

## КОРЕННАЯ ПЛАТИНА СВЕТЛОБОРСКОГО И КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

Н.Д. Толстых, Ю.М. Телегин\*, А.П. Козлов\*\*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*\*ЗАО «Урал - МПГ», 620075, Екатеринбург, ул. Восточная, 56, оф. 817, Россия*

*\*\* Институт проблем комплексного освоения недр РАН, 111020, Москва, Крюковский тупик, 4, Россия*

Изучены коренные платиновые руды из двух зональных габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов платиноносного пояса Урала. Минералы элементов платиновой группы (МПГ) на Светлоборском массиве локализуются непосредственно в серпентинизированных дунитах, и рудоформирующая система соответствует раннему этапу своей эволюции: значительная часть Pt-Fe сплавов относится к железистой платине; самородный осмий обеднен иридиевым компонентом; распространен изоферроплатина-осмиевый парагенезис. В Каменушинском массиве МПГ генетически связаны с хромитовыми рудами и принадлежат позднемагматическому этапу развития рудоформирующей системы: осмий обогащен иридиевым компонентом, изоферроплатина содержит примесь Ir; распространены оба (изоферроплатина-осмиевый и изоферроплатина-иридиевый) магматические парагенезисы. Повышенные концентрации платины в дунитах Светлоборского и в хромититах Каменушинского массивов связаны как с первичной кристаллизацией МПГ, так и с наложенными на них вторичными более поздними парагенезисами, образовавшимися в результате воздействия магматогенных серпентинизирующих растворов.

*Платиновые руды, минералы элементов платиновой группы, урало-аляскинский тип, Светлоборский массив, Каменушинский массив.*

### PLATINUM MINERALIZATION OF THE SVETLOBORSKY AND KAMENUSHINSKY MASSIFS (Urals Platinum Belt)

N.D. Tolstykh, Yu.M. Telegin, and A.P. Kozlov

Platinum mineralization has been studied within two zoned clinopyroxenite–dunite massifs of the Urals Platinum Belt. Within the Svetloborsky massif, platinum group minerals (PGM) occur directly in serpentinized dunite. The ore-forming system demonstrates the features of an early evolutionary stage: a significant portion of PtFe alloys belongs to ferroan platinum; native osmium is depleted in Ir; an isoferroplatinum–osmium paragenesis is present. Within the Kamenushinsky massif, PGM are genetically related to chromitite and belong to the late-magmatic stage of the ore-forming system evolution: osmium and isoferroplatinum are rich in Ir; both isoferroplatinum–osmium and isoferroplatinum–iridium magmatic parageneses are present. The elevated Pt in the dunite of the Svetloborsky massif and in the chromitite of the Kamenushinsky massif is the result of two events: the primary-magmatic crystallization of PGM and later hydrothermal overprint.

*Platinum mineralization, platinum group minerals, Ural-Alaskan type, Svetloborsky massif, Kamenushinsky massif*

### ВЕДЕНИЕ

Платиновые россыпи, генетически связанные с зональными комплексами габбро-клинопироксенит-дунитовой формации (урало-аляскинский тип), долгое время были основным источником платиновых металлов. Они разрабатывались сначала в Колумбии, где впервые были обнаружены в конце XVII в., затем с 1819 г. на Урале [Высоцкий, 1923, 1925; Заварицкий, 1928; Золоев и др., 2001; Пушкарев, 2002] и еще позднее в Британской Колумбии и на Аляске [Mertie, 1969; Weiser, 2002]. Традиционно считается, что коренная платина в массивах урало-аляскинского типа не имеет экономического значения, а лишь является источником промышленных платиновых россыпей [Johan, 2002]. Однако незначительные проявления коренной платины в свое время были отработаны в Нижнетагильском массиве [Высоцкий, 1923; Заварицкий, 1928; Золоев и др., 2001]. Кроме того, промышленно значимая минерализация обнаружена и на Гальмознанском массиве [Сидоров, 2009; Козлов, Чантурия, 2009]. В обоих случаях повышенные ореолы платины контролируются зонами локализации хромитового оруденения. Недавно были выявлены новые проявления рудной платины в массивах урало-аляскинского типа: Светлоборском и Каменушинском [Телегин и др., 2009], которые оцениваются как перспективные.

Выявление условий рудоотложения в этих интрузиях является существенным вкладом в понимание металлогении элементов платиновой группы (ЭПГ). Если для расслоенных интрузий механизм кон-

центрирования ЭПГ в сульфидном расплаве считается обоснованным, то условия формирования рудных тел в зональных интрузиях урало-алаякского типа остаются дискуссионными. Н.К. Высоцкий [1923] отмечал, что на фоне рассеянной вкрапленности платины в дунитах, которую невыгодно обрабатывать, иногда проявляются существенные скопления этого металла как в связи с хромитовыми шширами, так и без видимой связи с ними.

При исследовании платиновой минерализации в массивах урало-алаякского типа обычно используется формационный подход, при котором выделяются две основные рудные формации: платинохромитовая и платиноносных дунитов. Каждая из них имеет свои особенности локализации платины и геохимическую специализацию рудоформирующей системы. Очевидно, что физико-химические условия и, следовательно, механизмы рудоотложения МПГ в них также отличаются.

Изучением этих вопросов в разные годы занимались многие ученые [Высоцкий, 1923, 1925; Заваричский, 1928; Бетехтин, 1940, 1954; Фоминых, Хвостова, 1970, 1971; Разин, 1974, 1978; Юшко-Захарова, 1975; Southworth, Foley, 1986; Иванов, 1986, 1990, 1997; Nixon et al., 1990; Лазаренко и др., 1992; Рудашевский и др., 1992; Batanova, Astrakhantsev, 1994; Sidorov, 1995; Van der Poel, Hinderman, 1997; Полянин и др., 2000; Johan, 2002; Округин, 2004]. В результате этих исследований было выявлено, что массивы, принадлежащие к зональным комплексам габбро-клинопироксенит-дунитовой формации, могут иметь разный возраст становления, локализируются в различных геодинамических обстановках: в подвижных поясах (субдукционных зонах и активных континентальных окраинах), а также в стабильных условиях (палеорифтинг континентальной коры). Они отличаются по соотношению слагающих пород, по глубине становления в земной коре, по степени фракционирования расплавов и, наконец, по уровню эрозийного среза. Наряду со столь значительными вариациями проявления комплексов урало-алаякского типа их связывает сходная платиновая специализация щелочно-базальтовой (пикритоидной) родоначальной магмы, зональное строение и россыпеобразующий потенциал.

Изучение минеральных форм нахождения платиноидов (МПГ), морфология зерен и их взаимоотношения друг с другом и породообразующими минералами (парагенезисы) — является актуальной задачей. В данной статье приведены результаты исследования МПГ из новых коренных проявлений платины в Светлоборском и Каменушинском габбро-клинопироксенит-дунитовых массивах, с которыми связаны крупнейшие в мире россыпи платины.

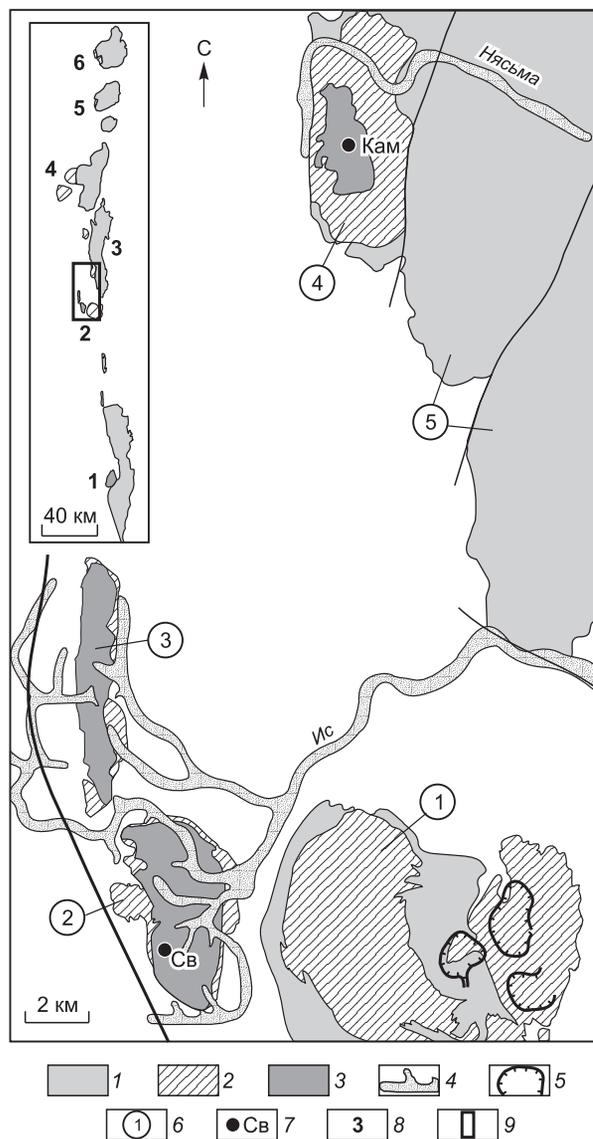
## ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МАССИВОВ И ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТИНОВЫХ РУД

**Светлоборский массив** площадью около 20 км<sup>2</sup>, по данным О.К. Иванова [1997], относится к качканарскому интрузивному комплексу платиноносного пояса Урала и находится западнее Качканарского массива (рис. 1). Он располагается в зеленых сланцах верхнего ордовика и слагает пологие холмы Светлого Бора. Массив линзовидной формы выгнут в северо-северо-западном направлении и имеет восточное падение под крутым углом. Большую часть массива составляют дуниты, зернистость которых уменьшается от центра к краю [Золоев и др., 2001]. Пироксенитовая оторочка шириной 100—500 м окаймляет дуниты по периферии всего массива, значительно расширяясь до 1.5 км на западе. Хромит образует убогую акцессорную вкрапленность во всех типах дунита, но хромитовые шширы и жилы, с которыми обычно связывают платинохромитовый тип минерализации, встречаются в дунитах Светлоборского массива крайне редко. Массив прорывается многочисленными дайками пироксенитов, горнблендитов и иситов, выполняющих системы разноориентированных трещин (интрузивный штокверк) и связанных с линейными зонами дробления. Светлоборский массив вместе с расположенным северо-западнее Вересовоборским массивом явились источниками россыпной платины самого крупного на Урале и в мире Исовско-Туринского россыпного узла. Однако до сих пор ни в одном из массивов не удалось обнаружить перспективных коренных проявлений платины.

В 2003 г. в юго-западной части Светлоборского массива было выявлено рудопроявление платины [Телегин и др., 2009], отличающееся по своим характеристикам от уже известных в дунитовых массивах платиноносного пояса непромышленных коренных проявлений платины. Рудопроявление представлено платиноносной зоной, локализованной в краевой части дунитового ядра массива, непосредственно возле контакта с пироксенитами обрамления. Приконтактная зона трещиноватости (около 300 м шириной) включает в себя многочисленные дайки и тела пироксенитов, горнблендитов и иситов. Наиболее интенсивно проработанная центральная часть этой зоны является платиноносной, имеющей промышленные перспективы. По простиранию (меридиональное) и падению (восточное, 35—40°) зона конформна контакту дунитов и пироксенитов. Она имеет шширину до 170 м и прослежена по простиранию на 1.3 км. По морфологии платиноносная зона — линейный штокверк, представляющий собой интенсивно серпентинизированный по массе дунитовый субстрат с многочисленными дайками, линзовидными телами, жилами пироксенитов, горнблендитов, иситов и интенсивно проявленными пневматолитово-гидротермальными образованиями (метакристаллы и прожилки хромдиопсида, антигорита, хлорита, флогопита, тремолита, офита и других минералов). Для всей зоны характерна редкая вкрапленность хромита и магнетита. Гра-

**Рис. 1. Схема расположения Светлоборского и Каменушинского массивов.**

1 — габбро; 2 — пироксениты; 3 — дуниты; 4 — россыпи платины; 5 — Гусевогорское титаномagnetитовое месторождение; 6 — интрузивные массивы: 1 — Качканарский, 2 — Светлоборский, 3 — Вересовоборский, 4 — Каменушинский, 5 — Павдинский; 7 — точки отбора проб: Св — на Светлоборском массиве, Кам — на Каменушинском массиве; на врезке: 8 — комплексы платиноносного пояса Урала: 1 — Тагильский, 2 — Качканарский, 3 — Павдинский, 4 — Кытлымский, 5 — Кумбинский, 6 — Денежгинский; 9 — район изучаемых массивов.



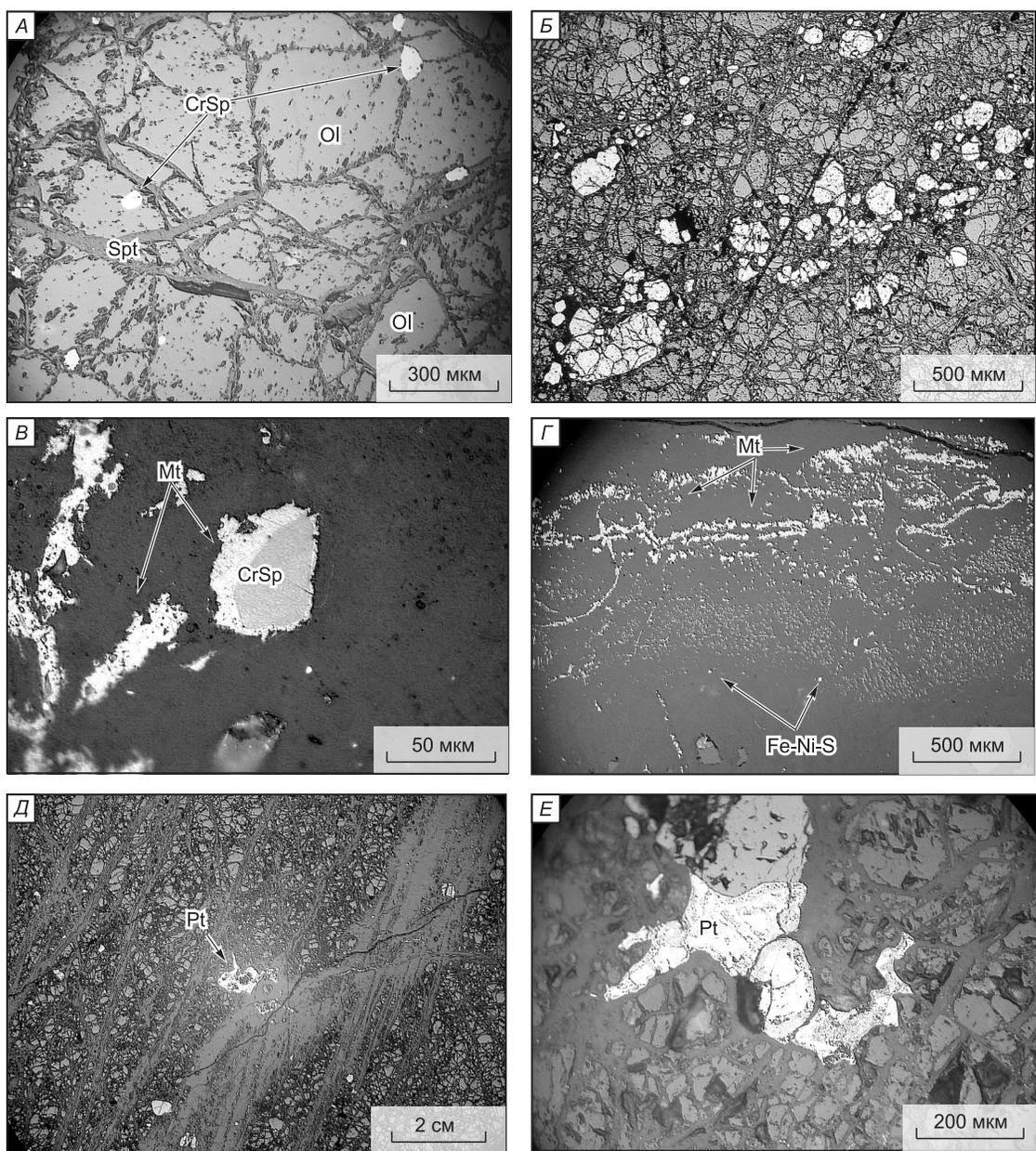
ницы платиноносной зоны определяются по содержанию платины 0.1 г/т. Среднее содержание платины на разных отрезках минерализованной зоны варьирует в пределах 0.7—1.5 г/т, в редких случаях достигая 22.5 г/т (проба представлена серпентинизированными дунитами с тонкими прожилками антигорита и убогой вкрапленностью хромита). Пробы с максимальным содержанием платины были подвержены минералогическому исследованию.

Интенсивно серпентинизированные дуниты платиноносной зоны содержат убогую вкрапленность хромита (рис. 2, А). Иногда хромитовые зерна ориентированы в виде цепочек в оливин-серпентиновой матрице (см. рис. 2, Б). При этом значительных скоплений хромита не выявлено. В зонах интенсивной серпентинизации зерна хромита подвержены замещению магнетитом (см. рис. 2, В). Серпентиновые прожилки в своей осевой части содержат тонкую вкрапленность магнетита, которая образует шлейфы в наиболее мощных из них. Единичные мелкие включения (6—15 мкм) сульфидов Fe, Ni встречаются среди магнетита и в сростании с ним (см. рис. 2, Г). Выявленные в аншлифах зерна платины по размеру достигают 1 мм, характеризуются ксеноморфным обликом и подвержены интенсивному окислению и вторичным изменениям. Они локализуются непосредственно в оливин-серпентиновой матрице без пространственной связи с хромшпинелидами (см. рис. 2, Д, Е).

**Каменушинский массив** (22 км<sup>2</sup>), слагающий Соколиную и Вересовую горы, относится к павдинскому интрузивному комплексу, располагаясь в его юго-западной части [Иванов, 1997]. Массив также имеет зональное строение. Дуниты площадью выхода на поверхности 6.5 км<sup>2</sup> представлены средне- (в центре) и мелкозернистыми структурными разновидностями. Ширина оторочки пироксенитов, окружающих дунитовое ядро, составляет от 0.2 до 2.0 км. Платиновая россыпь рек Бол. и Мал. Каменушка, впадающих в Нясму, связанная с дунитами Каменушинского массива, на порядок менее продуктивна по сравнению с россыпями Исовско-Туринского узла [Волченко и др., 1994]. Платиноносная минерализация была обнаружена только на небольшом участке центральной части дунитового ядра Каменушинского массива в пространственной связи с дайками микрогаббро, прорывающих дуниты. Платиноносными являются маломощные (до 1 м) жильные зоны серпентинизированных дунитов с редкими линзами массивного хроммагнетита мощностью до 0.2 и длиной до 2.0 м и жильные сегрегации. Повышенные содержания Pt (от 1.0 г/т и более) связаны непосредственно с обособлениями хроммагнетита, из которых была отобрана проба на минералогические исследования. Содержания платины в серпентинитовой части жильных зон не превышает 0.2 г/т.

**МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Зерна МПГ выделены путем дробления крупнообъемных образцов тонко- и среднезернистых дунитов весом около 6 кг из Светлоборского массива, хромитовой руды весом 9 кг из Каменушинского массива и последовательного гравитационного концентрирования полученных проб. Дополнительно



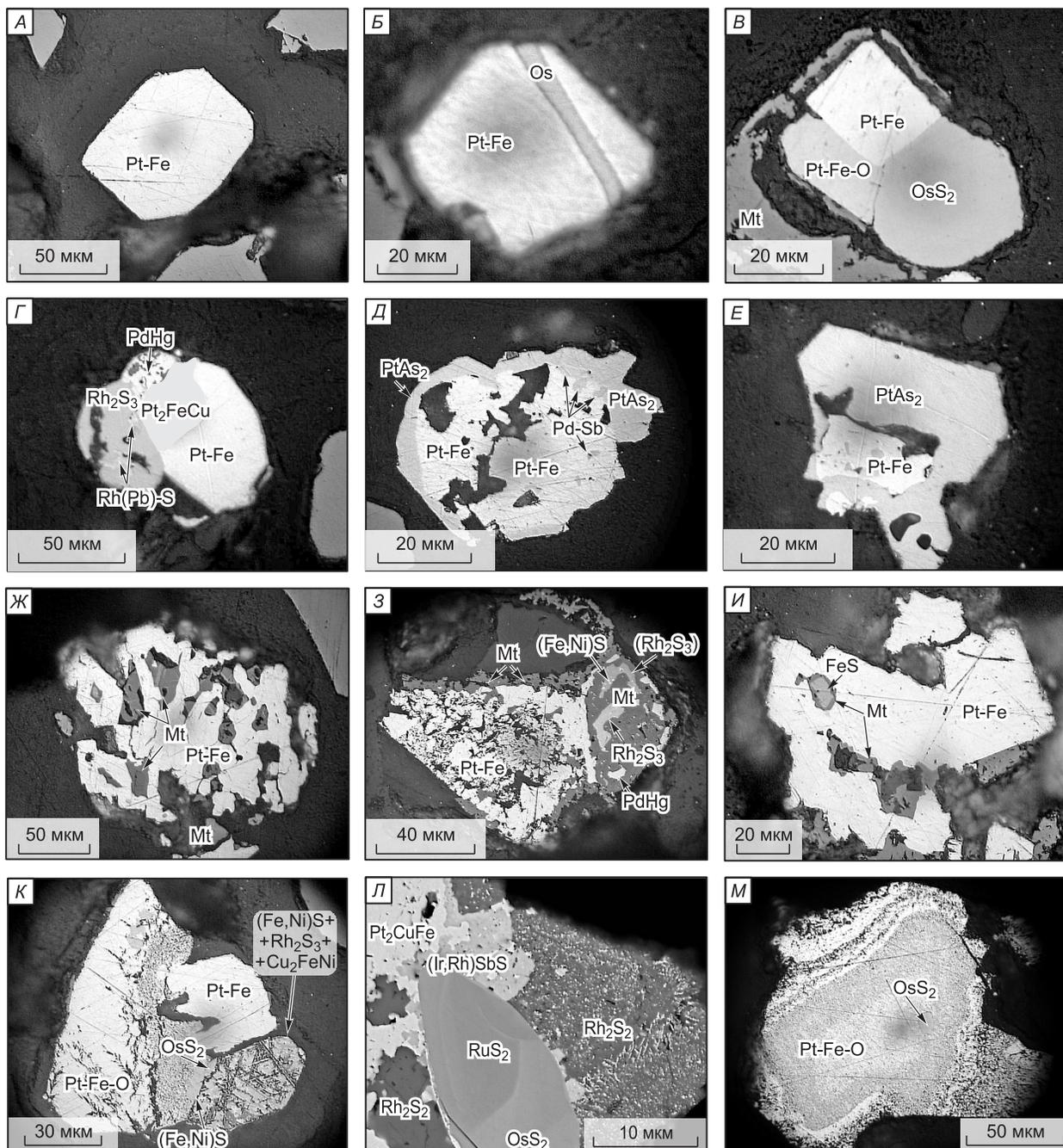
**Рис. 2. Взаимоотношение рудных и породообразующих минералов в серпентинизированных дунитах Светлоборского массива.**

*А* — единичные зерна хромита (CrSp) в оливине (Ol); *Б* — хромитовая вкрапленность в дуните; *В* — выделения магнетита (Mt) в серпентинитовой матрице, замещение хромита магнетитом; *Г* — «шлейф» магнетитовой вкрапленности в центральной части мощного серпентинового прожилка, на периферии — единичные включения сульфида Fe и Ni; *Д, Е* — ксеноморфные выделения частично замещенной платины в оливин-серпентиновой матрице.

микроскопически изучены полированные пластинки керн разведочных скважин Светлоборского массива из тех образцов, где выявлены повышенные концентрации ЭПГ. Состав минералов определялся путем микрозондового анализа на микроанализаторе Camebax-Micro с приставкой Kevix (аналитик В.М. Чубаров, ИВДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский) в стандартных условиях.

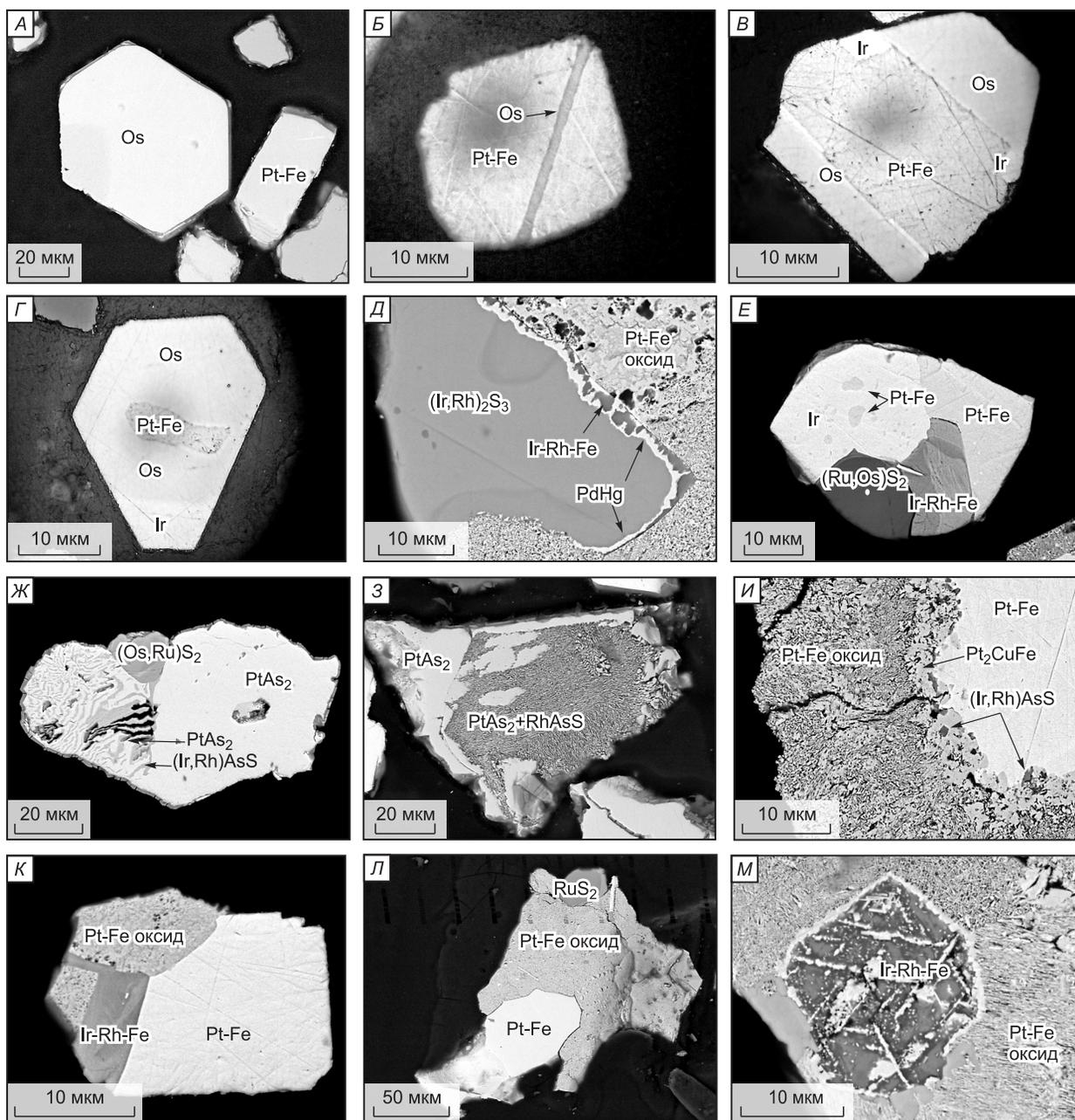
#### **МОРФОЛОГИЯ ЗЕРЕН МПГ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ СВЕТЛОБОРСКОГО И КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВОВ**

В Светлоборском массиве из трех проб тонко- и среднезернистых серпентинизированных дунитов с содержаниями Pt 0.25—1.27 г/т было выделено около 800 зерен платины (Pt-Fe сплавы) размерами 10—100 мкм, которые представляют собой кристаллы кубического, реже кубооктаэдрического габитуса



**Рис. 3. Морфология выделений МПГ в дунитах Светлоборского массива.**

*А* — кубический кристалл платины (Pt-Fe сплав); *Б* — включение осмия в Pt-Fe сплаве (изоферроплатина-осмиевый парагенезис); *В* — сростание платины с эрликманитом ( $\text{OsS}_2$ ), оксидом платины и магнетитом; *Г* — сростание платины (Pt-Fe), туламита ( $\text{Pt}_2\text{CuFe}$ ), бауита ( $\text{Rh}_2\text{S}_3$ ), потарита (PdHg) и вторичной Pb-содержащей фазы, включенной в баоит; *Д* — замещение платины сперрилитом ( $\text{PtAs}_2$ ); выделения стибиопалладинита (Pd-Sb) на фронте замещения; *Е* — кристалл сперрилита с реликтами платины; *Ж* — сростание платины с магнетитом; *З* — зерно платины, окаймленное магнетитом, содержащим включения бауита и потарита; *И* — магнетит, окружающий зерно платины и замещающий сульфид Fe, включенный в платину; *К* — сростание частично окисленной платины, эрликманита, сульфида Fe и Ni и многофазного метакристалла; *Л* — включение зонального кристалла, состоящего из лаурита ( $\text{RuS}_2$ ) и эрликманита в агрегате вторичных минералов туламита, толковита ( $(\text{Ir,Rh})\text{SbS}$ ) и бауита; *М* — зональное выделение окисленной платины с включенным в нее эрликманитом.



**Рис. 4. Морфология выделения МПГ в дунитах Каменушинского массива.**

*А* — морфология осмия и платины (Pt-Fe сплав); *Б* — включение осмия в Pt-Fe сплаве (изоферроплатина-осмиевый парагенезис); *В*, *Г* — сростание осмия, иридия и изоферроплатины (изоферроплатина-осмий-иридиевый парагенезис); *Е* — включение бауита—кашинита ((Ir,Pr)<sub>3</sub>S<sub>3</sub>) с каймой потарита, включающего Ir-Rh-Fe фазу в окисленной платине; *Е* — изоферроплатина-иридиевый парагенезис в сростании с лауритом ((Ru,Os)S<sub>2</sub>) и Ir-Rh-Fe фазой; *Ж*, *З* — структура распада сперрилита и холлингвортита; *И* — кайма оксида платины по Pt-Fe сплаву; на фронте замещения выделения туламинита и сульфоарсенидов; *К*, *Л* — кристаллы Pt-Fe сплавов, частично замещенные оксидом платины в ассоциации с Ir-Rh-Fe фазой (*К*) и лауритом (*Л*); *М* — кристалл Ir-Rh-Fe вторичного соединения, образованного по бауиту, включенный в замещенную платину.

(рис. 3, *А—В*), но встречаются и более крупные зерна ксеноморфного облика с резорбированными поверхностями (см. рис. 2, *Д*, *Е*; рис. 3, *Ж*). Иногда платина в парагенезисе с другими МПГ в виде мельчайшей вкрапленности включена непосредственно в оливиновые зерна. Кристаллы осмия наблюдаются исключительно в сростании с платиной или в виде включений в ней (см. рис. 3, *Б*), формируя ранний первично-магматический парагенезис, часто в ассоциации с сульфидами ЭПГ (лаурит—эрликманит, кашинит и др.). Сперрилит, туламинит, гексаферрум и оксиды платины являются вторичными минералами, замещающими Pt-Fe сплавы по периферии зерен. В рудных пробах постоянным спутником платино-

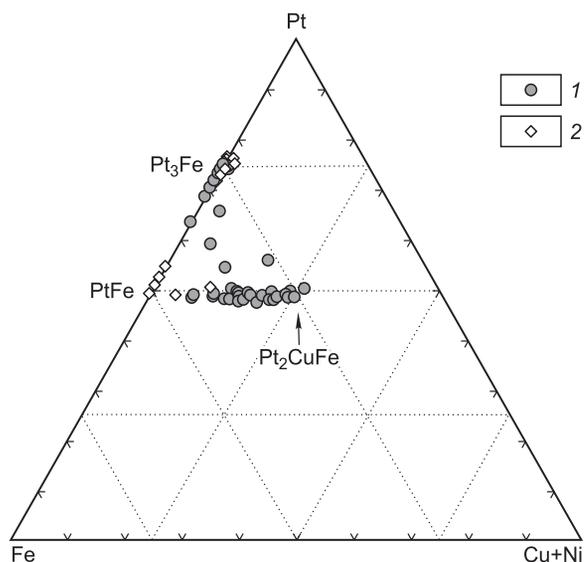
вых минералов является магнетит, который окружает зерна платины в виде кайм, заполняет в ней трещины и каверны (см. рис. 3, Ж, З), часто замещая предшествующий ему пирротин (см. рис. 3, И).

Из пробы хромититов Каменушинского массива с содержанием Pt 3.7 г/т было выделено более 1000 зерен МПГ, среди них также преобладают Pt-Fe сплавы. Около 5 % выборки МПГ составляют сперриллит и осмий, не включенные в Pt-Fe матрицу. Размеры зерен платины варьируют от 10 до 150 мкм с преобладанием класса 20—60 мкм. Мелкая фракция Pt-Fe сплавов представлена кубическими и кубооктаэдрическими кристаллами, иногда вытянутыми до призматического габитуса (рис. 4, А, Б). Более крупные индивиды имеют неправильную форму. Около 20 % зерен Pt-Fe сплавов подвержены преобразованиям, в этом случае они представляют собой неправильные выделения серого цвета, полированная поверхность которых характеризуется концентрическими зонами последовательного замещения первичных Pt-Fe сплавов (см. рис. 4, И). Измененная и окисленная платина часто содержит реликты первичного вещества (см. рис. 4, Л). Мелкие пластинки и таблитчатые кристаллы осмия, как правило, включены в платину, но встречаются и отдельные его индивиды гексагональной формы, достигающие 40—60 мкм (см. рис. 4, А, Г), иногда содержащие включения платины (см. рис. 4, Б—Г), в ассоциации с которыми часто находится иридий (см. рис. 4, В, Г, Е). Различные сростания магматических сплавов характеризуют три разновозрастных первичных парагенезиса: изоферроплатина-осмиевый, изоферроплатина-осмий-иридиевый и изоферроплатина-иридиевый. Отличительной особенностью сопутствующего сперрилита являются крупные размеры его зерен (60—100 мкм) и постоянное присутствие включений холлингвортита в виде структур распада в нем (см. рис. 4, Ж, З). Оксиды платины и гексаферрум (Ir-Rh-Fe) составляют вторичный парагенезис минеральной ассоциации Каменушинского массива (см. рис. 4, И—М).

#### СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ЭПГ ИЗ ДУНИТОВ СВЕТЛОБОРСКОГО И ХРОМИТИТОВ КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВОВ

**Pt-Fe и Pt-Fe-Cu сплавы.** Платина Светлоборского массива по результатам микрозондового анализа представляет собой Pt-Fe сплавы, которые по номенклатуре [Cabri, Feather, 1975] относятся к изоферроплатине ( $Pt_3Fe$ ) и железистой платине (Pt,Fe) с большим содержанием Fe, чем 25 ат.%. В целом концентрация Fe для всех образцов Светлоборского массива варьирует от 24 до 30 ат.%, за исключением единичных еще более железистых составов. Примеси других ЭПГ в Pt-Fe сплавах находятся за пределами их обнаружения (табл. 1). В то время как Pt-Fe сплавы из Каменушинского массива большей частью относятся к изоферроплатине с концентрацией Fe, близкой к 25 ат.%; точки анализов на диаграмме Fe—Pt—(Cu + Ni) формируют более компактное поле по сравнению со сплавами из дунитов Светлоборского массива (рис. 5). В качестве примеси в тех и других присутствует Cu, при этом отмечено, что ее концентрация выше в менее железистых разновидностях (см. табл. 1). В некоторых составах платины из Каменушинского массива отмечается примесь Ir. В целом составы первичных Pt-Fe сплавов обоих массивов образуют тренд от железистой платины до самородной платины, формирование которого связано с понижением фугитивности кислорода в ходе эволюции рудоформирующей системы [Amosse et al., 2000]. Для минеральных ассоциаций обоих массивов характерно проявление вторичных Pt-Fe-Cu сплавов. К ним относятся серия тетраферроплатина—туламинит, а также промежуточные составы между изоферроплатиной и туламинитом (см. рис. 5). Они отличаются от магматических сплавов по морфологии, образуя выделения неправильной формы и каймы замещения по магматическим Pt-Fe сплавам. Процесс замещения в различных пробах проявлен с разной степенью интенсивности: от тонких каемок до полных псевдоморфоз. В качестве примеси в туламините присутствует Ni (до 4.10 мас.%) и в одном случае Pd (9.61 мас.%) (см. табл. 1). В Каменушинском массиве тетраферроплатина проявляется чаще, чем туламинит (см. рис. 4).

**Os-Ir-Ru сплавы** встречаются в минеральных ассоциациях как Светлоборского, так и Каменушинского



**Рис. 5.** Составы первичных Pt-Fe сплавов (изоферроплатина и железистая платина) и вторичных Pt-Fe-Fe сплавов (тетраферроплатина—туламинит) из коренных руд Светлоборского (1) и Каменушинского (2) массивов на диаграмме Fe—Pt—(Cu + Ni).

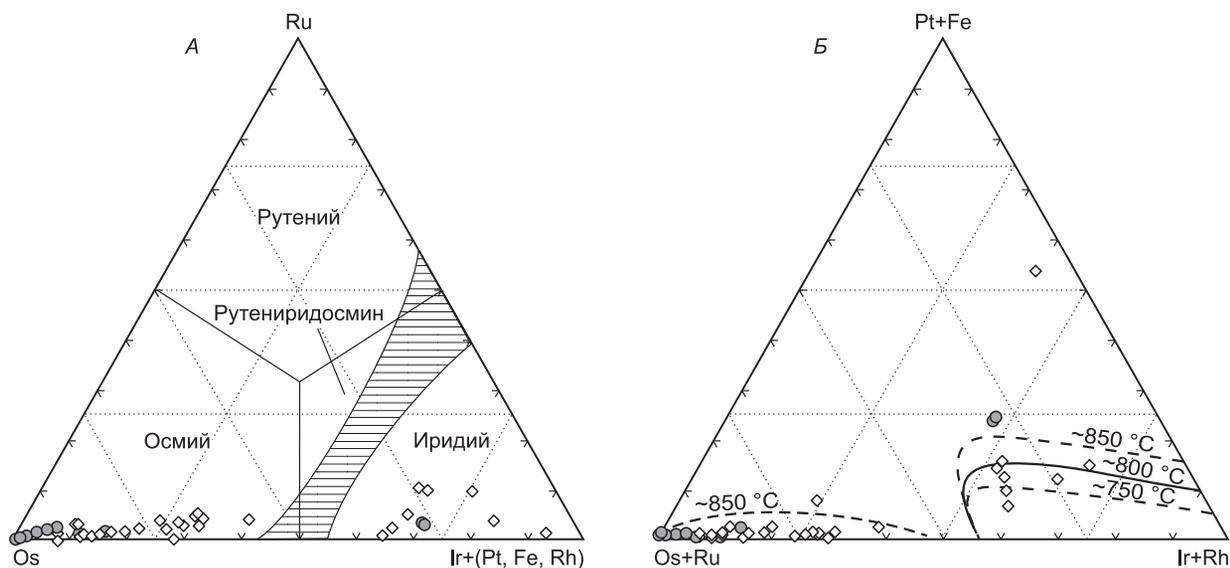
Таблица 1.

**Состав Pt-Fe сплавов из дунитов Светлоборского  
и хромититов Каменушинского массивов (мас.%)**

№ п/п	Pt	Fe	Cu	Ni	Ir	Сумма
1	89.60	8.19	0.30	0.00	0.00	98.09
2	89.90	8.50	0.20	0.00	0.00	98.60
3	91.11	8.56	0.32	0.00	0.00	99.99
4	89.38	8.58	0.09	0.00	0.00	98.05
5	89.72	8.71	0.30	0.00	0.00	98.73
6	91.44	8.75	0.46	0.00	0.00	100.65
7	89.88	8.81	0.07	0.00	0.00	98.76
8	89.27	8.82	0.03	0.00	0.00	98.12
9	90.05	8.97	0.00	0.00	0.00	99.02
10	90.06	9.03	0.00	0.00	0.00	99.09
11	90.34	9.27	0.00	0.00	0.00	99.61
12	91.02	9.41	0.00	0.00	0.00	100.43
13	90.73	9.42	0.02	0.00	0.00	100.17
14	90.14	9.60	0.00	0.00	0.00	99.74
15	90.48	9.64	0.00	0.00	0.00	100.12
16	89.23	9.71	0.00	0.00	0.00	98.94
17	90.43	9.79	0.00	0.00	0.00	100.22
18	88.94	9.90	0.00	0.00	0.00	98.84
19	89.98	9.97	0.00	0.00	0.00	99.95
20	89.58	10.08	0.00	0.00	0.00	99.66
21	89.70	10.12	0.00	0.00	0.00	99.82
22	89.32	10.16	0.00	0.00	0.00	99.48
23	90.06	10.19	0.00	0.00	0.00	100.25
24	89.92	10.28	0.00	0.00	0.00	100.20
25	89.04	10.40	0.00	0.00	0.00	99.44
26	87.98	10.42	0.00	0.00	0.00	98.40
27	89.56	10.68	0.00	0.00	0.00	100.24
28	88.69	10.88	0.00	0.00	0.00	99.57
29	86.71	11.60	0.00	0.00	0.00	98.31
30	86.30	11.73	1.55	0.00	0.00	99.58
31	83.98	13.94	0.00	0.00	0.00	97.92
32	80.99	14.08	2.36	0.00	0.00	97.43
33	86.30	11.73	1.55	0.00	0.00	99.58
34	76.46	20.00	3.73	0.00	0.00	100.19
35	67.36	13.78	4.93	1.43	9.61*	97.11
36	75.45	17.99	5.51	0.00	0.00	98.95
37	75.24	17.19	6.80	0.00	0.00	99.23
38	76.62	15.82	7.55	0.00	0.00	99.99
39	76.62	15.94	7.72	0.00	0.00	100.28
40	80.74	11.35	8.04	0.06	0.00	100.19
41	76.21	16.17	8.06	0.09	0.00	100.53
42	75.35	16.46	8.16	0.18	0.00	100.15
43	76.73	15.22	8.95	0.00	0.00	100.90
44	73.24	14.24	9.66	0.00	0.00	97.14
45	75.64	14.15	10.02	0.00	0.00	99.81
46	74.96	13.01	10.38	0.00	0.00	98.35
47	75.24	13.89	10.89	0.00	0.00	100.02
48	74.50	13.48	11.16	0.00	0.00	99.14

№ п/п	Pt	Fe	Cu	Ni	Ir	Сумма
49	75.23	12.95	11.52	0.00	0.00	99.70
50	76.10	12.29	12.33	0.00	0.00	100.72
51	75.88	11.81	12.95	0.00	0.00	100.64
52	76.21	10.27	13.10	0.00	0.00	99.58
53	92.38	8.08	0.37	0.00	0.00	100.83
54	91.05	8.20	0.64	0.00	0.00	99.89
55	91.03	8.23	0.18	0.00	0.00	99.44
56	91.22	8.30	0.25	0.00	0.00	99.77
57	90.28	8.31	0.44	0.00	0.00	99.03
58	88.65	8.31	0.02	0.00	0.48	97.46
59	89.85	8.32	0.24	0.00	0.38	98.79
60	91.69	8.35	0.39	0.00	0.00	100.43
61	89.65	8.35	0.27	0.00	0.59	98.86
62	90.25	8.38	0.18	0.00	0.00	98.81
63	90.85	8.44	0.13	0.00	0.00	99.42
64	91.39	8.53	0.23	0.00	0.00	100.15
65	91.46	8.55	0.00	0.00	0.00	100.01
66	90.85	8.58	0.00	0.00	0.00	99.43
67	91.77	8.59	0.14	0.00	0.00	100.50
68	90.27	8.62	0.43	0.00	0.00	99.32
69	91.70	8.63	0.09	0.00	0.00	100.42
70	90.62	8.64	0.34	0.00	0.00	99.60
71	92.32	8.67	0.00	0.00	0.00	100.99
72	90.34	8.68	0.00	0.00	0.00	99.02
73	91.20	8.70	0.13	0.00	0.00	100.03
74	91.19	8.70	0.35	0.00	0.00	100.24
75	91.13	8.76	0.06	0.00	0.00	99.95
76	90.87	8.76	0.00	0.00	0.00	99.63
77	91.01	8.85	0.00	0.00	0.00	99.86
78	89.37	8.89	0.00	0.00	0.00	98.26
79	91.14	8.93	0.04	0.00	0.00	100.11
80	89.81	8.97	0.00	0.00	0.00	98.78
81	91.44	8.98	0.22	0.00	0.00	100.64
82	90.12	9.05	0.00	0.00	0.00	99.17
83	90.94	9.07	0.00	0.00	0.00	100.01
84	90.21	9.10	0.00	0.00	0.00	99.31
85	91.02	9.60	0.02	0.00	0.00	100.64
86	90.78	9.81	0.00	0.00	0.00	100.59
87	90.55	9.98	0.00	0.00	0.00	100.53
88	90.12	10.29	0.00	0.00	0.00	100.41
89	84.43	14.19	0.94	0.00	0.00	99.56
90	77.99	17.66	3.95	0.00	0.00	100.63
91	78.34	18.72	0.00	0.00	0.00	97.06
92	76.60	21.09	2.34	0.00	0.00	100.03
93	76.17	21.22	0.00	0.00	0.00	97.39
94	77.17	23.02	0.00	0.00	0.00	100.19

Примечание. 1—52 — Светлоборский массив: 1—32 — Pt-Fe сплавы, 33—52 — тетраферроплатина—тулами-нит; 53—94 — Каменушинский массив: 53—89 — Pt-Fe сплавы, 90—94 — тетраферроплатина.

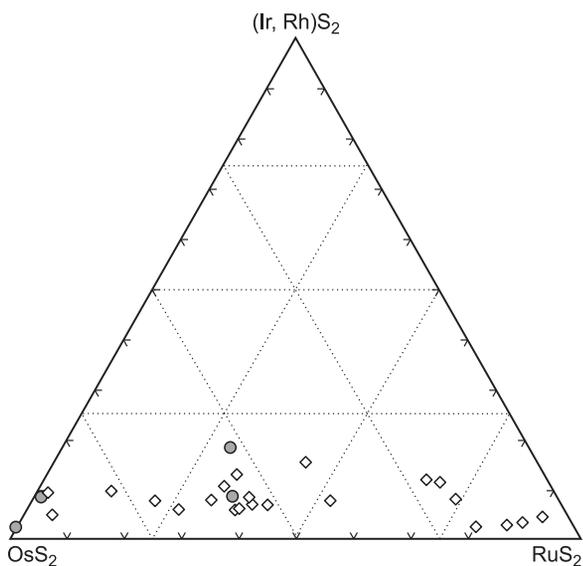


**Рис. 6.** Составы Os-Ir-Ru сплавов из коренных руд Светлоборского и Каменушинского массивов на диаграммах Os—Ru—Ir + (Pt,Fe,Rh) (А) и (Os + Ru)—(Pt + Fe)—(Ir + Rh) (Б).

Усл. обозн. см. на рис. 5. Штриховкой показана область несмесимости между гексагональными и кубическими сплавами.

кого массивов. По номенклатуре [Harris, Cabri, 1991] они представлены: 1) осмием, тонкие пластинки последнего в несколько микрон толщиной включены в Pt-Fe сплавы (изоферроплатина-осмиевый парагенезис), иногда осмий достигает более крупных размеров, формируя таблитчатые кристаллы в изоферроплатине (см. рис. 3, Б; 4, Б, В) или непосредственно в оливине (на Каменушинском массиве); 2) иридием в сростании с изоферроплатиной или в виде тонкой эмульсионной вкрапленности в Pt-Fe сплавах как результат распада твердого высокотемпературного Pt-Fe-Ir твердого раствора (изоферроплатина-иридиевый парагенезис). Последний характерен для Каменушинского массива, где также часто встречаются 3-фазные сростания (изоферроплатина-осмий-иридиевый парагенезис) (см. рис. 4, Б—Г). На диаграмме Os—Ru—Ir + (Pt,Fe,Rh) все точки составов гексагональных сплавов лежат вдоль осмиевого тренда, что является типичным для сплавов этой системы из массивов урало-алюскинского типа, но осмий из Каменушинского массива более обогащен иридиевым компонентом, концентрация которого достигает 40 ат.% по сравнению с осмием из Светлоборского массива, содержащим до 16 ат.% Ir (рис. 6, А). При этом концентрация Pt в иридии Каменушинского массива также преобладает над таковой из Светлоборского массива (табл. 2). Составы, нанесенные на диаграмму (Os + Ru)—(Pt + Fe)—(Ir + Rh), показали, что парагенезисы формировались в широком температурном интервале, в котором происходил распад между иридием и изоферроплатиной (см. рис. 6, Б).

**Лаурит—эрликманит.** Минералы этой системы являются наиболее распространенными среди сульфидов, встречающихся в минеральных ассоциациях обоих массивов. Лаурит ( $\text{RuS}_2$ ) и эрликманит ( $\text{OsS}_2$ ) образуют в Pt-Fe матрице идиоморфные включения размерами от 5 до 30 мкм округлой или вытянутой формы с развитием отдельных граней, но преобладающие размеры зерен относятся к классу 15—20 мкм (см. рис. 3, Б; 4, Е, Ж, Л). Встречаются также самостоятельные зерна эрликманита. Кристаллы часто являются зональными с обогащением тугоплавким компонентом (осмием) в центральной части



**Рис. 7.** Составы минералов изоморфной серии эрликманит—лаурит из коренных руд Светлоборского и Каменушинского массивов.

Усл. обозн. см. на рис. 5.

Таблица 2.

**Состав Os-Ir-Ru сплавов из дунитов Светлоборского и хромититов  
Каменушинского массивов (мас.%)**

№ п/п	Ir	Os	Fe	Pt	Rh	Ru	Сумма
1	0.00	99.98	0.00	0.43	0.00	0.00	100.41
2	0.00	97.92	0.00	0.83	0.00	0.28	99.03
3	1.03	96.70	0.00	0.61	0.00	0.32	98.66
4	3.00	94.00	0.00	0.43	0.00	0.66	98.09
5	4.19	91.03	0.00	0.85	0.00	0.96	97.03
6	6.48	89.46	0.00	0.13	0.00	1.12	97.19
7	10.77	86.52	0.00	0.05	0.00	0.52	97.86
8	13.42	82.16	0.00	1.86	0.00	0.86	98.30
9	48.13	27.07	1.33	20.36	0.16	1.54	98.59
10	48.59	27.89	1.26	20.06	0.12	1.66	99.58
11	6.63	89.62	0.00	0.87	0.00	0.04	97.16
12	7.02	89.95	0.00	0.23	0.00	0.61	97.81
13	8.98	86.96	0.00	0.66	0.00	1.59	98.19
14	9.24	87.24	0.00	0.00	0.00	1.54	98.02
15	10.43	85.55	0.00	1.13	0.00	0.44	97.55
16	10.72	86.44	0.00	0.48	0.00	0.31	97.95
17	11.32	85.27	0.00	2.06	0.00	0.24	98.89
18	14.51	82.28	0.00	0.00	0.00	0.47	97.26
19	15.37	81.38	0.00	0.88	0.00	0.74	98.37
20	17.74	78.46	0.00	1.00	0.00	0.64	97.84
21	18.62	75.39	0.00	2.00	0.00	1.10	97.11
22	23.67	71.92	0.00	0.36	0.00	1.98	97.93
23	24.23	66.26	0.35	6.36	0.00	1.43	98.63
24	25.12	70.44	0.00	0.47	0.00	0.99	97.19
25	26.45	69.01	0.00	1.19	0.00	1.67	98.32
26	27.65	67.70	0.00	0.78	0.00	1.37	97.50
27	27.92	71.75	0.00	0.52	0.00	0.00	100.19
28	29.95	65.82	0.00	0.00	0.00	2.38	98.15
29	29.97	64.95	0.00	0.06	0.00	2.73	97.71
30	30.26	64.25	0.00	1.08	0.00	2.04	97.63
31	37.19	55.85	0.00	2.02	0.00	1.95	97.01
32	55.02	34.65	0.00	6.28	1.44	0.29	97.68
33	55.51	31.82	0.00	9.29	0.02	1.12	97.76
34	53.43	28.30	0.00	12.34	0.53	2.64	97.24
35	61.77	15.37	0.00	12.52	2.59	5.17	97.42
36	67.70	13.96	0.40	13.29	0.20	1.80	97.35
37	51.89	24.57	0.03	14.38	1.05	5.39	97.31
38	52.63	23.74	0.42	14.94	1.57	5.44	98.74

Примечание. 1—10 — Светлоборский массив: 1—8 — осмий, 9, 10 — иридий; 11—38 — Каменушинский массив: 11—31 — осмий, 32—38 — иридий.

и более рутенистой каймой (см. рис. 3, *Л*). На Светлоборском массиве нами обнаружен только лаурит, тогда как для Каменушинского массива характерны составы полного изоморфного ряда от эрликманита до лаурита (рис. 7), что свидетельствует о широком диапазоне летучести серы при формировании парагенезисов Каменушинского массива. В целом серия анализов (табл. 3) характеризует рудоформирующие системы обоих массивов как относительно обогащенные серой.

**Сперрилит** ( $PtAs_2$ ) Светлоборского массива замещает Pt-Fe сплавы и туламинит, образуя по ним частичные или полные псевдоморфозы (см. рис. 3, *Д, Е*), содержащие реликты предшествующих фаз.

Таблица 3. Состав лаурита и эрликманита из Каменушинского и Светлоборского массивов (мас.%)

№ п/п	Ir	Os	Fe	Pt	Rh	Ru	S	Сумма	Формула минерала
1	2.85	66.42	0.22	0.00	0.00	2.03	25.97	97.49	$(\text{Os}_{0.87}\text{Ru}_{0.05}\text{Ir}_{0.04}\text{Fe}_{0.01})_{0.97}\text{S}_{2.03}$
2	6.78	65.86	0.00	0.00	0.00	0.88	24.96	98.48	$(\text{Os}_{0.89}\text{Ir}_{0.09}\text{Ru}_{0.02})_{1.00}\text{S}_{2.00}$
3	5.62	60.32	0.00	0.00	0.92	5.50	27.19	99.55	$(\text{Os}_{0.76}\text{Ru}_{0.13}\text{Ir}_{0.07})_{0.96}\text{S}_{2.02}$
4	0.60	56.86	0.00	1.00	2.51	9.29	28.13	98.39	$(\text{Os}_{0.69}\text{Ru}_{0.21}\text{Rh}_{0.06}\text{Ir}_{0.01}\text{Pt}_{0.01})_{0.98}\text{S}_{2.02}$
5	0.97	54.94	0.00	0.35	1.87	11.63	28.60	98.36	$(\text{Os}_{0.66}\text{Ru}_{0.26}\text{Rh}_{0.04}\text{Ir}_{0.01})_{0.97}\text{S}_{2.03}$
6	4.07	50.36	0.00	0.00	1.23	13.86	28.77	98.29	$(\text{Os}_{0.60}\text{Ru}_{0.31}\text{Ir}_{0.05}\text{Rh}_{0.03})_{0.99}\text{S}_{2.02}$
7	2.56	47.18	0.52	0.32	0.01	16.05	27.21	93.85	$(\text{Os}_{0.58}\text{Ru}_{0.37}\text{Ir}_{0.03}\text{Fe}_{0.02})_{1.00}\text{A}_{1.99}$
8	4.13	47.76	0.00	0.12	0.55	16.97	29.13	98.66	$(\text{Os}_{0.56}\text{Ru}_{0.37}\text{Ir}_{0.05}\text{Rh}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.01}$
9	6.40	47.27	0.23	0.00	0.89	14.24	28.38	97.41	$(\text{Os}_{0.56}\text{Ru}_{0.32}\text{Ir}_{0.08}\text{Rh}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.01}$
10	4.60	46.24	0.00	0.00	0.69	17.94	29.26	98.73	$(\text{Os}_{0.53}\text{Ru}_{0.39}\text{Ir}_{0.05}\text{Rh}_{0.01})_{0.98}\text{S}_{2.01}$
11	6.77	45.50	0.00	0.00	2.26	14.92	29.09	98.54	$(\text{Os}_{0.53}\text{Ru}_{0.33}\text{Ir}_{0.08}\text{Rh}_{0.05})_{0.99}\text{S}_{2.01}$
12	4.28	44.43	0.00	0.00	0.84	19.26	29.90	98.71	$(\text{Os}_{0.51}\text{Ru}_{0.41}\text{Ir}_{0.05}\text{Rh}_{0.02})_{0.99}\text{S}_{2.02}$
13	4.33	43.41	0.00	0.62	0.85	16.18	27.63	93.02	$(\text{Os}_{0.53}\text{Ru}_{0.37}\text{Ir}_{0.05}\text{Rh}_{0.02}\text{Pt}_{0.01})_{0.98}\text{S}_{2.01}$
14	4.52	35.85	0.00	0.23	1.13	25.10	30.99	97.82	$(\text{Ru}_{0.52}\text{Os}_{0.39}\text{Ir}_{0.05}\text{Rh}_{0.02})_{0.98}\text{S}_{2.02}$
15	7.67	35.64	0.10	0.26	2.81	20.67	30.32	97.47	$(\text{Ru}_{0.44}\text{Os}_{0.40}\text{Ir}_{0.09}\text{Rh}_{0.06})_{0.99}\text{S}_{2.02}$
16	5.58	19.87	0.00	0.00	3.00	33.60	30.94	92.99	$(\text{Ru}_{0.68}\text{Os}_{0.21}\text{Ir}_{0.06}\text{Rh}_{0.06})_{1.01}\text{S}_{1.98}$
17	5.39	19.00	0.00	0.00	3.13	37.03	34.08	98.63	$(\text{Ru}_{0.69}\text{Os}_{0.19}\text{Rh}_{0.06}\text{Ir}_{0.05})_{0.99}\text{S}_{2.01}$
18	4.87	18.22	0.00	0.00	1.69	39.67	35.50	99.95	$(\text{Ru}_{0.72}\text{Os}_{0.18}\text{Ir}_{0.05}\text{Rh}_{0.03})_{0.98}\text{S}_{2.03}$
19	0.00	17.81	0.00	0.66	1.03	44.10	34.81	98.41	$(\text{Ru}_{0.80}\text{Os}_{0.17}\text{Rh}_{0.02}\text{Pt}_{0.01})_{1.00}\text{S}_{2.00}$
20	1.26	12.31	0.00	0.41	0.67	48.16	36.66	99.47	$(\text{Ru}_{0.84}\text{Os}_{0.11}\text{Ir}_{0.01}\text{Rh}_{0.01})_{0.97}\text{S}_{2.02}$
21	1.72	9.56	0.03	1.14	0.34	51.11	35.87	99.77	$(\text{Ru}_{0.90}\text{Os}_{0.09}\text{Ir}_{0.02}\text{Pt}_{0.01}\text{Rh}_{0.01})_{1.03}\text{S}_{1.98}$
22	0.98	5.28	0.20	2.33	0.33	52.84	37.69	99.65	$(\text{Ru}_{0.90}\text{Os}_{0.05}\text{Pt}_{0.02}\text{Ir}_{0.01}\text{Fe}_{0.01}\text{Rh}_{0.01})_{1.00}\text{S}_{2.02}$
23	0.64	40.81	2.00	12.19	1.01	12.24	29.31	99.14*	$(\text{Os}_{0.47}\text{Ru}_{0.26}\text{Pt}_{0.14}\text{Fe}_{0.08}\text{Cu}_{0.03}\text{Rh}_{0.02}\text{Ir}_{0.01})_{1.01}\text{S}_{1.99}$
24	1.15	47.42	0.23	2.15	1.61	15.60	28.85	97.11**	$(\text{Os}_{0.56}\text{Ru}_{0.35}\text{Rh}_{0.03}\text{Pt}_{0.02}\text{Ir}_{0.01}\text{Fe}_{0.01})_{0.98}\text{S}_{2.01}$
25	0.00	72.32	0.00	0.00	0.91	0.00	26.40	99.63	$(\text{Os}_{0.94}\text{Rh}_{0.02})_{0.96}\text{S}_{2.04}$
26	0.00	69.19	0.00	0.00	3.47	0.63	27.11	100.40	$(\text{Os}_{0.87}\text{Rh}_{0.08}\text{Ru}_{0.01})_{0.96}\text{S}_{2.04}$

Примечание. 1—22 — Каменушинский массив; 23—26 — Светлоборский массив. В анализе 23 концентрации Pt и Fe, вероятно, захвачены из матрицы.

\* В сумму входит 0.94 мас. % Cu.

\*\* В сумму входит 0.10 мас. % Cu.

Характерно, что при замещении платины сперриллит приобретает собственную огранку, а более развитые индивиды имеют полнокристаллическую форму подобно описанному ранее сперрилиту из массива Инагли [Толстых, Кривенко, 1997], образованному гидротермально-метасоматическим путем. Сперриллит Каменушинского массива, напротив, встречается в виде крупных (до 150 мкм) зерен неправильной формы без всякой огранки. При этом он содержит червеобразные включения сульфоарсенидов изоморфного ряда холлингвортит—ирарсит в виде мирмекитовой структуры распада. Это свидетельствует о существовании высокотемпературного ЭПГ-сульфидно-сульфоарсенидного твердого раствора. По составу сперриллит из обоих источников соответствует своей стехиометрии и содержит примеси Rh, Ir, Fe, Ni и S (табл. 4). Концентрация S значительно выше в присутствии примесей Rh или Ir, что говорит о наличии в сперрилите холлингвортитового или ирарситового компонентов, которые изоморфно входят в структуру минерала при высокой температуре и выпадают в виде самостоятельных фаз при ее снижении. В Каменушинском массиве очень ярко представлены структуры распада между сперрилитом и сульфоарсенидами (см. рис. 4, Ж, З).

**Сульфоарсениды ЭПГ.** На Светлоборском массиве холлингвортит (RhAsS) и ирарсит (IrAsS) встречаются в виде микроскопических включений в магнетите в парагенезисе с платиной. В минеральных парагенезисах Каменушинского массива ирарсит, платарсит (PtAsS) и холлингвортит являются широко распространенными сульфоарсенидами. Морфологически они подразделяются на две генерации. Первая — представлена структурами распада холлингвортита или ирарсита в сперрилите (см. рис. 4, Ж), вторая — многочисленными включениями в туламините, который образует каймы по платине (см. рис. 4, И). ЭПГ в сульфоарсенидах замещают друг друга, но только в платарсите наблюдаются значительные отклонения от стехиометрии в пользу As (см. табл. 4). Такой платарсит представляет собой

Таблица 4. Состав сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов ЭПГ из хромититов Каменушинского и дунитов Светлоборского массивов (мас.%)

№ п/п	Ir	Fe	As	Pt	Rh	S	Сумма	Формула минерала
1	0.00	0.00	44.24	57.18	0.00	0.31	101.73	Pt <sub>0,98</sub> (As <sub>1,98</sub> S <sub>0,03</sub> ) <sub>2,01</sub>
2	0.00	0.00	44.09	56.41	0.00	0.44	100.94	Pt <sub>0,97</sub> (As <sub>1,98</sub> S <sub>0,05</sub> ) <sub>2,03</sub>
3	0.00	0.00	43.77	56.55	0.00	0.39	100.71	Pt <sub>0,98</sub> (As <sub>1,98</sub> S <sub>0,04</sub> ) <sub>2,02</sub>
4	0.00	0.00	43.02	56.01	0.00	0.27	99.30	Pt <sub>0,99</sub> (As <sub>1,98</sub> S <sub>0,03</sub> ) <sub>2,01</sub>
5	0.00	0.00	42.60	54.57	1.87	1.57	100.61	(Pt <sub>0,92</sub> Rh <sub>0,06</sub> ) <sub>0,98</sub> (As <sub>1,86</sub> S <sub>0,16</sub> ) <sub>2,02</sub>
6	0.00	0.00	42.42	57.89	0.00	0.56	100.87	Pt <sub>1,01</sub> (As <sub>1,93</sub> S <sub>0,06</sub> ) <sub>1,99</sub>
7	0.00	0.00	42.40	57.76	0.00	0.26	100.42	Pt <sub>1,02</sub> (As <sub>1,95</sub> S <sub>0,03</sub> ) <sub>1,98</sub>
8	0.00	0.00	42.40	56.62	0.00	0.32	99.34	Pt <sub>1,01</sub> (As <sub>1,96</sub> S <sub>0,03</sub> ) <sub>1,99</sub>
9	0.00	0.00	42.37	56.71	0.00	0.54	99.62	Pt <sub>1,00</sub> (As <sub>1,94</sub> S <sub>0,06</sub> ) <sub>2,00</sub>
10	0.00	0.00	41.97	57.04	0.00	0.30	99.31	Pt <sub>1,02</sub> (As <sub>1,95</sub> S <sub>0,03</sub> ) <sub>1,98</sub>
11	0.00	0.00	40.63	56.08	0.00	0.48	97.19	Pt <sub>1,02</sub> (As <sub>1,93</sub> S <sub>0,05</sub> ) <sub>1,98</sub>
12	0.00	0.15	42.88	52.74	0.86	0.76	97.39	(Pt <sub>0,92</sub> Rh <sub>0,03</sub> Fe <sub>0,01</sub> ) <sub>0,96</sub> (As <sub>1,96</sub> S <sub>0,08</sub> ) <sub>2,04</sub>
13	0.00	1.08	38.80	53.09	3.12	1.70	98.04**	Pt <sub>0,91</sub> Rh <sub>0,10</sub> Fe <sub>0,06</sub> Ni <sub>0,01</sub> ) <sub>1,08</sub> (As <sub>1,73</sub> S <sub>0,18</sub> )
14	0.00	0.00	41.39	55.74	0.00	0.27	97.4	Pt <sub>1,01</sub> (As <sub>1,96</sub> S <sub>0,03</sub> ) <sub>1,99</sub>
15	0.00	0.00	0.00	83.77	0.00	16.12	100.34*	(Pt <sub>0,91</sub> Ni <sub>0,02</sub> ) <sub>0,93</sub> S <sub>1,07</sub>
16	0.00	0.00	0.00	84.59	0.00	14.86	99.45	Pt <sub>0,97</sub> S <sub>1,03</sub>
17	2.83	0.00	41.44	51.30	0.00	2.69	98.26	(Pt <sub>0,86</sub> Ir <sub>0,05</sub> ) <sub>0,91</sub> As <sub>1,81</sub> S <sub>0,28</sub>
18	3.44	0.00	41.70	50.19	0.18	2.98	98.49	(Pt <sub>0,83</sub> Ir <sub>0,06</sub> Rh <sub>0,01</sub> ) <sub>0,90</sub> As <sub>1,80</sub> S <sub>0,30</sub>
19	6.91	0.00	39.45	45.43	2.06	3.54	97.39	(Pt <sub>0,75</sub> Ir <sub>0,12</sub> Rh <sub>0,06</sub> ) <sub>0,93</sub> As <sub>1,71</sub> S <sub>0,367</sub>
20	19.95	0.00	35.43	32.22	3.54	7.11	98.25	(Pt <sub>0,50</sub> Ir <sub>0,31</sub> Rh <sub>0,10</sub> ) <sub>0,91</sub> As <sub>1,42</sub> S <sub>0,67</sub>
21	26.08	0.00	31.87	23.27	7.34	10.88	99.44	(Ir <sub>0,37</sub> Pt <sub>0,33</sub> Rh <sub>0,20</sub> ) <sub>0,90</sub> As <sub>1,17</sub> S <sub>0,93</sub>
22	27.02	0.00	30.44	24.58	8.00	11.20	101.24	(Ir <sub>0,38</sub> Pt <sub>0,34</sub> Rh <sub>0,21</sub> ) <sub>0,93</sub> As <sub>1,11</sub> S <sub>0,95</sub>
23	29.11	0.12	27.94	17.97	9.42	12.23	96.79	(Ir <sub>0,42</sub> Pt <sub>0,25</sub> Rh <sub>0,25</sub> Fe <sub>0,01</sub> ) <sub>0,93</sub> S <sub>1,05</sub> As <sub>1,02</sub>
24	30.08	0.32	26.90	3.37	22.81	13.80	97.28	(Rh <sub>0,56</sub> Ir <sub>0,39</sub> Pt <sub>0,04</sub> Fe <sub>0,01</sub> ) <sub>1,00</sub> As <sub>0,90</sub> S <sub>1,08</sub>
25	0.00	0.00	35.22	16.82	34.30	14.55	100.89	(Rh <sub>0,74</sub> Pt <sub>0,19</sub> ) <sub>0,93</sub> As <sub>1,05</sub> S <sub>1,01</sub>
26	26.01	0.00	0.00	0.86	44.93	27.62	99.42	(Rh <sub>1,52</sub> Ir <sub>0,47</sub> Pt <sub>0,02</sub> ) <sub>2,01</sub> S <sub>3,00</sub>
27	27.29	0.00	0.00	1.10	42.95	27.60	98.94	(Rh <sub>1,46</sub> Ir <sub>0,50</sub> Pt <sub>0,02</sub> ) <sub>1,98</sub> S <sub>3,02</sub>
28	33.13	0.00	0.00	0.00	40.09	27.03	100.25	(Rh <sub>1,39</sub> Ir <sub>0,61</sub> ) <sub>2,00</sub> S <sub>3,00</sub>

Примечание. 1—14 — сперрилит: 1—10 — из Каменушинского, 11—14 — из Светлоборского массивов; 15, 16 — куперит: 15 — из Каменушинского, 16 — из Светлоборского массивов; 17—28 — Каменушинский массив: 17—20 — твердый раствор сперрилит—платарсит; 21—23 — ирарсит; 24, 25 — холлингвортит; 26—28 — бауит.

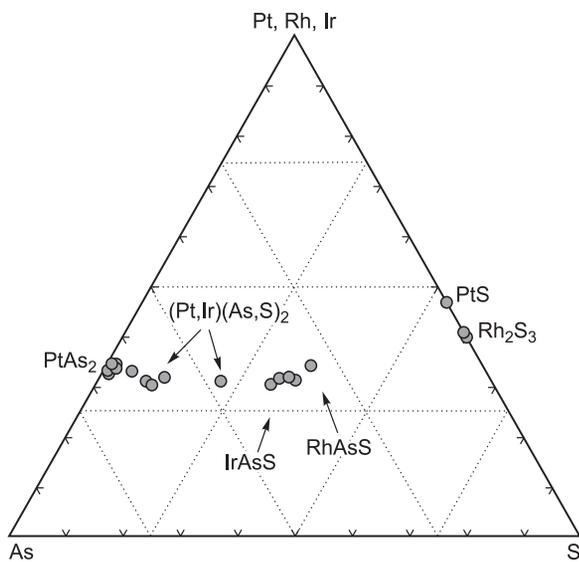
\* В сумму входит 0.45 мас.% Ni.

\*\* В сумму входит 0.19 мас.% Ni.

твердый раствор между платарситом и S-содержащим сперрилитом (PtAsS—PtAs<sub>2</sub>) (рис. 8). Вероятно, что холлингвортит и ирарсит выпадают из высокотемпературных твердых растворов, в то время как платарсит при этих условиях еще остается в структуре твердого раствора.

**Сульфиды ЭПГ.** Бауит (Rh<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) или его твердые растворы с кашинитом (Ir<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) присутствуют в обеих ассоциациях. Они представлены как крупными (около 40—50 мкм) включениями неправильной формы (см. рис. 3, Г; 4, Д) в сростаниях с другими МПГ, так и мелкими кристаллами кубооктаэдрической формы в Pt-Fe матрице. На Светлоборском массиве бауит, как правило, ассоциирует с магнетитом в тесном сростании с туламинитом (Pt<sub>2</sub>(Fe,Cu)) и моносульфидным твердым раствором ((Fe,Ni)S) (см. рис. 3, З, К). Все морфологические разновидности бауита находятся в ассоциации с более поздними выделениями потарита (PdHg), который образует каймы по бауиту, заполняя в нем трещинки и каверны (см. рис. 3, Г, З; рис. 4, Д). Бауит Светлоборского массива не содержит примесь Ir, тогда как в бауите Каменушинского массива концентрация Ir достигает 33.13 мас.%, и он представляет собой твердый раствор кашинита в бауите (см. табл. 4).

Среди других минералов можно отметить куперит (PtS), мелкие включения которого обнаружены в изоферроплатине (см. табл. 4). В обоих массивах выявлен Rh-содержащий толовкит ((Ir,Rh)SbS) в составе поздних парагенезисов с туламинитом и измененным бауитом (см. рис. 3, Л), в то время как в



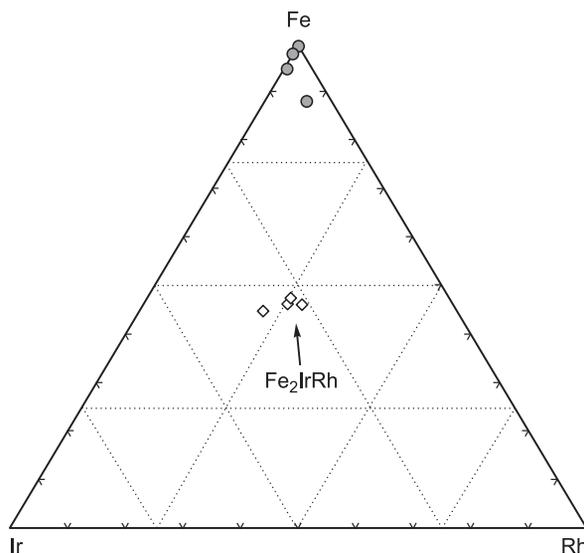
**Рис. 8.** Составы сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов из коренных руд Светлоборского и Каменушинского массивов.

Светлоборском массиве обнаружен родистый аналог толовкита (RhSbS) без примеси Ir. Фаза RhSbS является незаванной, она ранее встречалась в россыпях Туламин [Raicevic, Cabri, 1976] и Юбдо [Cabri et al., 1981], а также в комплексе Сетланд [Tarkian, Prichard, 1987] и на Бушвельде [Rudashevskii et al., 1992]. В Светлоборском и в Каменушинском массивах в виде тончайших включений в изоферроплатине отмечаются стибиопалладинит ( $Pd_5Sb_2$ ) и незаванная фаза  $Pd_3Sb$  (см. рис. 3, Д) состава: Pd — 69.51; Cu — 2.19; Sb — 28.35 мас.%, который соответствует формуле  $(Pd_{2.84}Cu_{0.15})_{2.99}Sb_{1.01}$ .

**Вторичные соединения ЭПГ.** Вторичные соединения, образованные вследствие преобразования и замещения магматических минералов ЭПГ при наложении на них более поздних процессов, широко распространены во всех образцах дунитов Светлоборского и хромититах Каменушинского массивов. Эти соединения имеют низкую отражательную способность, ксеноморфный характер выделений. В составах микронзондовых анализов этих фаз всегда проявляется недостаток аналитической суммы (табл. 5) как за счет вхождения неопределяемого в аналитической процедуре кислорода, так и, возможно, за счет пористой внутренней структуры. К ним относятся соединения переменного состава с различными вариациями Os, Ru, Rh, Ir, Fe, Ni и Co. Морфология выделений, а также реликтовая примесь S свидетельствуют о том, что они образовались по сульфидам ЭПГ путем десульфуризации, окисления и последовательного вхождения Fe, Ni и Co, поставляемых серпентинизирующими растворами. В соединениях, образованных по эрликманиту, как и в предшествующем минерале, преобладает Os; при этом Fe и Ni в сумме составляют около 10 мас.%. В соединениях, замещающих бауит и кашинит, концентрация Fe зависит от степени преобразования, и в одних случаях его содержание составляет 19—22 мас.%, в других — 50—70 мас.%. В последнем случае такие соединения можно отнести к гексаферруму (Fe,Ir,Rh) (рис. 9, см. табл. 5). Иногда они имеют гомогенную поверхность полированных зерен и кристаллическую форму, а в некоторых случаях проявляется зональность зерен (см. рис. 4, Д, Е, К).

Минералы твердого раствора бауит–кашинит имеют сложный характер замещения, повторяющийся во многих зернах. На начальной стадии замещения их решетчатая внутренняя структура сложена тесными сростаниями туламинита, сульфидами Fe и Ni (mss) и реликтами первичного минерала (см. рис. 3, К). Более полное замещение минералов бауита–кашинита ведет к образованию соединений Ir-Rh-Fe с последовательным увеличением концентрации Fe до соединения с целочисленной формулой  $Fe_2IrRh$  (см. рис. 9). Вполне вероятно, что это оно является структурно-устойчивой незаванной фазой.

Одной из характерных особенностей МПГ описываемых ассоциаций является проявление интенсивного окисления Pt-Fe сплавов, особенно на Каменушинском массиве. Оксиды платины представляют собой зерна серовато-буроватого цвета с низкой отражательной способностью, пористой поверхностью и часто с концентрически-зональной структурой (см. рис. 3, М; 4, И–М). Иногда оксиды, формируя каймы по Pt-Fe сплавам, содержат реликты первичного сплава. Микронзондовый анализ таких зерен без процеду-



**Рис. 9.** Состав вторичных Ir–Rh–Fe сплавов, замещающих сульфиды Ir и Rh в коренных рудах Светлоборского и Каменушинского массивов.

Усл. обозн. см. на рис. 5.

Таблица 5. Состав вторичных фаз, образованных по МПГ из дунитов Светлоборского и хромититов Каменушинского массивов (мас.%)

№ п/п	Ir	Os	Ru	Ni	Fe	Cu	Pt	Rh	Ru	S	Сумма
1	2.77	51.67	0.00	3.74	6.01	0.00	0.00	4.04	9.44	1.40	79.07
2	2.64	50.01	0.00	3.69	6.36	0.00	0.00	4.11	8.34	1.53	76.68
3	8.64	0.00	1.32	0.10	50.91	0.00	0.52	8.32	0.00	6.53	76.34
4	9.78	0.00	0.00	0.00	56.90	0.00	1.81	1.06	0.00	0.19	69.74
5	0.60	0.00	0.74	0.02	58.79	0.00	2.17	0.48	0.00	0.31	63.11
6	5.27	0.00	0.00	0.00	66.68	0.00	0.79	0.16	0.00	0.01	72.91
7	49.79	0.00	0.00	0.00	19.23	0.09	0.00	17.11	0.00	0.73	86.95
8	44.53	0.00	0.00	0.00	21.02	0.03	0.00	21.03	0.00	0.31	86.92
9	44.36	0.00	0.00	0.00	22.10	0.00	0.00	21.51	0.00	0.34	88.31
10	40.67	0.00	0.00	0.76	20.67	0.17	0.00	23.02	0.00	0.78	86.07
11	0.00	0.00	0.00	0.00	13.06	3.40	78.55	0.00	0.00	0.00	95.01
12	0.00	0.00	0.00	0.00	15.33	4.07	74.84	0.00	0.00	0.00	94.24
13	0.00	0.00	0.00	0.00	11.38	0.00	82.01	0.00	0.00	0.00	93.39
14	0.00	0.00	0.00	0.00	21.15	0.00	71.63	0.00	0.00	0.00	92.78
15	0.00	0.00	0.00	0.00	18.46	0.00	73.39	0.00	0.00	0.00	91.85
16	0.00	0.00	0.00	0.00	18.06	0.00	73.13	0.00	0.00	0.00	91.19
17	0.00	0.00	0.00	0.00	16.81	0.00	72.39	0.00	0.00	0.00	89.20
18	0.00	0.00	0.00	0.00	11.30	0.38	74.78	0.00	0.00	0.00	86.46
19	0.00	0.00	0.00	0.00	8.49	0.00	77.83	0.00	0.00	0.00	86.32
20	0.00	0.00	0.00	0.00	9.20	0.00	76.95	0.00	0.00	0.00	86.15
21	0.00	0.00	0.00	0.00	8.72	0.00	76.26	0.00	0.00	0.00	84.98
22	0.00	0.00	0.00	0.51	8.84	0.00	69.20	0.00	0.00	0.00	78.55

Примечание. 1—6 — Светлоборский, 7—22 — Каменушинский массивы. Соединения, образованные по эрликманиту (1,2), по бауиту—кашиниту (3—10), по Pt-Fe сплавам (11—22).

ры определения кислорода обнаруживает в разной степени недостаток суммы (см. табл. 5). А состав их показал, что по сравнению с изоферроплатиной они характеризуются большей концентрацией Fe, что является следствием преобразования всех парагенезисов МПГ при воздействии на них Fe-содержащих серпентинизирующих растворов.

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОФОРМИРУЮЩИХ СИСТЕМ СВЕТЛОБОРСКОГО И КАМЕНУШИНСКОГО МАССИВОВ

МПГ из дунитов Светлоборского и хромититов Каменушинского массивов являются типичными минеральными ассоциациями, связанными с источниками урало-аляскинского типа. К типоморфным признакам, объединяющим оба массива в единый формационный тип, относятся: преобладание Pt-Fe сплавов над другими МПГ; включения Os-Ir сплавов в Pt-Fe матрице с типичными составами в виде осмиевого тренда; включения сульфидов серий лаурит—эрликманит, бауит—кашинит, а также сперрилита и сульфоарсенидов ЭПГ; наличие двух равновесных парагенезисов изоферроплатина-осмиевого (включения осмия в Pt-Fe сплавах) и изоферроплатина-иридиевого (структура распада между этими минералами) и переходного 3-фазного изоферроплатина-осмий-иридиевого; замещение магматических сплавов наложенными минералами ряда тетраферроплатина—туламинит и сульфидов — вторичными соединениями, аналогичными гексаферруму.

Характерно, что в обеих ассоциациях преобладающим морфологическим типом Pt-Fe сплавов является кубическая форма кристаллов размерами преимущественно 30—70 мкм. Морфология зерен Pt-Fe сплавов свидетельствует, что большая их часть образовывалась одновременно с кристаллизацией оливина, до хромита или совместно с ним. Лишь единичные, крупные ксеноморфные выделения платины, подверженной окислению, выявлены в коренных образцах Светлоборского массива. Для большинства интрузий урало-аляскинского типа (Гальмознанский массив в Корякии, Инагли на Алданском щите и др.) характерны именно ксеноморфные формы изоферроплатины, обусловленные ее формированием в межзерновом пространстве хромита.

Несмотря на значительное сходство типоморфных признаков минеральных ассоциаций, можно отметить специфические особенности каждой из них (табл. 6), связанные с различными физико-химичес-

Таблица 6. Характерные черты минеральных парагенезисов и их вторичных преобразований в рудах Светлоборского и Каменушинского массивов

Характерный признак	Светлоборский массив	Каменушинский массив
Состав первичных Pt-Fe сплавов	Fe — 24—36 ат.%	Fe — 24—26 ат.%
Состав Os-Ir-Ru	Осмий с примесью Ir до 16 ат.%, единичные включения иридия	Осмий с примесью Ir до 40 ат.%, многочисленные включения иридия с высокой концентрацией Pt
Магматические парагенезисы	Изоферроплатина-осмиевый, изоферроплатина-иридиевый (редко) в ассоциации с эрликманитом	Изоферроплатина-осмиевый, изоферроплатина-иридиевый, (оба распространены), полный ряд от эрликманита до лаурита
Низкотемпературная наложенная минерализация	Сперрилит замещает Pt-Fe сплавы Холлингвортит—ирарсит — мелкие включения Мелкие включения бауита в магнетите PdHg в бауите или туламините Pd-Sb включения в Pt-Fe IrSbS—RhSbS (Pd,Cu) <sub>3</sub> Sb	Сперрилит — отдельные зерна Холлингвортит—ирарсит — структуры распада со сперрилитом и каймы по Pt-Fe в ассоциации с туламинитом Включения бауита в Pt-Fe PdHg в бауите — IrSbS—RhSbS —
Замещение Pt-Fe	Тетраферроплатина—туламинит с преобладанием последнего	Тетраферроплатина—туламинит с преобладанием первого
Низкотемпературная окисленная минерализация	Магнетит в серпентине и в ассоциации с платиной, магнетит по Fe-S Оксиды Pt-Fe — редко	Оксиды Pt-Fe по платине —
Низкотемпературная восстановленная минерализация	Вторичные фазы Ir-Rh-Fe по (Rh,Ir) <sub>2</sub> S <sub>3</sub> Вторичные фазы Os-Ru-Fe-Rh-Ni по OsS <sub>2</sub> , Ir-Pt-Ru-(Fe,Cu,Ni) и Fe-(Ir,Pt)	Вторичные фазы Ir-Rh-Fe по (Rh,Ir) <sub>2</sub> S <sub>3</sub> —

кими условиями их образования. Во-первых, это касается состава Pt-Fe сплавов. Если для Светлоборского массива концентрация Fe в них варьирует от 24 до 36 ат.%, то в Каменушинском сплавы соответствуют преимущественно изоферроплатине с концентрацией Fe от 24—26 ат.%. На основе экспериментальных данных известно, что концентрация Fe в Pt-Fe сплавах уменьшается с увеличением фугитивности кислорода ( $f_{O_2}$ ) в магматическом процессе [Amosse et al., 2000]. Известно, что хромитовые шпирь и прожилки Каменушинского массива являются эпигенетическими, более поздними образованиями по отношению к дунитам, и сформированы в условиях более высокой летучести кислорода. Это свидетельствует о том, что изоферроплатина из хромититов Каменушинского массива образовалась при относительно более высокой  $f_{O_2}$ , т.е. является более эволюционированной, сформированной на более позднем этапе по сравнению с Pt-Fe сплавами из дунитов Светлоборского массива.

Составы Os-Ir-Ru сплавов также отражают этап эволюции рудоформирующей системы: в обоих массивах они имеют осмиевый тренд, но для минеральной ассоциации Светлоборского массива характерны кристаллы осмия с незначительным содержанием Ir, тогда как в Каменушинском массиве осмий содержит до 40 ат.% Ir. Содержание Ir в самородном осмии (и в рудоформирующей системе в целом) возрастает на более поздних этапах формирования МПГ парагенезисов в процессе ее развития [Tolstykh et al., 2005]. В обоих массивах встречаются два первично-магматических парагенезиса — ранний изоферроплатина-осмиевый и более поздний изоферроплатина-иридиевый, но последний из них наиболее широко распространен в хромитовых шпирях Каменушинского массива.

Таким образом, минеральные парагенезисы руд и составы сплавов из обоих массивов согласуются с эволюцией рудоформирующих систем в комплексах урало-алаянского типа. Обогащенная железом платина в ассоциации с «высокопробным» осмием Светлоборского массива характерна для дунитов (формация платиноносных дунитов), а Ir-содержащая изоферроплатина в парагенезисе с иридийным осмием и самородным иридием Каменушинского массива — для хромититов (платинохромитовая формация). К магматическим парагенезисам относятся также лаурит и эрликманит (Ru,Os)S<sub>2</sub>, обнаруженные в обоих рудопоявлениях. Их развитие зависит от летучести серы ( $f_{S_0}$ ). В Каменушинском массиве их составы формируют полный изоморфный ряд, что указывает на более высокую  $f_{S_0}$  в рудообразующем процессе магматического этапа по сравнению с формированием этих минералов в дунитах Светлоборского массива.

## ДИСКУССИЯ

Формирование массивов урало-аляскинского типа и генезис платиновой минерализации в них выявлен благодаря исследованиям последних лет [Johan, 2002; Округин, 2004; Tolstykh et al., 2005; Сидоров, 2009]. В пикритовом расплаве, из которого кристаллизуются платиносодержащие дуниты, присутствуют взвешенные капельки оксидной жидкости, в которую фракционируют платиноиды в силу коэффициентов распределения ЭПГ между силикатным и оксидным расплавами в пользу второго. Но на раннем этапе кристаллизации дунита ликвационные металлооксидные обособления не успевают накапливаться в достаточном количестве, поэтому из расплава отдельно кристаллизуются тонкорассеянная хромитовая вкрапленность и раннемагматические парагенезисы, обогащенные тугоплавкими платиноидами и состоящими в основном из высокожелезистой платины и самородного осмия. По мере кристаллизации дунита и в ходе эволюции рудоформирующей системы в остаточном расплаве происходит накопление, обособление и оседание оксидно-металлической составляющей параллельно с увеличением его окислительных свойств и летучести. Кристаллизующиеся из этого расплава хромитовые шпирты и жилы содержат МПГ с преобладанием, как правило, Ir-обогащенной изоферроплатины и самородного иридия, которые и образуют позднемагматический парагенезис.

При описании коренной платиновой минерализации в зональных комплексах традиционно выделяются два основных рудно-формационных типа: платиноносных дунитов и платинохромитовый [Лазаренков и др., 1992]. Между ними не всегда наблюдаются резкие разграничения: платиноносные дуниты, содержащие хромитовую вкрапленность, постепенно могут переходить в платинохромитовые руды. Несмотря на то, что эволюция рудообразования установлена, один важный аспект остается дискуссионным, почему платиновая минерализация распределена столь неравномерно: наряду с вышеописанными формационными типами руд встречаются дуниты и хромититы, в которых отсутствуют платиноиды и вместе с тем встречаются участки, обогащенные элементами платиновой группы как в хромитах (Гальмознанский массив) [Козлов, Чантурия, 2009; Сидоров, 2009], так и в дунитах (Светлоборский массив) [Телегин и др., 2009]. Остается предположить, что за перераспределение платиновых минералов, образовавшихся магматическим путем, берут на себя ответственные наложенные процессы. Преобразование первичной ЭПГ минерализации в массивах урало-аляскинского типа связано с поздне- или постмагматическими флюидами, содержащими Fe, Cu, S, As, реже Sb, Te и Bi, иногда Hg и легкоплавкие платиноиды (Pd, Rh). Эти флюиды являются магматогенными, производными остаточного газонасыщенного расплава без поступления воды из внешней среды. Они вызывают автосерпентинизацию в отдельных участках закристаллизованного дунита, возможно, влияя на его перекристаллизацию, отмечаемую на массивах урало-аляскинского типа [Иванов, 1997]. Рассеянная рудная платина подвергается воздействию этих флюидов, растворяющих первичные минералы на одних участках и перерабатывающих их на других, дополнительно обогащая последние. Как правило, платиноносные рудные зоны имеют гетерогенный генезис; они образуются путем сложения магматической и флюидно-гидротермальной минерализаций.

Результаты наших исследований согласуются с вышеприведенными положениями. И дуниты Светлоборского, и хромититы Каменушинского массивов являются платиноносными. Для обоих массивов характерны как магматические, так и гидротермально-метасоматические, часто неравновесные парагенезисы, развитые в пределах зон серпентинизации. Сопоставление наложенных минеральных ассоциаций обоих массивов показало, что в дунитах Светлоборского массива распространены новообразованные минералы, обогащенные Fe: магнетит, аналоги гексаферрума широкого спектра составов и другие, образованные по различным сульфидам ЭПГ при воздействии на них серпентинизирующими Fe-насыщенными растворами. Тогда как в Каменушинском массиве эти растворы обладали окислительными свойствами и воздействовали на Pt-Fe сплавы с образованием оксидов платины.

Корреляция платины и хромитов в образовании богатых рудных зон большинством исследователей признается определяющей в разработках моделей рудообразования. Но обогащенные платиной дуниты Светлоборского массива, содержащие редкую и убогую вкрапленность хромита, не вписываются в эту модель. Автосерпентинизация, характерная для заключительных этапов формирования большинства крупных зональных массивов, не в достаточной мере смогла бы обеспечить наложенную минерализацию в тех концентрациях, которые наблюдаются в дунитах Светлоборского массива. Учитывая расположение рудных тел вдоль зон интенсивной трещиноватости и локализации поздних даек, можно предположить, что значительный вклад в формирование платиновых зон внесли наложенные процессы немагматогенного характера, в результате чего дополнительное количество вторичных платиноидов было привнесено в рудную зону. Наложённые процессы оказали свое воздействие на аксессуарный хромит, большая часть которого была замещена магнетитом, обильно вкрапленным в серпентинит. При этом надо отметить, что магматогенная автосерпентинизация не имеет такого масштаба замещения хромита на магнетит, и только незначительные выделения вторичного магнетита отмечаются в ассоциации с рудной платиной, подвергшейся автосерпентинизации [Сидоров, 2009]. Вот почему в дунитах Светлоборского массива платина и другие МПГ постоянно ассоциируют с магнетитом, тогда как

хромит при этом может отсутствовать. Пока открытым остается вопрос структурного контроля осаждения новообразованной платины и локализации богатых рудных участков в пределах платиноносных зон.

## ВЫВОДЫ

1. Первично-магматические парагенезисы Светлоборского массива характеризуются изоферроплатина-осмиевой специализацией и относятся к раннему этапу развития рудоформирующей системы, генетически связанной с формированием дунитов (формация платиноносных дунитов). Их перспективность в настоящее время высоко оценивается благодаря новым технологическим разработкам [Козлов, Чантурия, 2009].

2. Формирование обогащенных платиной зон в дунитах Светлоборского массива определяется двумя основными факторами: раннемагматической кристаллизацией платиноидов одновременно с кристаллизацией оливина и акцессорного хромита; дополнительным накоплением платиноидов в рудных зонах благодаря постмагматическим растворам и более поздним флюидам, замещающим хромит до магнетита, и привносящим в рудную зону дополнительное количество ЭПГ из переработанных Pt-содержащих дунитов.

3. МПГ парагенезисы Каменушинского массива, обогащенные иридистым компонентом (изоморфная примесь Ir в сплавах и развитие минеральных фаз Ir) связаны с заключительными этапами эволюции рудоформирующей системы при формировании эпигенитических хромитовых руд и образованы при более высоких значениях  $f_{S_2}$  и  $f_{O_2}$ , чем парагенезисы Светлоборского массива.

Работа выполнена при поддержке научной школы НШ-65458.2010.5 и программы РАН ОНЗ-2.1.

## ЛИТЕРАТУРА

**Бетехтин А.Г.** Минералы группы самородной платины // Минералы СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 43–86.

**Бетехтин А.Г.** Коренные месторождения платины на Урале // Минералогия Урала. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 25–57.

**Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н.** Платина Урала (платино-металльное оруденение и перспективы его освоения) // Изв. вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение, 1994, № 2, с. 62–85.

**Высоцкий Н.К.** Платина и районы ее добычи. Петроград, Комиссия по изучению естественных производительных сил России РАН, 1923, 243 с.

**Высоцкий Н.К.** Платина и районы ее добычи. Т. 4. Л., Изд-во АН СССР, 1925, с. 347–692.

**Заварицкий А.Н.** Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. Л., Геологическ. комитет, 1928, 56 с.

**Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н.** ПлатинOMETалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2001, 198 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.** Концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей (на примере Урала): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Л., ЛГИ, 1990, 41 с.

**Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург, Изд-во Урал. ун-та, 1997, 488 с.

**Козлов А.П., Чантурия В.А.** Платиносодержащие дунитовые руды и их обогатимость. М., УРАН ИПКОН РАН, 2009, 148 с.

**Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.** ПлатинOMETалльная минерализация зональных комплексов и коматитовых массивов. Л., Недра, 1992, 217 с.

**Округин А.В.** Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 2, с. 63–75.

**Полянин В.С., Ведерников Н.И., Полянина Т.А.** Геологическое строение и история формирования Гальмознанского мафит-ультрамафитового массива // Отечественная геохимия, 2000, № 1, с. 34–39.

**Пушкарев Е.В.** Платина Урала // Соросовский образовательный журнал, 2002, т. 7, № 11, с. 86–93.

**Разин Л.В.** Месторождения платиновых металлов // Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., Недра, 1974, с. 96–116.

**Разин Л.В.** О платиноносности гипербазитовых массивов эвгеосинклинальных зон складчатых областей // Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 130–135.

**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.

**Сидоров Е.Г.** Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Петропавловск-Камчатский, ИВДВО РАН, 2009, 46 с.

**Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д.** Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушинского массивов платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей Международной конференции. Т. 2. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2009, с. 212–216.

**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.

**Фоминых В.Г., Хвостова В.П.** О платиноносности дунитов Урала // Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2, с. 443–445.

**Фоминых В.Г., Хвостова В.П.** Особенности распределения металлов группы платины в породообразующих минералах Гусевогорского месторождения // Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 2, с. 443–445.

**Юшко-Захарова О.Е.** Платиноносность рудных месторождений. М., Недра, 1975, 247 с.

**Amosse J., Dable P., Allibert M.** Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs  $f_{O_2}$  and  $f_{S_2}$  in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements // Miner. Petrol., 2000, v. 68, p. 29–62.

**Batanova V.G., Astrakhantsev O.V.** Island-arc mafic-ultramafic plutonic complexes of North Kamchatka // Proc. 29th Int. Geol. Congr., Part D., 1994, p. 129–143.

**Cabri L.J., Feather C.E.** Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Canad. Miner., 1975, v. 13, p. 117–126.

**Cabri L.J., Criddle A.J., Laflamme J.H.G.** Mineralogical study of complex Pt-Fe nuggets from Ethiopia // Bull. Miner., 1981, v. 104, p. 508–525.

**Harris D.C., Cabri L.J.** Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canad. Miner., 1991, v. 29, p. 231–237.

**Johan Z.** Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group element. Canada, Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002, p. 669–719.

**Mertie J.B.J.** Economic geology of the platinum metals. United States Geological Survey Professional Paper, 1969, v. 630, 120 p.

**Nixon G., 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.

**Raicevic D., Cabri L.J.** Mineralogy and concentration of Au- and Pt-bearing placers from the Tulameen River area in British Columbia // Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, 1976, v. 770, p. 111–119.

**Rudashevskii N.S., Avdontsev S.N., Dneprovskaya M.B.** Evolution of PGE mineralization in hortonolitic dunites of the Mooihoek and Onverwacht pipes, Bushveld Complex // Miner. Petrol., 1992, v. 47, p. 37–54.

**Sidorov E.G.** Platinum occurrences in ultramafic massifs on the Koryak-Kamchatka region // Geology and mineral deposits of the Russian Far East. Alaska Minerals Association Special Symposium. V. 1. Anchorage, Glacier House Publications, 1995, p. 36–39.

**Southworth D.D., Foley J.Y.** Lode platinum-group metals potential of the Goodnews Bay ultramafic complex, Alaska. Bureau of Mines, Alaska Field Operations Center, Fairbanks AK, 1986, p. 51–86.

**Tarkian M., Prichrd H.M.** Irarsite-hollingworthite solid-solution series and other associated Ru-, Os-, Ir-, and Rh-bearing PGM's from the Shetland ophiolite complex // Miner. Deposita, 1987, v. 22, p. 178–184.

**Tolstykh N., Sidorov E., Krivenko A.** Platinum group element placers associated with Ural-Alaska type complexes // Exploration for platinum-group element deposits. Short course series / Ed. J. Mungall. Canada, Mineralogical Association Publ., 2005, v. 35, Chapter 6, p. 113–143.

**Van der Poel W.I., Hinderman T.K.** Summary report on lode platinum exploration. Alaska, Goodnews Bay, 1997, 10 p.

**Weiser T.W.** Platinum-group minerals (PGM) in placer deposits // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements / Ed. L.J. Cabri. Ottawa, Ontario, Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special v. 54, 2002, p. 721–756.