* Platinum group element placers associated with Ural-Alaska type complexes. in: *Exploration for platinum group element deposits*. Ed. J.E Mungall. , Canada, 2005. P. 113–144.
- Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Kozlov A.P.* Platinum-group minerals in lode and placer deposits associated with the Ural-Alaskan-type Gal'moenan complex, Koryak-kamchatka platinum belt, Russia // *Canad. Miner.* 2004. V. 42. P. 619–630.
- Weiser T., Schmidt-Thome M.* Platinum-group minerals from the Santiago River, Esmeraldas province, Ecuador // *Canad. Miner.* 1993. V. 31. P. 61–73.
- Weiser T.W., Bachmann H.-G.* Platinum-group minerals from the Alkora River Area, Papua New Guinea // *Canad. Miner.* 1999. V. 37. P. 1131–1145.

- Wilkinson J. F. G., Maitre R. W.* Upper Mantle Amphiboles and Micas and TiO_2 , K_2O , and P_2O_5 Abundances and 100 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ Ratios of Common Basalts and Andesites: Implications for Modal Mantle Metasomatism and Undepleted Mantle Compositions // *J. Petrology*. 1987. V. 28. P. 37–73.
- Yin Q., Jagoutz E., Palm H., Wanke H.* NUR – a possible proxy for CHUR reference for Re-Os system derived from $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio Allende CAI // *Abstr. Lunar. Plan. Sci. Conf. XXVII*. Texas. 1996. Pt.3. P. 1475–1476.
- Zaitsev V.P., Loginov V.A., Melkomukov V.N., Vorogushin N.T., Vil'danova E.Y., Litvinov A.F., Patoka M.G., Sidorov E.G.* The new biggest platinum province of NW Pacific // *8th International Platinum Symposium*, 28 June – 3 July 1998, Rustenburg, South Africa. Johannesburg: The South African Institute of Mining and Metallurgy. Symposium Series S18, 1998. P. 461–463.
- Zhang K., Zhang Q., Li D.* Main characteristics of the Alaskan-type complexes in Western Yunnan Province // *Scientia Geologica Sinica*, 1992, (spec. iss.). P. 108–119.
- Zhang Q., Zhang K., Li X., Shao J., Tang K.* Characteristics of the mafic and ultramafic rocks in the Eastern parts of Jilin and Heilongjiang Provinces / Eds. Shao J., Tang K. // *Terranes in northeast China and evolution of the northeast Asian margin*. Beijing: Seismic Press, 1995. P. 72–97.
- Zhou D., Chen Y., Zhang Q., Li X.* The finding of Alaska-type mafic-ultramafic complex from Qilian County and constraints on Qilian Mountain tectonic evolution // *Scientia Geologica Sinica*. 1997. V. 32. P. 122–127.

Приложение 1

Химический состав дунитов Гальмозанского массива, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ППП	CO ₂	Ni	Co	Cr
1	39,42		0,23	1,04	0,41	8,43	0,24	48,78	0,24			0,10	1,28	0,08	0,08	0,018	0,28
2	40,41		0,21	0,60	0,42	8,52	0,17	48,65	0,26		0,04	0,30	0,8		0,1	0,021	0,29
3	39,91		0,20	0,59	0,35	9,09	0,21	48,51	0,16			0,10	1,06		0,09	0,024	0,24
4	38,42		0,23	4,01	0,53	5,16	0,21	44,46	0,12			0,50	6,54	0,11	0,11	0,025	0,36
5	40,00		0,30	1,63	0,33	7,77	0,22	47,47	0,1			0,18	2,14		0,13	0,025	0,31
6	39,75		0,23	1,31	0,39	7,46	0,19	48,73	0,29			0,18	1,35		0,09	0,025	0,27
7	39,83		0,23	0,96	0,26	7,77	0,18	47,96	0,25			0,32	2,31	0,18	0,14	0,025	0,18
8	39,45		0,18	1,01	0,35	8,01	0,19	48,78	0,33			0,14	1,86		0,11	0,028	0,24
9	39,50		0,30	1,49	0,42	8,29	0,22	47,8	0,24			0,22	2,03		0,09	0,032	0,29
10	39,63		0,23	1,59	0,42	8,36	0,25	46,82	0,19			0,24	2,33	0,12	0,09	0,028	0,29
11	38,48		0,20	2,05	0,38	7,71	0,21	46,36	0,18			0,44	4,24	0,21	0,1	0,028	0,26
12	39,16		0,21	1,21	0,41	8,67	0,24	47,7	0,1		0,05	0,30	2,2	0,11	0,09	0,029	0,28
13	39,28		0,26	1,49	0,5	8,63	0,24	47,7	0,13		0,09	0,42	1,48		0,09	0,025	0,34
14	37,98		0,21	3,06	0,44	6,91	0,24	46,29	0,11			0,38	4,54	0,31	0,1	0,025	0,3
15	39,67		0,19	1,40	0,58	8,22	0,21	47,8	0,16		0,03	0,22	1,44		0,09	0,025	0,4
16	40,06		0,17	1,71	0,34	7,64	0,16	47,81	0,25			0,30	2,24		0,09	0,028	0,23
17	39,42		0,26	2,09	0,41	7,54	0,26	46,61	0,19			0,52	3,21	0,11	0,12	0,022	0,28
18	38,68		0,18	2,54	0,42	6,95	0,18	46,74	0,21			0,34	4,23	0,17	0,11	0,018	0,29
19	40,28		0,20	0,63	0,47	8,89	0,21	48,03	0,18			0,49	1,02		0,1	0,022	0,32
20	40,03		0,16	2,05	0,29	6,24	0,16	47,29	0,2			0,34	3,47		0,13	0,024	0,2

Приложение 1 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	ППП	CO ₂	Ni	Co	Cr
21	39,97		0,27	1,47	0,38	8,24	0,18	47,17	0,24			0,34	1,72		0,09	0,018	0,26
22	39,69		0,18	1,35	0,39	7,71	0,15	49,06	0,28			0,36	1,57		0,09	0,014	0,27
23	40,21		0,17	1,44	0,22	8,08	0,23	47,65	0,12			0,32	1,95		0,09	0,014	0,15
24	38,77		0,35	2,32	1,37	8,35	0,24	46,57	0,28	0,06	0,03	0,28	1,47		0,08	0,025	0,94
25	38,97		0,19	1,96	0,48	7,67	0,2	46,68	0,2	0,01		0,34	3,09	0,15	0,07	0,014	0,33
26	40,15		0,10	1,22	37,00	7,96	0,19	48,2	0,25			0,1	1,46		0,07	0,029	0,25
27	39,7		0,19	1,14	0,58	8,39	0,25	47,24	0,22		0,02	0,24	1,90	0,11	0,11	0,028	0,40
28	38,91		0,14	2,52	0,57	7,19	0,21	46,36	0,27	0,06		0,16	3,47	0,19	0,09	0,028	0,39
29	39,59		0,19	1,41	0,42	8,2	0,26	47,52	0,2			0,16	1,92		0,09	0,024	0,29
30	37,71		0,10	5,92	0,48	4,88	0,19	40,68	0,52			0,42	9,43	0,34	0,08	0,022	0,33
31	36,91		0,12	5,79	0,58	3,79	0,17	41,83	0,36	0,01		0,62	9,92	0,36	0,08	0,022	0,40
32	21,04	0,2	3,62	18,09	15,93	3,79	0,38	27,85	0,3	0,14	0,06	0,18		0,08	0,09	0,021	0,91
33	39,98		0,10	2,04	0,50	7,2	0,2	47,49	0,28			0,34	2,01		0,15	0,010	0,34
34	38,31		0,18	4,60	0,34	6,84	0,23	42,01	1,07		0,1	0,56	6,35	0,17	0,08	0,029	0,23
35	38,89		0,23	2,1	1,27	7,26	0,21	48,49	0,35	0,01		0,58	0,93	0,07	0,15	0,021	0,87
36	37,84		0,10	6,07	0,45	5,51	0,21	40,16	1074			0,78	8,52	0,22	0,09	0,025	0,31
37	37,85		0,16	3,86	0,45	5,57	0,21	45,00	0,31			0,77	6,55	0,33	0,10	0,014	0,03
38	36,1		0,16	5,76	0,38	4,84	0,2	42,26	0,51			0,88	10,14	0,42	0,08	0,021	0,26
39	25,17	0,15	2,73	2,73	13,34	4,91	0,38	31,38	0,26	0,03	0,02	0,67	0,33		0,09	0,029	9,14
40	38,44		0,11	3,03	0,63	6,85	0,24	46,36	0,28	0,01		0,8	3,87	0,14	0,09	0,029	0,43
41	32,43	0,09	1,51	8,55	8,00	5,82	0,29	39,8	0,28	0,03	0,03	0,6	0,44		0,09	0,025	5,48
42	30,29	0,13	1,94	11,17	9,02	6,05	0,29	37,74	0,24	0,01		0,62	0,60		0,11	0,028	6,18

Приложение 1 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	ППП	CO ₂	Ni	Co	Cr
43	39,74		0,07	0,98	0,58	7,68	0,23	48,54	0,29	0,01		0,69	1,52	0,14	0,15	0,022	0,40
44	37,31			6,48	0,45	4,16	0,25	40,87	0,36			0,91	10,20	0,28	0,09	0,022	0,31
45	39,73		0,05	2,42	0,47	6,95	0,25	45,92	0,72			1,04	3,44	0,22	0,09	0,025	0,32
46	37,53			6,49	0,41	3,77	0,2	40,5	0,29			0,64	10,47	0,28	0,11	0,021	0,28
47	37,85	0,03	0,26	3,14	2,32	6,82	0,2	45,39	0,23		0,02	0,64	0,86		0,17	0,010	1,59
48	39,53		0,11	1,13	0,29	8,56	0,23	49,09	0,21			0,05	0,76	0,06	0,09	0,017	0,06
49	37,12	0,04	0,18	3,37	0,31	5,34	0,23	45,75	0,28	0,01	0,13	0,37	7,61	0,6	0,13	0,017	0,06
50	39,75		0,14	1,43	0,51	7,53	0,19	49,37	0,24			0,08	0,77	0,08	0,15	0,017	0,09
51	39,56		0,15	1,95	0,57	6,68	0,21	47,4	0,13			0,00	3,36	0,15	0,16	0,025	0,39
52	36,96	0,01	0,19	3,39	0,26	5,11	0,18	44,02	0,47	0,01		0,08	9,43	0,3	0,09	0,017	0,18
53	35,65	0,01	0,22	4,29	0,63	3,85	0,19	43,22	0,61	0,01		0,26	11,31	0,69	0,14	0,01	0,43
54	39,93		0,14	1,32	0,38	6,69	0,17	49,03	0,16	0,01		0,12	2,27	0,15	0,16	0,01	0,26
55	40,49		0,06	1,03	0,1	6,73	0,17	49,83	0,22	0,01		0,03	1,42	0,08	0,17	0,01	0,07
56	40,64		0,16	1,44	0,57	6,64	0,17	48,85	0,28			0,05	1,21	0,09	0,16	0,025	0,39
57	38,06		0,13	2,53	0,33	6,06	0,2	46,8	0,24			0,27	5,79	0,66	0,11	0,022	0,23
58	38,12		0,16	3,41	0,42	5,65	0,33	45,15	0,2			0,14	6,59	0,73	0,14	0,022	0,29
59	39,69		0,13	0,91	0,58	8,3	0,21	49,08	0,22	0,01		0,04	1,02	0,12	0,11	0,025	0,4
60	40,7		0,07	0,42	0,04	8,15	0,17	48,95	0,38			0,05	1,12	0,07	0,16	0,017	0,03
61	40,49		0,1	0,78	0,26	8,14	0,18	49,02	0,3	0,01		0,05	0,76	0,06	0,11	0,025	0,18
62	36,03		0,11	4,1	0,33	4,67	0,17	43,63	0,21			0,23	9,97	0,53	0,13	0,025	0,23
63	39,45		0,1	1,08	0,18	7,54	0,17	48,19	0,4			0,1	2,65	0,3	0,11	0,022	0,12
64	38,74		0,11	2,38	0,23	7,14	0,19	45,59	0,68			0,13	5,01	0,23	0,1	0,022	0,16

Приложение 1 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	ППП	CO ₂	Ni	Co	Cr
65	40,21		0,1	2,12	0,42	6,72	0,21	47,41	0,15			0,29	2,8	0,09	0,17	0,022	0,29
66	40,07		0,12	2,52	0,45	6,43	0,23	46,83	0,12	0,01		0,15	3,23	0,18	0,16	0,022	0,19
67	39,45		0,05	2,96	0,18	6,15	0,19	45,45	0,18			0,28	5,46	0,22	0,11	0,025	0,12
68	37,85		0,06	2,99	0,39	6,13	0,19	46,02	0,23			0,05	5,75	0,3	0,09	0,024	0,26
69	39,24		0,12	1,83	0,56	6,55	0,17	48,89	0,22			0,05	2,07	0,09	0,16	0,021	0,39
70	36,81		0,12	3,43	0,55	5,00	0,2	44,34	0,12			0,05	9,05	0,38	0,14	0,024	0,38
71	37,96	0,01	0,18	4,24	1,00	6,01	0,22	44,55	0,17			0,16	5,31	0,12	0,09	0,024	0,68
72	38,92		0,09	2,26	0,37	6,79	0,17	46,2	0,22			0,05	4,65	0,12	0,11	0,024	0,25
73	39,93		0,05	1,57	0,31	8,96	0,22	46,65	0,16			0,05	1,82	0,12	0,11	0,021	0,21
74	37,88		0,06	3,95	0,45	5,28	0,18	44,09	0,19			0,04	7,55	0,37	0,09	0,024	0,31
75	38,65		0,1	2,32	0,21	6,31	0,18	47,3	0,13			0,05	4,69	0,32	0,14	0,021	0,14
76	40,42		0,05	1,11	0,21	8,06	0,18	47,16	0,19			0,05	2,34	0,12	0,11	0,024	0,14
77	40,26		0,19	1,16	0,53	6,75	0,17	48,2	0,17			0,04	1,79	0,13	0,18	0,024	0,36
78	39,54		0,06	1,75	0,33	7,49	0,21	48,01	0,16			0,08	2,31	0,07	0,1	0,024	0,23
79	39,3		0,15	1,78	0,44	7,63	0,2	48,33	0,17	0,01		0,08	1,85	0,09	0,13	0,016	0,3
80	38,27	0,02	0,27	3,04	1,23	7,05	0,22	46,61	0,12			0,12	2,79	0,22	0,11	0,041	0,84
81	40,95		0,16	0,84	0,39	7,67	0,16	48,13	0,28			0,14	1,09		0,1	0,016	0,26
82	39,24		0,23	1,41	0,29	7,98	0,22	47,75	0,13			0,00	2,43	0,12	0,13	0,016	0,2
83	39,93		0,16	1,04	0,21	7,93	0,17	47,27	0,23			0,02	2,28	0,13	0,07	0,021	0,14
84	38,72		0,07	1,93	0,42	8,21	0,2	47,95	0,17			0,05	2,21	0,15	0,09	0,016	0,29
85	39,43	0,01	0,18	1,63	0,28	7,54	0,18	48,12	0,21			0,18	2,3	0,28	0,08	0,016	0,19
86	38,6		0,19	2,77	0,45	7,35	0,21	46,9	0,16			0,18	3,03	0,3	0,07	0,021	0,31

Приложение 1 (окончание)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	ППП	CO ₂	Ni	Co	Cr
87	38,8	0,01	0,07	1,77	0,52	6,22	0,15	48,13	0,2			0,05	3,81	0,21	0,16	0,016	0,36
88	39,21	0,06	0,84	1,91	0,52	8,04	0,2	46,51	0,76	0,01		0,02	1,7	0,09	0,09	0,024	0,36
89	39,91	0,01	0,12	0,95	0,55	6,74	0,15	49,92	0,24			0,05	1,16	0,07	0,16	0,011	0,38
90	39,23	0,01	0,44	3,38	0,16	5,05	0,15	44,48	0,33			0,02	6,55	0,12	0,14	0,024	0,11

Примечание: ППП - потери при прокаливании.

Приложение 2
Химический состав верлитов, клинопироксенитов, горнблендитов и габбро Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п,	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	ППП	Сумма
1	40,20	0,19	2,90	6,00		5,40	0,27	35,80	4,00	0,39	0,41	0,10	5,00	100,66
2	40,70	0,71	6,90	4,50		5,40	0,19	30,10	6,50	0,88	0,60	0,34	3,20	100,02
3	41,90	0,04	0,69	4,60		5,00	0,21	37,40	6,50	0,20	0,01	0,05	3,90	100,50
4	41,70	0,54	6,30	4,20		5,20	0,18	32,20	5,60	0,85	0,45	0,23	3,10	100,55
5	48,30	0,13	1,30	2,70		2,70	0,09	26,10	17,20	0,20	0,01	0,05	1,50	100,28
6	48,30	0,13	1,30	2,90		2,80	0,09	24,00	18,90	0,20	0,01	0,05	1,30	99,98
7	48,30	0,14	1,40	2,90		3,10	0,10	23,70	19,30	0,20	0,01	0,05	1,20	100,40
8	48,80	0,12	1,30	2,50		3,00	0,10	23,30	20,10	0,20	0,01	0,05	0,94	100,42
9	49,30	0,09	1,10	2,00		2,60	0,08	24,00	19,80	0,20	0,01	0,05	1,10	100,33
10	51,71	0,13	1,21	2,21	0,09	4,41	0,16	19,67	18,73	0,12		0,05	1,35	99,84
11	50,07	0,13	0,95	2,35	0,09	5,30	0,18	18,09	21,05	0,12		0,06	1,50	99,89
12	49,66	0,01	0,82	3,72	0,13	2,38	0,15	18,33	20,28	0,01		0,26	4,32	100,07
13	48,87	0,13	0,77	1,02	0,33	4,16	0,11	16,21	26,21			0,05	1,92	99,78
14	38,30	1,60	5,50	13,30		7,90	0,18	14,90	17,00	0,45	0,03	0,11	0,87	100,14
15	38,80	1,30	11,70	7,40		7,60	0,29	12,30	14,80	1,40	0,59	1,70	2,20	100,08
16	40,10	1,48	13,40	8,58		9,26	0,32	10,10	11,30	1,83	0,35	0,38	2,67	99,77
17	43,00	0,84	5,10	8,30		7,50	0,17	15,70	17,50	0,71	0,07	0,13	1,30	100,32
18	45,10	0,88	4,40	5,80		6,30	0,29	19,20	15,30	0,63	0,02	0,42	2,00	100,34
19	37,00	1,30	10,50	7,60		6,60	0,16	18,30	13,90	0,80	0,30	0,75	3,10	100,31
20	39,10	0,98	10,30	7,18		7,63	0,22	16,40	12,70	0,97	0,90	0,69	2,66	99,73

Приложение 2 (продолжение)

№ п/п,	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	ППП	Сумма
21	40,30	1,60	6,40	11,80		6,00	0,17	16,20	15,20	0,59	1,00	0,15	1,20	100,61
22	41,70	0,76	4,20	9,80		7,10	0,12	17,20	17,90	0,43	0,01	0,05	1,60	100,87
23	43,00	0,67	7,10	6,00		5,10	0,20	23,30	11,50	1,10	0,17	0,14	1,60	99,88
24	37,20	1,90	6,80	12,90		9,20	0,18	15,00	14,60	0,58	0,06	0,05	1,60	100,07
25	38,10	1,70	6,70	13,60		8,60	0,15	14,10	15,80	0,58	0,17	0,10	1,10	100,70
26	40,10	0,96	11,70	6,50		7,10	0,19	13,00	17,30	0,49	0,10	0,12	2,80	100,36
27	40,20	1,30	4,80	11,50		6,80	0,14	16,20	18,80	0,20	0,01	0,05	0,75	100,75
28	40,80	1,30	9,60	7,90		6,20	0,23	13,50	17,20	0,96	0,38	1,10	1,30	100,47
29	41,20	1,40	7,10	9,50		7,10	0,17	13,50	18,40	0,30	0,04	0,12	0,40	99,23
30	41,40	1,30	5,80	10,40		7,90	0,15	14,00	17,50	0,45	0,07	0,05	1,10	100,12
31	41,90	1,20	6,00	9,40		5,80	0,17	16,10	18,00	0,51	0,02	0,06	1,40	100,56
32	42,00	1,20	9,50	7,20		7,60	0,13	13,00	18,00	0,56	0,02	0,09	0,85	100,15
33	40,40	1,80	8,20	9,20		8,10	0,15	13,30	15,00	1,10	0,35	1,20	1,80	100,60
34	40,60	1,40	14,50	7,60		5,80	0,21	10,60	15,70	1,20	0,50	1,00	1,30	100,41
35	41,70	0,92	17,00	5,80		5,20	0,18	10,20	14,70	1,40	0,02	0,52	2,50	100,14
36	44,10	1,00	14,60	5,50		5,30	0,20	10,20	15,20	1,70	0,47	0,59	1,10	99,96
37	44,60	0,93	14,90	5,30		4,80	0,20	9,50	12,70	1,90	2,00	0,91	2,50	100,24
38	44,60	1,00	8,30	7,50		6,20	0,19	12,90	16,30	1,10	0,40	0,12	1,60	100,21
39	44,60	0,59	19,60	4,20		3,90	0,12	7,40	17,00	1,30	0,12	0,07	1,10	100,00
40	44,70	0,60	15,20	4,50		5,50	0,22	11,50	13,90	1,60	0,15	0,65	1,30	99,82
41	44,90	0,92	11,90	4,80		5,40	0,19	12,70	13,80	1,70	0,78	0,62	2,50	100,21

Приложение 2 (окончание)

№ п/п,	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	ППП	Сумма
42	45,10	1,20	8,70	6,90		6,40	0,24	12,70	13,80	1,60	0,72	0,97	1,90	100,23
43	45,10	1,10	13,40	6,00		5,30	0,23	9,90	12,30	2,20	1,70	0,92	2,40	100,55
44	45,70	1,30	12,00	5,90		9,90	0,23	9,40	9,80	2,90	0,05	0,17	2,40	99,75
45	46,10	1,00	13,50	3,70		6,40	0,20	12,30	12,10	2,10	0,27	0,29	2,10	100,06
46	46,40	0,92	16,40	4,10		6,10	0,17	8,20	12,20	2,40	0,36	0,25	2,20	99,70

Примечание. 1–4 – верлиты; 5–13 – оливковые пироксениты, пироксениты; 14–18 – магнетит-амфиболовые пироксениты, горнблендиты (краевые фации); 19–23 – магнетитовые пироксениты, магнетит-пироксеновые горнблендиты (жилые фации); 24–32 – магнетитовые пироксениты; 33–46 – меланогаббро, габбро, монцогаббро.

Приложение 3

Состав оливина из пород Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
1	41,10	51,53	5,04	0,05	0,00	0,00	0,19	0,02	0,10	0,00	98,03
2	41,80	50,63	5,68	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,24	0,00	98,38
3	41,18	50,52	6,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,35	0,00	98,11
4	41,85	49,64	6,13	0,00	0,03	0,12	0,00	0,02	0,25	0,00	56,19
5	42,35	51,00	6,28	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,66
6	42,03	50,60	6,53	0,01	0,00	0,06	0,00	0,05	0,10	0,00	99,38
7	41,22	51,39	6,53	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,13	0,00	99,34
8	42,05	50,62	6,57	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,15	0,00	99,49
9	41,84	50,48	6,57	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,07	0,00	99,05
10	40,58	52,04	6,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	99,37
11	41,37	51,11	6,70	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	99,23
12	41,68	50,51	6,76	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,26	0,01	99,25
13	40,63	51,98	6,79	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	99,57
14	40,82	52,54	6,84	0,01	0,00	0,03	0,01	0,04	0,06	0,00	100,35
15	42,85	50,70	6,89	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	100,51
16	41,89	49,41	6,89	0,00	0,00	0,13	0,11	0,02	0,08	0,00	98,53
17	41,57	50,51	6,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	98,98
18	40,30	51,71	6,90	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	99,17
19	42,82	50,64	6,91	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,12	0,00	100,57
20	41,77	50,20	6,93	0,02	0,00	0,09	0,00	0,00	0,10	0,00	99,11
21	40,62	50,26	6,94	0,09	0,00	0,00	0,02	0,03	0,21	0,00	98,17
22	40,52	51,37	6,98	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,19	0,00	99,13
23	41,97	50,50	7,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,04	0,17	0,00	99,73
24	40,84	50,57	7,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	98,50
25	42,15	50,51	7,01	0,06	0,00	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	99,85
26	40,11	50,89	7,04	0,08	0,00	0,02	0,01	0,04	0,05	0,00	98,24
27	41,63	50,20	7,08	0,00	0,00	0,06	0,00	0,05	0,20	0,00	99,22
28	39,89	50,92	7,08	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,00	98,02
29	39,77	51,56	7,09	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,08	0,00	98,57
30	41,60	50,78	7,09	0,00	0,00	0,03	0,06	0,02	0,12	0,00	99,70
31	42,35	50,19	7,10	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,19	0,00	99,94
32	41,75	51,82	7,11	0,03	0,00	0,07	0,02	0,02	0,12	0,00	100,94
33	39,44	51,37	7,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	98,07
34	41,33	52,66	7,17	0,06	0,02	0,00	0,01	0,02	0,06	0,04	101,37

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
35	41,10	50,78	7,19	0,05	0,03	0,06	0,00	0,03	0,12	0,00	99,36
36	41,25	50,63	7,21	0,07	0,00	0,01	0,02	0,03	0,06	0,00	99,28
37	41,17	50,17	7,21	0,02	0,00	0,00	0,07	0,01	0,07	0,00	98,72
38	41,15	52,07	7,22	0,00	0,00	0,06	0,01	0,02	0,06	0,00	100,59
39	40,91	51,20	7,23	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	99,42
40	40,50	51,58	7,23	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	99,60
41	41,60	50,06	7,23	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	57,43
42	41,07	50,28	7,23	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	98,70
43	40,72	50,95	7,29	0,05	0,00	0,03	0,00	0,03	0,06	0,00	99,13
44	39,28	51,43	7,30	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,16	0,00	98,19
45	40,71	52,24	7,30	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	100,39
46	40,99	49,75	7,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	98,16
47	41,91	48,62	7,31	0,04	0,02	0,13	0,00	0,02	0,20	0,00	98,25
48	40,95	51,82	7,32	0,05	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	100,21
49	41,49	50,64	7,33	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,13	0,00	99,66
50	42,06	50,40	7,34	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,10	0,00	99,97
51	41,20	50,43	7,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	99,04
52	41,56	49,77	7,35	0,01	0,00	0,33	0,00	0,03	0,11	0,00	99,16
53	41,21	49,75	7,35	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,25	0,00	98,63
54	41,10	50,15	7,36	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,16	0,00	98,87
55	41,76	49,88	7,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,16	0,00	99,18
56	41,16	49,36	7,37	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,14	0,00	98,09
57	41,19	50,46	7,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	99,04
58	42,66	49,69	7,38	0,00	0,00	0,02	0,19	0,02	0,05	0,00	100,01
59	41,26	49,56	7,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,22	0,00	98,44
60	41,74	51,25	7,40	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,17	0,00	100,60
61	39,76	52,20	7,40	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,17	0,00	99,71
62	41,79	49,94	7,40	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	99,23
63	39,48	49,41	7,44	0,03	0,00	0,05	0,04	0,00	0,02	0,00	96,47
64	41,40	50,31	7,45	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,23	0,00	99,44
65	42,54	50,66	7,46	0,00	0,00	0,00	0,24	0,02	0,09	0,00	101,01
66	41,76	50,20	7,46	0,00	0,00	0,19	0,06	0,02	0,20	0,00	99,89
67	40,00	50,75	7,47	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02	0,09	0,00	98,38
68	40,24	50,63	7,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,35
69	40,86	50,06	7,48	0,03	0,00	0,00	0,04	0,01	0,06	0,00	98,54
70	41,48	49,98	7,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,00	99,09
71	40,57	49,91	7,48	0,16	0,02	0,10	0,04	0,00	0,11	0,07	98,46
72	41,49	50,00	7,48	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,13	0,00	99,18
73	41,66	50,28	7,49	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	99,59
74	41,08	50,57	7,50	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,15	0,00	99,35
75	41,11	50,03	7,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,13	0,00	98,82
76	41,49	49,97	7,52	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,14	0,00	99,16

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
77	41,45	50,10	7,53	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	0,00	99,22
78	39,78	52,38	7,53	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,18	0,00	99,90
79	41,92	50,78	7,54	0,06	0,02	0,13	0,00	0,02	0,22	0,00	100,69
80	41,10	49,58	7,54	0,07	0,00	0,10	0,02	0,00	0,11	0,00	98,52
81	40,20	51,02	7,54	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	98,94
82	41,07	50,54	7,55	0,04	0,00	0,11	0,00	0,01	0,10	0,00	99,42
83	41,15	50,34	7,57	0,19	0,07	0,18	0,00	0,01	0,15	0,00	99,66
84	40,36	51,39	7,57	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	99,44
85	41,06	50,98	7,58	0,22	0,04	0,04	0,00	0,01	0,11	0,00	100,04
86	40,95	51,11	7,58	0,16	0,04	0,09	0,00	0,00	0,11	0,00	100,04
87	40,85	51,33	7,58	0,00	0,00	0,09	0,01	0,01	0,24	0,00	100,11
88	40,88	50,66	7,58	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	99,22
89	41,57	51,27	7,60	0,03	0,01	0,10	0,00	0,03	0,20	0,00	100,81
90	41,28	49,42	7,60	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,16	0,00	98,51
91	40,93	49,61	7,60	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,20	0,00	98,39
92	40,70	51,37	7,61	0,01	0,00	0,10	0,00	0,00	0,15	0,00	99,94
93	40,18	52,83	7,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,28	0,00	100,92
94	40,56	50,42	7,63	0,00	0,00	0,08	0,03	0,01	0,22	0,00	98,95
95	41,60	51,08	7,64	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	100,40
96	41,56	49,55	7,64	0,00	0,01	0,10	0,06	0,03	0,08	0,00	99,03
97	41,40	51,47	7,65	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	100,71
98	41,28	49,88	7,65	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,08	0,00	98,97
99	41,93	49,90	7,65	0,03	0,00	0,18	0,00	0,01	0,00	0,00	99,70
100	41,17	49,81	7,66	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	98,76
101	41,79	50,03	7,67	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,08	0,00	99,62
102	40,81	49,64	7,67	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	98,19
103	41,60	50,11	7,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,16	0,00	99,59
104	40,75	49,79	7,68	0,06	0,00	0,00	0,03	0,00	0,11	0,00	98,42
105	40,25	52,17	7,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,17	0,00	100,28
106	40,70	51,94	7,68	0,03	0,01	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	100,44
107	41,01	51,82	7,68	0,01	0,00	0,07	0,05	0,02	0,01	0,00	100,67
108	41,80	49,52	7,69	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,15	0,00	99,23
109	41,21	50,24	7,69	0,04	0,03	0,15	0,01	0,01	0,18	0,00	99,56
110	41,38	49,55	7,70	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,19	0,00	98,98
111	41,76	49,07	7,70	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	98,55
112	40,97	49,69	7,70	0,01	0,00	0,09	0,04	0,01	0,03	0,00	98,54
113	42,44	50,76	7,70	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,10	0,00	101,05
114	41,44	50,34	7,70	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	99,59
115	40,91	50,95	7,70	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,08	0,00	99,69
116	40,15	51,58	7,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,19	0,00	99,63
117	41,12	48,23	7,71	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,15	0,00	97,29
118	41,29	50,15	7,71	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	99,23

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
119	41,68	49,56	7,71	0,00	0,00	0,05	0,01	0,02	0,20	0,00	99,23
120	41,40	49,78	7,71	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,01
121	42,55	50,13	7,71	0,03	0,00	0,14	0,00	0,00	0,10	0,00	100,66
122	40,92	50,92	7,72	0,02	0,00	0,11	0,00	0,01	0,11	0,00	99,81
123	41,28	50,58	7,72	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	99,63
124	41,51	49,28	7,72	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,18	0,00	98,77
125	42,10	49,17	7,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,20	0,00	99,21
126	40,62	50,87	7,73	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,14	0,00	99,45
127	41,02	49,37	7,73	0,05	0,00	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	98,29
128	40,82	50,90	7,73	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	99,59
129	40,33	50,80	7,74	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,11	0,00	99,04
130	40,95	51,31	7,74	0,04	0,00	0,02	0,01	0,04	0,11	0,00	100,22
131	40,89	49,05	7,75	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,14	0,00	97,84
132	40,92	48,39	7,75	0,03	0,04	0,27	0,00	0,05	0,21	0,00	97,66
133	40,97	51,15	7,75	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,21	0,00	100,21
134	41,71	49,92	7,76	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,20	0,00	99,65
135	40,34	50,59	7,76	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	98,85
136	42,39	49,49	7,76	0,00	0,00	0,12	0,03	0,03	0,00	0,00	99,82
137	41,47	50,60	7,78	0,01	0,07	0,16	0,00	0,01	0,25	0,00	100,35
138	39,41	50,99	7,78	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,19	0,00	98,43
139	41,41	49,24	7,79	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	98,51
140	40,61	50,69	7,79	0,06	0,00	0,08	0,05	0,03	0,00	0,00	99,31
141	41,41	50,14	7,80	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,11	0,00	99,51
142	41,33	49,75	7,80	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	57,71
143	41,41	49,36	7,81	0,06	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	98,73
144	41,03	50,33	7,81	0,06	0,02	0,07	0,00	0,02	0,08	0,00	99,42
145	39,72	52,03	7,82	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	99,66
146	41,12	50,94	7,82	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	99,95
147	41,46	49,81	7,82	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,14	0,00	99,30
148	39,71	50,80	7,83	0,07	0,02	0,00	0,00	0,02	0,20	0,00	98,65
149	41,12	49,68	7,83	0,00	0,00	0,11	0,04	0,00	0,03	0,00	98,81
150	41,54	49,66	7,83	0,04	0,03	0,14	0,00	0,02	0,22	0,00	99,48
151	40,38	50,38	7,83	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,23	0,00	98,88
152	41,57	50,67	7,83	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,17	0,00	100,31
153	41,23	49,66	7,84	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,15	0,00	98,95
154	40,52	52,54	7,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,15	0,00	101,06
155	40,54	50,44	7,84	0,12	0,01	0,06	0,06	0,01	0,07	0,00	99,15
156	40,56	49,75	7,84	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,02	98,28
157	41,97	50,64	7,84	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,08	0,00	100,58
158	40,82	51,70	7,85	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	100,48
159	41,91	50,70	7,86	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	100,57
160	41,01	50,08	7,87	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,27	0,00	99,35

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
161	42,40	48,70	7,87	0,00	0,00	0,08	0,00	0,04	0,05	0,00	99,14
162	41,63	51,30	7,89	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	100,92
163	41,99	50,38	7,89	0,10	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,09	100,48
164	41,44	48,98	7,89	0,06	0,00	0,16	0,00	0,00	0,10	0,00	98,63
165	40,97	47,05	7,89	0,01	0,00	0,97	0,00	0,01	0,14	0,00	97,04
166	41,76	50,91	7,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,00	100,68
167	41,10	51,56	7,90	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	100,62
168	42,27	51,17	7,90	0,03	0,00	0,16	0,00	0,00	0,08	0,00	101,61
169	41,11	51,17	7,91	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	100,32
170	40,58	50,11	7,92	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	98,68
171	41,63	49,58	7,92	0,00	0,00	0,17	0,18	0,03	0,10	0,00	99,61
172	42,54	48,37	7,93	0,05	0,00	0,11	0,00	0,02	0,28	0,00	99,31
173	41,22	50,87	7,94	0,20	0,07	0,03	0,00	0,00	0,13	0,00	100,46
174	41,07	49,64	7,94	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	98,68
175	42,63	50,31	7,94	0,08	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	101,03
176	40,00	49,45	7,94	0,06	0,00	0,08	0,01	0,03	0,01	0,00	57,58
177	40,33	50,32	7,95	0,06	0,15	0,08	0,00	0,00	0,14	0,00	99,03
178	41,73	49,16	7,95	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,18	0,00	99,07
179	40,54	49,74	7,96	0,08	0,01	0,00	0,04	0,00	0,11	0,00	98,48
180	42,06	50,22	7,97	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,14	0,00	100,44
181	40,20	50,42	7,97	0,08	0,00	0,02	0,06	0,00	0,05	0,00	98,80
182	40,17	51,29	7,97	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	99,85
183	41,75	50,17	7,97	0,05	0,00	0,16	0,02	0,01	0,03	0,00	100,16
184	41,31	50,36	7,97	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	58,52
185	40,81	49,23	7,98	0,04	0,01	0,17	0,00	0,02	0,18	0,00	98,44
186	41,09	49,60	7,98	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,02	0,00	98,76
187	41,21	48,73	7,98	0,11	0,00	0,12	0,04	0,00	0,09	0,00	98,28
188	39,73	51,33	7,99	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	99,13
189	41,52	49,91	7,99	0,16	0,01	0,34	0,04	0,01	0,18	0,04	100,20
190	41,88	48,72	8,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	98,66
191	41,63	48,90	8,00	0,04	0,00	0,13	0,00	0,01	0,18	0,00	98,89
192	40,98	50,07	8,00	0,22	0,03	0,03	0,02	0,00	0,14	0,08	99,57
193	40,75	49,54	8,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,18	0,00	98,53
194	42,11	50,64	8,01	0,02	0,00	0,06	0,00	0,03	0,18	0,00	101,05
195	41,69	49,33	8,01	0,16	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	99,28
196	40,72	49,25	8,01	0,00	0,00	0,04	0,19	0,03	0,08	0,00	98,32
197	40,82	49,46	8,01	0,18	0,02	0,06	0,06	0,00	0,12	0,03	98,76
198	39,88	50,16	8,01	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,10	0,00	98,28
199	41,19	49,46	8,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,18	0,00	98,87
200	39,73	51,06	8,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	98,98
201	41,79	49,91	8,02	0,00	0,00	0,23	0,00	0,02	0,19	0,00	100,16
202	41,76	49,82	8,02	0,00	0,00	0,10	0,00	0,01	0,19	0,00	99,90

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
203	41,89	49,76	8,02	0,20	0,05	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	100,06
204	40,23	49,99	8,03	0,08	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	98,46
205	40,29	49,99	8,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15	0,00	98,54
206	41,87	50,10	8,03	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	100,10
207	39,95	51,04	8,03	0,05	0,00	0,06	0,01	0,01	0,05	0,00	99,20
208	41,04	50,24	8,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,38
209	41,12	49,57	8,03	0,01	0,00	0,07	0,00	0,01	0,11	0,00	98,92
210	40,89	51,51	8,04	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	100,55
211	40,68	50,45	8,05	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,09	0,00	99,31
212	42,05	50,54	8,05	0,04	0,00	0,06	0,00	0,03	0,19	0,00	100,96
213	40,81	49,22	8,05	0,10	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	98,20
214	41,81	50,03	8,05	0,11	0,00	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	100,08
215	41,66	50,89	8,05	0,15	0,05	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	100,89
216	41,20	48,68	8,06	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	98,09
217	41,40	49,57	8,06	0,12	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	57,83
218	41,68	48,53	8,07	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,29	0,00	98,68
219	41,30	48,90	8,07	0,02	0,00	0,15	0,00	0,00	0,15	0,00	98,59
220	40,54	49,18	8,07	0,09	0,00	0,06	0,04	0,00	0,09	0,00	98,07
221	41,73	50,17	8,07	0,03	0,00	0,09	0,00	0,00	0,13	0,00	100,22
222	40,82	49,70	8,07	0,05	0,00	0,13	0,00	0,00	0,07	0,00	98,84
223	41,23	49,05	8,07	0,08	0,00	0,18	0,00	0,00	0,13	0,00	98,74
224	40,91	50,03	8,08	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,04	0,00	99,10
225	41,88	50,10	8,09	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,11	0,00	100,28
226	41,01	52,06	8,09	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,52	0,00	101,72
227	41,29	51,29	8,10	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,23	0,00	100,98
228	41,26	51,65	8,10	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00	0,15	0,00	101,29
229	41,65	49,68	8,11	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	99,66
230	40,99	51,90	8,11	0,02	0,02	0,01	0,00	0,03	0,12	0,00	101,20
231	41,58	49,80	8,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,50
232	41,46	49,10	8,11	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,25	0,00	99,02
233	41,46	51,28	8,11	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,09	0,00	101,00
234	41,89	50,12	8,12	0,10	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	100,27
235	40,27	51,11	8,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,19	0,00	99,70
236	41,18	50,57	8,13	0,21	0,03	0,26	0,00	0,01	0,15	0,00	100,54
237	40,40	49,48	8,13	0,16	0,02	0,06	0,05	0,00	0,07	0,05	98,42
238	41,70	50,63	8,13	0,23	0,04	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	100,82
239	40,19	50,36	8,13	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	98,83
240	41,54	49,48	8,13	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	99,25
241	41,41	49,69	8,13	0,19	0,03	0,04	0,00	0,01	0,13	0,00	99,63
242	40,91	50,03	8,14	0,07	0,00	0,03	0,00	0,03	0,07	0,00	99,28
243	41,12	50,11	8,14	0,09	0,00	0,10	0,00	0,02	0,00	0,09	99,67
244	41,15	50,25	8,14	0,00	0,00	0,01	0,23	0,03	0,13	0,00	99,94

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
245	41,65	48,63	8,14	0,07	0,01	0,00	0,00	0,03	0,27	0,00	98,80
246	41,34	48,47	8,15	0,02	0,01	0,05	0,00	0,02	0,24	0,00	98,30
247	39,79	50,18	8,15	0,09	0,00	0,06	0,02	0,02	0,09	0,00	98,40
248	41,30	48,79	8,15	0,13	0,00	0,00	0,06	0,01	0,17	0,00	98,61
249	41,03	50,86	8,15	0,07	0,00	0,01	0,00	0,02	0,16	0,00	100,30
250	41,01	49,74	8,16	0,09	0,03	0,81	0,00	0,03	0,15	0,00	100,02
251	41,90	49,72	8,16	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,08	0,00	99,96
252	41,24	51,67	8,16	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,15	0,00	101,30
253	40,06	49,97	8,16	0,11	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	98,37
254	41,83	49,15	8,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	99,26
255	41,12	50,26	8,17	0,19	0,03	0,02	0,00	0,00	0,18	0,00	99,97
256	40,04	49,33	8,17	0,06	0,00	0,06	0,00	0,01	0,07	0,00	97,74
257	41,59	49,17	8,17	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,19	0,00	99,18
258	42,55	49,25	8,17	0,00	0,00	0,11	0,21	0,03	0,10	0,00	100,42
259	40,73	49,75	8,18	0,11	0,00	0,00	0,08	0,00	0,06	0,00	98,91
260	42,41	49,67	8,18	0,02	0,00	0,15	0,00	0,03	0,15	0,00	100,61
261	42,41	50,97	8,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,00	101,71
262	39,44	48,96	8,19	0,19	0,00	0,05	0,00	0,14	0,04	0,00	97,01
263	42,03	50,03	8,19	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,00	100,44
264	41,59	49,31	8,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,00	99,19
265	40,41	50,52	8,20	0,06	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	99,29
266	41,64	49,68	8,20	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	99,56
267	41,64	50,19	8,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	100,14
268	40,73	50,49	8,20	0,09	0,02	0,02	0,00	0,01	0,10	0,00	99,66
269	42,01	50,58	8,20	0,11	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	100,95
270	41,20	49,11	8,20	0,08	0,02	0,02	0,00	0,03	0,11	0,00	98,77
271	40,44	49,96	8,20	0,11	0,00	0,00	0,01	0,04	0,09	0,00	98,85
272	41,18	49,37	8,20	0,08	0,00	0,00	0,05	0,00	0,07	0,00	98,95
273	40,61	49,31	8,20	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	98,29
274	41,28	49,45	8,21	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,16	0,00	99,15
275	40,56	51,45	8,21	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	100,41
276	41,19	51,97	8,21	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	101,66
277	42,34	49,38	8,21	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,10	0,00	100,12
278	39,33	50,71	8,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	98,39
279	41,73	49,08	8,21	0,06	0,07	0,12	0,00	0,01	0,19	0,00	99,47
280	41,95	48,76	8,22	0,12	0,00	0,00	0,04	0,02	0,16	0,00	99,27
281	41,00	50,23	8,22	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,23	0,00	99,73
282	40,94	50,26	8,22	0,01	0,00	0,22	0,02	0,01	0,03	0,00	99,71
283	41,69	49,37	8,22	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,21	0,00	99,53
284	41,95	49,28	8,23	0,00	0,00	0,15	0,00	0,03	0,11	0,00	99,75
285	41,52	50,21	8,23	0,01	0,00	0,10	0,00	0,01	0,15	0,00	100,23
286	41,66	49,71	8,23	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,00	99,79

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
287	41,60	50,07	8,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	99,96
288	40,35	50,38	8,23	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,21	0,00	99,24
289	41,57	48,95	8,24	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	98,91
290	42,30	49,44	8,24	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,11	0,00	100,13
291	41,25	51,98	8,24	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,11	0,00	101,64
292	40,80	50,95	8,24	0,11	0,02	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	100,23
293	40,90	49,14	8,24	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	98,41
294	40,18	51,37	8,24	0,04	0,00	0,23	0,01	0,03	0,09	0,00	100,19
295	40,54	50,65	8,25	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	99,58
296	38,95	50,72	8,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,19	0,00	98,12
297	41,50	48,81	8,25	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,21	0,00	98,83
298	41,35	48,34	8,25	0,08	0,01	0,03	0,00	0,03	0,15	0,00	98,24
299	41,41	51,01	8,25	0,11	0,00	0,07	0,00	0,01	0,01	0,04	100,91
300	40,36	50,50	8,25	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	99,24
301	41,33	49,61	8,26	0,03	0,04	0,04	0,00	0,01	0,15	0,00	99,47
302	41,50	49,94	8,26	0,20	0,04	0,01	0,00	0,01	0,15	0,00	100,11
303	40,79	50,01	8,27	0,12	0,00	0,08	0,00	0,02	0,02	0,07	99,38
304	40,74	50,10	8,27	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,36	0,00	99,57
305	41,12	49,47	8,27	0,04	0,00	0,19	0,06	0,01	0,07	0,00	99,23
306	39,79	51,03	8,28	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	99,28
307	41,54	49,50	8,28	0,00	0,00	0,12	0,00	0,03	0,08	0,00	99,55
308	41,06	49,16	8,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,15	0,00	98,68
309	41,30	49,98	8,28	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,16	0,00	58,50
310	39,27	51,59	8,29	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00	99,30
311	41,57	48,81	8,30	0,06	0,00	0,15	0,00	0,01	0,18	0,00	99,08
312	42,08	47,71	8,30	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	98,18
313	40,53	50,12	8,30	0,08	0,00	0,00	0,06	0,01	0,13	0,00	99,23
314	41,10	51,15	8,31	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,20	0,00	100,82
315	42,39	50,22	8,31	0,03	0,00	0,02	0,00	0,04	0,13	0,00	101,14
316	42,08	49,79	8,32	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	100,40
317	41,61	50,44	8,32	0,05	0,00	0,00	0,16	0,00	0,06	0,00	100,64
318	42,20	49,14	8,32	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,12	0,00	99,82
319	41,20	50,16	8,32	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	99,72
320	41,60	50,17	8,32	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,16
321	42,24	49,31	8,32	0,00	0,00	0,02	0,21	0,03	0,01	0,00	100,14
322	41,44	49,81	8,33	0,07	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	99,68
323	41,66	48,95	8,33	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15	0,00	99,13
324	40,57	50,25	8,33	0,04	0,00	0,12	0,02	0,02	0,09	0,00	99,44
325	40,36	50,28	8,33	0,07	0,00	0,16	0,01	0,01	0,00	0,00	99,22
326	40,90	49,23	8,33	0,04	0,03	0,09	0,04	0,01	0,16	0,00	98,83
327	40,55	50,53	8,33	0,06	0,01	0,06	0,00	0,01	0,13	0,00	99,68
328	41,06	50,66	8,34	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	100,16

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
329	40,74	49,00	8,34	0,06	0,00	0,01	0,05	0,00	0,04	0,00	98,24
330	42,20	48,83	8,34	0,00	0,00	0,04	0,08	0,02	0,08	0,00	99,59
331	41,64	51,18	8,34	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	101,18
332	41,04	49,32	8,34	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,15	0,00	98,91
333	40,66	48,75	8,34	0,06	0,03	0,00	0,00	0,02	0,19	0,00	57,39
334	41,85	48,92	8,35	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,22	0,00	99,45
335	41,54	48,04	8,35	0,00	0,00	0,26	0,00	0,05	0,14	0,00	98,38
336	41,02	49,49	8,35	0,20	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	99,17
337	41,12	50,76	8,35	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01	0,17	0,00	100,48
338	40,84	49,32	8,35	0,04	0,06	0,20	0,00	0,03	0,11	0,00	98,95
339	41,44	50,01	8,36	0,17	0,00	0,00	0,06	0,01	0,10	0,00	100,15
340	40,48	50,58	8,36	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,00	99,55
341	41,01	49,73	8,36	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,16	0,00	99,39
342	40,85	51,38	8,36	0,12	0,00	0,10	0,00	0,03	0,02	0,00	100,86
343	40,85	50,81	8,36	0,07	0,00	0,13	0,00	0,02	0,06	0,00	100,30
344	41,95	50,36	8,37	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,22	0,00	100,92
345	41,20	49,93	8,37	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	99,60
346	41,04	51,55	8,37	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,06	0,00	101,09
347	40,53	49,94	8,38	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	98,90
348	42,24	49,02	8,38	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,10	0,00	99,77
349	40,35	49,51	8,38	0,25	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	98,54
350	41,16	50,97	8,38	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,18	0,00	100,77
351	41,59	48,91	8,39	0,00	0,00	0,00	0,16	0,02	0,05	0,00	99,12
352	42,29	48,24	8,39	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	56,63
353	40,74	49,36	8,40	0,21	0,02	0,03	0,03	0,02	0,09	0,05	98,95
354	41,21	49,07	8,40	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,10	0,00	98,84
355	41,62	49,31	8,40	0,12	0,00	0,00	0,01	0,04	0,28	0,00	99,78
356	41,61	50,28	8,40	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	100,51
357	41,73	49,23	8,40	0,02	0,00	0,08	0,00	0,01	0,16	0,00	99,63
358	39,54	50,87	8,40	0,02	0,00	0,21	0,00	0,01	0,10	0,00	99,15
359	41,33	50,00	8,41	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,15	0,00	99,93
360	41,28	51,76	8,41	0,09	0,01	0,03	0,00	0,00	0,20	0,00	101,78
361	41,05	48,15	8,41	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	97,77
362	41,61	49,18	8,41	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,29	0,00	99,58
363	41,57	48,94	8,41	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,11	0,00	99,12
364	41,01	48,47	8,41	0,00	0,00	0,02	0,08	0,02	0,08	0,00	98,09
365	41,53	48,42	8,42	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,15	0,00	98,62
366	42,15	49,69	8,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	0,00	100,45
367	41,09	49,46	8,43	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,13	0,00	99,17
368	41,40	48,81	8,43	0,03	0,96	0,10	0,01	0,01	0,06	0,00	99,81
369	41,37	49,05	8,43	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,10	0,00	99,06
370	42,34	48,89	8,43	0,06	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	99,79

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
371	42,11	49,80	8,44	0,00	0,00	0,03	0,11	0,03	0,01	0,00	100,53
372	41,63	47,97	8,44	0,02	0,00	0,06	0,00	0,03	0,06	0,00	98,21
373	39,72	50,73	8,44	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,17	0,00	99,11
374	41,27	49,01	8,44	0,09	0,00	0,06	0,00	0,02	0,21	0,00	99,10
375	40,98	50,30	8,44	0,04	0,03	0,02	0,00	0,02	0,18	0,00	100,01
376	41,15	50,41	8,44	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	0,00	58,87
377	40,85	50,44	8,45	0,19	0,06	0,16	0,00	0,01	0,15	0,00	100,31
378	41,00	49,20	8,45	0,09	0,00	0,28	0,00	0,02	0,20	0,00	99,24
379	40,42	50,39	8,45	0,03	0,00	0,05	0,00	0,02	0,11	0,00	99,47
380	40,81	49,95	8,45	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	99,42
381	40,78	51,03	8,45	0,11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,38
382	40,18	50,01	8,46	0,13	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	98,88
383	41,44	49,08	8,46	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,21	0,00	99,25
384	40,77	51,21	8,46	0,02	0,01	0,11	0,01	0,04	0,12	0,00	100,75
385	41,52	49,60	8,47	0,11	0,00	0,05	0,02	0,01	0,15	0,00	99,93
386	41,11	48,81	8,47	0,04	0,03	0,11	0,00	0,02	0,10	0,00	98,69
387	40,66	49,41	8,47	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	98,67
388	40,52	48,73	8,47	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	97,83
389	41,76	49,95	8,48	0,12	0,01	0,10	0,00	0,01	0,08	0,00	100,51
390	39,87	49,12	8,48	0,20	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	0,00	97,80
391	41,76	50,01	8,48	0,00	0,00	0,11	0,01	0,01	0,16	0,00	100,54
392	42,37	49,77	8,49	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	100,75
393	42,15	49,66	8,49	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00	100,43
394	41,52	50,51	8,49	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,11	0,00	100,69
395	40,49	51,43	8,49	0,00	0,00	0,51	0,00	0,01	0,40	0,00	101,33
396	40,72	50,34	8,49	0,18	0,00	0,04	0,02	0,01	0,07	0,06	99,93
397	42,01	48,72	8,49	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	99,36
398	41,47	49,12	8,49	0,00	0,00	0,08	0,00	0,01	0,12	0,00	99,29
399	42,10	49,45	8,49	0,01	0,01	0,05	0,04	0,01	0,05	0,00	100,21
400	41,70	49,54	8,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00	99,86
401	41,58	48,57	8,50	0,00	0,00	0,14	0,00	0,02	0,05	0,00	98,86
402	41,70	48,74	8,50	0,04	0,00	0,12	0,00	0,03	0,10	0,00	99,23
403	39,71	52,06	8,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,37	0,00	100,65
404	41,74	48,17	8,50	0,03	0,00	0,09	0,00	0,03	0,04	0,00	98,60
405	41,42	50,68	8,50	0,18	0,00	0,11	0,00	0,03	0,02	0,00	100,94
406	41,97	50,74	8,50	0,09	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,01	101,42
407	41,53	48,89	8,51	0,00	0,00	0,02	0,09	0,04	0,05	0,00	99,13
408	41,32	50,01	8,51	0,09	0,00	0,34	0,00	0,00	0,21	0,00	100,48
409	40,89	48,30	8,51	0,09	0,02	0,00	0,00	0,02	0,25	0,00	98,08
410	40,98	49,43	8,51	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,17	0,00	99,16
411	41,28	49,46	8,52	0,09	0,04	0,01	0,00	0,02	0,13	0,00	99,55
412	40,95	50,45	8,52	0,04	0,00	0,12	0,00	0,01	0,04	0,00	100,13

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
413	41,71	49,82	8,53	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,32	0,00	100,46
414	41,29	50,05	8,53	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	99,97
415	40,44	49,20	8,53	0,19	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	98,42
416	41,24	49,69	8,53	0,21	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	99,79
417	41,04	49,87	8,53	0,00	0,00	0,11	0,00	0,01	0,15	0,00	99,71
418	40,68	50,30	8,54	0,05	0,00	0,15	0,01	0,03	0,15	0,00	99,91
419	41,08	49,46	8,54	0,25	0,03	0,04	0,03	0,03	0,13	0,07	99,66
420	40,79	48,59	8,55	0,06	0,00	0,08	0,00	0,02	0,13	0,00	98,22
421	41,53	48,88	8,56	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	99,08
422	41,15	49,78	8,56	0,15	0,00	0,04	0,00	0,02	0,13	0,00	99,83
423	40,73	50,43	8,56	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,13	0,00	99,93
424	40,84	48,32	8,56	0,10	0,00	0,01	0,06	0,00	0,04	0,00	97,93
425	40,70	48,78	8,56	0,04	0,00	0,07	0,00	0,02	0,18	0,00	98,35
426	41,62	48,97	8,56	0,09	0,01	0,08	0,01	0,01	0,11	0,00	57,84
427	41,60	51,16	8,57	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	101,49
428	40,51	49,61	8,57	0,02	0,00	0,15	0,00	0,02	0,08	0,00	98,96
429	40,79	48,67	8,57	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,11	0,00	98,26
430	40,19	49,90	8,57	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,15	0,00	98,97
431	40,58	51,12	8,57	0,04	0,01	0,04	0,00	0,01	0,22	0,00	100,59
432	41,15	51,59	8,58	0,04	0,02	0,08	0,03	0,02	0,04	0,00	101,55
433	41,35	49,65	8,58	0,19	0,02	0,14	0,02	0,01	0,16	0,11	100,23
434	41,61	50,08	8,58	0,15	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,02	100,57
435	39,96	49,49	8,58	0,09	0,17	0,09	0,00	0,02	0,19	0,00	98,59
436	41,23	49,08	8,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,13	0,00	99,05
437	42,04	49,97	8,59	0,08	0,00	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	100,80
438	41,96	49,63	8,59	0,09	0,00	0,01	0,00	0,01	0,14	0,00	100,43
439	41,93	50,57	8,59	0,17	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	101,35
440	41,36	48,49	8,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	98,47
441	40,25	50,54	8,60	0,05	0,10	0,14	0,00	0,02	0,18	0,00	99,88
442	39,89	51,56	8,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,31	0,00	100,37
443	41,53	51,29	8,60	0,25	0,00	0,06	0,02	0,02	0,13	0,01	101,91
444	42,35	47,84	8,61	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,05	0,00	98,95
445	41,48	49,64	8,61	0,13	0,00	0,06	0,00	0,02	0,03	0,07	100,04
446	41,56	50,37	8,61	0,14	0,00	0,12	0,00	0,02	0,06	0,00	100,88
447	42,14	48,52	8,61	0,00	0,00	0,03	0,16	0,03	0,18	0,00	99,67
448	40,16	48,58	8,62	0,17	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	97,58
449	41,47	49,71	8,63	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,13	0,00	100,01
450	38,73	49,46	8,63	0,11	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	96,95
451	41,51	49,00	8,63	0,08	0,00	0,06	0,00	0,02	0,16	0,00	99,46
452	41,20	48,09	8,63	0,08	0,00	0,03	0,00	0,01	0,09	0,00	98,13
453	41,07	48,66	8,63	0,11	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	98,52
454	40,63	49,78	8,63	0,06	0,00	0,02	0,00	0,03	0,06	0,00	99,21

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
455	41,79	48,91	8,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	0,00	99,47
456	41,87	48,08	8,64	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,09	0,00	98,74
457	39,93	49,24	8,64	0,08	0,00	0,00	0,07	0,01	0,06	0,00	98,03
458	40,53	49,96	8,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	99,23
459	41,84	49,94	8,65	0,03	0,01	0,18	0,00	0,01	0,21	0,00	100,87
460	40,74	50,66	8,65	0,12	0,02	0,00	0,00	0,02	0,29	0,00	100,50
461	40,49	51,17	8,65	0,04	0,00	0,08	0,00	0,02	0,02	0,00	100,47
462	40,97	48,18	8,65	0,00	0,00	0,00	0,26	0,02	0,01	0,00	98,09
463	40,82	50,54	8,66	0,05	0,00	0,15	0,01	0,02	0,05	0,00	100,30
464	42,10	50,46	8,66	0,02	0,07	0,00	0,00	0,02	0,30	0,00	101,63
465	40,39	50,57	8,66	0,12	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	99,80
466	41,09	48,67	8,67	0,06	0,02	0,19	0,00	0,03	0,08	0,00	98,81
467	40,11	51,24	8,67	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	100,18
468	40,29	45,95	8,67	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	95,01
469	41,49	49,67	8,67	0,03	0,04	0,15	0,02	0,00	0,11	0,00	100,18
470	42,39	48,19	8,68	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	99,35
471	41,66	51,18	8,68	0,13	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	101,70
472	41,81	48,14	8,68	0,00	0,00	0,01	0,05	0,02	0,01	0,00	98,72
473	41,39	49,14	8,68	0,04	0,04	0,03	0,00	0,02	0,19	0,00	99,53
474	41,34	49,33	8,68	0,03	0,00	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	99,51
475	40,83	51,08	8,68	0,01	0,00	0,13	0,00	0,00	0,15	0,00	100,88
476	41,71	49,61	8,68	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	0,00	100,19
477	41,67	49,64	8,69	0,01	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	100,11
478	41,27	49,53	8,69	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	99,66
479	41,91	48,93	8,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	99,58
480	42,23	49,45	8,70	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,14	0,00	100,56
481	40,70	48,44	8,70	0,08	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	97,99
482	40,99	48,61	8,70	0,10	0,00	0,05	0,00	0,02	0,14	0,00	98,61
483	41,91	49,67	8,70	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,17	0,00	100,50
484	39,62	49,73	8,71	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,16	0,00	98,26
485	41,36	49,05	8,71	0,00	0,00	0,08	0,00	0,04	0,16	0,00	99,40
486	39,31	49,63	8,71	0,30	0,00	0,03	0,01	0,04	0,05	0,00	98,08
487	42,05	49,35	8,71	0,00	0,00	0,04	0,06	0,03	0,12	0,00	100,36
488	39,82	49,38	8,71	0,08	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	98,11
489	40,57	50,43	8,71	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,13	0,00	99,92
490	39,35	50,53	8,71	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,15	0,00	98,77
491	40,83	49,54	8,71	0,06	0,00	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00	99,22
492	41,83	47,92	8,72	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,08	0,00	98,61
493	42,18	48,96	8,72	0,12	0,00	0,02	0,05	0,01	0,09	0,00	100,15
494	41,54	49,64	8,72	0,12	0,00	0,04	0,00	0,03	0,07	0,00	100,16
495	40,45	51,00	8,72	0,08	0,01	0,02	0,00	0,01	0,23	0,00	100,52
496	42,61	49,72	8,73	0,07	0,00	0,05	0,00	0,01	0,07	0,00	101,26

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
497	41,25	49,36	8,73	0,10	0,00	0,00	0,00	0,05	0,13	0,00	99,62
498	41,14	50,08	8,73	0,13	0,00	0,01	0,06	0,00	0,01	0,00	100,16
499	41,05	48,93	8,73	0,10	0,00	0,02	0,00	0,00	0,12	0,00	98,95
500	40,98	50,72	8,73	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	100,51
501	41,84	47,25	8,73	0,13	0,00	0,41	0,02	0,01	0,11	0,00	98,50
502	42,56	49,22	8,74	0,00	0,00	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00	100,66
503	41,65	49,14	8,74	0,05	0,00	0,12	0,05	0,01	0,05	0,00	99,81
504	40,11	50,45	8,74	0,12	0,04	0,00	0,00	0,02	0,21	0,00	99,69
505	41,19	48,24	8,75	0,09	0,01	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	98,37
506	39,41	49,66	8,75	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	97,94
507	41,15	48,85	8,76	0,08	0,00	0,05	0,00	0,02	0,10	0,00	99,01
508	42,71	49,61	8,76	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,13	0,00	101,31
509	41,92	49,58	8,76	0,03	0,00	0,11	0,00	0,02	0,12	0,00	100,54
510	41,12	49,59	8,76	0,10	0,00	0,01	0,00	0,02	0,16	0,00	99,76
511	40,55	49,99	8,76	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	99,42
512	41,09	49,02	8,76	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,27	0,00	99,23
513	41,92	49,42	8,76	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,16	0,00	100,31
514	41,50	50,21	8,76	0,11	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	100,61
515	42,55	49,96	8,77	0,05	0,00	0,01	0,09	0,02	0,06	0,00	101,51
516	41,35	48,56	8,77	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,87
517	40,30	50,17	8,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	99,38
518	42,51	50,08	8,77	0,00	0,00	0,05	0,15	0,03	0,04	0,00	101,63
519	40,93	49,53	8,77	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,10	0,00	99,44
520	41,51	48,80	8,77	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,15	0,00	99,32
521	41,07	49,13	8,78	0,08	0,01	0,03	0,00	0,02	0,14	0,00	99,26
522	39,98	50,45	8,78	0,14	0,03	0,01	0,00	0,02	0,24	0,00	99,65
523	41,32	49,49	8,78	0,05	0,00	0,36	0,00	0,00	0,08	0,00	100,08
524	41,35	49,45	8,78	0,00	0,00	0,14	0,00	0,03	0,10	0,00	99,85
525	40,57	48,69	8,78	0,03	0,00	0,11	0,04	0,00	0,05	0,00	98,27
526	40,50	51,34	8,78	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	100,72
527	40,01	50,62	8,79	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,11	0,00	99,64
528	43,10	48,75	8,79	0,06	0,00	0,16	0,00	0,02	0,12	0,00	101,00
529	41,61	47,60	8,79	0,08	0,00	0,02	0,00	0,01	0,09	0,00	98,20
530	41,50	48,34	8,80	0,05	0,00	0,04	0,00	0,03	0,12	0,00	98,88
531	40,22	50,58	8,80	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,34	0,00	99,99
532	41,18	48,65	8,80	0,04	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	98,74
533	41,84	49,73	8,80	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15	0,00	100,56
534	40,71	50,87	8,80	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,01	0,00	100,50
535	41,06	49,19	8,81	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,20	0,00	99,30
536	41,82	50,54	8,81	0,10	0,04	0,12	0,00	0,01	0,20	0,00	101,64
537	39,74	48,79	8,81	0,23	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,00	97,64
538	41,03	49,57	8,81	0,06	0,00	0,00	0,02	0,02	0,18	0,01	99,70

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
539	41,10	50,23	8,81	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,14	0,00	100,37
540	40,90	48,60	8,82	0,13	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,00	98,57
541	41,06	50,39	8,82	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,26	0,00	100,56
542	41,01	49,04	8,82	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	99,10
543	39,70	49,60	8,82	0,05	0,00	0,03	0,01	0,01	0,05	0,00	98,27
544	40,08	49,83	8,82	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	98,90
545	41,84	49,28	8,82	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00	100,06
546	41,80	47,70	8,82	0,08	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,00	98,48
547	41,64	48,60	8,83	0,01	0,00	0,08	0,00	0,04	0,11	0,00	99,31
548	40,80	50,18	8,83	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,15	0,00	99,99
549	40,93	49,53	8,83	0,21	0,02	0,05	0,00	0,02	0,10	0,00	99,69
550	41,04	49,76	8,84	0,06	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	99,88
551	41,94	48,61	8,84	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,55
552	39,96	48,93	8,84	0,20	0,00	0,03	0,05	0,00	0,13	0,10	98,24
553	40,59	51,12	8,84	0,04	0,00	0,16	0,00	0,02	0,16	0,00	100,93
554	41,57	50,48	8,85	0,09	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	101,07
555	40,69	48,59	8,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	98,24
556	39,42	50,70	8,85	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	99,18
557	41,11	49,16	8,85	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	99,18
558	40,99	48,75	8,85	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,13	0,00	98,79
559	41,40	49,12	8,86	0,04	0,00	0,10	0,05	0,01	0,00	0,00	99,58
560	40,33	48,67	8,86	0,19	0,05	0,19	0,00	0,00	0,05	0,00	98,34
561	41,82	49,67	8,86	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,10	0,00	100,55
562	42,00	49,84	8,87	0,08	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	100,86
563	40,35	50,68	8,87	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,22	0,00	100,13
564	41,31	48,78	8,87	0,13	0,00	0,03	0,04	0,03	0,08	0,00	99,27
565	41,04	51,24	8,87	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,16	0,00	101,34
566	40,95	50,92	8,87	0,06	0,02	0,00	0,11	0,04	0,07	0,00	101,04
567	40,50	50,32	8,88	0,07	0,01	0,17	0,00	0,00	0,13	0,00	100,08
568	41,51	49,35	8,88	0,25	0,07	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	100,18
569	41,60	49,22	8,88	0,08	0,09	0,01	0,00	0,04	0,12	0,00	100,04
570	41,24	50,11	8,89	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,15	0,03	100,45
571	40,58	49,59	8,89	0,04	0,00	0,00	0,12	0,00	0,03	0,00	99,25
572	42,11	49,70	8,89	0,06	0,03	0,00	0,02	0,01	0,10	0,00	100,92
573	41,38	49,19	8,89	0,22	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	99,78
574	41,42	49,70	8,89	0,11	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	100,13
575	41,52	48,98	8,89	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,15	0,00	99,71
576	41,42	48,84	8,89	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,07	0,00	99,30
577	40,81	49,58	8,89	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	99,39
578	41,12	48,03	8,90	0,11	0,00	0,02	0,02	0,00	0,11	0,00	98,31
579	40,85	51,12	8,90	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,44	0,00	101,39
580	40,83	48,08	8,91	0,11	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	97,98

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
581	41,87	48,48	8,91	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,10	0,00	99,39
582	41,28	51,40	8,91	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,29	0,00	101,93
583	42,94	48,85	8,91	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	100,89
584	39,92	50,98	8,92	0,10	0,00	0,02	0,00	0,00	0,14	0,00	100,08
585	41,35	49,54	8,92	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	99,90
586	41,56	48,43	8,92	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,27	0,00	99,29
587	42,31	50,40	8,93	0,06	0,00	0,24	0,00	0,00	0,04	0,00	101,98
588	41,07	48,21	8,93	0,09	0,03	0,02	0,00	0,02	0,16	0,00	98,53
589	42,30	50,29	8,93	0,01	0,00	0,02	0,14	0,03	0,06	0,00	101,78
590	41,37	48,15	8,94	0,04	0,00	0,04	0,00	0,04	0,07	0,00	98,65
591	42,54	47,67	8,95	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	99,30
592	41,83	47,69	8,95	0,07	0,00	0,00	0,02	0,05	0,16	0,00	98,77
593	41,72	50,45	8,96	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,20	0,00	101,36
594	41,04	49,46	8,96	0,01	0,00	0,36	0,00	0,01	0,07	0,00	99,91
595	41,22	48,56	8,97	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	98,90
596	41,71	48,89	8,97	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,29	0,03	99,91
597	41,55	49,52	8,97	0,13	0,04	0,01	0,00	0,03	0,22	0,00	100,47
598	41,58	49,17	8,97	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,90
599	40,99	48,64	8,98	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	98,72
600	40,05	51,53	8,98	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14	0,00	100,74
601	40,90	49,98	8,98	0,19	0,00	0,05	0,00	0,03	0,13	0,00	100,26
602	41,77	49,03	8,99	0,04	0,00	0,05	0,00	0,04	0,08	0,00	100,00
603	42,27	48,06	8,99	0,00	0,00	0,17	0,06	0,03	0,13	0,00	99,71
604	42,43	50,30	9,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,08	0,00	101,86
605	41,53	48,88	9,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	99,62
606	42,14	48,18	9,00	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	99,46
607	42,42	50,12	9,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,16	0,00	101,73
608	40,54	48,96	9,00	0,12	0,00	0,00	0,02	0,00	0,20	0,00	98,84
609	41,08	50,61	9,00	0,10	0,00	0,00	0,03	0,03	0,05	0,00	100,90
610	41,46	49,87	9,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,12	0,00	100,51
611	40,97	48,46	9,01	0,09	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	98,65
612	40,94	50,03	9,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	100,10
613	40,98	48,62	9,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	98,78
614	41,96	48,56	9,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	99,71
615	41,72	49,69	9,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,15	0,00	100,64
616	41,03	50,03	9,02	0,13	0,00	0,21	0,00	0,01	0,08	0,00	100,51
617	40,29	49,20	9,02	0,10	0,02	0,00	0,00	0,03	0,13	0,00	98,79
618	40,93	49,49	9,02	0,14	0,00	0,01	0,00	0,02	0,09	0,00	99,70
619	40,93	51,24	9,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,02	0,10	0,00	101,39
620	40,02	50,19	9,03	0,07	0,04	0,01	0,00	0,02	0,14	0,00	99,52
621	40,42	48,33	9,03	0,08	0,00	0,13	0,00	0,02	0,09	0,00	98,10
622	40,18	49,29	9,04	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	98,62

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
623	39,52	49,39	9,04	0,20	0,00	0,00	0,00	0,01	0,15	0,00	98,31
624	40,54	49,49	9,04	0,13	0,01	0,00	0,00	0,03	0,16	0,00	99,40
625	41,54	48,97	9,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,20	0,01	99,81
626	41,33	49,34	9,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,25	0,03	100,02
627	40,64	49,49	9,04	0,25	0,06	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00	99,59
628	41,03	49,43	9,04	0,12	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	99,66
629	41,80	49,32	9,05	0,13	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	100,38
630	40,81	49,06	9,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	99,07
631	41,36	48,44	9,05	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	98,97
632	42,14	48,37	9,05	0,14	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	99,74
633	40,58	48,59	9,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	98,37
634	41,01	50,39	9,05	0,04	0,00	0,04	0,00	0,01	0,05	0,00	100,59
635	41,34	48,89	9,06	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	99,40
636	39,92	49,57	9,06	0,11	0,02	0,03	0,00	0,05	0,22	0,00	98,98
637	40,11	50,28	9,06	0,11	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	99,66
638	40,24	49,66	9,06	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	99,09
639	41,84	50,17	9,07	0,14	0,00	0,06	0,00	0,03	0,03	0,02	101,36
640	40,74	49,32	9,07	0,04	0,00	0,20	0,00	0,00	0,12	0,00	99,49
641	41,02	50,43	9,08	0,15	0,00	0,03	0,12	0,00	0,02	0,00	100,85
642	41,11	48,87	9,08	0,07	0,00	0,03	0,00	0,03	0,07	0,00	99,26
643	40,94	49,94	9,08	0,21	0,07	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	100,34
644	40,78	48,41	9,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	98,46
645	40,82	48,35	9,08	0,20	0,00	0,01	0,04	0,00	0,13	0,06	98,69
646	41,56	49,05	9,09	0,18	0,00	0,00	0,00	0,03	0,15	0,00	100,06
647	39,83	49,59	9,09	0,11	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	98,75
648	40,59	50,25	9,10	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14	0,00	100,14
649	41,97	49,68	9,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	100,94
650	41,31	49,44	9,11	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	100,09
651	39,73	49,74	9,11	0,04	0,00	0,03	0,00	0,02	0,18	0,00	98,85
652	40,21	49,94	9,11	0,03	0,00	0,17	0,01	0,01	0,22	0,00	99,70
653	40,80	50,55	9,11	0,17	0,02	0,07	0,05	0,02	0,20	0,06	101,05
654	40,87	50,14	9,11	0,23	0,02	0,26	0,04	0,01	0,03	0,08	100,79
655	41,65	49,06	9,11	0,14	0,00	0,01	0,00	0,01	0,16	0,00	100,14
656	41,87	49,61	9,12	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,16	0,00	100,86
657	42,08	50,27	9,12	0,04	0,00	0,19	0,00	0,04	0,14	0,00	101,88
658	40,88	49,32	9,14	0,21	0,00	0,50	0,01	0,01	0,08	0,10	100,25
659	41,64	48,34	9,14	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,00	99,33
660	41,01	49,30	9,14	0,08	0,00	0,00	0,04	0,01	0,04	0,00	99,62
661	41,05	48,22	9,14	0,04	0,00	0,20	0,00	0,04	0,12	0,00	98,81
662	41,98	48,03	9,14	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,16	0,00	99,37
663	41,08	48,52	9,14	0,13	0,01	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	98,99
664	39,90	49,28	9,15	0,06	0,00	0,19	0,00	0,00	0,05	0,00	98,63

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
665	41,83	48,36	9,15	0,05	0,00	0,00	0,05	0,02	0,06	0,00	99,52
666	41,89	49,27	9,16	0,06	0,00	0,02	0,00	0,02	0,10	0,00	100,52
667	40,86	48,31	9,16	0,23	0,00	0,02	0,00	0,00	0,17	0,00	98,75
668	40,77	49,88	9,16	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	0,19	0,00	100,12
669	40,85	48,97	9,17	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	99,09
670	40,71	50,14	9,18	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	100,14
671	42,15	48,49	9,18	0,11	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	100,00
672	41,14	49,89	9,19	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,23	0,00	100,51
673	42,10	49,11	9,20	0,06	0,00	0,01	0,00	0,03	0,08	0,00	100,59
674	41,91	48,99	9,20	0,09	0,00	0,08	0,00	0,00	0,14	0,00	100,41
675	40,31	49,30	9,20	0,12	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	99,01
676	41,55	48,76	9,20	0,12	0,00	0,04	0,03	0,02	0,15	0,00	99,87
677	40,29	47,60	9,21	0,21	0,02	0,08	0,01	0,02	0,05	0,00	97,49
678	39,53	49,04	9,21	0,12	0,02	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00	98,03
679	42,00	49,42	9,22	0,05	0,01	0,01	0,00	0,01	0,13	0,00	100,85
680	40,94	48,58	9,22	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,24	0,00	99,04
681	41,37	49,76	9,22	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	100,44
682	41,28	49,93	9,22	0,11	0,01	0,00	0,02	0,01	0,11	0,00	100,69
683	41,99	49,56	9,22	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	100,94
684	41,74	47,92	9,23	0,06	0,00	0,02	0,00	0,04	0,12	0,00	99,13
685	41,90	50,47	9,23	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	101,77
686	42,63	48,75	9,23	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	100,70
687	41,48	49,70	9,23	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,00	100,56
688	42,60	47,32	9,23	0,11	0,00	0,00	0,04	0,03	0,16	0,00	99,49
689	41,14	49,30	9,24	0,00	0,00	0,13	0,02	0,01	0,20	0,00	100,04
690	41,45	48,13	9,25	0,19	0,00	0,01	0,00	0,00	0,19	0,00	99,22
691	42,36	48,20	9,25	0,05	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	99,89
692	41,24	48,84	9,25	0,04	0,02	0,04	0,00	0,01	0,14	0,00	99,58
693	41,14	49,58	9,25	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	100,13
694	41,62	49,18	9,25	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	100,18
695	41,22	48,78	9,25	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	99,48
696	41,59	49,07	9,26	0,12	0,00	0,00	0,04	0,01	0,04	0,00	100,13
697	41,38	48,28	9,26	0,09	0,00	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	99,10
698	40,99	47,79	9,26	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,00	98,22
699	41,60	48,34	9,27	0,11	0,00	0,04	0,00	0,01	0,19	0,00	99,56
700	40,21	47,41	9,27	0,08	0,00	0,92	0,22	0,03	0,11	0,00	98,25
701	40,59	49,40	9,27	0,09	0,00	0,18	0,00	0,00	0,05	0,00	99,58
702	41,37	49,17	9,27	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	58,51
703	41,57	48,35	9,28	0,11	0,11	0,00	0,01	0,02	0,08	0,00	99,53
704	40,60	48,89	9,28	0,13	0,02	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	99,03
705	41,77	48,80	9,28	0,21	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	100,10
706	41,25	50,26	9,28	0,25	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	101,11

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
749	40,86	48,40	9,43	0,11	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	98,87
750	40,65	50,16	9,43	0,15	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	100,49
751	41,64	50,16	9,43	0,15	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	101,45
752	41,02	48,68	9,44	0,03	0,00	0,15	0,07	0,00	0,03	0,00	99,42
753	40,41	48,36	9,44	0,13	0,01	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00	98,42
754	40,83	48,83	9,45	0,00	0,00	0,19	0,01	0,01	0,28	0,01	99,61
755	41,28	48,73	9,45	0,13	0,00	0,02	0,02	0,00	0,05	0,00	99,68
756	41,07	49,02	9,46	0,18	0,00	0,00	0,01	0,02	0,24	0,00	100,00
757	40,66	49,36	9,46	0,15	0,00	0,00	0,00	0,02	0,17	0,00	99,82
758	41,28	48,68	9,46	0,11	0,01	0,07	0,00	0,01	0,11	0,00	99,73
759	40,93	49,26	9,46	0,21	0,05	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	99,97
760	40,17	48,85	9,46	0,25	0,00	0,02	0,01	0,00	0,13	0,01	98,90
761	40,87	47,75	9,46	0,12	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02	0,00	98,29
762	40,88	49,59	9,47	0,31	0,05	0,03	0,00	0,00	0,08	0,00	100,41
763	41,12	48,73	9,47	0,19	0,00	0,11	0,00	0,03	0,09	0,00	99,74
764	41,31	50,69	9,47	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	101,63
765	40,81	49,87	9,48	0,06	0,02	0,02	0,00	0,02	0,06	0,08	100,42
766	41,13	49,26	9,48	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	100,10
767	41,44	49,12	9,48	0,03	0,00	0,05	0,06	0,03	0,00	0,00	100,21
768	40,81	49,87	9,48	0,06	0,02	0,02	0,00	0,02	0,06	0,08	100,42
769	41,59	49,65	9,49	0,20	0,02	0,06	0,04	0,01	0,17	0,10	101,33
770	41,79	48,87	9,49	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	100,31
771	40,82	49,55	9,50	0,20	0,00	0,20	0,01	0,01	0,08	0,02	100,39
772	40,91	47,79	9,51	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	0,13	0,00	98,46
773	41,34	48,85	9,51	0,23	0,02	0,00	0,00	0,02	0,17	0,00	100,14
774	41,73	46,97	9,51	0,25	0,00	0,01	0,00	0,03	0,07	0,00	98,57
775	40,55	46,75	9,51	0,13	0,05	0,07	0,00	0,08	0,16	0,00	97,30
776	41,06	47,46	9,51	0,07	0,02	0,12	0,00	0,02	0,18	0,00	98,44
777	41,03	48,75	9,52	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	99,51
778	41,25	48,73	9,53	0,16	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15	0,00	99,84
779	41,19	49,06	9,54	0,13	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	99,99
780	40,39	48,46	9,54	0,13	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15	0,00	98,69
781	40,73	49,10	9,54	0,31	0,02	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	99,80
782	40,51	50,16	9,54	0,12	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	100,38
783	39,87	49,04	9,54	0,17	0,03	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00	98,78
784	40,44	48,48	9,55	0,15	0,00	0,01	0,02	0,01	0,13	0,00	98,79
785	41,37	49,56	9,55	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,68
786	39,36	50,21	9,55	0,01	0,00	0,20	0,00	0,02	0,02	0,00	99,37
787	40,86	50,55	9,56	0,40	0,06	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	101,49
788	40,50	48,19	9,56	0,31	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	98,64
789	41,71	49,82	9,57	0,21	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	101,38
790	42,14	48,72	9,58	0,16	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	100,65

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
791	40,76	48,65	9,58	0,09	0,01	0,02	0,00	0,02	0,21	0,00	99,34
792	39,90	49,16	9,59	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	98,80
793	41,08	47,49	9,60	0,09	0,00	0,00	0,19	0,01	0,06	0,00	98,52
794	41,25	49,42	9,60	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	100,47
795	40,80	47,72	9,61	0,27	0,05	0,16	0,00	0,01	0,10	0,00	98,72
796	40,64	48,73	9,61	0,31	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	99,37
797	40,68	48,82	9,61	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	99,33
798	41,08	46,94	9,63	0,24	0,06	0,00	0,00	0,02	0,20	0,00	98,17
799	42,22	48,49	9,63	0,06	0,00	0,04	0,22	0,03	0,02	0,00	100,71
800	40,80	49,55	9,64	0,11	0,01	0,03	0,00	0,00	0,18	0,00	100,32
801	42,71	46,08	9,64	0,02	0,00	0,56	0,08	0,01	0,04	0,00	99,14
802	41,66	49,56	9,65	0,20	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	101,11
803	40,13	47,99	9,65	0,25	0,01	0,02	0,04	0,00	0,05	0,07	98,21
804	42,19	48,38	9,67	0,01	0,00	0,16	0,04	0,01	0,24	0,04	100,74
805	41,86	50,19	9,68	0,08	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	101,88
806	41,67	49,27	9,68	0,10	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	100,76
807	42,18	48,47	9,68	0,01	0,00	0,02	0,05	0,04	0,04	0,00	100,49
808	39,73	50,62	9,68	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	100,16
809	40,30	47,86	9,69	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	98,17
810	41,76	49,56	9,69	0,21	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	101,29
811	42,20	48,40	9,69	0,07	0,00	0,00	0,16	0,02	0,02	0,00	100,56
812	40,31	50,12	9,70	0,10	0,05	0,01	0,00	0,02	0,18	0,00	100,49
813	40,69	48,09	9,71	0,11	0,00	0,04	0,00	0,07	0,06	0,00	98,77
814	41,54	47,22	9,71	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	98,57
815	40,31	49,60	9,71	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	99,85
816	41,56	49,40	9,71	0,13	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	100,84
817	40,28	49,31	9,72	0,03	0,01	0,20	0,00	0,00	0,14	0,00	99,69
818	40,58	50,22	9,72	0,09	0,00	0,06	0,00	0,00	0,08	0,00	100,75
819	41,94	48,16	9,73	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	0,00	99,98
820	41,30	49,79	9,73	0,15	0,00	0,00	0,00	0,02	0,16	0,00	101,15
821	41,59	50,18	9,74	0,12	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	101,70
822	43,51	48,47	9,75	0,08	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	101,88
823	40,73	49,26	9,76	0,30	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	100,13
824	41,42	48,50	9,77	0,16	0,32	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	100,28
825	41,46	47,30	9,77	0,07	0,00	0,01	0,00	0,03	0,06	0,00	98,70
826	41,46	47,43	9,80	0,10	0,00	0,06	0,01	0,00	0,19	0,00	99,05
827	40,97	48,34	9,82	0,15	0,00	0,00	0,03	0,00	0,10	0,00	99,41
828	41,31	49,81	9,82	0,02	0,00	0,00	0,05	0,02	0,19	0,00	101,22
829	41,08	48,41	9,83	0,13	0,00	0,01	0,00	0,01	0,12	0,00	99,59
830	41,44	48,51	9,84	0,08	0,04	0,00	0,04	0,01	0,13	0,00	100,09
831	40,29	49,25	9,86	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	99,66
832	41,78	48,24	9,88	0,04	0,00	0,01	0,10	0,02	0,00	0,00	100,07

Приложение 3 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
833	40,76	50,10	9,89	0,13	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04	0,02	101,01
834	40,00	49,92	9,89	0,06	0,00	0,16	0,00	0,02	0,02	0,00	100,07
835	41,32	48,94	9,90	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	100,37
836	40,84	47,26	9,91	0,05	0,00	0,00	0,00	0,09	0,10	0,00	98,25
837	41,65	48,49	9,92	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	100,19
838	39,70	48,23	9,93	0,21	0,02	0,00	0,00	0,02	0,13	0,00	98,24
839	41,89	47,72	9,94	0,10	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	99,71
840	40,71	50,00	9,94	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00	0,14	0,00	100,89
841	40,76	49,17	9,96	0,13	0,01	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	100,23
842	41,43	49,93	9,96	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	101,51
843	41,69	48,04	9,98	0,06	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	99,82
844	41,46	48,30	9,99	0,03	0,00	0,09	0,00	0,03	0,13	0,00	100,03
845	41,14	48,70	9,99	0,05	0,00	0,01	0,00	0,03	0,07	0,00	99,99
846	41,82	48,85	10,01	0,03	0,01	0,00	0,20	0,02	0,00	0,00	100,94
847	40,26	47,64	10,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,03	98,18
848	40,46	48,89	10,01	0,30	0,02	0,04	0,00	0,01	0,06	0,08	99,87
849	41,44	48,14	10,04	0,15	0,00	0,01	0,00	0,01	0,17	0,00	99,96
850	40,68	49,76	10,05	0,34	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	100,95
851	40,20	50,82	10,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,29	0,00	101,46
852	42,34	48,44	10,07	0,05	0,00	0,05	0,00	0,02	0,10	0,00	101,07
853	41,56	48,10	10,07	0,00	0,00	0,00	0,14	0,03	0,05	0,00	99,95
854	41,04	49,62	10,07	0,04	0,01	0,52	0,00	0,01	0,08	0,00	60,35
855	41,71	46,97	10,07	0,08	0,00	0,05	0,00	0,02	0,04	0,00	98,94
856	40,77	48,74	10,07	0,28	0,00	0,03	0,03	0,01	0,12	0,04	100,09
857	41,32	47,69	10,07	0,07	0,00	0,01	0,00	0,03	0,11	0,00	99,30
858	39,85	48,47	10,08	0,16	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	98,66
859	41,31	48,37	10,09	0,19	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	100,01
860	40,52	50,00	10,12	0,26	0,01	0,02	0,02	0,00	0,09	0,06	101,10
861	40,90	48,37	10,13	0,14	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	99,63
862	41,65	48,08	10,15	0,04	0,00	0,09	0,00	0,07	0,05	0,00	100,13
863	40,58	47,39	10,15	0,06	0,00	0,08	0,00	0,00	0,06	0,00	98,32
864	40,97	48,14	10,19	0,00	0,00	0,17	0,00	0,01	0,06	0,00	99,54
865	41,02	50,43	10,19	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	101,82
866	39,63	49,24	10,20	0,10	0,03	0,05	0,00	0,02	0,26	0,00	99,53
867	41,61	47,00	10,21	0,16	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	0,00	99,17
868	41,05	49,34	10,21	0,39	0,06	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	101,07
869	41,00	47,94	10,33	0,26	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00	99,66
870	42,80	48,36	10,33	0,10	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	101,65
871	41,45	47,94	10,33	0,00	0,00	1,08	0,04	0,00	0,01	0,00	100,85
872	42,01	47,96	10,35	0,09	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	100,48
873	41,47	49,07	10,36	0,04	0,00	0,00	0,10	0,03	0,03	0,00	101,10
874	41,17	47,84	10,39	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	99,79

Приложение 3 (окончание)

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
875	41,15	47,70	10,40	0,04	0,00	0,02	0,06	0,03	0,05	0,00	99,45
876	41,14	48,22	10,42	0,14	0,00	0,03	0,03	0,02	0,06	0,00	100,06
877	42,31	47,36	10,47	0,18	0,27	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00	100,72
878	40,66	48,13	10,48	0,24	0,04	0,16	0,00	0,02	0,06	0,00	99,79
879	39,69	48,90	10,48	0,08	0,00	0,37	0,01	0,03	0,09	0,00	99,65
880	40,46	49,23	10,61	0,13	0,11	0,06	0,00	0,03	0,19	0,00	100,82
881	40,67	48,57	10,62	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	100,07
882	40,64	47,26	10,66	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	98,82
883	40,95	47,63	10,67	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	99,48
884	40,80	47,31	10,69	0,16	0,00	0,00	0,20	0,02	0,01	0,00	99,19
885	40,95	48,09	10,81	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	100,05
886	42,48	46,67	10,83	0,00	0,00	0,98	0,21	0,02	0,11	0,00	101,30
887	40,84	47,19	10,90	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	99,25
888	39,72	49,06	11,01	0,08	0,00	0,41	0,01	0,04	0,12	0,00	100,45
889	40,61	49,08	11,15	0,21	0,01	0,15	0,03	0,02	0,11	0,06	101,43
890	41,96	48,12	11,49	0,18	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	101,85
891	40,50	46,16	11,68	0,11	0,00	0,01	0,18	0,03	0,00	0,00	98,67
892	41,30	47,68	11,74	0,16	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	100,94
893	40,31	49,02	11,97	0,04	0,00	0,56	0,00	0,05	0,01	0,00	101,96
894	38,53	49,25	12,18	0,02	0,00	0,61	0,01	0,01	0,07	0,00	100,68
895	40,95	49,79	12,61	0,03	0,00	0,56	0,00	0,03	0,00	0,00	103,97
896	41,04	44,47	14,92	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,06	0,00	100,73
897	40,86	44,61	14,97	0,12	0,00	0,16	0,00	0,02	0,12	0,00	100,86
898	40,71	35,90	16,53	0,03	0,00	6,31	0,20	0,00	0,00	0,00	99,68

Приложение 4

Состав оливина из рудных зон Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п	SiO ₂	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	Cu	Os	Ir	Pt	Cl	Сумма
1	40,29	47,37	7,30	0,05	0,11	0,00	0,00	0,05	0,13	0,00	0,00	95,30
2	40,29	47,37	7,3	0,05	0,11	0,00	0,00	0,05	0,13	0,00	0,00	95,30
3	41,40	47,75	9,06	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	98,31
4	42,20	51,76	4,22	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,59
5	42,22	50,12	5,73	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	98,59
6	42,38	49,88	5,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,02	98,58
7	42,89	49,82	5,48	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,21
8	43,21	51,30	5,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	100,48
9	43,24	51,64	6,79	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	101,74
10	42,19	50,44	5,85	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,25	0,01	98,75
11	43,36	51,66	6,12	0,32	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	101,54
12	39,98	47,51	7,09	0,00	0,13	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,74
13	40,66	51,02	6,96	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	98,78
14	40,91	47,15	7,57	0,01	0,12	0,04	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	96,03
15	43,81	48,72	5,79	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,41
16	43,04	48,31	5,50	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,93
17	43,45	51,80	5,07	0,51	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,92
18	43,52	50,11	5,49	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,18
19	42,56	50,94	8,10	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	101,67
20	42,77	50,17	6,97	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	100,14
21	41,99	50,09	8,24	0,00	0,13	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	100,65
22	43,47	50,98	5,64	0,80	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,99
23	41,77	48,63	7,74	0,01	0,14	0,12	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	98,44
24	43,31	49,93	6,35	0,00	0,03	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,75
25	43,37	50,14	7,91	0,09	0,18	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	101,87
26	44,28	48,90	7,55	0,08	0,12	0,20	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	101,23
27	42,76	48,31	7,48	0,06	0,03	0,23	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	98,98
28	41,38	49,78	7,82	0,00	0,08	0,53	0,09	0,00	0,00	0,34	0,00	100,02
29	40,33	48,30	7,94	0,00	0,05	0,81	0,37	0,00	0,00	0,23	0,00	98,03
30	39,97	48,10	8,19	0,00	0,08	1,06	0,58	0,00	0,00	0,42	0,00	98,40

Приложение 5

Состав клинопироксенов из пород Гальмюэнанского массива, мас. %

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1		54,97	0,18	0,08	0,00	1,36	0,00	16,98	25,65	0,00	0,02	99,24
2	108A	53,41	0,69	0,10	0,39	2,23	0,00	18,25	23,90	0,01	0,01	98,99
3		53,34	0,68	0,08	0,40	2,13	0,00	18,20	24,28	0,02	0,00	99,14
4	109A-1	55,44	0,00	0,03	0,03	1,66	0,00	17,59	27,02	0,00	0,00	101,77
5	114	55,53	0,06	0,04	0,03	1,07	0,00	18,40	26,23	0,00	0,02	101,37
6		55,80	0,00	0,00	0,00	1,08	0,00	17,09	25,90	0,00	0,03	99,91
7	109A-2	54,57	0,56	0,07	0,13	1,81	0,00	16,97	25,58	0,06	0,01	99,76
8		53,36	1,17	0,11	0,03	1,55	0,00	17,20	25,58	0,00	0,02	99,01
9	109A-5	55,24	0,55	0,06	0,19	2,13	0,00	16,66	25,32	0,04	0,03	100,21
10	5-26	52,74	1,16	0,18	0,26	3,47	0,00	17,25	24,30	0,03	0,00	99,38
11		54,27	0,92	0,05	0,26	2,49	0,00	16,85	25,02	0,01	0,01	99,87
12	3-17	54,53	1,22	0,17	0,23	3,81	0,00	17,07	24,48	0,00	0,04	101,55
13	3-19	54,72	2,03	0,09	0,73	2,49	0,00	15,91	24,13	0,29	0,02	100,43
14		53,31	1,13	0,16	0,22	3,71	0,00	16,98	23,69	0,02	0,02	99,25
15	5-44	53,98	1,20	0,13	0,13	3,71	0,00	16,75	24,01	0,11	0,03	100,05
16	3-42	52,69	0,87	0,08	0,00	6,35	0,20	15,35	24,08	0,04	0,01	99,67
17	5-77	53,26	1,14	0,07	0,00	6,15	0,22	15,19	25,01	0,19	0,00	101,23
18		52,96	1,35	0,14	0,10	4,11	0,00	17,18	23,78	0,23	0,03	99,89
19	6-11	53,37	0,72	0,03	0,00	6,66	0,17	13,61	24,98	0,38	0,01	99,92
20	4-02	52,17	1,72	0,15	0,00	7,60	0,29	15,31	22,90	0,11	0,01	100,26

Катионов в расчете на 6 атомов O
Приложение 5 (окончание)

№ п/п	№ пробы	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Wo	En	Fs
1	108A	2,014	0,000	0,008	0,002	0,000	0,000	0,042	0,000	0,927	1,007	0,000	0,001	51,0	46,9	2,1
2		1,954	0,030	0,000	0,003	0,011	0,046	0,022	0,000	0,997	0,937	0,001	0,000	46,8	49,8	3,4
3	109A-1	1,949	0,029	0,000	0,002	0,012	0,059	0,007	0,000	0,992	0,950	0,001	0,000	47,4	49,4	3,2
4		1,979	0,000	0,000	0,001	0,001	0,039	0,010	0,000	0,936	1,033	0,000	0,000	51,2	46,4	2,4
5	114	1,981	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,032	0,000	0,979	1,003	0,000	0,001	49,8	48,6	1,6
6	109A-2	2,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,927	1,009	0,000	0,001	51,3	47,1	1,7
7		1,989	0,011	0,013	0,002	0,002	0,004	0,000	0,055	0,000	0,922	0,999	0,004	0,000	50,5	46,7
8	109A-5	1,954	0,046	0,005	0,003	0,001	0,035	0,013	0,000	0,939	1,004	0,000	0,001	50,4	47,2	2,4
9		2,010	0,000	0,024	0,002	0,002	0,005	0,000	0,065	0,000	0,904	0,987	0,003	0,001	50,5	46,2
10	5-26	1,933	0,050	0,000	0,005	0,008	0,069	0,037	0,000	0,943	0,954	0,002	0,000	47,6	47,0	5,3
11	3-17	1,980	0,020	0,020	0,001	0,007	0,000	0,076	0,000	0,916	0,978	0,001	0,000	49,6	46,5	3,9
12		1,962	0,038	0,013	0,005	0,007	0,011	0,104	0,000	0,915	0,944	0,000	0,002	47,8	46,4	5,8
13	3-19	1,990	0,010	0,077	0,002	0,021	0,000	0,075	0,000	0,863	0,940	0,020	0,001	50,0	45,9	4,0
14	5-44	1,960	0,040	0,009	0,004	0,006	0,018	0,096	0,000	0,931	0,933	0,001	0,001	47,2	47,1	5,8
15		1,969	0,031	0,021	0,004	0,004	0,008	0,105	0,000	0,911	0,938	0,008	0,001	47,8	46,4	5,8
16	3-42	1,951	0,038	0,000	0,002	0,000	0,059	0,138	0,006	0,847	0,955	0,003	0,000	47,6	42,2	10,1
17	5-77	1,940	0,049	0,000	0,002	0,000	0,080	0,108	0,007	0,825	0,976	0,013	0,000	48,9	41,3	9,7
18	6-11	1,930	0,058	0,000	0,004	0,003	0,089	0,037	0,000	0,934	0,929	0,016	0,001	46,7	47,0	6,3
19		1,981	0,019	0,013	0,001	0,000	0,032	0,174	0,005	0,753	0,993	0,027	0,000	50,7	38,4	10,8
20	4-02	1,923	0,075	0,000	0,004	0,000	0,078	0,156	0,009	0,841	0,905	0,008	0,000	45,5	42,3	12,2

Примечание: 1-9 – из оливиновых клинопироксенитов; 10-15 – из верлитов; 16-20 – из клинопироксенитов. FeO* – общее железо.

Приложение б
Состав амфиболов из клинопироксенитов и горнблендитов Гальмозанского массива, мас. %.

№ пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	58,47	57,37	57,73	56,68	54,61	57,18	57,76	56,42	56,83	56,48	56,06	57,59	56,81
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,01	0,06	0,02	0,01	0,11	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,60	1,45	1,59	2,14	2,98	1,24	1,36	2,95	2,56	1,98	0,73	0,18	0,96
Cr ₂ O ₃	1,78	2,01	2,02	2,69	2,64	1,74	1,82	2,68	2,40	2,88	2,17	1,99	2,40
FeO*	0,01	0,07	0,06	0,16	0,39	0,01	0,02	0,37	0,43	0,24	0,07	0,12	0,00
MgO	21,39	22,40	22,30	21,96	21,35	21,48	22,88	21,50	21,92	21,00	22,85	23,39	21,95
CaO	13,77	13,06	13,13	13,38	12,82	15,69	13,49	13,54	13,85	13,38	13,17	13,39	12,53
Na ₂ O	0,00	0,37	0,49	0,41	0,77	0,21	0,34	0,94	0,64	0,18	0,33	0,11	0,20
K ₂ O	0,05	0,11	0,13	0,16	0,19	0,09	0,16	0,20	0,16	0,15	0,05	0,01	0,11
Сумма	96,14	96,83	97,47	97,59	95,80	97,68	97,84	98,71	98,91	96,37	95,45	96,77	94,96

Катионов в расчете на 23 атома O

Si	8,008	7,917	7,934	7,812	7,674	8,067	7,903	7,811	7,834	7,668	7,849	7,928	7,969
Al ^{IV}	0,000	0,083	0,066	0,188	0,326	0,000	0,097	0,189	0,166	0,317	0,120	0,029	0,031
Al ^{VI}	0,095	0,152	0,191	0,159	0,167	0,206	0,122	0,284	0,243	0,000	0,000	0,000	0,128
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,006	0,002	0,001	0,011	0,012	0,008	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,008	0,007	0,017	0,043	0,001	0,002	0,040	0,046	0,026	0,008	0,013	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,125	0,120	0,062
Fe ²⁺	0,200	0,232	0,232	0,310	0,310	0,205	0,208	0,305	0,272	0,327	0,129	0,109	0,220
Mg	4,695	4,608	4,569	4,512	4,473	4,518	4,667	4,360	4,427	4,655	4,769	4,800	4,590
Ca	1,987	1,931	1,933	1,976	1,930	2,371	1,978	1,974	2,010	1,946	1,976	1,975	1,883
Na _B	0,000	0,069	0,067	0,024	0,070	0,000	0,022	0,026	0,000	0,047	0,024	0,025	0,054
Na _A	0,000	0,030	0,064	0,085	0,140	0,057	0,068	0,221	0,168	0,000	0,065	0,004	0,000
K	0,009	0,019	0,023	0,028	0,034	0,016	0,028	0,035	0,028	0,026	0,009	0,002	0,020
Mg#	0,96	0,95	0,95	0,94	0,94	0,96	0,96	0,93	0,94	0,93	0,97	0,98	0,95

#Mg = Mg/(Mg+Fe²⁺), ат. %.

Приложение 7

Состав хромшпинелидов из пород Гальмозанского массива, мас. %

№ пробы	Акцессорные хромшпинелиды													
	1-14		1-34		3-19		5-31		3-20		5-14		8-22	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
TiO ₂	0,48	0,57	0,88	0,24	0,87	0,47	0,32	0,51	0,31	0,31	0,44	0,61	0,48	0,50
Al ₂ O ₃	9,40	15,19	11,68	15,70	9,06	10,16	9,80	7,87	14,00	14,00	10,53	6,96	7,67	7,89
Cr ₂ O ₃	47,84	51,09	38,95	39,92	38,42	40,89	43,97	40,73	37,75	37,75	43,17	45,66	47,47	47,38
FeO*	34,76	22,44	40,86	35,38	45,05	41,21	37,92	43,74	39,69	39,69	38,34	39,72	34,74	35,40
MnO	0,65	0,52	0,93	0,30	0,56	0,99	0,68	1,19	0,50	0,50	0,75	0,81	0,61	0,58
MgO	7,18	11,17	6,41	7,49	5,61	5,97	7,51	5,85	7,52	7,52	6,72	6,55	8,13	8,03
сумма	100,31	100,98	99,71	99,03	99,57	99,69	100,20	99,89	99,77	99,77	99,95	100,31	99,10	99,78
Fe ₂ O ₃ **	22,10	10,79	28,73	22,67	33,12	29,20	27,05	32,90	28,69	28,69	26,22	28,17	24,34	24,73
FeO**	14,87	12,73	15,01	14,98	15,25	14,93	13,58	14,14	13,88	13,88	14,75	14,37	12,84	13,15
Al	2,887	4,465	3,564	4,733	2,802	3,129	2,988	2,438	4,200	4,200	3,225	2,156	2,381	2,432
Ti	0,094	0,107	0,172	0,046	0,172	0,092	0,062	0,101	0,059	0,059	0,086	0,121	0,095	0,098
Cr	9,852	10,070	7,971	8,071	7,967	8,446	8,989	8,460	7,595	7,595	8,866	9,486	9,880	9,793
Fe ³⁺	4,333	2,024	5,598	4,363	6,538	5,742	5,265	6,505	5,494	5,494	5,126	5,572	4,823	4,866
Fe ²⁺	3,243	2,658	3,252	3,207	3,349	3,266	2,939	3,109	2,957	2,957	3,207	3,162	2,829	2,878
Mn	0,144	0,110	0,204	0,065	0,125	0,219	0,149	0,265	0,108	0,108	0,165	0,180	0,136	0,129
Mg	2,791	4,156	2,476	2,859	2,196	2,328	2,898	2,294	2,856	2,856	2,605	2,569	3,194	3,133
катионы	23,344	23,590	23,237	23,344	23,149	23,222	23,290	23,172	23,269	23,269	23,280	23,246	23,338	23,329
Cr#	0,77	0,69	0,69	0,63	0,74	0,73	0,75	0,78	0,64	0,64	0,73	0,81	0,81	0,80
Mg#	0,46	0,61	0,43	0,47	0,40	0,42	0,50	0,42	0,49	0,49	0,45	0,45	0,53	0,52
Fe3#	0,25	0,12	0,33	0,25	0,38	0,33	0,31	0,37	0,32	0,32	0,30	0,32	0,28	0,28

Приложение 7 (продолжение)

Рудные хромитинелиды

№ пробы	3-6		5-26		5-36		5-39		8-18		8-51		10-28	
	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц
TiO ₂	0,34	0,38	0,36	0,33	0,44	0,44	0,36	0,31	0,38	0,41	0,48	0,51	0,50	0,33
Al ₂ O ₃	10,37	11,18	6,61	6,55	6,91	6,83	8,46	8,29	8,18	8,46	11,29	14,67	8,60	6,68
Cr ₂ O ₃	46,59	44,87	48,57	48,56	48,51	48,38	50,11	49,57	48,25	48,97	44,38	40,92	44,52	44,58
FeO*	33,94	34,60	34,85	34,38	32,06	32,44	31,05	31,00	33,57	35,41	33,85	31,96	39,35	41,88
MnO	0,67	0,81	0,58	0,62	0,49	0,48	0,68	0,67	0,76	0,86	0,48	0,51	0,76	0,91
MgO	8,24	7,77	10,01	9,39	10,97	10,70	9,63	10,11	9,10	6,86	9,95	10,79	6,27	4,81
NiO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	0,04	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
сумма	100,15	99,61	100,99	99,86	99,39	99,29	100,33	99,97	100,28	100,97	100,43	99,46	100,00	99,19
Fe ₂ O ₃ **	22,82	23,09	27,25	26,10	25,44	25,56	21,59	22,49	24,22	22,67	24,96	23,75	27,09	28,99
FeO**	13,40	13,82	10,33	10,90	9,17	9,44	11,62	10,77	11,78	15,01	11,39	10,59	14,98	15,80
Al	3,154	3,413	1,999	2,010	2,107	2,089	2,572	2,521	2,492	2,597	3,370	4,336	2,660	2,115
Ti	0,066	0,074	0,070	0,065	0,086	0,086	0,070	0,060	0,074	0,080	0,092	0,096	0,099	0,067
Cr	9,501	9,186	9,847	9,995	9,921	9,922	10,214	10,107	9,859	10,082	8,883	8,111	9,234	9,464
Fe ³⁺	4,431	4,500	5,259	5,113	4,954	4,989	4,190	4,365	4,711	4,443	4,756	4,482	5,348	5,858
Fe ²⁺	2,895	2,997	2,218	2,375	1,985	2,051	2,509	2,325	2,548	3,273	2,415	2,222	3,290	3,551
Mn	0,147	0,178	0,126	0,137	0,107	0,106	0,149	0,147	0,167	0,190	0,103	0,108	0,169	0,207
Mg	3,172	3,003	3,831	3,648	4,235	4,142	3,706	3,891	3,510	2,666	3,760	4,037	2,455	1,928
Ni	0,000	0,000	0,002	0,006	0,002	0,004	0,008	0,004	0,008	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000
катионы	23,366	23,351	23,352	23,349	23,397	23,389	23,418	23,420	23,369	23,331	23,379	23,412	23,255	23,190
Cr#	0,75	0,73	0,83	0,83	0,82	0,83	0,80	0,80	0,80	0,80	0,72	0,65	0,78	0,82
Mg#	0,52	0,50	0,63	0,61	0,68	0,67	0,60	0,63	0,58	0,45	0,61	0,64	0,43	0,35
Fe3#	0,26	0,26	0,31	0,30	0,29	0,29	0,25	0,26	0,28	0,26	0,28	0,26	0,31	0,34

Приложение 7 (продолжение)

№ пробы	Хромитинелиды из включений в платине																
	Б-4-11		С-17		С-52		С-54		Л-235		Л-236		Л-253		Б-5-11		
	ц	к	ц	пр	к	ц	к	пр	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14				
TiO ₂	0,50	0,48	0,42	0,43	0,40	0,43	0,34	0,60	0,58	0,60	0,62	0,60	0,59	0,34			
Al ₂ O ₃	8,17	7,94	9,71	9,76	8,99	8,05	8,32	6,55	6,49	6,66	6,27	6,39	7,85	6,23			
Cr ₂ O ₃	43,79	43,61	47,59	47,32	47,05	45,47	45,14	41,21	41,72	41,50	41,29	42,62	42,29	52,06			
FeO*	36,64	38,35	33,08	32,61	35,74	34,18	33,99	44,22	43,60	44,98	40,95	38,98	39,30	34,85			
MnO	0,61	0,66	0,66	0,63	0,76	0,60	0,54	0,96	0,63	0,70	0,47	0,46	0,48	0,98			
MgO	10,84	8,64	9,38	9,34	6,24	11,67	12,62	5,55	6,04	5,43	10,15	10,48	8,75	6,03			
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
сумма	100,55	99,68	100,84	100,10	99,18	100,40	100,95	99,09	99,06	99,87	99,75	99,53	99,26	100,49			
Fe ₂ O ₃ **	30,80	29,84	23,36	22,88	22,51	29,02	30,14	33,21	32,87	33,45	35,77	33,74	31,16	21,29			
FeO**	8,92	11,50	12,06	12,02	15,48	8,07	6,87	14,34	14,02	14,88	8,77	8,62	11,27	15,70			
Al	2,443	2,429	2,922	2,958	2,809	2,404	2,454	2,058	2,035	2,078	1,902	1,941	2,406	1,953			
Ti	0,095	0,094	0,081	0,083	0,080	0,082	0,064	0,120	0,116	0,120	0,120	0,116	0,116	0,068			
Cr	8,780	8,944	9,604	9,615	9,859	9,105	8,927	8,685	8,772	8,683	8,400	8,683	8,692	10,942			
Fe ³⁺	5,880	5,826	4,487	4,427	4,491	5,532	5,674	6,662	6,580	6,662	6,927	6,543	6,096	4,259			
Fe ²⁺	1,895	2,498	2,578	2,586	3,436	1,710	1,439	3,200	3,122	3,298	1,889	1,860	2,452	3,494			

Приложение 7 (окончание)

Хромитинелиды из включений в пластине

№ пробы	Б-4-11		С-17		С-52		С-54		Л-235		Л-236		Л-253		Б-5-11		
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	пр	к	ц	к	ц	к	ц	к
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14			
Mn	0,131	0,145	0,143	0,137	0,171	0,129	0,115	0,217	0,142	0,157	0,103	0,101	0,106	0,221			
Mg	4,103	3,345	3,573	3,583	2,468	4,411	4,711	2,208	2,397	2,145	3,898	4,030	3,395	2,393			
Ni	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
катионы	23,327	23,281	23,388	23,391	23,314	23,373	23,384	23,150	23,164	23,143	23,239	23,274	23,263	23,330			
Cr#	0,78	0,79	0,77	0,76	0,78	0,79	0,78	0,81	0,81	0,81	0,82	0,82	0,78	0,85			
Mg#	0,68	0,57	0,58	0,58	0,42	0,72	0,77	0,41	0,43	0,39	0,67	0,68	0,58	0,41			
Fe3#	0,34	0,34	0,26	0,26	0,26	0,32	0,33	0,38	0,38	0,38	0,40	0,38	0,35	0,25			

Примечания. ц, к – центр и край зерна соответственно.

FeO* – суммарное железо; FeO** и Fe₂O₃** – рассчитанное двух- и трехвалентное железо соответственно.

Fe3# = Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al); Cr# = Cr/(Cr+Al); Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺)

Приложение 8
Составы хромшпинелидов Гальмозанского массива, огражающие зональность зерен, мас. %

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
3-6	ц	0,34	10,37	33,94	46,59	8,24	0,00	0,04	0,02	0,67	0,00	0,00	100,21
	к	0,38	11,18	34,60	44,87	7,77	0,00	0,04	0,02	0,81	0,00	0,00	99,67
5-20	ц	0,43	6,90	31,62	48,84	10,85	0,00	0,35	0,01	0,51	0,00	0,00	99,51
	к	0,39	7,41	28,76	49,38	10,99	0,00	0,05	0,02	0,48	0,00	0,00	97,48
	к	0,41	7,04	31,98	47,84	10,92	0,00	0,02	0,04	0,46	0,00	0,00	98,71
5-26	ц	0,36	6,61	34,85	48,57	10,01	0,00	0,03	0,02	0,62	0,01	0,00	101,08
	к	0,33	6,55	34,38	48,56	9,39	0,00	0,02	0,03	0,62	0,03	0,00	99,91
	ц	0,38	7,43	40,95	45,31	5,54	0,00	0,04	0,04	1,02	0,00	0,00	100,71
5-36	ц	0,44	6,91	32,06	48,51	10,97	0,00	0,03	0,02	0,49	0,01	0,00	99,44
	к	0,44	6,83	32,44	48,38	10,70	0,00	0,03	0,03	0,48	0,02	0,00	99,35
5-39	ц	0,36	8,46	31,05	50,11	9,63	0,00	0,05	0,03	0,68	0,04	0,00	100,41
	к	0,31	8,29	31,00	49,57	10,11	0,00	0,03	0,04	0,67	0,02	0,00	100,04
6-22	ц	0,48	6,10	43,43	42,34	5,53	0,00	0,04	0,05	0,93	0,00	0,00	98,90
	к	0,51	6,42	43,87	42,55	5,43	0,00	0,02	0,05	0,88	0,00	0,00	99,73
8-18	ц	0,38	8,18	33,57	48,25	9,10	0,00	0,07	0,04	0,76	0,04	0,00	100,39
	к	0,41	8,46	35,41	48,97	6,86	0,00	0,08	0,04	0,96	0,00	0,00	101,19
8-28	ц	0,22	2,00	59,05	31,74	2,67	0,00	0,05	0,06	1,45	0,03	0,09	97,36
	к	0,08	0,00	77,66	14,24	1,62	0,00	0,03	0,03	0,51	0,10	0,00	94,27
	ц	0,36	7,61	31,88	47,25	11,34	0,00	0,06	0,03	0,45	0,00	0,00	98,98
	к	0,36	7,68	31,30	46,49	11,25	0,00	0,07	0,03	0,40	0,00	0,00	97,58
8-51	к	0,39	7,27	31,52	47,19	11,20	0,00	0,05	0,04	0,48	0,03	0,00	98,17
	ц	0,48	11,29	33,85	44,38	9,95	0,00	0,04	0,03	0,48	0,00	0,00	100,50
	к	0,51	14,67	31,96	40,92	10,79	0,00	0,31	0,02	0,51	0,10	0,00	99,79
10-0	ц	0,43	9,33	34,68	45,38	10,26	0,00	0,04	0,03	0,58	0,01	0,00	100,74
	к	0,49	9,43	35,52	44,54	9,56	0,00	0,04	0,05	0,80	0,00	0,00	100,43

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
10-20	ц	0,47	9,51	36,40	44,36	9,47	0,00	0,06	0,03	0,77	0,01	0,00	101,08
	к	0,45	8,97	35,61	45,56	9,28	0,00	0,09	0,03	0,81	0,04	0,00	100,84
10-27	СтМт	0,50	9,70	36,83	44,08	9,27	0,00	0,04	0,04	0,83	0,01	0,00	101,30
	ц	1,09	5,16	66,16	20,97	4,12	0,00	0,04	0,03	0,42	0,21	0,00	98,20
10-28	ц	0,14	11,97	40,78	38,48	6,18	0,00	0,47	0,03	0,48	0,00	0,00	98,53
	к	0,46	7,61	35,89	46,97	8,63	0,00	0,05	0,03	0,71	0,00	0,00	100,35
11-20	к	0,34	7,48	34,01	49,60	8,48	0,00	0,05	0,02	0,74	0,00	0,00	100,72
	кайма	0,50	8,60	39,35	44,52	6,27	0,00	0,05	0,03	0,76	0,00	0,03	100,11
11-36	ц	0,33	6,68	41,88	44,58	4,81	0,00	0,00	0,05	0,91	0,00	0,00	99,24
	к	0,51	3,83	47,87	40,90	4,11	0,00	0,04	0,04	1,03	0,00	0,00	98,33
12-21	ц	0,43	8,26	37,04	46,38	7,09	0,00	0,00	0,03	0,83	0,00	0,00	100,06
	к	0,43	7,82	36,85	48,56	5,88	0,00	0,03	0,05	1,23	0,00	0,11	100,96
16-18	СтМт	0,60	1,34	66,93	24,54	2,44	0,00	0,06	0,03	1,02	0,21	0,00	97,17
	ц	0,46	7,20	35,62	45,59	11,48	0,00	0,07	0,02	0,39	0,00	0,00	100,83
17-13	ц	0,50	7,02	35,04	44,72	10,54	0,00	0,04	0,03	0,46	0,06	0,00	98,41
	к	0,48	7,41	33,49	47,43	9,36	0,00	0,07	0,01	0,70	0,01	0,00	98,96
17-18	СтМт	0,44	7,41	32,85	48,93	8,04	0,00	0,04	0,03	0,92	0,00	0,00	98,66
	ц	0,60	3,14	73,79	14,90	1,96	0,35	0,00	0,03	0,47	0,13	0,00	95,37
17-23	ц	0,39	6,45	34,97	46,16	10,21	0,00	0,05	0,03	0,47	0,00	0,00	98,73
	к	0,43	6,60	35,40	46,31	11,06	0,00	0,03	0,04	0,33	0,00	0,00	100,20
17-18	ц	0,41	8,35	29,69	48,64	11,00	0,00	0,03	0,04	0,68	0,00	0,00	98,84
	к	0,42	8,19	31,26	48,47	10,65	0,00	0,03	0,04	0,75	0,00	0,00	99,81
17-23	ц	0,44	7,34	33,31	46,96	11,15	0,00	0,17	0,04	0,43	0,00	0,00	99,84
	к	0,46	7,34	33,82	46,19	10,42	0,00	0,17	0,03	0,54	0,00	0,00	98,97
17-23	ц	0,44	7,11	33,14	46,44	10,09	0,00	0,26	0,04	0,49	0,04	0,00	98,05
	к	0,52	7,40	38,03	42,57	9,89	0,00	0,07	0,03	0,64	0,08	0,00	99,23
17-23	ц	0,47	6,24	33,89	46,41	10,72	0,00	0,05	0,02	0,36	0,00	0,00	98,16

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
19-2	к	0,40	6,25	37,72	46,23	9,00	0,00	0,05	0,03	0,63	0,00	0,00	100,31
	ц	0,48	7,30	34,22	45,71	10,62	0,00	0,03	0,05	0,49	0,03	0,00	98,93
	к	0,49	7,04	37,95	44,54	7,18	0,00	0,04	0,02	0,95	0,00	0,00	98,21
19-7	ц	0,37	6,39	29,58	49,57	10,93	0,00	0,03	0,06	0,47	0,00	0,00	97,40
	к	0,39	6,52	31,02	50,40	10,99	0,00	0,04	0,03	0,50	0,03	0,00	99,92
	ц	0,38	6,64	31,57	50,39	10,80	0,00	0,03	0,03	0,55	0,00	0,00	100,39
19-22	к	0,36	6,77	30,66	50,72	10,91	0,00	0,02	0,02	0,46	0,02	0,00	99,94
		0,71	6,60	40,63	43,65	8,58	0,01	0,00	0,00	1,00	0,00	0,06	101,24
		0,66	6,77	38,17	45,40	9,25	0,00	0,00	0,01	0,87	0,00	0,00	101,13
20-16		0,60	6,76	36,64	44,35	9,00	0,01	0,05	0,02	0,86	0,00	0,00	98,29
		0,42	7,16	36,25	45,16	8,00	0,00	0,21	0,02	0,85	0,06	0,00	98,13
		0,46	6,96	37,99	45,01	7,41	0,00	0,09	0,04	0,96	0,00	0,00	98,92
20-28		0,47	7,09	39,78	44,06	7,49	0,00	0,54	0,03	0,94	0,04	0,00	100,44
	ц	0,48	7,35	35,70	44,93	10,40	0,00	0,03	0,05	0,65	0,04	0,00	99,63
	к	0,43	6,71	36,93	46,15	8,66	0,00	0,04	0,04	0,74	0,03	0,00	99,73
23-8	ц	0,35	7,05	35,45	45,98	10,68	0,00	0,03	0,03	0,40	0,03	0,00	100,00
	к	0,38	6,75	34,95	45,70	10,73	0,00	0,02	0,02	0,38	0,00	0,00	98,93
	ц	0,46	7,73	37,76	43,22	10,69	0,00	0,33	0,03	0,53	0,00	0,00	100,75
26-23	к	0,43	8,27	36,55	44,05	10,94	0,00	0,11	0,04	0,41	0,00	0,00	100,80
		0,53	7,22	38,43	43,93	7,70	0,00	0,00	0,00	0,89	0,00	0,00	98,70
		0,52	7,49	37,89	44,07	9,35	0,03	0,00	0,01	0,70	0,00	0,00	100,06
28-22		0,55	7,35	38,02	44,76	9,22	0,01	0,03	0,00	0,78	0,00	0,00	100,72
		0,57	7,12	39,99	43,34	7,32	0,00	0,01	0,02	0,92	0,01	0,00	99,30
		0,50	7,29	39,23	44,14	7,76	0,01	0,05	0,00	0,90	0,01	0,00	99,89
28-22		0,54	7,34	38,04	44,44	8,07	0,02	0,00	0,00	0,85	0,00	0,00	99,30
		0,53	7,64	35,02	46,73	9,82	0,01	0,01	0,00	0,83	0,03	0,02	100,64
		0,56	7,61	34,35	45,83	9,43	0,00	0,00	0,00	0,84	0,00	0,06	98,68

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
30-22	ц	0,56	7,90	35,24	45,59	9,51	0,00	0,05	0,00	0,77	0,00	0,00	99,62
	к	0,37	6,94	33,60	47,23	10,73	0,00	0,05	0,04	0,42	0,01	0,00	99,39
42-10	ц	0,37	6,69	37,37	46,31	7,35	0,00	0,03	0,03	0,82	0,00	0,00	98,97
	к	0,34	7,64	33,33	47,48	10,18	0,00	0,04	0,03	0,67	0,00	0,00	99,71
42-10	ц	0,33	7,58	34,68	47,58	8,87	0,00	0,04	0,03	0,82	0,00	0,00	99,93
	к	0,46	7,37	37,85	44,84	8,21	0,00	0,33	0,04	0,72	0,04	0,00	99,86
43-17	ц	0,44	7,45	38,16	44,84	8,99	0,00	0,18	0,03	0,70	0,04	0,00	100,83
	к	0,39	6,52	40,30	44,85	9,33	0,00	0,00	0,02	0,56	0,00	0,00	101,97
46-28	ц	0,41	6,41	39,85	43,90	9,24	0,00	0,08	0,03	0,44	0,06	0,00	100,42
	к	0,40	6,32	37,51	45,97	9,31	0,00	0,05	0,03	0,51	0,00	0,00	100,10
55-10	ц	0,36	6,50	35,39	46,55	9,57	0,00	0,35	0,03	0,42	0,02	0,00	99,19
	к	0,34	6,37	35,16	47,16	9,94	0,00	0,28	0,03	0,51	0,00	0,00	99,79
55-13	ц	0,80	7,64	40,85	40,32	9,83	0,00	0,04	0,03	0,42	0,00	0,00	99,93
	к	0,69	8,03	37,16	43,10	9,60	0,00	0,02	0,04	0,50	0,04	0,00	99,18
57-18	ц	0,37	6,86	33,14	49,47	7,63	0,00	0,04	0,05	0,70	0,00	0,00	98,26
	к	0,34	6,89	35,91	47,97	6,54	0,00	0,08	0,05	0,69	0,00	0,00	98,47
100-34	ц	0,36	6,98	32,21	48,81	7,21	0,00	0,08	0,02	0,71	0,01	0,00	96,39
	к	0,37	7,23	33,68	50,37	7,68	0,00	0,03	0,03	0,63	0,00	0,00	100,02
100-40	ц	0,30	6,52	36,54	50,25	6,16	0,00	0,37	0,02	0,76	0,01	0,00	100,93
	к	0,45	7,30	36,77	44,52	10,97	0,00	0,04	0,03	0,38	0,00	0,00	100,46
100-59	ц	0,48	7,51	37,73	45,02	10,63	0,00	0,03	0,03	0,33	0,00	0,00	101,76
	к	0,50	7,22	36,47	44,26	10,76	0,00	0,03	0,04	0,34	0,00	0,00	99,62
100-40	ц	0,38	7,08	38,82	44,20	7,96	0,00	0,05	0,03	0,68	0,00	0,00	99,20
	к	0,46	7,24	41,54	43,74	5,70	0,00	0,04	0,01	1,08	0,00	0,00	99,81
100-59	ц	0,29	6,33	40,53	47,40	6,15	0,00	0,04	0,02	0,82	0,00	0,00	101,58
	к	0,27	9,27	34,67	47,70	7,34	0,00	0,03	0,04	0,71	0,00	0,00	100,03
	ц	0,29	7,07	34,05	49,79	7,66	0,00	0,05	0,02	0,79	0,00	0,00	99,72

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
100-59	к	0,24	7,13	31,88	50,02	9,68	0,00	0,04	0,01	0,70	0,00	0,00	99,70
	ц	0,30	8,30	28,33	50,07	11,42	0,00	0,00	0,04	0,44	0,00	0,00	98,90
	к	0,38	8,80	30,05	48,67	10,73	0,00	0,06	0,02	0,62	0,01	0,00	99,34
100-68	ц	0,38	6,90	42,92	43,76	5,22	0,00	0,03	0,03	1,10	0,00	0,00	100,34
	к	0,40	6,84	42,76	43,73	4,73	0,00	0,09	0,02	1,14	0,01	0,12	99,84
	ц	0,36	6,37	41,77	44,68	5,13	0,00	0,04	0,06	1,14	0,00	0,02	99,57
101-5	ц	0,54	0,44	68,76	24,47	1,81	0,00	0,04	0,04	1,00	0,03	0,00	97,13
	ц	0,33	6,32	31,56	49,59	12,09	0,03	0,06	0,05	0,39	0,00	0,00	100,42
	к	0,35	6,47	33,16	49,45	11,02	0,00	0,06	0,03	0,51	0,00	0,00	101,05
102-27	ц	0,43	10,80	32,32	45,82	10,59	0,00	0,05	0,04	0,34	0,01	0,00	100,40
	к	0,44	10,44	32,50	46,15	10,83	0,00	0,03	0,02	0,37	0,01	0,00	100,79
102-49	ц	0,37	7,34	31,79	48,87	11,20	0,00	0,06	0,01	0,51	0,00	0,00	100,15
	к	0,35	7,50	32,42	48,08	10,39	0,00	0,03	0,03	0,58	0,00	0,00	99,38
103-68	ц	0,29	6,07	31,85	50,21	10,75	0,00	0,03	0,01	0,61	0,00	0,00	99,82
	к	0,30	6,78	31,17	49,87	11,48	0,00	0,00	0,03	0,48	0,03	0,00	100,14
106A-23	ц	0,41	6,64	35,31	45,77	10,23	0,00	0,05	0,03	0,48	0,03	0,00	98,95
	к	0,39	6,10	37,13	45,10	7,33	0,00	0,05	0,02	0,78	0,00	0,00	96,90
	к	0,39	6,14	38,90	44,54	6,91	0,00	0,03	0,01	0,93	0,00	0,00	97,85
	к	0,35	6,17	39,47	45,73	6,87	0,00	0,03	0,02	0,83	0,00	0,00	99,47
109A-1	СгМт	1,80	0,07	75,88	14,73	0,74	0,37	0,07	0,07	1,24	0,00	0,00	94,97
	СгМт	0,59	0,00	88,16	5,46	0,07	0,15	0,05	0,03	0,28	0,00	0,00	94,79
109A-5		0,62	6,42	35,98	43,63	11,62	0,01	0,66	0,01	0,45	0,00	0,00	99,40
		0,61	6,65	36,39	43,20	11,81	0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	99,15
		0,63	6,43	35,60	42,99	11,39	0,02	0,15	0,03	0,46	0,00	0,00	97,70
		0,69	6,64	35,59	43,61	11,74	0,00	0,25	0,01	0,46	0,00	0,00	98,99
132-63	ц	0,51	8,62	34,31	46,44	9,37	0,00	0,06	0,04	0,60	0,00	0,00	99,95
	к	0,53	9,39	35,92	46,07	8,38	0,00	0,08	0,05	0,92	0,03	0,00	101,37

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
135-43	СтМт	0,31	5,07	53,40	33,45	5,32	0,00	0,05	0,03	0,53	0,00	0,00	98,16
	ц	0,36	6,48	34,18	46,51	9,71	0,00	0,04	0,04	0,65	0,00	0,00	97,97
	ц	0,42	6,71	35,09	48,39	9,81	0,00	0,03	0,03	0,69	0,00	0,00	101,17
135-64	к	0,43	6,22	35,11	47,39	8,90	0,00	0,05	0,05	0,81	0,00	0,00	98,96
	ц	0,47	7,00	36,05	46,75	9,74	0,00	0,03	0,05	0,56	0,01	0,00	100,66
	к	0,51	7,01	37,77	45,81	8,66	0,00	0,04	0,02	0,63	0,02	0,00	100,47
135-64	к	0,70	8,20	40,02	43,11	5,82	0,00	0,00	0,00	1,22	0,00	0,19	99,26
	ц	0,42	5,72	42,53	42,09	3,81	0,00	0,00	0,02	1,51	0,00	0,46	96,56
	к	0,51	0,30	69,18	19,93	1,79	0,02	0,00	0,01	1,01	0,00	0,00	92,75
135-71	ц	0,38	7,51	31,42	49,07	11,45	0,00	0,02	0,02	0,41	0,00	0,00	100,28
	к	0,41	7,34	32,64	49,08	10,27	0,00	0,07	0,03	0,54	0,00	0,00	100,38
	СтМт	0,20	0,00	70,61	22,93	2,09	0,00	0,01	0,02	1,33	0,10	0,00	97,29
138-56	ц	0,29	6,55	34,42	46,36	9,62	0,00	0,00	0,03	0,46	0,01	0,00	97,74
	ц	0,33	6,87	35,61	46,46	9,86	0,00	0,02	0,03	0,46	0,03	0,00	99,67
	к	0,39	6,76	38,53	44,33	9,03	0,00	0,01	0,04	0,47	0,04	0,00	99,60
138-59	ц	0,33	7,66	35,67	46,71	8,80	0,00	0,03	0,01	0,64	0,02	0,00	99,87
	к	0,43	8,45	38,54	44,25	7,33	0,00	0,02	0,07	0,75	0,01	0,00	99,85
	ц	0,41	6,73	39,16	45,75	6,55	0,00	0,05	0,03	0,71	0,00	0,00	99,39
139-61	ц	0,41	7,42	37,70	46,59	6,27	0,00	0,05	0,04	0,97	0,00	0,00	99,45
	к	0,40	8,99	36,10	45,81	6,62	0,00	0,05	0,03	0,95	0,03	0,15	99,13
	СтМт	0,47	1,34	64,79	27,02	2,62	0,00	0,01	0,03	0,93	0,13	0,00	97,34
Ю141Б	ц	0,36	6,04	37,35	45,26	8,94	0,00	0,06	0,03	0,64	0,03	0,00	98,71
	ц	0,46	7,74	34,13	45,76	9,98	0,00	0,01	0,02	0,44	0,00	0,00	98,54
	к	0,40	7,81	34,87	46,05	9,56	0,00	0,01	0,01	0,65	0,00	0,00	99,36
143-11	ц	0,42	7,16	35,90	45,87	9,01	0,00	0,01	0,02	0,63	0,02	0,00	99,04
	к	0,35	6,54	41,21	44,19	5,63	0,01	0,08	0,06	0,97	0,00	0,00	99,04
	ц	0,39	7,80	33,07	47,80	9,46	0,00	0,06	0,04	0,84	0,00	0,00	99,46

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
	СтМт	0,09	0,00	74,87	13,32	1,86	0,00	0,02	0,03	0,53	0,11	0,00	90,83
		0,41	7,37	31,81	47,04	9,87	0,00	0,01	0,05	0,74	0,00	0,00	97,30
		0,50	7,68	33,10	46,07	9,56	0,00	0,03	0,04	0,82	0,08	0,00	97,88
144-7		0,68	10,75	31,66	44,50	11,12	0,01	0,00	0,01	0,77	0,00	0,12	99,62
		0,60	10,46	32,11	44,70	11,71	0,00	0,02	0,00	0,68	0,00	0,00	100,28
		0,69	10,85	31,90	44,32	11,33	0,00	0,07	0,00	0,79	0,01	0,02	99,98
144-43		0,49	8,27	30,92	49,80	11,77	0,00	0,45	0,01	0,57	0,00	0,00	102,28
		0,49	8,72	30,22	49,69	11,48	0,01	0,00	0,01	0,58	0,00	0,00	101,20
		0,45	8,18	29,80	48,68	11,58	0,00	0,21	0,00	0,62	0,00	0,00	99,52
144-49	ц	0,38	6,41	40,04	46,56	6,16	0,00	0,02	0,02	0,82	0,00	0,00	100,41
	к	0,37	6,51	39,45	46,16	6,56	0,00	0,01	0,04	0,86	0,03	0,00	99,99
144-61-8	ц	0,32	7,72	31,66	50,81	9,66	0,00	0,06	0,02	0,37	0,00	0,00	100,62
	к	0,35	7,80	31,12	51,14	9,94	0,00	0,05	0,04	0,39	0,00	0,00	100,83
144-74		0,50	7,21	34,68	44,91	10,53	0,00	0,06	0,05	0,42	0,00	0,00	98,36
		0,49	6,89	34,25	46,18	10,28	0,00	0,26	0,05	0,48	0,04	0,00	98,92
144-80		0,37	7,90	34,64	47,66	7,98	0,01	0,00	0,00	1,07	0,00	0,06	99,69
		0,43	7,56	37,72	46,52	5,85	0,00	0,05	0,00	1,32	0,00	0,24	99,69
		0,41	8,10	30,79	48,93	11,49	0,00	0,00	0,01	0,65	0,00	0,00	100,38
144А-2	ц	0,38	6,86	35,47	46,22	9,68	0,00	0,05	0,02	0,52	0,00	0,00	99,20
	к	0,46	6,49	35,58	46,43	9,29	0,00	0,04	0,03	0,56	0,02	0,00	98,90
144А-5-1	ц	0,32	6,07	36,69	48,45	9,12	0,00	0,03	0,03	0,54	0,00	0,00	101,25
	к	0,31	6,03	36,13	49,04	9,38	0,00	0,07	0,04	0,44	0,00	0,00	101,44
	ц	0,31	6,06	35,48	48,46	9,48	0,00	0,04	0,03	0,46	0,00	0,00	100,32
	к	0,31	6,06	36,38	48,59	8,92	0,00	0,00	0,03	0,57	0,00	0,00	100,86
144А-5-2	ц	0,39	6,64	38,51	46,04	8,34	0,00	0,06	0,04	0,59	0,00	0,00	100,61
	к	0,43	6,99	36,74	46,77	7,73	0,00	0,03	0,02	0,76	0,00	0,00	99,47
144А-5-2	ц	0,35	6,34	39,77	46,95	5,97	0,00	0,09	0,04	0,71	0,00	0,00	100,22

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
144В-10	к	0,33	6,64	39,45	47,49	5,73	0,00	0,04	0,05	0,90	0,00	0,00	100,63
	ц	0,43	7,78	37,88	46,87	6,34	0,00	0,02	0,04	0,80	0,00	0,00	100,16
	к	0,22	9,37	40,10	43,27	5,08	0,00	0,43	0,05	1,15	0,00	0,35	100,02
145А-11	СгМт	0,48	1,70	69,12	22,05	1,79	0,00	0,06	0,04	0,84	0,13	0,00	96,21
	ц	0,43	7,27	32,66	48,72	10,69	0,00	0,06	0,05	0,51	0,00	0,00	100,39
	к	0,45	7,37	32,74	47,96	10,91	0,00	0,07	0,03	0,49	0,00	0,00	100,02
145Б-11	ц	0,44	8,45	31,38	48,16	10,84	0,00	0,02	0,02	0,39	0,00	0,00	99,70
	к	0,42	8,25	30,53	49,23	10,38	0,00	0,02	0,02	0,51	0,00	0,00	99,36
	ц	0,45	7,41	33,63	48,12	7,80	0,00	0,07	0,06	0,62	0,01	0,00	98,17
147-60	к	0,43	7,54	34,60	50,16	7,97	0,00	0,00	0,03	0,64	0,00	0,00	101,37
	СгМт	0,38	0,00	81,58	16,15	1,07	0,00	0,02	0,03	0,52	0,04	0,00	99,79
	ц	0,47	7,05	37,17	45,33	9,36	0,00	0,07	0,02	0,58	0,01	0,00	100,06
147А	к	0,42	7,16	36,84	45,60	9,10	0,00	0,04	0,03	0,80	0,00	0,00	99,99
	ц	0,46	6,67	38,71	46,53	7,71	0,00	0,06	0,02	0,70	0,00	0,00	100,86
	к	0,39	8,36	35,68	46,93	7,42	0,00	0,04	0,04	0,73	0,01	0,00	99,60
148-6	ц	0,40	7,94	32,45	47,89	11,64	0,00	0,03	0,03	0,50	0,00	0,00	100,88
	к	0,37	8,20	33,62	47,13	10,54	0,00	0,04	0,03	0,75	0,03	0,00	100,71
	ц	0,46	7,40	33,35	45,79	9,64	0,00	0,08	0,04	0,51	0,00	0,00	97,27
148А	ц	0,44	7,21	34,74	47,38	9,14	0,00	0,03	0,05	0,57	0,00	0,00	99,56
	к	0,44	7,07	34,34	48,44	9,52	0,00	0,42	0,05	0,53	0,00	0,00	100,81
	ц	0,46	7,40	34,60	47,46	9,50	0,00	0,26	0,05	0,61	0,00	0,00	100,34
100-50	ц	0,44	7,05	34,74	47,76	9,72	0,00	0,39	0,03	0,50	0,03	0,00	100,66
	к	0,47	7,52	33,68	48,37	9,76	0,00	0,20	0,04	0,55	0,00	0,00	100,59
	ц	0,56	7,21	36,62	45,21	8,93	0,01	0,05	0,01	0,79	0,00	0,00	99,39
151-63	к	0,58	7,18	38,44	44,76	8,08	0,00	0,03	0,01	0,78	0,00	0,00	99,86
	ц	0,52	7,09	37,89	44,72	7,00	0,02	0,00	0,00	1,07	0,00	0,18	98,49
	к	0,45	7,91	35,15	46,06	8,42	0,02	0,02	0,00	0,93	0,00	0,03	98,99

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
155-7		0,47	7,57	35,08	45,97	7,68	0,03	0,00	0,00	0,93	0,02	0,08	97,83
	ц	0,40	7,85	34,04	46,97	7,81	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	0,14	98,24
155-9		0,39	6,58	36,35	47,41	8,22	0,00	0,02	0,03	0,61	0,00	0,00	99,61
	к	0,46	6,60	37,98	45,63	7,72	0,00	0,01	0,03	0,68	0,02	0,00	99,13
155-23		0,46	7,88	36,95	45,39	8,72	0,02	0,38	0,00	0,88	0,00	0,04	100,72
		0,38	7,89	38,17	46,18	7,41	0,01	0,00	0,01	0,93	0,00	0,07	101,05
		0,47	7,87	34,82	45,05	8,92	0,00	0,00	0,00	0,62	0,03	0,01	97,79
		0,42	8,26	35,88	47,98	8,69	0,00	0,09	0,03	0,54	0,01	0,00	101,90
160-19		0,29	9,94	34,37	47,96	6,96	0,00	0,27	0,03	1,01	0,00	0,00	100,83
	CrMt	0,00	0,00	91,74	2,36	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	94,13
181	ц	0,45	7,86	33,49	48,48	9,64	0,00	0,06	0,02	0,62	0,01	0,00	100,63
	к	0,41	7,85	32,13	48,85	9,82	0,00	0,05	0,03	0,68	0,00	0,00	99,82
190-3	ц	0,48	8,90	31,34	42,91	12,91	0,00	0,05	0,05	0,42	0,08	0,00	97,14
	ц	0,52	7,88	35,72	45,26	10,05	0,00	0,06	0,04	0,35	0,02	0,00	99,90
	к	0,54	7,64	37,49	45,52	9,86	0,00	0,04	0,01	0,42	0,00	0,00	101,52
	ц	0,39	7,94	34,57	46,22	9,88	0,00	0,00	0,04	0,46	0,00	0,00	99,50
190-13	к	0,43	8,32	36,68	44,57	9,36	0,00	0,06	0,03	0,70	0,00	0,00	100,15
	ц	0,37	7,35	34,97	45,61	10,23	0,00	0,08	0,02	0,49	0,00	0,00	99,12
191-6	к	0,34	7,43	34,14	46,71	9,92	0,00	0,04	0,03	0,52	0,01	0,00	99,14
	ц	0,44	6,79	33,10	47,50	10,16	0,00	0,13	0,04	0,37	0,01	0,00	98,54
196-83	к	0,47	6,98	33,46	47,84	11,00	0,00	0,30	0,03	0,47	0,00	0,00	100,55
	CrMt	0,16	0,65	80,20	7,92	7,40	0,00	0,04	0,00	0,22	0,34	0,00	96,93
201-7	ц	0,52	7,57	37,16	43,90	9,45	0,00	0,07	0,02	0,47	0,01	0,00	99,17
	к	0,36	7,37	32,96	48,56	9,71	0,00	0,05	0,02	0,55	0,00	0,00	99,58
201-18	ц	0,37	7,27	32,04	48,45	11,64	0,00	0,04	0,03	0,40	0,01	0,00	100,25
	к	0,36	7,57	32,11	47,89	11,84	0,00	0,01	0,03	0,38	0,03	0,00	100,22

Приложение 8 (продолжение)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
202-67	ц	0,33	6,62	38,53	46,87	6,68	0,00	0,03	0,09	0,73	0,00	0,00	99,88
	к	0,33	7,51	37,25	47,10	6,63	0,00	0,09	0,03	0,76	0,00	0,00	99,70
202В	ц	0,31	7,32	39,59	44,10	6,85	0,00	0,02	0,02	0,70	0,03	0,00	98,94
	к	0,35	7,27	40,80	44,11	5,85	0,00	0,03	0,03	0,99	0,00	0,00	99,43
203-0	ц	0,39	6,80	41,02	45,05	5,27	0,00	0,06	0,02	0,95	0,00	0,00	99,56
	к	0,35	7,22	41,22	45,01	5,35	0,00	0,02	0,02	1,35	0,00	0,06	100,60
203-7		0,48	8,01	35,75	46,01	8,10	0,00	0,02	0,00	0,84	0,00	0,02	99,23
		0,48	8,05	35,15	46,69	8,01	0,01	0,00	0,02	0,94	0,00	0,03	99,38
		0,45	8,54	34,87	46,48	8,28	0,01	0,00	0,01	0,85	0,00	0,11	99,60
		0,54	9,29	32,01	46,99	11,57	0,01	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	101,08
		0,55	9,17	31,23	46,83	12,27	0,01	0,00	0,02	0,44	0,00	0,00	100,52
		0,55	9,03	31,17	46,58	12,01	0,02	0,08	0,00	0,50	0,00	0,00	99,94
205-9		0,51	9,27	38,78	43,43	6,47	0,00	0,00	0,01	1,23	0,01	0,22	99,93
		0,48	8,77	39,25	43,64	6,21	0,00	0,01	0,00	1,28	0,01	0,11	99,76
		0,67	3,10	55,53	31,33	3,70	0,00	0,00	0,00	1,37	0,05	0,00	95,75
	CrMt	0,36	0,01	76,19	9,97	0,90	0,01	0,00	0,00	0,43	0,15	0,00	88,02
	CrMt	0,34	0,01	80,28	9,61	0,97	0,03	0,00	0,01	0,49	0,10	0,00	91,84
206-8	ц	0,38	6,72	38,67	45,92	5,71	0,00	0,04	0,03	0,83	0,00	0,00	98,30
	к	0,33	8,29	39,02	44,12	5,40	0,00	0,02	0,03	1,14	0,00	0,06	98,41
		0,44	0,24	71,41	23,15	1,34	0,00	0,02	0,02	1,16	0,12	0,00	97,90
207-0	ц	0,37	7,01	36,24	47,00	10,17	0,00	0,03	0,03	0,37	0,00	0,00	101,22
	к	0,39	6,92	35,50	45,81	10,50	0,00	0,04	0,03	0,36	0,03	0,00	99,58
224-1	ц	0,33	7,65	32,08	49,76	9,46	0,00	0,05	0,03	0,61	0,02	0,00	99,99
	к	0,29	7,45	35,84	48,60	6,90	0,00	0,05	0,04	0,85	0,00	0,00	100,02
		0,45	0,00	81,03	14,49	1,44	0,00	0,04	0,03	0,43	0,19	0,00	98,10
230-15		0,52	7,74	37,89	45,23	7,78	0,00	0,00	0,01	0,89	0,00	0,02	100,08

Приложение 8 (окончание)

N пробы	Точка анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	NiO	ZnO	Сумма
		0,51	7,42	38,40	45,85	7,20	0,00	0,09	0,00	0,91	0,00	0,00	100,38
		0,43	7,67	36,53	46,08	6,78	0,00	0,00	0,01	0,89	0,00	0,00	98,39
237-6		0,50	7,86	34,22	47,01	10,07	0,00	0,05	0,04	0,75	0,03	0,00	100,53
		0,38	7,47	32,57	48,97	9,73	0,00	0,03	0,03	0,69	0,00	0,00	99,87

Примечания. ц, к – центр и край зерна соответственно. CrMt – хроммагнетит.

Приложение 9

Состав Ni-содержащих серпентинов, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	Co	Ni	Cu	Zn	Cl	Сумма
1	35,19	0,00	0,00	0,02	0,00	17,67	27,03	0,00	2,38	0,87	0,00	0,05	83,21
2	39,03	0,00	0,00	0,26	0,04	4,72	36,72	0,00	2,62	0,00	0,00	0,24	83,63
3	39,03	0,00	0,00	0,26	0,04	4,72	36,72	0,00	2,62	0,00	0,00	0,24	83,63
4	36,93	0,00	0,00	0,00	0,00	14,55	28,13	0,15	2,87	0,96	0,00	0,10	83,69
5	42,97	0,00	0,59	0,05	0,00	2,49	33,75	0,00	2,88	0,00	0,00	0,00	82,73
6	24,65	0,00	0,00	0,33	0,18	8,99	34,32	0,00	3,15	0,00	0,03	0,06	71,71
7	37,32	0,00	0,00	0,00	0,00	5,38	36,82	0,00	3,37	0,00	0,24	0,00	83,13
8	39,21	0,00	0,00	0,15	0,00	3,84	35,62	0,00	3,39	0,04	0,00	0,24	82,49
9	37,56	0,00	0,00	0,20	0,06	3,96	34,06	0,00	3,88	0,00	0,00	0,37	80,09
10	43,63	0,00	0,00	0,00	0,02	4,90	40,34	0,00	4,49	0,00	0,00	0,04	93,42
11	43,63	0,00	0,00	0,00	0,02	4,90	40,34	0,00	4,49	0,00	0,00	0,04	93,42
12	38,18	0,00	0,00	0,21	0,03	3,77	36,19	0,00	5,84	0,00	0,00	0,28	84,50
13	33,57	0,00	0,00	0,00	0,01	9,67	35,27	0,09	6,44	3,45	4,07	0,02	92,59
14	38,06	0,00	0,00	0,00	0,00	7,95	35,42	0,23	6,84	2,04	0,00	0,01	90,55
15	39,85	0,00	0,03	0,00	0,00	7,32	27,00	0,61	7,01	2,82	0,00	0,03	84,67
16	37,44	0,00	0,01	0,00	0,00	7,94	27,33	0,49	7,13	3,40	0,00	0,09	83,83
17	38,00	0,00	0,00	0,00	0,04	7,38	25,93	0,00	7,24	0,00	0,00	0,05	78,64
18	22,78	0,00	0,00	0,00	0,01	13,01	32,03	0,21	7,60	5,76	5,15	0,02	86,57
19	36,10	0,00	0,00	0,00	0,10	8,60	31,68	0,00	9,67	0,00	0,04	0,01	86,20
20	29,23	0,00	0,00	0,14	0,05	8,38	32,04	0,00	9,70	0,00	0,32	0,21	80,07
21	40,22	0,00	0,00	0,00	0,00	2,64	26,59	0,00	10,08	0,00	2,33	0,00	81,86
22	10,09	0,00	0,00	0,00	0,20	12,27	26,63	0,00	11,42	0,00	4,73	0,23	65,57
23	22,21	0,00	0,00	0,13	0,06	14,39	38,47	0,00	12,69	0,00	0,19	0,13	88,27
24	29,85	0,00	0,00	0,11	0,17	4,24	26,94	0,00	13,60	0,00	0,00	0,08	74,99
25	15,22	0,00	0,00	0,00	0,05	15,55	26,05	0,39	14,44	2,03	2,28	0,05	76,06
26	28,11	0,00	0,00	0,05	0,00	8,13	28,57	0,00	14,74	0,00	0,05	0,07	79,72
27	29,47	0,00	0,00	0,14	0,10	8,97	26,73	0,00	14,85	0,00	0,03	0,06	80,35
28	33,37	0,00	0,00	0,17	0,00	2,15	23,45	0,00	26,96	0,00	0,08	0,08	86,26
29	33,37	0,00	0,00	0,17	0,00	2,15	23,45	0,00	26,96	0,00	0,08	0,08	86,26

Приложение 10
Состав Cu- и Zn-содержащих серпентинов, мас. %

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	Ni	Cu	Zn	Pt	Pd	Cl	Сумма
1	35,24	0,00	0,83	0,00	18,83	28,90	0,15	5,70	0,21	0,00	0,00	0,04	89,90
2	38,13	0,00	0,05	0,19	2,26	29,30	10,11	4,15	0,00	1,04	0,09	0,00	85,32
3	20,22	0,00	0,06	0,00	13,36	34,10	12,63	2,70	0,00	0,72	0,09	0,00	83,88
4	30,70	0,00	0,00	0,16	17,67	25,02	0,16	1,81	0,60	9,44	0,00	0,12	85,68
5	32,61	0,32	0,00	0,04	7,13	34,58	0,00	1,58	0,00	0,00	5,26	0,49	82,01
6	36,55	0,21	0,00	0,00	8,22	25,72	5,31	1,28	0,00	0,16	0,01	0,00	77,46
7	38,96	0,46	0,29	0,19	6,70	27,12	4,49	1,27	0,00	0,45	0,04	0,00	79,97
8	36,61	0,05	0,09	0,00	6,14	34,75	0,30	1,01	0,00	0,00	1,93	0,21	81,09
9	36,41	0,68	0,80	0,00	5,01	33,17	2,59	0,99	0,00	0,16	0,15	0,00	79,96
10	36,01	0,00	0,00	0,24	9,46	34,33	0,27	0,00	2,35	0,00	0,00	0,17	82,83
11	36,01	0,00	0,00	0,24	9,46	34,33	0,27	0,00	2,35	0,00	0,00	0,17	82,83
12	24,55	0,00	0,00	0,00	15,02	35,99	0,01	0,22	1,91	0,19	0,00	0,11	78,00
13	26,30	0,00	0,00	0,31	13,13	39,16	0,69	0,00	1,81	0,00	0,00	0,20	81,60
14	24,60	0,02	0,76	0,08	17,19	24,65	2,07	0,98	1,16	1,00	0,00	0,09	72,60
15	34,63	0,00	0,59	0,22	13,65	37,20	0,47	0,00	0,66	0,00	0,00	1,38	88,80
16	38,82	0,00	0,02	0,00	4,10	39,47	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	0,57	83,60
17	27,09	0,00	0,00	0,00	27,88	25,35	0,50	0,29	0,42	0,61	0,00	0,11	82,25
18	38,89	0,00	0,12	0,04	3,90	36,52	0,53	0,00	0,36	0,00	0,00	0,39	80,75
19	27,69	7,70	1,49	0,00	8,97	29,91	0,32	0,82	0,22	3,72	0,00	0,01	80,85
20	33,15	0,00	0,01	0,11	5,23	34,29	1,88	0,00	0,20	0,00	0,00	0,42	75,29
21	38,77	0,00	0,00	0,00	5,94	36,00	0,13	0,17	0,19	0,00	0,00	0,21	81,41
22	40,40	0,00	0,00	0,00	5,09	37,66	1,67	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	85,01
23	41,67	0,00	0,08	0,00	3,02	38,63	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,10	83,69
24	39,26	0,43	0,56	0,00	2,89	37,22	0,35	0,00	0,17	0,00	0,00	0,22	81,10
25	39,23	0,00	0,00	0,00	4,59	36,37	0,21	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	80,56
26	40,53	0,00	0,00	0,05	6,25	39,02	1,52	0,34	0,11	0,00	0,00	0,02	87,84
27	39,79	0,24	2,61	0,18	4,77	32,58	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,58	80,83
28	38,82	0,38	4,64	0,09	7,24	38,79	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	90,10

Приложение 11

Состав ЭПГ-содержащих серпентинов, мас. %

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	Ni	Cu	Os	Ir	Pt	Pd	Rh	Cl	Сумма
1	39,08	2,32	0,03	8,23	22,75	0,31	0,00	0,25	0,14	0,00	0,00	0,00	0,17	73,28
2	41,79	5,88	0,00	6,11	23,67	0,00	0,00	0,00	0,11	0,54	0,00	0,00	0,00	78,10
3	40,18	3,05	0,07	6,62	24,60	4,92	0,00	0,14	0,31	0,00	0,10	0,00	0,01	79,99
4	24,60	0,02	0,76	17,19	24,65	2,07	0,98	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,09	71,36
5	30,70	0,00	0,00	17,67	25,02	0,16	1,81	0,00	0,00	9,44	0,00	0,12	0,12	85,04
6	27,09	0,00	0,00	27,88	25,35	0,50	0,29	0,00	0,00	0,61	0,00	0,00	0,11	81,83
7	43,47	6,34	0,01	7,73	25,67	0,00	0,00	0,14	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	83,46
8	36,55	0,21	0,00	8,22	25,72	5,31	1,28	0,00	0,00	0,16	0,01	0,00	0,00	77,46
9	40,76	2,79	0,04	4,18	26,85	2,20	0,00	0,05	0,38	0,00	0,00	0,00	0,02	77,27
10	38,96	0,46	0,29	6,70	27,12	4,49	1,27	0,00	0,00	0,45	0,04	0,00	0,00	79,78
11	31,62	16,21	2,83	2,04	28,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	81,39
12	39,58	3,15	0,29	5,26	28,97	0,00	0,00	0,34	0,16	0,00	0,00	0,00	0,01	77,76
13	38,13	0,00	0,05	2,26	29,30	10,11	4,15	0,00	0,00	1,04	0,09	0,00	0,00	85,13
14	33,14	12,29	2,28	2,85	29,59	0,00	0,00	0,69	0,96	0,00	0,00	0,00	0,03	81,83
15	27,69	7,70	1,49	8,97	29,91	0,32	0,82	0,00	0,00	3,72	0,00	0,00	0,01	80,63
16	43,45	3,42	0,03	3,61	31,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,00	0,00	0,00	82,19
17	40,85	5,37	0,13	3,29	31,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,06	0,00	0,08	81,82
18	41,65	1,80	0,12	4,50	32,24	0,00	0,00	0,11	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	80,54
19	36,41	0,68	0,80	5,01	33,17	2,59	0,99	0,00	0,00	0,16	0,15	0,00	0,00	79,96
20	38,09	3,83	1,01	3,27	33,90	0,30	0,52	0,00	0,00	0,00	1,86	0,00	0,01	82,79
21	20,22	0,00	0,06	13,36	34,10	12,63	2,70	0,00	0,00	0,72	0,09	0,00	0,00	83,88
22	38,11	0,00	0,13	7,19	34,44	0,55	0,31	0,00	0,00	0,00	1,36	0,00	0,12	82,21
23	32,61	0,32	0,00	7,13	34,58	0,00	1,58	0,00	0,00	0,00	5,26	0,00	0,49	81,97
24	36,61	0,05	0,09	6,14	34,75	0,30	1,01	0,00	0,00	0,00	1,93	0,00	0,21	81,09
25	42,82	1,47	0,00	2,97	34,97	0,42	0,00	0,16	4,09	0,00	0,00	0,00	0,01	86,91
26	40,95	0,00	0,00	3,00	35,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,01	79,68
27	41,06	0,00	0,00	3,53	35,91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00	0,03	81,06
28	31,82	0,00	0,47	9,96	36,16	0,00	0,30	0,00	0,00	3,02	0,00	0,98	0,16	82,87
29	43,82	1,53	1,25	2,20	36,71	0,05	0,00	0,00	0,10	0,10	0,11	0,08	0,00	85,95
30	44,63	1,48	0,44	2,94	36,72	0,00	0,00	0,06	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	86,43
31	41,27	0,00	0,00	3,78	37,85	0,00	0,23	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,17	83,38

Приложение 12

Состав ЭПГ-содержащих хлоритов, мас. %

№	п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe	CaO	K ₂ O	MgO	Os	Ir	Pt	Rh	Cl	Сумма
1		31,34	8,46	0,10	0,09	5,17	0,19	0,10	12,51	0,73	0,26	0,00	0,00	0,03	59,06
2		49,33	13,35	0,05	0,05	9,90	0,71	0,97	3,19	0,69	0,39	0,00	0,00	0,02	82,36
3		43,08	12,37	0,04	0,14	9,65	0,44	0,38	22,69	0,56	0,00	0,02	0,00	0,04	89,82
4		27,45	13,76	1,22	0,08	3,33	0,18	0,14	21,91	0,41	1,30	0,00	0,00	0,16	70,20
5		41,22	14,18	0,05	0,34	12,76	0,68	1,42	2,18	0,36	1,87	3,18	0,00	0,00	78,26
6		22,55	9,29	0,00	0,00	15,91	0,34	0,66	2,37	0,32	0,32	0,00	0,00	0,00	52,14
7		39,48	11,64	0,00	0,15	12,01	0,31	0,32	18,51	0,28	0,26	0,92	0,00	0,02	84,63
8		47,57	18,10	0,09	0,16	12,34	0,78	1,75	3,82	0,26	0,21	2,63	0,00	0,00	88,09
9		39,73	21,23	0,00	0,15	9,75	0,46	1,12	3,79	0,25	0,02	0,00	0,00	0,17	76,98
10		48,26	19,46	0,00	0,08	13,03	0,27	0,51	4,56	0,21	0,29	0,00	0,00	0,00	86,70
11		49,25	11,35	0,04	0,33	20,51	0,99	0,49	8,67	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	92,07
12		47,96	16,55	0,06	0,20	14,24	0,81	1,96	2,66	0,18	0,00	5,07	0,04	0,04	89,97
13		36,51	9,20	0,07	0,13	7,10	0,36	0,47	18,78	0,14	0,35	0,00	0,00	0,17	73,35
14		43,45	17,97	0,15	0,14	10,29	0,98	1,51	3,40	0,14	0,04	0,00	0,00	0,22	78,69
15		41,20	7,03	0,03	0,17	5,43	0,29	0,13	21,27	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	75,92
16		22,82	9,38	0,09	0,00	17,01	0,31	0,71	2,50	0,11	0,28	0,00	0,00	0,01	53,67
17		32,45	13,81	0,09	0,12	11,25	0,37	0,83	3,34	0,08	0,58	5,90	0,00	0,48	70,37
18		42,26	6,32	0,07	0,25	10,84	0,23	0,83	18,13	0,08	0,00	4,30	0,00	0,04	83,41
19		40,62	17,22	0,01	0,24	9,17	0,13	0,21	4,14	0,00	0,63	0,00	0,00	0,00	72,54
21		45,45	22,07	0,09	0,12	13,08	0,41	0,57	4,47	0,05	0,42	0,00	0,00	0,00	86,85
22		47,49	24,15	0,06	0,13	12,75	0,39	0,75	4,16	0,03	0,33	0,00	0,00	0,02	90,36
23		40,91	18,87	0,00	0,04	8,08	0,12	0,22	5,46	0,00	0,33	0,00	0,00	0,01	74,11
25		45,34	12,99	0,00	0,16	14,49	0,67	0,56	7,83	0,01	0,08	0,00	0,00	0,10	82,30
26		43,84	19,94	0,00	0,18	13,60	0,37	0,39	9,92	0,03	0,00	3,23	0,00	0,08	92,20
27		52,08	15,45	0,03	0,21	15,36	0,74	2,81	2,43	0,00	0,00	1,58	0,00	0,00	90,69
28		51,45	15,39	0,00	0,26	18,49	0,97	4,42	2,76	0,00	0,00	0,90	0,00	0,01	94,94
29		45,67	14,00	0,00	0,29	12,30	1,67	1,23	14,97	0,01	0,00	0,59	0,00	0,00	90,80
30		43,58	13,53	0,06	0,40	16,34	1,28	0,61	15,51	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	91,67
31		39,64	7,17	0,04	0,19	12,66	0,73	0,62	9,02	0,01	0,00	0,22	0,00	0,09	70,54
32		34,60	2,98	0,06	0,18	10,04	0,60	0,12	21,82	0,00	0,00	0,21	0,00	0,08	70,72

Приложение 13

Состав магнетита из пород Гальмознанского массива, мас. %

№	Fe	S	Pt	Сумма
1	78,98	0,63	1,50	81,11
2	82,16	0,00	1,76	83,92
3	86,90	0,00	0,00	86,90
4	88,21	0,00	0,19	88,40
5	89,49	0,00	0,00	89,49
6	89,57	0,00	0,00	89,57
7	89,58	0,00	0,00	89,58
8	89,99	0,00	0,38	90,37
9	91,13	0,00	0,00	91,13
10	90,87	0,00	0,69	91,56
11	91,45	0,00	0,21	91,66
12	92,13	0,00	0,16	92,29
13	91,66	0,00	0,65	92,31
14	92,69	0,00	0,18	92,87
15	93,45	0,00	0,50	93,95

Приложение 14

Состав Pt-Fe сплавов из пород и руд Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п	Pt	Ir	Os	Cu	Ni	Fe	Rh	Сумма
1	93,20	1,54	0,00	0,00	0,00	5,20	0,00	99,94
2	92,65	0,00	0,00	0,00	0,00	5,90	0,10	98,65
3	93,78	0,00	0,00	0,21	0,00	6,26	0,18	100,43
4	91,90	0,24	0,00	0,12	0,00	6,37	0,00	98,63
5	91,42	0,00	0,00	0,01	0,00	6,66	0,00	98,09
6	89,13	2,80	0,00	0,18	0,00	6,90	0,08	99,09
7	84,86	5,46	0,00	0,14	0,00	7,58	0,00	98,04
8	89,84	2,61	0,00	0,17	0,00	7,71	0,29	100,62
9	89,40	1,28	0,00	0,08	0,00	7,80	0,32	98,88
10	90,59	1,65	0,00	0,15	0,00	7,83	0,10	100,32
11	89,20	2,64	0,00	0,23	0,00	7,83	0,16	100,06
12	83,40	8,78	0,36	0,00	0,00	8,13	0,00	100,67
13	88,68	3,31	0,00	0,00	0,00	8,14	0,00	100,13
14	88,99	1,56	0,56	0,00	0,00	8,15	0,00	99,26
15	86,46	5,51	0,47	0,00	0,00	8,19	0,00	100,63
16	88,81	2,35	0,84	0,00	0,00	8,22	0,00	100,22
17	85,28	4,56	0,00	0,16	0,00	8,22	0,43	98,65
18	87,14	3,30	0,00	0,14	0,00	8,42	0,00	99,00
19	87,54	3,21	0,07	0,21	0,06	8,42	0,19	99,70
20	90,73	1,13	0,20	0,00	0,00	8,51	0,00	100,57
21	86,68	3,88	0,00	0,17	0,09	8,52	0,34	99,68
22	89,51	2,14	0,72	0,00	0,00	8,54	0,00	100,91
23	86,95	3,91	0,00	0,12	0,05	8,56	0,35	99,94
24	90,98	0,00	0,81	0,00	0,00	8,59	0,00	100,38
25	88,32	2,35	0,00	0,47	0,06	8,61	0,29	100,10
26	89,78	1,74	0,41	0,00	0,00	8,62	0,00	100,55
27	91,47	0,00	0,34	0,00	0,00	8,68	0,00	100,49
28	88,44	3,06	0,03	0,00	0,00	8,77	0,00	100,30
29	88,49	2,53	0,48	0,00	0,00	9,01	0,00	100,51
30	89,12	0,05	0,00	0,00	0,00	9,03	0,00	98,20
31	87,04	3,81	0,00	0,00	0,00	9,24	0,00	100,09
32	87,04	3,81	0,00	0,00	0,00	9,24	0,00	100,09
33	89,54	0,14	0,00	0,00	0,07	9,31	0,00	99,06

Приложение 14 (продолжение)

№ п/п	Pt	Ir	Os	Cu	Ni	Fe	Rh	Сумма
34	90,47	0,00	0,00	0,00	0,00	9,31	0,00	99,78
35	86,85	3,82	0,00	0,00	0,00	9,38	0,00	100,05
36	87,89	2,85	0,33	0,00	0,00	9,38	0,00	100,45
37	86,85	3,82	0,00	0,00	0,00	9,38	0,00	100,05
38	91,16	0,00	0,00	0,00	0,00	9,50	0,00	100,66
39	89,28	1,73	0,00	0,06	0,00	9,50	0,00	100,57
40	88,95	0,00	0,70	0,00	0,00	9,55	0,00	99,20
41	88,44	1,46	0,14	0,00	0,00	9,58	0,00	99,62
42	89,90	0,67	0,00	0,00	0,00	9,60	0,00	100,17
43	90,14	0,07	0,00	0,01	0,00	9,61	0,00	99,83
44	85,35	3,03	0,00	0,00	0,00	9,62	0,00	98,00
45	90,18	0,21	0,00	0,02	0,00	9,63	0,00	100,04
46	89,14	0,75	0,95	0,00	0,00	9,64	0,00	100,48
47	87,09	0,93	0,52	0,00	0,00	9,65	0,00	98,19
48	87,21	1,04	0,64	0,00	0,00	9,68	0,00	98,57
49	85,12	4,06	0,00	0,00	0,00	9,73	0,00	98,91
50	85,12	4,06	0,00	0,00	0,00	9,73	0,00	98,91
51	90,46	0,00	0,38	0,00	0,00	9,76	0,00	100,60
52	89,46	0,50	0,55	0,00	0,00	9,83	0,00	100,34
53	85,57	3,76	0,00	0,00	0,00	9,89	0,00	99,22
54	89,67	2,22	0,18	0,00	0,00	9,89	0,00	101,96
55	89,51	0,49	0,42	0,00	0,00	9,89	0,00	100,31
56	85,57	3,76	0,00	0,00	0,00	9,89	0,00	99,22
57	89,09	1,31	0,00	0,02	0,00	9,90	0,00	100,32
58	86,94	1,22	0,00	0,04	0,00	9,91	0,01	98,12
59	90,15	0,00	0,41	0,00	0,00	9,93	0,00	100,49
60	88,22	1,86	0,00	0,00	0,00	10,04	0,00	100,12
61	89,53	0,00	0,03	0,00	0,00	10,09	0,00	99,65
62	88,12	0,71	0,00	0,10	0,00	10,16	0,00	99,09
63	91,28	0,26	0,78	0,00	0,00	10,18	0,00	102,50
64	89,76	0,00	0,63	0,00	0,00	10,23	0,00	100,62
65	89,66	0,00	0,59	0,00	0,00	10,24	0,00	100,49
66	87,63	1,07	0,00	0,25	0,04	10,26	0,00	99,25

Приложение 14 (окончание)

№ п/п	Pt	Ir	Os	Cu	Ni	Fe	Rh	Сумма
67	88,39	1,53	0,00	0,10	0,00	10,39	0,00	100,41
68	86,86	1,76	0,00	0,13	0,00	10,49	0,00	99,24
69	88,04	0,69	0,00	0,83	0,00	10,62	0,00	100,18
70	86,86	1,26	0,00	0,32	0,00	10,86	0,00	99,30

Приложение 15

Состав туламинита из пород и руд Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п	Pt	Ir	Cu	Ni	Fe	Rh	Сумма
1	72,70	0,30	18,27	0,29	8,50	0,00	100,06
2	77,21	0,00	14,28	0,00	8,69	0,00	100,18
3	74,65	0,40	16,50	0,16	8,70	0,00	100,41
4	77,26	0,00	14,30	0,00	8,72	0,00	100,28
5	72,00	0,00	17,25	0,29	8,99	0,13	98,66
6	78,67	0,00	13,37	0,00	9,09	0,00	101,13
7	73,38	0,00	15,50	0,94	9,19	0,09	99,10
8	75,95	0,00	15,19	0,00	9,49	0,00	100,63
9	71,90	0,00	17,46	1,95	9,62	0,00	100,93
10	78,47	0,00	12,46	0,88	9,78	0,00	101,59
11	76,35	0,00	14,80	0,00	10,09	0,00	101,24
12	78,80	0,00	12,88	0,10	10,11	0,00	101,89
13	75,99	0,00	7,80	3,98	10,12	0,12	98,01
14	77,68	0,00	14,08	0,00	10,16	0,00	101,92
15	77,01	0,00	12,90	0,05	10,17	0,00	100,13
16	76,95	0,00	12,03	0,00	10,41	0,00	99,39
17	72,84	0,00	13,09	1,97	10,41	0,54	98,85
18	76,95	0,00	13,49	0,62	10,47	0,00	101,53
19	75,74	0,00	12,90	0,00	10,50	0,00	99,14
20	77,35	0,00	12,01	0,49	10,66	0,00	100,51
21	76,00	0,00	12,21	0,84	10,70	0,00	99,75
22	77,54	0,00	11,40	0,00	10,72	0,00	99,66
23	75,37	0,00	15,39	0,00	10,83	0,00	101,59
24	78,51	0,00	11,77	0,03	10,90	0,00	101,21
25	75,84	0,00	13,79	0,00	10,92	0,00	100,55
26	74,13	0,00	13,38	0,71	10,93	0,00	99,15
27	73,66	0,00	17,12	0,00	10,93	0,00	101,71
28	71,71	0,00	11,01	2,41	10,97	1,15	97,25
29	77,86	0,00	9,91	1,97	11,00	0,00	100,74
30	75,80	0,00	13,82	0,00	11,00	0,00	100,62
31	77,78	0,00	12,03	0,00	11,06	0,00	100,87
32	77,92	0,00	9,83	1,92	11,11	0,00	100,78
33	75,76	0,00	11,07	2,77	11,11	0,00	100,71
34	70,72	0,00	16,76	0,00	11,14	0,00	98,62
35	70,70	0,00	16,85	0,00	11,19	0,00	98,74
36	74,54	0,00	9,88	2,64	11,30	0,00	98,36
37	77,03	0,00	12,99	0,29	11,34	0,00	101,65
38	74,31	0,34	10,97	0,66	11,41	0,00	97,69
39	78,09	0,00	9,39	1,31	11,47	0,00	100,26
40	76,71	0,00	12,40	1,07	11,50	0,00	101,68
41	76,89	0,00	10,12	0,00	11,52	0,00	98,53
42	75,91	0,00	8,41	4,09	11,60	0,00	100,01

Приложение 15 (продолжение)

№ п/п	Pt	Ir	Cu	Ni	Fe	Rh	Сумма
43	78,43	0,00	11,42	0,22	11,61	0,00	101,68
44	74,99	0,00	15,19	0,13	11,64	0,00	101,95
45	76,59	0,00	12,25	0,00	11,66	0,00	100,50
46	76,72	0,00	11,44	0,64	11,79	0,00	100,59
47	77,54	0,00	10,89	0,00	11,87	0,00	100,30
48	75,75	0,00	10,58	2,07	12,18	0,00	100,58
49	72,14	0,00	15,37	0,00	12,18	0,00	99,69
50	74,10	0,00	11,16	0,00	12,19	0,00	97,45
51	74,44	0,00	12,60	0,00	12,29	0,00	99,33
52	77,08	0,00	9,27	0,92	12,36	0,00	99,63
53	75,28	0,00	8,71	0,91	12,42	0,10	97,42
54	79,57	0,00	7,88	0,56	12,67	0,00	100,68
55	77,79	0,00	9,30	0,00	12,87	0,00	99,96
56	84,55	0,07	1,28	0,00	12,90	0,00	98,80
57	74,17	0,00	12,66	0,00	12,98	0,16	99,97
58	72,00	0,00	12,56	0,00	13,28	0,00	97,84
59	71,94	0,00	12,66	0,00	13,32	0,00	97,92
60	84,25	0,08	1,20	0,00	13,47	0,00	99,00
61	82,93	0,15	1,06	0,00	13,64	0,28	98,06
62	76,72	0,00	10,54	0,14	13,74	0,00	101,14
63	84,71	0,11	1,06	0,00	13,81	0,00	99,69
64	71,94	0,00	10,97	0,06	14,29	0,00	97,26
65	76,65	0,00	7,43	0,14	15,02	0,00	99,24
66	74,96	0,10	7,36	1,04	15,52	0,03	99,01
67	79,25	0,00	5,98	0,00	15,81	0,00	101,04
68	75,82	0,00	5,40	0,51	15,83	0,00	97,56
69	77,43	0,00	6,47	0,21	16,28	0,00	100,39
70	77,43	0,00	6,47	0,21	16,28	0,00	100,39
71	75,03	0,00	6,34	1,50	16,31	0,00	99,18
72	74,73	0,00	5,70	1,69	17,14	0,00	99,26
73	77,72	0,00	5,94	0,15	17,67	0,00	101,48
74	75,73	0,00	5,60	1,13	18,94	0,00	101,40
75	78,69	0,00	3,47	0,65	18,97	0,00	101,78
76	76,71	0,00	3,60	0,41	19,53	0,00	100,25
77	78,12	0,00	2,38	0,00	20,37	0,00	100,87
78	73,11	0,00	5,08	0,22	20,91	0,00	99,32
79	76,99	0,00	2,90	1,01	21,09	0,00	101,99
80	77,68	0,00	2,19	0,00	21,94	0,00	101,81
81	74,73	0,37	2,46	0,07	22,26	0,00	99,89
82	75,92	0,00	1,82	0,35	22,28	0,00	100,37
83	75,96	0,00	1,53	0,28	22,30	0,00	100,07
84	76,42	0,00	0,52	1,19	22,79	0,00	100,92

Приложение 15 (окончание)

№ п/п	Pt	Ir	Cu	Ni	Fe	Rh	Сумма
85	76,40	0,00	0,56	1,22	22,83	0,00	101,01
86	65,22	0,00	24,31	0,29	8,22	0,10	98,14
87	62,69	0,00	26,48	0,00	9,17	0,00	98,34
88	48,46	0,00	49,36	0,00	0,16	0,00	99,07*
89	35,46	0,00	63,20	0,00	1,05	0,00	99,71
90	33,13	0,00	63,91	0,00	0,00	0,00	97,04
91	29,82	0,00	65,62	1,26	0,18	0,00	96,88
92	32,40	0,00	67,70	0,06	0,03	0,00	100,19

Примечание. * В сумму входит 1,09 мас. % Pd.

Приложение 16

Состав Pt-Fe и Pt-Fe-Cu сплавов из россыпи р. Левтыринываям, мас. %

№ п/п	Pt	Ir	Os	Cu	Ni	Fe	Rh	Pd	Сумма
1	94,28	0,00	0,00	0,29	0,00	4,16	0,19	0,00	98,92
2	91,10	0,00	0,00	0,45	0,00	6,85	0,00	1,02	99,42
3	93,22	0,00	0,00	0,15	0,00	7,05	0,00	0,00	100,42
4	90,72	0,00	0,00	1,23	0,00	7,79	0,35	0,16	100,25
5	90,80	0,56	0,00	0,05	0,00	8,35	0,00	0,00	99,76
6	89,34	1,36	0,00	0,09	0,00	9,35	0,00	0,00	100,14
7	90,39	0,00	0,00	0,25	0,00	9,37	0,11	0,00	100,12
8	89,93	0,00	0,00	0,48	0,00	9,41	0,00	0,00	99,82
9	87,13	0,00	0,00	0,67	0,07	9,50	0,62	0,55	98,54
10	88,87	1,08	0,00	0,01	0,00	9,89	0,00	0,00	99,85
11	89,11	0,00	0,00	0,59	0,00	10,05	0,17	0,00	99,92
12	89,04	0,75	0,00	0,00	0,00	10,43	0,00	0,00	100,22
13	79,26	8,73	0,00	0,45	0,00	10,53	1,02	0,00	99,99
14	86,25	1,84	0,00	0,11	0,00	10,55	0,00	0,00	98,75
15	86,25	0,00	0,88	0,43	0,12	10,71	0,00	0,00	98,39
16	88,28	0,00	0,00	0,41	0,00	11,04	0,51	0,00	100,24
17	85,71	0,00	0,00	1,14	0,00	11,24	0,00	0,00	98,09
18	86,19	0,34	0,00	2,02	0,00	11,25	0,31	0,00	100,11
19	85,91	0,53	0,00	0,44	0,26	11,51	0,00	0,00	98,65
20	85,27	1,72	0,00	0,44	0,00	11,54	0,00	0,00	98,97
21	86,19	1,79	0,00	0,41	0,00	12,32	0,00	0,00	100,71
22	84,76	0,00	0,00	1,29	0,00	12,69	0,09	0,00	98,83
23	83,71	0,00	0,00	1,01	0,00	13,10	0,00	0,47	98,29
24	72,39	2,36	0,00	0,30	0,00	23,01	0,00	0,00	98,06
25	76,12	0,00	0,00	2,30	0,00	21,81	0,00	0,00	100,23
26	76,30	0,00	0,00	1,06	0,00	22,62	0,00	0,00	99,98
27	74,19	0,00	0,00	1,54	10,63	13,79	0,00	0,00	100,15
28	75,14	0,00	0,00	13,92	0,00	10,91	0,00	0,00	99,97
29	72,39	0,88	0,00	14,69	0,12	11,84	0,00	0,00	99,92
30	74,99	0,00	0,00	13,39	0,00	11,84	0,00	0,00	100,22
31	81,62	0,00	0,00	4,74	0,00	11,96	0,00	0,00	98,32
32	72,31	0,00	0,00	11,73	1,28	12,04	0,00	1,31	98,67
33	73,06	1,74	0,00	9,23	1,34	13,82	0,00	0,00	99,19
34	75,25	0,00	0,00	7,10	2,18	14,41	0,00	0,00	98,94

Примечание. 1–23 – первичные Pt-Fe сплавы (самородная платина, изоферроплатина, железистая платина); 24–34 – вторичные Pt-Fe-Cu-Ni сплавы (тетраферроплатина, никельферроплатина, туламинит).

Приложение 17

Состав Pt-Fe и Pt-Fe-Cu сплавов из россыпи ручья Ледяной и его притоков
Сентябрь и Осень, мас. %

№ п/п	Pt	Ir	Cu	Fe	Сумма
1	92,24	0,00	0,22	7,57	100,03
2	90,19	0,00	0,00	8,94	99,13
3	91,76	0,00	0,00	8,97	100,73
4	89,27	0,00	0,00	9,09	98,36
5	91,02	0,00	0,00	9,09	100,11
6	91,56	0,00	0,00	9,16	100,72
7	89,94	0,00	0,00	9,17	99,11
8	88,32	0,00	0,99	9,21	98,52
9	89,03	0,00	0,00	9,22	98,25
10	89,55	0,00	0,13	9,24	98,92
11	90,31	0,00	0,00	9,24	99,55
12	90,03	0,00	0,00	9,25	99,28
13	91,25	0,00	0,00	9,33	100,58
14	90,80	0,00	0,00	9,37	100,17
15	89,42	0,00	0,00	9,38	98,80
16	88,46	0,00	0,78	9,40	98,64
17	89,90	0,00	0,00	9,41	99,31
18	90,20	0,00	0,00	9,46	99,66
19	86,24	2,76	0,00	9,56	98,56
20	91,20	0,00	0,00	9,59	100,79
21	90,10	0,00	0,00	9,62	99,72
22	91,08	0,00	0,00	9,66	100,74
23	91,13	0,00	0,00	9,70	100,83
24	88,70	0,69	0,00	9,77	99,16
25	87,51	1,28	0,00	9,80	98,59
26	88,68	0,32	0,00	9,83	98,83
27	89,56	0,00	0,00	9,93	99,49
28	86,43	2,52	0,00	10,02	98,97
29	90,38	0,00	0,00	10,21	100,59
30	89,76	0,00	0,00	10,30	100,06
31	89,18	0,00	0,03	10,56	99,77
32	88,71	0,00	0,00	10,71	99,42

Приложение 17 (окончание)

№ п/п	Pt	Ir	Cu	Fe	Сумма
33	87,40	0,73	0,00	10,78	98,91
34	86,13	0,93	0,09	10,91	98,06
35	86,85	3,08	0,00	11,04	100,97
36	80,23	0,00	4,15	16,09	100,47
37	76,97	0,00	12,85	11,03	100,85
38	75,42	0,00	14,51	10,51	100,44

Примечание. 1–35 – первичные Pt-Fe сплавы (изоферроплатина, железистая платина); 36–38 – вторичные Pt-Fe-Cu сплавы (тетраферроплатина, туламинит); Ni, Os, Rh, Ru, Pd – ниже пределов обнаружения.

Приложение 18

Состав Os-Ir-Ru сплавов, мас. %

№ п.п.	Pt	Ir	Os	Fe	Rh	Ru	Сумма
1	1,95	0,00	96,11	0,00	0,00	0,00	98,06
2	2,21	0,54	96,40	0,00	0,00	0,00	99,15
3	3,38	1,13	94,95	0,00	0,00	0,00	99,46
4	2,91	1,97	94,18	0,00	0,23	0,19	99,48
5	2,44	4,89	93,05	0,08	0,00	0,00	100,46
6	4,60	7,14	86,60	0,00	0,00	0,00	98,34
7	1,24	8,18	88,82	0,34	0,00	0,42	99,00
8	2,65	9,94	86,74	0,00	0,00	0,00	99,33
9	0,46	26,92	71,80	0,09	0,00	0,00	99,27
10	0,00	27,06	71,70	0,00	0,00	0,00	98,76
11	0,00	27,19	69,53	0,02	0,00	0,74	97,48
12	0,00	35,25	58,88	0,00	0,00	3,38	97,51
13	0,00	38,49	60,14	0,02	0,00	0,55	99,20
14	0,00	38,96	61,73	0,00	0,00	0,00	100,69
15	0,00	39,71	54,80	0,00	0,00	2,97	97,48
16	12,26	55,17	32,14	0,31	0,00	0,00	99,88
17	12,14	55,66	25,18	0,54	1,86	2,44	97,82
18	13,07	56,08	28,50	0,12	0,23	0,00	98,00
19	12,26	56,77	31,43	0,09	0,00	0,00	100,55
20	11,72	59,77	23,36	0,39	1,72	2,46	99,42
21	10,13	62,02	25,82	0,18	0,39	0,00	98,54
22	0,00	0,00	97,06	0,00	0,00	0,00	97,06
23	2,18	0,00	99,61	0,00	0,00	0,00	101,79
24	0,56	0,00	99,54	0,00	0,00	0,00	100,10
25	0,86	0,34	95,86	0,00	0,00	0,00	97,06
26	2,21	0,86	95,06	0,00	0,00	0,00	98,13
27	1,64	0,89	95,79	0,00	0,00	0,00	98,32
28	0,79	0,90	96,65	0,00	0,00	0,00	98,34
29	1,74	0,92	95,68	0,00	0,00	0,00	98,34
30	0,77	1,37	95,90	0,00	0,00	0,00	98,04
31	0,77	1,37	95,90	0,00	0,00	0,00	98,04
32	0,98	1,44	98,45	0,00	0,00	0,00	100,87
33	2,57	1,47	95,09	0,00	0,00	0,00	99,13
34	2,34	2,42	94,18	0,00	0,00	0,00	98,94
35	0,09	2,49	97,57	0,00	0,00	0,00	100,15
36	1,74	2,57	96,55	0,00	0,00	0,00	100,86
37	3,08	2,67	92,21	0,00	0,00	0,00	97,96
38	0,00	3,48	97,40	0,00	0,00	0,00	100,88
39	1,93	3,64	93,42	0,00	0,00	0,00	98,99
40	1,29	5,07	90,95	0,00	0,00	0,00	97,31
41	0,79	6,35	90,15	0,00	0,00	0,00	97,29
42	1,38	9,08	88,47	0,00	0,00	0,00	98,93

Приложение 18 (окончание)

№ п.п.	Pt	Ir	Os	Fe	Rh	Ru	Сумма
43	2,49	15,17	81,14	0,00	0,00	0,00	98,80
44	0,58	17,46	80,98	0,00	0,00	0,00	99,02
45	0,00	21,83	76,70	0,00	0,00	0,00	98,53
46	3,21	61,88	29,84	0,00	0,00	3,83	98,76
47	9,98	63,41	25,63	0,00	0,20	0,00	99,22
48	11,17	69,98	16,04	0,00	0,28	0,80	98,27

1–21 – руды Гальмознанского массива; 22–48 – россыпь реки Левтыринываям.

Приложение 19

Состав минералов серии лаурит-эрликманит, мас. %

№ п/п	Ru	Os	Pt	Ir	Rh	Pd	Fe	Cu	S	As	Сумма
<i>Руды Гальмознанского массива</i>											
1	22,05	39,64	0,36	4,39	0,48	0,00	0,19	0,00	30,24	0,00	97,35
2	34,99	26,78	0,00	4,57	0,74	0,09	0,00	0,00	32,37	0,00	99,54
3	37,78	22,26	0,21	4,70	0,99	0,00	0,21	0,00	34,07	0,00	100,22
4	37,21	24,21	1,42	4,55	0,91	0,20	0,13	0,00	32,83	0,00	101,46
5	39,45	19,34	0,00	4,14	1,48	0,00	0,37	0,00	35,20	0,00	99,98
6	38,29	17,89	1,30	6,27	1,11	0,12	1,00	0,00	31,97	0,00	97,95
7	38,82	20,90	0,87	6,48	1,13	0,28	0,49	0,00	32,03	0,00	101,00
8	50,35	9,61	0,00	6,28	0,72	0,00	0,00	0,00	35,17	0,00	102,13
9	53,84	5,99	0,96	2,69	0,72	0,00	0,06	0,00	37,01	0,00	101,27
10	55,51	3,27	1,50	3,38	0,53	0,67	0,16	0,00	36,13	0,00	101,15
11	55,60	3,31	3,06	2,18	0,90	0,51	0,26	0,47	35,47	0,00	101,76
<i>Россыпь реки Левтыринываям</i>											
12	51,13	7,49	0,24	2,73	0,58	0,57	0,00	0,00	34,98	0,00	97,72
13	47,79	14,59	0,00	2,47	1,39	0,94	0,00	0,00	35,18	0,00	102,36
14	43,80	12,40	1,70	2,70	2,70	0,00	0,00	0,00	35,80	0,00	99,10
15	38,10	20,60	2,10	0,00	4,40	0,00	0,00	0,00	34,80	0,00	100,00
16	35,50	19,60	0,00	6,60	3,00	0,00	0,00	0,00	33,00	1,00	98,70
17	23,56	40,96	0,52	0,82	1,49	0,00	0,00	0,00	30,31	0,00	97,66
18	19,20	42,00	1,60	3,70	2,80	0,00	0,00	0,00	29,80	0,00	99,10
19	15,50	48,10	2,90	0,70	2,60	0,00	0,00	0,00	29,40	0,00	99,20
20	15,40	49,90	0,00	2,00	2,40	0,00	0,00	0,00	29,00	0,00	98,70
21	11,02	54,91	0,00	4,44	0,00	0,00	0,00	0,00	26,65	0,00	97,02
22	9,86	54,60	0,00	4,32	0,27	0,00	0,00	0,00	27,31	0,00	96,36
23	9,52	47,21	0,29	1,23	10,34	0,28	0,11	0,06	29,12	2,51	100,67
24	8,68	55,98	0,00	1,32	2,54	0,00	0,24	0,16	28,71	0,00	97,63
25	3,85	38,64	5,37	20,98	0,00	0,00	0,76	0,08	26,61	2,51	98,80
26	2,50	65,10	1,40	0,00	4,20	0,00	0,36	0,00	26,70	0,00	100,26
27	2,50	65,60	3,10	0,00	2,10	0,00	0,00	0,00	26,20	0,00	99,50
28	2,20	67,20	1,90	1,80	1,20	0,00	0,00	0,00	25,80	0,00	100,10
29	0,00	48,57	1,15	5,36	12,15	0,00	0,43	0,09	25,18	5,86	98,79
30	0,00	57,02	4,86	2,47	4,40	0,00	0,00	0,00	25,03	7,42	101,20
31	0,00	63,76	1,27	1,74	5,19	0,00	0,26	0,08	28,89	0,00	101,19
32	0,00	64,50	4,00	0,00	4,80	0,00	0,00	0,00	25,10	0,60	99,00
33	0,00	67,63	0,00	1,23	3,46	0,00	0,00	0,00	26,13	0,00	98,45
34	0,00	69,40	1,30	0,00	3,20	0,00	0,00	0,25	25,60	0,00	99,75
35	0,00	70,00	1,00	2,50	2,30	0,00	0,00	0,00	25,50	0,00	101,30
<i>Россыпь ручья Леяного</i>											
36	19,70	37,16	8,25	2,05	4,38	0,00	0,80	0,91	28,10	0,00	101,35
<i>Россыпь ручья Сентябрь</i>											
37	28,53	34,47	0,00	1,37	2,26	0,00	0,08	0,00	30,91	0,00	97,62

Приложение 19 (окончание)

№ п/п	Ru	Os	Pt	Ir	Rh	Pd	Fe	Cu	S	As	Сумма
<i>Россыпь ручья Осень</i>											
38	51,13	7,49	0,24	2,73	0,58	0,57	0,00	0,00	34,98	0,00	97,72
<i>Россыпь ручья Пенистого</i>											
39	47,09	15,04	0,43	2,60	0,64	0,00	0,00	0,00	34,77	0,59	101,16
40	38,56	25,25	0,24	0,45	1,37	0,00	0,00	0,00	32,66	0,12	98,65
41	28,53	34,47	0,14	1,37	2,26	0,00	0,08	0,00	30,91	0,00	97,76
42	0,42	66,86	0,00	1,57	2,96	0,00	0,05	0,00	25,46	0,24	97,56

Приложение 20

Состав платиносодержащих сульфидов из коренных пород
и руд Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п	Fe	Co	Ni	Cu	Pt	Ir	Rh	Ru	S	Pd	Сумма
1	58,43	0,00	0,00	0,00	1,40	0,00	0,00	0,00	38,35	0,00	98,18
2	60,14	0,00	0,00	0,00	2,47	0,00	0,00	0,00	36,06	0,00	98,67
3	22,95	19,47	4,88	0,00	4,26	24,67	1,67	0,00	24,89	0,00	102,79
4	23,58	20,94	5,42	0,00	4,34	17,93	1,97	0,00	24,85	0,00	99,03
5	23,69	27,57	5,17	0,00	1,61	8,77	2,54	0,00	32,22	0,00	101,57
6	24,17	29,76	5,58	0,00	0,14	5,38	1,99	0,08	31,09	0,00	98,19
7	46,09	0,00	0,00	2,05	19,84	0,00	0,00	0,00	29,71	0,00	97,69
8	0,00	0,00	0,00	0,00	85,10	0,00	0,00	0,00	16,75	0,00	101,85
9	6,30	0,00	0,66	7,10	11,70	4,50	38,60	0,00	29,80	0,00	98,66
10	5,90	0,00	0,60	8,20	11,20	4,50	38,90	0,00	30,30	0,00	99,60
11	3,30	0,00	0,00	9,80	21,60	10,90	25,90	0,00	27,90	0,00	99,40
12*	3,47	0,00	1,15	7,73	3,76	31,30	24,19	0,11	27,74	0,00	99,45
13	3,37	0,00	0,00	10,51	13,76	27,22	16,99	0,00	25,06	0,59	97,50
14	2,93	0,00	0,00	10,00	14,04	28,30	15,98	0,00	24,95	1,03	97,23
15	2,73	0,00	0,00	10,74	14,72	28,67	15,88	0,00	24,41	0,62	97,77
16	1,86	0,00	0,00	11,37	30,17	4,25	24,98	0,00	30,21	0,00	102,84
17	2,69	0,00	0,43	9,32	10,41	33,71	14,94	0,00	28,25	0,00	99,75
18	2,00	0,00	0,00	7,90	43,30	21,00	3,80	0,00	22,50	0,00	100,50
19	40,69	0,00	12,74	1,21	2,35	0,00	6,14	0,00	36,95	0,08	100,16
20	22,48	0,00	13,36	3,54	6,23	1,12	17,05	0,00	33,31	1,08	98,17
21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	2,38	62,69	0,00	30,92	4,49	101,12
22	0,17	0,00	0,00	0,30	2,21	47,52	24,94	0,00	24,41	0,49	100,04
23	0,12	0,00	0,00	0,00	11,57	6,92	52,85	0,14	26,06	3,60	101,26
24	7,40	0,00	0,00	2,10	8,90	1,50	61,30	0,00	17,00	0,00	98,20

1–7 из коренных пород: 1–2 – пирротин $Fe_{1-x}S$; 4–6 – кобальтпентландит $(Fe,Co)_9S_8$; 7 – ЭПГ-содержащий промежуточный твердый раствор (ISS); 8–24 из россыпи реки Левтыринываям: 8 – куперит; 9–16 – купородсит (12* – из россыпи руч. Сентябрь); 17 – купроиридсит; 18 – маланит; 19–20 – моносльфидный твердый раствор (MSS); 21 – боуит; 22 кашинит; 23–24 – неназванные фазы Rh_4S_5 и $(Rh,Fe)_3S_2$.

Приложение 20 (окончание)

Кристаллохимические формулы минералов

1. $(\text{Fe}_{0,87}\text{Pt}_{0,01})_{0,88}\text{S}_{1,00}$
2. $(\text{Fe}_{0,96}\text{Pt}_{0,01})_{0,97}\text{S}_{1,00}$
3. $(\text{Fe}_{3,95}\text{Co}_{3,18}\text{Ni}_{0,80}\text{Ir}_{1,23}\text{Pt}_{0,21}\text{Rh}_{0,16})_{9,53}\text{S}_{7,47}$
4. $(\text{Fe}_{4,03}\text{Co}_{3,39}\text{Ni}_{0,88}\text{Ir}_{0,89}\text{Pt}_{0,21}\text{Rh}_{0,18})_{9,60}\text{S}_{7,40}$
5. $(\text{Co}_{3,85}\text{Fe}_{3,49}\text{Ni}_{0,73}\text{Ir}_{0,38}\text{Rh}_{0,20}\text{Pt}_{0,07})_{8,72}\text{S}_{8,28}$
6. $(\text{Co}_{4,18}\text{Fe}_{3,59}\text{Ni}_{0,79}\text{Ir}_{0,23}\text{Rh}_{0,16}\text{Pt}_{0,01}\text{Ru}_{0,01})_{8,96}\text{S}_{8,04}$
7. $(\text{Fe}_{7,44}\text{Cu}_{0,29}\text{Pt}_{0,92}\text{Rh}_{0,16}\text{Pd}_{0,01})_{8,65}\text{S}_{8,35}$
8. $\text{Pt}_{0,91}\text{S}_{1,09}$
9. $(\text{Fe}_{0,49}\text{Cu}_{0,48}\text{Ni}_{0,05})_{1,02}(\text{Rh}_{1,62}\text{Pt}_{0,26}\text{Ir}_{0,10})_{1,98}\text{S}_{4,01}$
10. $(\text{Cu}_{0,55}\text{Fe}_{0,45}\text{Ni}_{0,04})_{1,04}(\text{Rh}_{1,60}\text{Pt}_{0,24}\text{Ir}_{0,10})_{1,94}\text{S}_{4,01}$
11. $(\text{Cu}_{0,71}\text{Fe}_{0,27})_{0,98}(\text{Rh}_{1,17}\text{Pt}_{0,51}\text{Ir}_{0,26})_{1,94}\text{S}_{4,03}$
12. $(\text{Cu}_{0,57}\text{Fe}_{0,29}\text{Ni}_{0,09})_{0,95}(\text{Rh}_{1,11}\text{Ir}_{0,77}\text{Pt}_{0,09})_{1,97}\text{S}_{4,07}$
13. $(\text{Cu}_{0,83}\text{Fe}_{0,30})_{1,13}(\text{Rh}_{0,83}\text{Ir}_{0,71}\text{Pt}_{0,36})_{1,90}\text{S}_{3,94}$
14. $(\text{Cu}_{0,80}\text{Fe}_{0,27})_{1,07}(\text{Rh}_{0,79}\text{Ir}_{0,75}\text{Pt}_{0,37}\text{Pd}_{0,05})_{1,96}\text{S}_{3,97}$
15. $(\text{Cu}_{0,87}\text{Fe}_{0,25})_{1,12}(\text{Rh}_{0,79}\text{Ir}_{0,77}\text{Pt}_{0,39}\text{Pd}_{0,03})_{2,09}\text{S}_{3,91}$
16. $(\text{Cu}_{0,80}\text{Fe}_{0,15})_{0,95}(\text{Rh}_{1,08}\text{Pt}_{0,69}\text{Ir}_{0,10})_{1,87}\text{S}_{4,19}$
17. $(\text{Cu}_{0,70}\text{Fe}_{0,23}\text{Ni}_{0,04})_{0,97}(\text{Ir}_{0,84}\text{Rh}_{0,70}\text{Pt}_{0,26})_{1,80}\text{S}_{4,23}$
18. $(\text{Cu}_{0,71}\text{Fe}_{0,20})_{0,91}(\text{Pt}_{1,26}\text{Ir}_{0,62}\text{Rh}_{0,21})_{2,29}\text{S}_{3,99}$
19. $(\text{Fe}_{0,63}\text{Ni}_{0,19}\text{Cu}_{0,02}\text{Rh}_{0,05}\text{Pt}_{0,01})_{0,90}\text{S}_{1,00}$
20. $(\text{Fe}_{0,39}\text{Ni}_{0,22}\text{Cu}_{0,05}\text{Rh}_{0,16}\text{Pt}_{0,03}\text{Pd}_{0,01})_{0,87}\text{S}_{1,00}$
21. $(\text{Rh}_{1,87}\text{Pd}_{0,13}\text{Ir}_{0,04}\text{Pt}_{0,01})_{2,04}\text{S}_{2,96}$
22. $(\text{Ir}_{0,97}\text{Rh}_{0,95}\text{Pt}_{0,04}\text{Pd}_{0,02}\text{Cu}_{0,02}\text{Fe}_{0,01})_{2,01}\text{S}_{2,99}$
23. $(\text{Rh}_{3,17}\text{Pt}_{0,37}\text{Ir}_{0,22}\text{Pd}_{0,21}\text{Ru}_{0,01}\text{Fe}_{0,01})_{3,99}\text{S}_{5,01}$
24. $(\text{Rh}_{2,21}\text{Fe}_{0,49}\text{Pt}_{0,17}\text{Cu}_{0,12}\text{Ir}_{0,03})_{3,03}\text{S}_{1,97}$

Приложение 21
Состав платиносодержащих сульфоарсенидов Гальмознанского массива и
прилегающих к нему россыпей, мас. %

№ п/п	Pt	Os	Ir	Rh	Ru	Pd	Fe	Cu	S	As	Сумма
<i>Руды Гальмознанского массива</i>											
1	2,05	0,51	0,00	45,50	0,00	1,16	0,46	0,00	15,18	34,18	99,04
2	7,77	0,23	0,00	41,48	0,00	0,52	0,25	0,00	14,47	34,46	99,18
3	12,69	0,00	0,00	41,19	0,00	0,00	2,74	0,67	14,35	29,08	100,72
4	1,45	0,47	17,96	35,25	0,29	0,00	0,23	0,06	14,23	30,78	100,71
5	1,28	0,21	19,11	31,71	0,00	0,00	0,03	0,02	14,58	32,69	99,63
6	2,07	0,00	25,10	27,04	0,00	0,00	0,83	0,00	13,73	28,62	97,39
7	27,96	0,00	7,14	21,79	0,03	0,00	0,11	0,00	7,92	37,01	101,96
8	1,75	1,62	53,45	4,17	0,00	0,00	0,11	0,02	11,77	24,36	97,25
9	3,79	0,74	50,57	5,98	0,69	0,00	0,55	0,84	12,54	24,24	99,94
10	3,22	0,00	47,02	9,56	0,02	0,00	1,33	0,46	12,10	24,24	97,95
11	1,67	2,28	46,32	11,04	0,43	0,00	0,16	0,16	13,40	24,39	99,85
12	2,37	0,00	42,16	14,05	0,00	0,00	0,15	0,00	11,80	29,25	99,78
13	29,13	0,00	33,34	0,25	0,00	0,32	3,16	4,97	7,97	20,99	100,13
14	32,09	0,00	23,34	2,00	0,00	0,00	0,43	0,00	8,09	31,01	97,07
15	33,29	0,37	23,01	2,32	0,00	0,00	0,38	0,00	7,13	32,10	98,60
16	51,83	0,00	15,04	2,86	0,02	0,00	10,96	3,83	4,22	9,51	98,27
17	43,23	0,00	0,00	18,20	0,00	0,85	5,28	5,52	8,72	15,89	97,69
<i>Россыпь реки Левтыринываям</i>											
18	4,80	0,00	13,50	35,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,50	31,50	99,30
19	7,60	2,50	7,10	34,30	0,90	0,00	0,00	0,00	15,00	31,90	99,30
20	6,79	0,00	14,77	32,28	3,25	0,08	0,00	0,00	15,87	29,19	102,23
21	7,00	1,40	12,50	29,60	2,30	0,00	0,00	0,00	14,30	31,20	98,30
22	6,60	0,80	17,20	28,50	1,00	0,00	0,00	0,00	14,00	30,30	98,40
23	19,70	9,80	2,10	23,40	0,00	0,00	0,00	0,00	12,60	30,80	98,40
24	11,10	9,20	13,60	23,40	0,00	0,00	0,00	0,00	12,90	29,70	99,90
25	5,58	3,76	23,64	22,83	0,72	1,17	0,00	0,00	14,26	26,37	98,33
26	4,51	4,02	26,68	22,33	0,00	0,00	1,71	0,15	15,99	22,23	97,62
27	20,30	14,43	3,25	19,19	0,00	0,00	0,00	0,00	13,63	29,14	99,94
28	24,70	16,00	0,00	16,70	0,00	0,00	0,00	0,00	10,90	30,60	98,90
29	3,50	1,30	53,40	3,20	3,00	0,00	0,00	0,00	14,80	19,30	98,50
30	0,00	2,28	48,62	10,15	0,00	0,36	0,00	0,00	13,90	24,31	99,62
31	2,00	1,20	43,77	15,06	2,27	0,00	0,00	0,00	14,99	20,79	100,08
32	15,80	3,20	28,10	12,90	0,00	0,00	0,50	0,00	11,00	29,00	100,50
33	22,98	12,27	12,46	12,73	0,09	0,19	0,00	0,00	11,13	27,66	99,51
34	7,80	58,50	2,70	2,40	0,00	0,00	0,25	0,00	20,40	7,90	99,95
35	7,80	55,50	2,40	4,70	0,00	0,00	0,00	0,00	20,00	11,00	101,40
36	11,40	43,90	2,50	8,30	0,00	0,00	0,34	0,00	17,60	15,50	99,54
37	2,90	43,20	0,70	18,50	0,00	0,00	0,00	0,00	20,60	13,50	99,40
38	15,10	39,40	2,00	9,20	0,00	0,00	0,42	0,00	16,30	18,00	100,42
39	23,00	36,10	2,40	3,90	0,00	0,00	0,00	0,00	14,00	20,70	100,10

Приложение 21 (окончание)

№ п/п	Pt	Os	Ir	Rh	Ru	Pd	Fe	Cu	S	As	Сумма
40	24,00	26,20	0,60	10,20	0,00	0,00	0,00	0,00	11,40	27,50	99,90
41	25,76	25,56	1,22	7,74	0,00	0,00	0,00	0,06	13,25	25,02	98,61
42	36,35	23,76	0,25	0,17	0,00	0,00	0,00	0,08	10,34	28,06	99,01
47	27,40	22,80	2,70	8,50	0,60	0,00	0,00	0,00	11,80	26,60	100,40
48	0,00	1,60	49,07	7,77	3,46	0,00	0,00	0,00	14,16	22,54	98,60
<i>Россыпь ручья Пенистый</i>											
49	17,19	18,49	6,77	16,06	2,73	0,00	0,16	0,20	13,53	26,61	101,74

Приложение 22
Состав минералов включений в Pt-Fe сплавах из Гальмозанского массива и прилегающих к нему россыпей,
 мас. %

№	Pt	Os	Ir	Rh	Ru	Pd	Fe	Cu	Ni	S	As	Sb	Сумма
1	55,68	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,19	0,48	0,00	0,86	40,24	0,00	97,59
2	56,60	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,43	41,14	0,22	98,72
3	56,59	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75	0,31	0,00	0,18	39,28	1,17	98,40
4	56,25	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	1,39	0,48	0,00	0,32	40,27	1,53	100,35
5	56,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	1,93	1,36	0,00	0,86	38,75	2,90	101,89
6	54,41	0,09	0,00	0,44	0,00	0,00	2,69	2,78	0,00	1,44	29,40	3,75	95,00
7	55,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,59	35,62	5,32	96,85
8	54,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,63	35,40	5,86	96,99
9	53,52	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	1,13	39,10	6,94	100,91
10	53,93	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,16	0,20	0,00	1,57	39,11	8,38	103,57
11	49,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,72	23,37	23,87	97,57
12	55,40	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	42,90	0,75	99,69
13	55,21	0,07	0,00	0,34	0,07	0,00	0,02	0,01	0,05	0,00	42,92	0,00	98,69
14	54,69	0,03	0,71	1,10	0,08	0,00	0,04	0,09	0,01	0,00	43,53	0,00	100,26
15	56,61	0,18	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	43,84	0,00	100,71
16	55,57	0,08	0,00	0,12	0,00	0,19	0,02	0,00	0,01	0,00	44,59	0,00	100,58
17	55,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	41,66	0,00	97,05
18	56,92	0,00	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	40,32	0,00	97,86
19	54,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	41,13	0,00	95,50
20	54,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,13	0,37	0,00	0,36	43,06	0,00	98,90
21	54,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	42,62	0,00	97,25
22	55,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	42,81	0,00	98,81
23	56,65	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	41,47	0,00	98,75
24	56,60	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	41,50	1,50	100,80
25	55,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	42,97	0,00	98,73
26	56,00	0,00	0,00	1,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	41,40	1,50	100,83

Приложение 22 (окончание)

№	Pt	Os	Ir	Rh	Ru	Pd	Fe	Cu	Ni	S	As	Sb	Сумма
27	56,75	0,15	0,00	0,22	0,00	0,00	1,07	0,80	0,00	0,75	38,15	5,63	103,52
28	52,17	0,00	1,82	1,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,85	42,39	0,00	98,83
29	54,20	0,00	1,00	1,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	41,50	0,53	99,73
30	53,97	0,00	0,62	2,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,27	41,89	0,00	99,89
31	10,00	0,00	0,00	26,40	0,00	38,50	0,55	0,00	0,30	0,00	22,70	2,70	101,15
32	11,90	1,70	0,00	25,30	0,00	30,50	0,90	0,00	0,42	0,00	16,70	11,60	99,02
33	8,40	0,00	0,00	26,30	0,90	39,40	0,37	0,00	0,32	0,00	21,50	2,50	99,69
34	7,10	0,00	0,00	27,30	0,70	40,50	0,34	0,00	0,30	0,00	22,60	2,60	101,44
35	22,42	0,00	0,00	46,78	0,00	2,93	4,95	2,96	0,49	0,07	19,62	0,00	100,22
36	24,04	0,00	0,71	42,30	0,00	1,96	4,82	1,11	0,49	2,47	20,90	0,00	98,80
37	1,50	0,00	0,00	0,00	0,00	62,60	0,00	4,00	0,00	0,00	0,00	30,40	98,50
38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	64,95	0,00	3,17	0,00	0,00	0,00	31,77	99,89
39	35,10	0,00	0,00	12,80	0,00	11,00	0,73	1,90	0,00	0,00	0,70	37,60	99,83
40	34,10	0,00	0,00	12,40	0,00	11,80	0,40	1,80	0,00	0,00	0,50	38,70	99,70
41	1,40	0,00	0,00	0,00	0,00	51,80	0,25	15,50	0,00	0,00	0,00	30,70	99,65
42	1,73	0,00	0,00	0,00	0,00	54,48	0,09	15,58	0,00	0,00	0,00	31,82	103,70
43	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00	52,70	0,18	15,20	0,00	0,00	0,00	30,30	99,58
44	2,50	0,00	0,00	0,00	0,00	52,60	0,00	14,90	0,00	0,00	0,00	29,80	99,80
45	2,30	0,00	0,00	0,00	0,00	52,50	0,00	14,50	0,00	0,00	0,00	30,30	99,60
46	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	53,20	0,00	15,40	0,00	0,00	0,00	30,10	99,40
47	14,80	0,00	5,90	31,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,50	43,58	99,51
48	3,70	0,00	0,00	42,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	50,70	97,40
49	62,67	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	6,47	5,29	7,5*	0,00	8,80	8,79	99,62
50	60,87	0,00	0,14	1,32	0,08	0,00	6,11	5,07	6,14*	0,36	12,53	6,94	99,56

1–30 – сперилит; 31–34 – палладимит (Pd,Rh)₂As; 35 – Rh₂As; 36 – родарсенит (Rh,Pt)₂As; 37–38 – стибнопалладинит Pd₃Sb₂; 39–40 – генкинит (Pt,Rh,Pd)₄Sb₃; 41–46 Pd₂CuSb; 47–48 RhSb; 49–50 (Pt,Fe,Cu)₂(As,Sb,Bi); 7,5* и 6,14* – конд. Bi.

Кристаллохимические формулы минералов к таблице 22:

1. $(\text{Pt}_{0,99}\text{Cu}_{0,03}\text{Fe}_{0,01})_{1,03}(\text{As}_{1,87}\text{S}_{0,09})_{1,96}$
2. $(\text{Pt}_{1,01}\text{Fe}_{0,01})_{1,02}(\text{As}_{1,92}\text{S}_{0,05}\text{Sb}_{0,01})_{1,98}$
3. $(\text{Pt}_{1,03}\text{Fe}_{0,05}\text{Cu}_{0,02})_{1,10}(\text{As}_{1,85}\text{Sb}_{0,03}\text{S}_{0,02})_{1,90}$
4. $(\text{Pt}_{0,98}\text{Fe}_{0,08}\text{Cu}_{0,03})_{1,09}(\text{As}_{1,83}\text{Sb}_{0,04}\text{S}_{0,03})_{1,90}$
5. $(\text{Pt}_{0,95}\text{Fe}_{0,11}\text{Cu}_{0,07})_{1,13}(\text{As}_{1,70}\text{Sb}_{0,08}\text{S}_{0,09})_{1,87}$
6. $(\text{Pt}_{0,99}\text{Rh}_{0,02}\text{Fe}_{0,17}\text{Cu}_{0,16})_{1,34}(\text{As}_{1,40}\text{S}_{0,16}\text{Sb}_{0,11})_{1,67}$
7. $(\text{Pt}_{1,03}\text{Fe}_{0,01})_{1,04}(\text{As}_{1,73}\text{Sb}_{0,16}\text{S}_{0,07})_{1,96}$
8. $(\text{Pt}_{1,02}\text{Fe}_{0,01})_{1,03}(\text{As}_{1,72}\text{Sb}_{0,18}\text{S}_{0,07})_{1,95}$
9. $(\text{Pt}_{0,92}\text{Fe}_{0,01})_{0,93}(\text{As}_{1,76}\text{Sb}_{0,19}\text{S}_{0,12})_{2,07}$
10. $(\text{Pt}_{0,90}\text{Rh}_{0,01}\text{Fe}_{0,01}\text{Cu}_{0,01})_{0,93}(\text{As}_{1,69}\text{Sb}_{0,22}\text{S}_{0,16})_{2,07}$
11. $(\text{Pt}_{0,96}\text{Fe}_{0,02})_{0,98}(\text{As}_{1,19}\text{Sb}_{0,75}\text{S}_{0,09})_{2,03}$
12. $(\text{Pt}_{0,98}\text{Rh}_{0,02})_{1,00}(\text{As}_{1,98}\text{Sb}_{0,02})_{2,00}$
13. $(\text{Pt}_{0,99}\text{Rh}_{0,01})_{1,00}\text{As}_{1,99}$
14. $(\text{Pt}_{0,96}\text{Rh}_{0,04}\text{Ir}_{0,01})_{1,01}\text{As}_{1,98}$
15. $\text{Pt}_{0,99}\text{As}_{2,00}$
16. $(\text{Pt}_{0,97}\text{Pd}_{0,01})_{0,98}\text{As}_{2,02}$
17. $\text{Pt}_{1,01}(\text{As}_{1,98}\text{S}_{0,01})_{1,99}$
18. $(\text{Pt}_{1,04}\text{Ir}_{0,01})_{1,05}(\text{As}_{1,93}\text{S}_{0,02})_{1,95}$
19. $\text{Pt}_{1,00}(\text{As}_{1,98}\text{S}_{0,02})_{2,00}$
20. $(\text{Pt}_{0,96}\text{Cu}_{0,02}\text{Fe}_{0,01})_{0,99}(\text{As}_{1,97}\text{S}_{0,04})_{2,01}$
21. $\text{Pt}_{0,97}(\text{As}_{1,99}\text{S}_{0,04})_{2,03}$
22. $\text{Pt}_{0,98}(\text{As}_{1,97}\text{S}_{0,05})_{2,02}$
23. $(\text{Pt}_{1,01}\text{Rh}_{0,01})_{1,02}(\text{As}_{1,93}\text{S}_{0,05})_{1,98}$
24. $(\text{Pt}_{0,99}\text{Rh}_{0,02})_{1,01}(\text{As}_{1,89}\text{S}_{0,05}\text{Sb}_{0,04})_{1,98}$
25. $\text{Pt}_{0,97}(\text{As}_{1,96}\text{S}_{0,07})_{2,03}$
26. $(\text{Pt}_{0,97}\text{Rh}_{0,04})_{1,01}(\text{As}_{1,87}\text{S}_{0,07}\text{Sb}_{0,04})_{1,98}$
27. $(\text{Pt}_{0,96}\text{Rh}_{0,01}\text{Fe}_{0,06}\text{Cu}_{0,04})_{1,07}(\text{As}_{1,69}\text{Sb}_{0,15}\text{S}_{0,08})_{1,92}$
28. $(\text{Pt}_{0,91}\text{Rh}_{0,05}\text{Ir}_{0,03})_{0,99}(\text{As}_{1,92}\text{S}_{0,09})_{2,01}$
29. $(\text{Pt}_{0,94}\text{Rh}_{0,05}\text{Ir}_{0,02})_{1,01}(\text{As}_{1,87}\text{S}_{0,11}\text{Sb}_{0,01})_{1,99}$
30. $(\text{Pt}_{0,92}\text{Rh}_{0,07}\text{Ir}_{0,01})_{1,00}(\text{As}_{1,86}\text{S}_{0,13})_{1,99}$
31. $(\text{Pd}_{1,08}\text{Rh}_{0,76}\text{Pt}_{0,15}\text{Fe}_{0,03}\text{Ni}_{0,02})_{2,04}(\text{As}_{0,90}\text{Sb}_{0,07})_{0,97}$
32. $(\text{Pd}_{0,91}\text{Rh}_{0,78}\text{Pt}_{0,19}\text{Fe}_{0,05}\text{Os}_{0,03}\text{Ni}_{0,02})_{1,98}(\text{As}_{0,71}\text{Sb}_{0,30})_{1,01}$
33. $(\text{Pd}_{1,11}\text{Rh}_{0,77}\text{Pt}_{0,13}\text{Ru}_{0,03}\text{Fe}_{0,02}\text{Ni}_{0,02})_{2,08}(\text{As}_{0,86}\text{Sb}_{0,06})_{0,92}$
34. $(\text{Pd}_{1,12}\text{Rh}_{0,78}\text{Pt}_{0,11}\text{Ru}_{0,02}\text{Fe}_{0,02}\text{Ni}_{0,01})_{2,06}(\text{As}_{0,88}\text{Sb}_{0,06})_{0,94}$
35. $(\text{Rh}_{1,81}\text{Pt}_{0,46}\text{Fe}_{0,35}\text{Cu}_{0,19}\text{Pd}_{0,11}\text{Ni}_{0,03})_{2,95}(\text{As}_{1,04}\text{S}_{0,01})_{1,05}$

Кристаллохимические формулы минералов к таблице 22 (окончание)

36. $(\text{Rh}_{1,20}\text{Pt}_{0,36}\text{Fe}_{0,25}\text{Pd}_{0,05}\text{Cu}_{0,05}\text{Ni}_{0,03})_{1,94}(\text{As}_{0,82}\text{S}_{0,23})_{1,05}$
37. $(\text{Pd}_{4,51}\text{Cu}_{0,48}\text{Pt}_{0,10})_{5,09}\text{Sb}_{1,91}$
38. $(\text{Pd}_{4,64}\text{Cu}_{0,38})_{5,02}\text{Sb}_{1,98}$
39. $(\text{Pt}_{1,64}\text{Rh}_{1,13}\text{Pd}_{0,94}\text{Cu}_{0,27}\text{Fe}_{0,12})_{4,10}(\text{Sb}_{2,81}\text{As}_{0,09})_{2,90}$
40. $(\text{Pt}_{1,60}\text{Rh}_{1,10}\text{Pd}_{1,01}\text{Cu}_{0,26}\text{Fe}_{0,07})_{4,04}(\text{Sb}_{2,90}\text{As}_{0,06})_{2,96}$
41. $(\text{Pd}_{1,96}\text{Pt}_{0,03}\text{Fe}_{0,02})_{2,01}\text{Cu}_{0,98}\text{Sb}_{1,01}$
42. $(\text{Pd}_{1,99}\text{Pt}_{0,03}\text{Fe}_{0,01})_{2,03}\text{Cu}_{0,95}\text{Sb}_{1,02}$
43. $(\text{Pd}_{2,00}\text{Pt}_{0,02}\text{Fe}_{0,01})_{2,03}\text{C}_{0,96}\text{Sb}_{1,00}$
44. $(\text{Pd}_{2,00}\text{Pt}_{0,05})_{2,05}\text{Cu}_{0,95}\text{Sb}_{0,99}$
45. $(\text{Pd}_{2,01}\text{Pt}_{0,05})_{2,06}\text{Cu}_{0,93}\text{Sb}_{1,01}$
46. $(\text{Pd}_{2,01}\text{Pt}_{0,01})_{2,02}\text{Cu}_{0,98}\text{Sb}_{1,00}$
47. $(\text{Rh}_{0,75}\text{Pt}_{0,19}\text{Ir}_{0,07})_{1,01}(\text{Sb}_{0,87}\text{As}_{0,11})_{0,98}$
48. $(\text{Rh}_{0,96}\text{Pt}_{0,04})_{1,00}(\text{Sb}_{0,97}\text{As}_{0,02})_{0,99}$
49. $(\text{Pt}_{1,29}\text{Fe}_{0,46}\text{Cu}_{0,43})_{2,09}(\text{As}_{0,47}\text{Sb}_{0,29}\text{Bi}_{0,14})_{0,91}$
50. $(\text{Pt}_{1,20}\text{Fe}_{0,42}\text{Cu}_{0,31}\text{Rh}_{0,05})_{1,98}(\text{As}_{0,64}\text{Sb}_{0,22}\text{Bi}_{0,11}\text{S}_{0,04})_{1,02}$

Приложение 23

**Состав неназванной фазы Pt-Hg (амальгамы?),
включение в изоферроплатине, мас. %**

№ п/п	Pt	Ir	Os	Cu	Fe	Hg	Сумма
1	61,02	0,06	0,10	0,00	0,35	27,48	89,01
2	62,39	0,00	0,34	0,00	0,00	36,11	98,84
3	59,37	0,00	0,01	0,00	0,00	38,14	97,53
4	54,64	0,22	0,06	0,00	0,00	35,77	90,70
5	56,27	0,00	0,40	0,00	0,00	39,53	96,20
6	58,29	0,00	0,25	0,00	0,00	41,49	100,04
7	55,67	0,00	0,00	0,05	0,00	44,99	100,70
8	55,91	0,00	0,13	0,00	0,00	45,54	101,59
9	50,60	0,00	0,01	0,00	0,00	46,20	96,82
Атомные соотношения							
1	68,46	0,07	0,12	0,00	1,37	29,98	100,00
2	63,76	0,00	0,36	0,00	0,00	35,89	100,00
3	61,54	0,00	0,01	0,00	0,00	38,45	100,00
4	60,91	0,25	0,07	0,00	0,00	38,78	100,00
5	59,16	0,00	0,43	0,00	0,00	40,41	100,00
6	58,94	0,00	0,26	0,00	0,00	40,80	100,00
7	55,91	0,00	0,00	0,15	0,00	43,94	100,00
8	55,73	0,00	0,13	0,00	0,00	44,14	100,00
9	52,96	0,00	0,01	0,00	0,00	47,03	100,00

Приложение 24

Состав твердых растворов и оксидов Fe и ЭПГ, масс. %

№ п/п	Pt	Os	Ir	Rh	Ru	Fe	Cu	S	As	Сумма	Состав
<i>Твердые растворы ЭПГ</i>											
1	2,06	0,00	61,62	29,03	0,00	4,44	2,38	0,17	0,00	99,77	Ir,Rh,Fe
2	2,13	0,00	61,86	27,43	0,00	5,52	0,66	0,28	0,00	98,37	Ir,Rh,Fe
3*	10,49	0,00	15,69	43,34	0,08	28,67	0,00	0,00	0,00	98,27	Fe,Rh,Ir
4*	10,42	0,00	15,39	43,48	0,13	28,63	0,00	0,00	0,00	98,05	Fe,Rh,Ir
5*	5,47	1,78	48,52	12,29	0,24	31,00	0,00	0,10	0,00	99,63	Fe,Ir,Rh
6	0,00	0,00	56,74	9,28	0,00	31,16	1,82	0,38	0,00	99,70	Fe,Ir,Rh
7	2,50	0,00	60,10	3,80	0,00	32,30	0,00	0,00	0,00	99,45	Fe,Ir,Rh
8	0,00	23,10	1,20	1,80	25,30	47,00	0,00	0,00	0,00	98,40	Fe,Ru,Os
<i>Оксиды (?) ЭПГ</i>											
9	0,00	5,00	0,00	1,80	52,20	24,50	0,00	1,00	0,00	84,50	Ru,Fe
10	1,40	17,70	1,50	4,00	37,20	17,60	0,00	2,50	0,00	81,90	Ru,Fe,Os
11	2,60	24,50	0,80	3,10	33,20	20,50	0,00	2,60	0,00	87,30	Fe,Ru,Os
12	0,80	36,97	1,84	1,03	20,68	13,91	0,07	0,31	0,00	75,76	Fe,Ru,Os
13	0,26	42,19	1,53	1,46	22,35	19,83	0,00	0,37	0,00	88,17	Fe,Ru,Os
14	2,90	59,90	0,03	0,00	1,40	18,90	0,00	1,30	2,50	89,90	Fe,Os
15	0,38	0,03	38,83	48,04	0,10	4,18	0,50	0,00	0,00	92,05	Rh,Ir,Fe
16	1,32	0,00	41,99	43,66	0,00	3,99	0,58	0,00	0,00	91,54	Rh,Ir,Fe
17	14,83	37,74	26,06	10,49	1,42	2,86	0,16	0,00	0,00	93,56	Os,Ir,Rh,Pt,Fe
18	0,00	0,00	40,15	10,25	0,00	27,10	1,04	0,00	0,00	78,54	Fe,Ir,Rh
19	5,18	0,00	57,31	5,20	0,00	19,22	1,05	0,00	0,00	87,96	Fe,Ir,Rh
20	0,00	0,00	53,99	3,06	0,00	22,37	0,42	0,00	0,00	79,84	Fe,Ir,Rh
21	0,00	0,00	36,69	2,95	0,00	36,23	0,00	0,00	0,00	75,87	Fe,Ir,Rh
22	5,74	0,00	62,78	2,65	0,00	15,17	0,41	0,00	0,00	86,75	Fe,Ir,Rh
23	0,00	0,00	50,14	2,30	0,00	20,00	0,00	0,00	0,00	72,44	Fe,Ir,Rh
24	14,12	0,33	41,99	0,67	1,72	12,01	0,46	0,00	0,00	71,30	Ir,Fe,Pt
25	22,88	0,28	32,10	0,00	0,00	9,33	0,28	0,00	0,00	64,87	Ir,Fe,Pt
26	23,49	0,00	39,66	3,67	0,00	11,23	0,39	0,00	0,00	78,44	Ir,Fe,Pt
27	23,64	0,00	40,12	3,45	0,00	11,47	0,38	0,00	0,00	79,06	Ir,Fe,Pt
28	29,51	0,00	28,24	3,77	0,00	19,52	0,85	0,00	0,00	81,89	Fe,Pt,Ir
29	29,64	10,96	10,02	6,55	0,00	12,60	2,05	0,00	0,00	71,82	Fe,Pt,Ir
30	31,77	0,00	26,87	1,37	0,00	17,39	1,06	0,00	0,00	78,46	Fe,Pt,Ir
31	33,99	0,00	22,35	0,00	0,00	11,70	0,35	0,00	0,00	68,39	Fe,Pt,Ir
32	34,44	0,52	29,95	1,95	1,01	13,61	0,82	0,00	0,00	82,29	Fe,Pt,Ir
33	35,33	0,00	28,05	0,57	0,00	14,42	0,77	0,00	0,00	79,15	Fe-Pt-Ir
34	41,44	0,00	15,35	2,46	0,00	17,61	0,91	0,00	0,00	77,77	Fe,Pt,Ir
35	43,09	0,00	23,00	8,13	0,00	17,05	2,78	0,00	0,00	94,05	Fe,Pt,Ir
36	32,56	0,00	34,94	4,23	0,00	14,40	1,10	0,00	0,00	87,23	Fe,Ir,Pt

Примечание. 1–3, 6–14 – из россыпи реки Левтыриниваям, 4–6 – из россыпи ручья Сентябрь; 15–36 – из коренных пород и руд Гальмознанского массива.

Приложение 25

Состав сульфидов и арсенидов из руд Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п	Cu	Fe	Ni	Pt	Co	S	As	Sb	Сумма
1	0,00	44,69	0,12	0,00	0,00	52,47	0,00	0,00	97,28
2	0,00	44,94	0,00	0,00	0,00	53,03	0,00	0,00	97,97
3	0,00	45,24	0,00	0,00	0,00	53,41	0,00	0,00	98,65
4	0,00	45,93	0,00	0,00	0,00	54,24	0,00	0,00	100,17
5	0,00	46,16	0,00	0,00	0,00	53,46	0,00	0,00	99,62
6	0,26	46,25	0,00	0,00	0,00	53,73	0,00	0,00	100,24
7	0,00	46,43	0,00	0,00	0,00	53,00	0,00	0,00	99,43
8	0,00	46,92	0,00	0,00	0,00	53,80	0,00	0,00	100,72
9	0,00	47,18	0,00	0,00	0,00	52,18	0,00	0,00	99,36
10	0,00	47,25	0,00	0,00	0,00	51,61	0,00	0,00	98,86
11	0,00	47,33	0,00	0,00	0,00	54,24	0,00	0,00	101,57
12	0,00	47,48	0,00	0,00	0,00	53,60	0,00	0,00	101,08
13	0,00	47,61	0,00	0,00	0,00	51,68	0,00	0,00	99,29
14	0,09	32,32	0,00	0,00	0,00	37,41	0,00	0,00	99,82
15	33,37	30,46	0,00	0,00	0,00	35,79	0,00	0,00	99,62
16	34,06	30,97	0,00	0,00	0,00	35,43	0,00	0,00	100,46
17	32,12	31,57	0,00	0,00	0,00	35,76	0,00	0,00	99,45
18	34,66	31,55	0,00	0,00	0,00	35,43	0,00	0,00	101,64
19	32,86	31,50	0,00	0,00	0,00	35,24	0,00	0,00	99,60
20	34,61	31,70	0,00	0,00	0,00	35,24	0,00	0,00	101,55
21	34,57	31,77	0,00	0,00	0,00	34,95	0,00	0,00	101,29
22	34,82	31,44	0,00	0,00	0,00	34,77	0,00	0,00	101,03
23	34,23	31,40	0,00	0,00	0,00	33,84	0,00	0,00	99,47
24	0,39	36,91	31,08	0,00	1,39	29,86	0,00	0,00	99,63
25	0,39	36,91	31,08	0,00	1,39	29,86	0,00	0,00	99,63
26	0,41	39,44	26,25	0,00	1,63	29,54	0,00	0,00	97,27
27	0,41	39,44	26,25	0,00	1,63	29,54	0,00	0,00	97,27
28	0,00	37,73	25,58	0,00	3,79	32,67	0,00	0,00	99,77
29	0,00	41,40	23,10	0,00	2,73	33,24	0,00	0,00	100,47
30	0,00	40,57	23,31	0,00	0,97	32,24	0,00	0,00	97,09
31	0,00	38,10	25,29	0,00	3,10	33,40	0,00	0,00	99,89
32	0,00	41,12	23,36	0,00	2,96	34,03	0,00	0,00	101,47
33	0,00	44,86	20,09	0,00	1,06	33,44	0,00	0,00	99,45
34	0,40	44,85	20,16	0,00	0,00	33,22	0,00	0,00	98,63
35	0,83	47,07	19,30	0,00	0,00	34,59	0,00	0,00	101,79
36	0,82	46,01	18,89	0,00	0,00	34,65	0,00	0,00	100,37
37	0,44	46,08	18,50	0,10	0,00	34,32	0,00	0,00	99,44
38	0,58	42,65	20,97	0,00	0,02	34,45	0,00	0,00	98,67
39	0,58	42,65	20,97	0,00	0,02	34,45	0,00	0,00	98,67
40	0,41	42,01	22,33	0,00	0,00	34,70	0,00	0,00	99,45
41	0,41	42,01	22,33	0,00	0,00	34,70	0,00	0,00	99,45
42	0,83	42,91	20,68	0,00	0,00	34,71	0,00	0,00	99,13

Приложение 25 (продолжение)

№ п/п	Cu	Fe	Ni	Pt	Co	S	As	Sb	Сумма
43	0,83	42,91	20,68	0,00	0,00	34,71	0,00	0,00	99,13
44	0,09	49,42	14,58	0,04	0,00	35,75	0,00	0,00	99,88
45	0,21	46,85	16,61	0,08	0,00	35,69	0,00	0,00	99,44
46	0,00	38,30	23,48	0,00	1,41	35,54	0,00	0,00	98,73
47	0,00	38,30	23,48	0,00	1,41	35,54	0,00	0,00	98,73
48	0,00	62,58	0,22	0,13	0,00	36,78	0,00	0,00	99,71
49	0,00	62,32	0,00	0,00	0,00	37,41	0,00	0,00	99,73
50	0,00	59,50	0,00	0,00	0,00	39,71	0,00	0,00	99,21
51	0,13	0,00	71,14	0,01	0,00	26,59	0,00	0,00	97,87
52	0,12	1,12	71,26	0,53	0,00	26,70	0,00	0,00	99,73
53	0,09	0,00	71,35	0,00	0,00	27,47	0,00	0,00	98,91
54	0,15	0,00	71,84	0,05	0,00	27,88	0,00	0,00	99,92
55	0,22	34,54	43,00	0,38	0,00	20,76	0,00	0,00	98,90
56	25,49	0,00	0,00	0,00	0,00	26,11	0,00	49,46	101,06
57	0,39	0,02	57,58	0,01	0,00	0,03	37,76	0,00	95,79
58	0,00	1,64	51,98	0,00	0,00	0,00	42,75	1,91	98,28
59	0,00	2,05	44,46	0,00	0,16	1,08	52,25	0,00	100,00
60	1,58	10,68	0,00	0,00	33,05	0,22	51,46	0,00	96,99
61	0,00	3,60	32,56	0,00	2,41	20,14	40,78	0,00	99,49
62	0,00	10,40	57,24	13,13	0,43	0,00	15,49	3,15	99,84
63	0,49	16,10	62,85	0,00	0,40	0,00	17,32	0,00	97,16
64	0,00	3,84	66,18	0,00	0,00	0,00	29,11	2,17	101,30
65	0,55	2,84	65,01	0,00	0,00	0,00	32,75	0,00	101,15
66	0,00	1,10	65,56	0,00	0,00	0,00	32,93	0,00	99,59
67	2,13	8,19	36,41	0,00	17,30	0,00	36,56	0,00	100,59
Формульные коэффициенты									
	Cu	Fe	Ni	Pt	Co	S	As	Sb	Сумма
1	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	2,01	0,00	0,00	3,00
2	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	2,02	0,00	0,00	3,00
3	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	2,02	0,00	0,00	3,00
4	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	2,02	0,00	0,00	3,00
5	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	2,01	0,00	0,00	3,00
6	0,01	0,99	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	3,00
7	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	3,00
8	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	3,00
9	0,00	1,03	0,00	0,00	0,00	1,97	0,00	0,00	3,00
10	0,00	1,03	0,00	0,00	0,00	1,97	0,00	0,00	3,00
11	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	3,00
12	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	1,99	0,00	0,00	3,00
13	0,00	1,04	0,00	0,00	0,00	1,96	0,00	0,00	3,00
14	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	3,00
15	1,09	0,95	0,00	0,00	0,00	1,95	0,00	0,00	4,00

Приложение 25 (продолжение)

	Cu	Fe	Ni	Pt	Co	S	As	Sb	Сумма
16	1,11	0,97	0,00	0,00	0,00	1,93	0,00	0,00	4,00
17	1,05	0,99	0,00	0,00	0,00	1,96	0,00	0,00	4,00
18	1,12	0,98	0,00	0,00	0,00	1,91	0,00	0,00	4,00
19	1,08	0,99	0,00	0,00	0,00	1,93	0,00	0,00	4,00
20	1,12	0,98	0,00	0,00	0,00	1,90	0,00	0,00	4,00
21	1,12	0,99	0,00	0,00	0,00	1,89	0,00	0,00	4,00
22	1,13	0,98	0,00	0,00	0,00	1,89	0,00	0,00	4,00
23	1,13	1,00	0,00	0,00	0,00	1,87	0,00	0,00	4,00
24	0,01	0,71	0,57	0,00	0,03	1,00	0,00	0,00	2,31
25	0,01	0,71	0,57	0,00	0,03	1,00	0,00	0,00	2,31
26	0,01	0,77	0,48	0,00	0,03	1,00	0,00	0,00	2,29
27	0,01	0,77	0,48	0,00	0,03	1,00	0,00	0,00	2,29
28	0,00	0,66	0,43	0,00	0,06	1,00	0,00	0,00	2,15
29	0,00	0,71	0,38	0,00	0,04	1,00	0,00	0,00	2,14
30	0,00	0,72	0,39	0,00	0,02	1,00	0,00	0,00	2,13
31	0,00	0,65	0,41	0,00	0,05	1,00	0,00	0,00	2,12
32	0,00	0,69	0,37	0,00	0,05	1,00	0,00	0,00	2,12
33	0,00	0,77	0,33	0,00	0,02	1,00	0,00	0,00	2,12
34	0,01	0,78	0,33	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,11
35	0,01	0,78	0,30	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,10
36	0,01	0,76	0,30	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,07
37	0,01	0,77	0,29	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,07
38	0,01	0,71	0,33	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,05
39	0,01	0,71	0,33	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,05
40	0,01	0,70	0,35	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,05
41	0,01	0,70	0,35	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,05
42	0,01	0,71	0,32	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,05
43	0,01	0,71	0,32	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,05
44	0,00	0,79	0,22	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,02
45	0,00	0,75	0,25	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	2,01
46	0,00	0,62	0,36	0,00	0,02	1,00	0,00	0,00	2,00
47	0,00	0,62	0,36	0,00	0,02	1,00	0,00	0,00	2,00
48	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	1,98
49	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	1,96
50	0,00	0,86	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	1,86
51	0,01	0,00	2,96	0,00	0,00	2,03	0,00	0,00	5,00
52	0,01	0,05	2,93	0,01	0,00	2,01	0,00	0,00	5,00
53	0,00	0,00	2,93	0,00	0,00	2,07	0,00	0,00	5,00
54	0,01	0,00	2,92	0,00	0,00	2,08	0,00	0,00	5,00
55	0,01	0,93	1,10	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	3,00
56	1,12	0,00	0,00	0,00	0,00	1,92	0,00	0,96	4,00
57	0,01	0,00	1,97	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	3,00

Приложение 25 (продолжение)

	Cu	Fe	Ni	Pt	Co	S	As	Sb	Сумма
58	0,00	0,10	2,95	0,00	0,00	0,00	1,90	0,05	5,00
59	0,00	0,05	0,99	0,00	0,00	0,04	0,91	0,00	2,00
60	0,04	0,26	0,00	0,00	0,76	0,01	0,93	0,00	2,00
61	0,00	0,11	0,91	0,00	0,07	1,03	0,89	0,00	3,00
62	0,00	12,69	66,37	4,59	0,50	0,00	14,09	1,76	100,00
63	0,57	17,97	66,63	0,00	0,42	0,00	14,41	0,00	100,00
64	0,00	4,29	70,32	0,00	0,00	0,00	24,27	1,11	100,00
65	0,64	3,17	68,94	0,00	0,00	0,00	27,25	0,00	100,00
66	0,00	1,25	70,83	0,00	0,00	0,00	27,91	0,00	100,00
67	2,51	9,24	39,02	0,00	18,49	0,00	30,74	0,00	100,00

1–14 – пирит FeS_2 ; 2–23 – халькопирит CuFeS_2 ; 24–47 – промежуточный твердый раствор (ISS) – $(\text{Fe,Ni})_{1+x}\text{S}$; 48–50 – пирротин Fe_{1+x}S ; 51–54 – хизлевудит Ni_3S_2 ; 55 – FeNiS ; 56 – CuSbS_2 ; 57 – Ni_2As ; 58 – Ni_3As ; 59 – никелин NiAs ; 60 – $(\text{Ni,Fe})\text{As}$; 61 – герсдорфит NiAsS ; 62–67 – арсениды различной стехиометрии.

Приложение 26

Состав шэндита и сфалерита из руд Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п	Ni	Fe	Zn	Pb	S	Сумма
1	26,84	0,00	0,00	61,08	9,15	97,07
2	26,53	0,00	0,00	62,53	9,38	98,44
3	27,15	0,00	0,00	61,14	9,41	97,70
4	27,08	0,00	0,00	61,12	9,44	97,64
5	27,37	0,00	0,00	61,28	9,45	98,10
6	27,43	0,00	0,00	61,75	9,50	98,68
7	27,41	0,00	0,00	61,98	9,80	99,19
8	0,00	5,03	65,56	0,00	34,80	105,39
Формульные коэффициенты						
1	3,08	0,00	0,00	1,99	1,93	7,00
2	3,02	0,00	0,00	2,02	1,96	7,00
3	3,08	0,00	0,00	1,97	1,95	7,00
4	3,07	0,00	0,00	1,97	1,96	7,00
5	3,09	0,00	0,00	1,96	1,95	7,00
6	3,08	0,00	0,00	1,97	1,95	7,00
7	3,05	0,00	0,00	1,95	2,00	7,00
8	0,00	0,08	0,92	0,00	1,00	2,00

1–7 – шэндит $\text{Ni}_3\text{Pb}_2\text{S}_2$; 8 – сфалерит ZnS .

Приложение 27

Состав аваруита Ni₃Fe и других Fe-Ni сплавов из коренных пород и руд

Гальмознанского массива, мас. %

№ п/п	Pt	Ni	Co	Fe	Cu	S	Сумма
1	0,00	21,59	0,77	75,12	0,25	0,00	97,73
2	0,00	55,38	0,19	44,09	0,00	0,00	99,66
3	0,00	57,44	0,18	44,20	0,00	0,00	101,82
4	0,00	59,06	0,15	42,32	0,00	0,00	101,53
5	0,00	60,28	0,83	41,17	0,86	0,00	103,14
6	0,00	59,39	1,22	39,17	0,55	0,01	100,34
7	0,00	59,39	1,22	39,17	0,55	0,01	100,34
8	0,00	60,25	0,69	38,29	0,59	0,00	99,82
9	0,00	60,25	0,69	38,29	0,59	0,00	99,82
10	0,00	62,58	0,51	37,33	0,66	0,00	101,08
11	0,00	62,58	0,51	37,33	0,66	0,00	101,08
12	0,11	64,80	0,00	36,38	0,44	0,00	101,73
13	0,00	65,06	2,23	30,87	0,00	0,00	98,16
14	0,00	66,22	0,00	29,05	0,28	1,89	97,44
15	0,11	67,63	0,00	32,41	0,43	0,00	100,58
16	0,00	67,42	1,88	29,61	0,00	0,00	98,91
17	0,00	67,42	1,88	29,61	0,00	0,00	98,91
18	0,00	68,42	2,01	27,19	0,00	1,20	98,82
19	0,00	68,42	2,01	27,19	0,00	1,20	98,82
20	0,00	69,84	0,54	31,25	0,00	0,00	101,63
21	0,00	70,00	0,52	27,72	0,26	1,47	99,97
22	0,00	70,20	0,56	29,46	0,00	0,49	100,71
23	0,36	71,09	0,00	29,84	0,22	0,00	101,51
24	0,10	71,27	0,00	29,46	0,52	0,00	101,35
25	0,00	71,50	0,00	29,34	0,64	0,00	101,48
26	0,00	71,72	1,48	28,19	0,00	0,00	101,39
27	0,09	69,52	0,00	28,27	0,34	0,00	98,22
28	0,00	71,56	0,00	28,99	0,43	0,00	100,98
29	0,00	72,21	0,00	28,73	0,89	0,00	101,83
30	0,00	72,25	0,00	28,44	0,89	0,00	101,58
31	0,00	72,05	0,00	28,22	0,81	0,00	101,08
32	0,00	69,84	0,33	27,72	0,00	0,00	97,89
33	0,00	71,11	0,00	28,10	0,49	0,00	99,70
34	0,00	70,94	0,00	26,15	0,61	0,98	98,68
35	0,00	70,94	0,00	26,15	0,61	0,98	98,68

Приложение 28

Состав цинкистой меди и Fe-Co сплавов из руд Гальмээнанского массива, мас. %

№ п/п	Ni	Co	Fe	Zn	Cu	S	Сумма
1	0,05	0,00	0,32	35,53	65,79	0,00	101,69
2	1,73	16,92	81,92	0,00	0,00	0,00	100,57
3	1,48	19,27	77,92	0,00	0,00	0,00	98,67
4	0,41	38,17	57,48	0,00	0,37	0,18	96,61
5	0,00	43,13	55,61	0,00	0,00	0,02	98,76
6	0,00	44,08	57,25	0,00	0,00	0,04	101,37
7	0,00	13,59	78,71	0,00	6,01	0,00	98,31
Атомные %							
1	0,00	0,00	0,01	1,03	1,96	0,00	3,00
2	1,65	16,10	82,25	0,00	0,00	0,00	100,00
3	1,44	18,71	79,85	0,00	0,00	0,00	100,00
4	0,41	38,20	60,71	0,00	0,34	0,33	100,00
5	0,00	42,35	57,62	0,00	0,00	0,04	100,00
6	0,00	42,15	57,77	0,00	0,00	0,07	100,00
7	0,00	13,29	81,25	0,00	5,45	0,00	100,00

1 – Cu₂Zn; 2–7 – вайраут (Fe-Co сплавы).

Приложение 29

Состав самородного цинка и Zn-Fe-Ni сплавов из серпентинизированных пород Гальмээнанского массива, мас. %

№ п/п	SiO ₂	Fe	MgO	Na ₂ O	Co	Ni	Cu	Zn	Pt	Сумма
1	0,00	7,11	0,00	3,11	0,00	1,54	0,37	76,41	0,00	88,54
2	0,00	2,11	0,00	2,97	0,00	0,55	0,00	94,37	0,00	100,00
3	0,00	1,91	0,00	3,15	0,00	0,39	0,00	95,16	0,00	100,61
4	0,99	10,21	16,45	1,82	0,00	5,48	0,00	64,65	0,00	99,60
5	3,64	7,15	3,99	2,78	0,00	2,92	2,92	72,95	0,00	96,35
6	3,79	33,94	4,48	0,00	0,00	14,92	0,00	20,51	0,00	77,64
7	3,94	36,39	2,90	0,80	0,00	13,20	0,00	23,08	0,00	80,31
8	6,16	28,58	1,70	0,00	0,84	5,40	6,27	25,50	5,48	79,93
9	10,94	30,74	2,41	2,07	0,00	5,96	0,00	28,56	0,00	80,68
10	11,29	27,77	2,89	2,25	0,00	6,29	0,00	27,82	0,00	78,31
11	12,35	28,55	3,16	2,28	0,00	6,54	0,00	28,21	0,00	81,09
12	14,27	35,32	13,22	0,00	0,00	0,11	2,80	11,35	0,95	78,02
13	15,39	24,23	3,10	0,00	0,54	6,35	6,93	25,00	1,58	83,12

Научное издание

**Сидоров Евгений Геннадьевич
Козлов Андрей Петрович
Толстых Надежда Дмитриевна**

**Гальмознанский базит-гипербазитовый массив
и его платиноносность**

ООО «Издательство «Научный мир»

Тел./факс: +7 (499) 973-2670; +7 (499) 973-2513

E-mail: naumir@naumir.ru

Internet: <http://www.naumir.ru>

Адрес: 127055, Москва, Тихвинский переулок, д. 10/12, корп. 4

Подписано к печати 12.12.2012

Формат 70×100/16

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Печ. л. 19,0

Тираж 300 экз. Заказ 552

Издание отпечатано в типографии

ООО «Галлея-Принт»

111024, Москва, ул. 5-я Кабельная, 2-б

