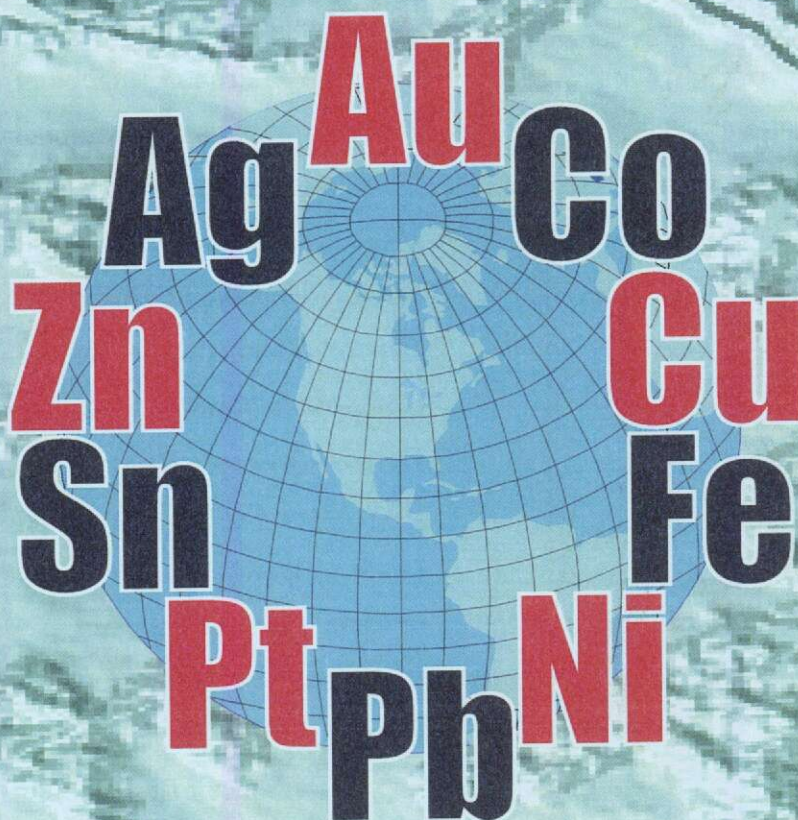


# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



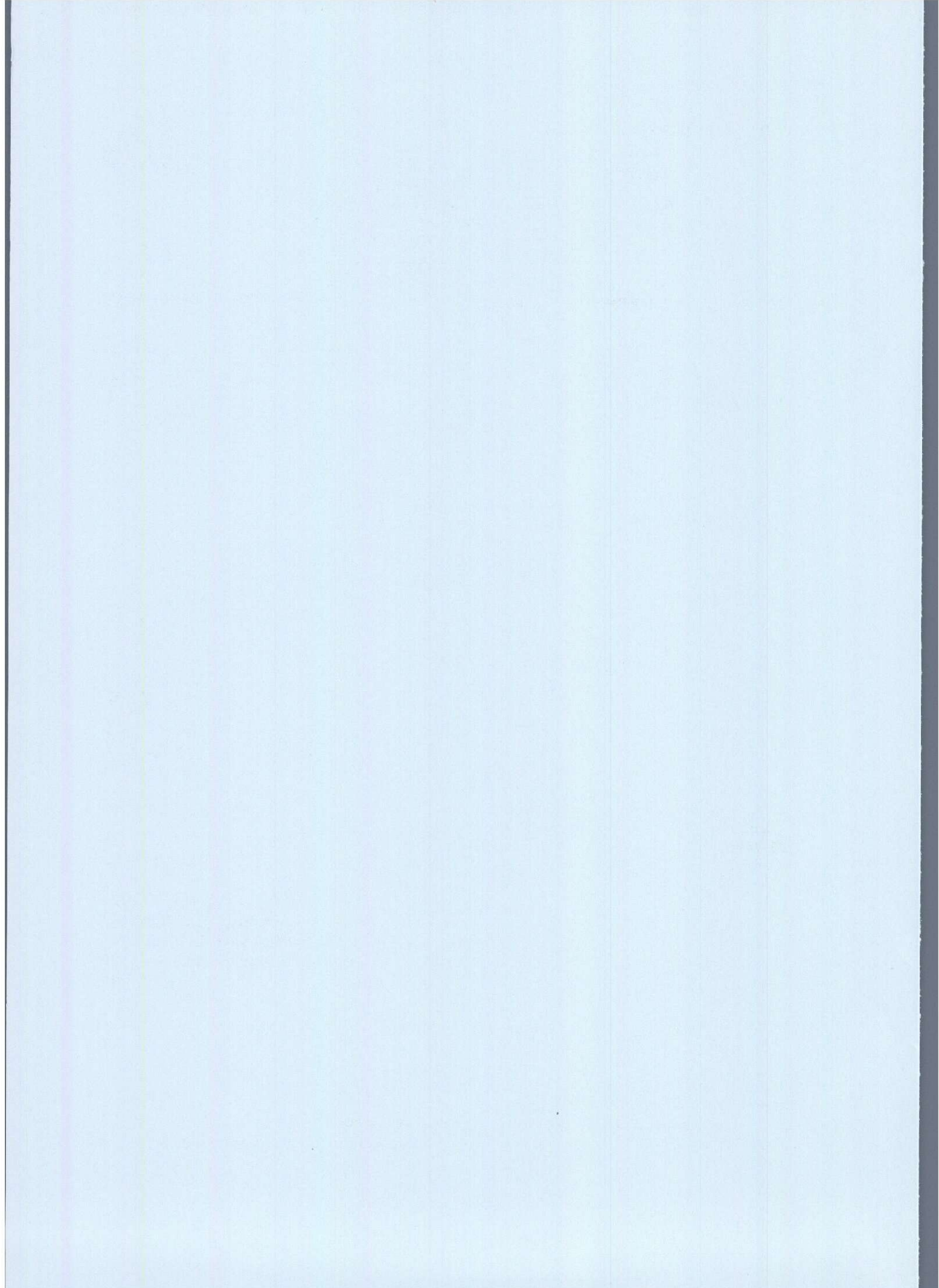
**ЦНИГРИ** МПР России

Главный редактор  
И.Ф.Мигачёв

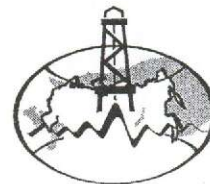


**3/2005**

ISSN 0869-5997



# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



**3/2005**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ**

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ  
Э.К.БУРЕНКОВ  
В.И.ВАГАНОВ  
С.С.ВАРТАНЯН  
П.А.ИГНАТОВ  
М.А.КОМАРОВ  
М.М.КОНСТАНТИНОВ  
А.И.КРИВЦОВ, зам. главного редактора  
В.В.КУЗНЕЦОВ  
Н.К.КУРБАНОВ  
Е.В.МАТВЕЕВА  
Г.А.МАШКОВЦЕВ  
В.М.МИНАКОВ  
Н.И.НАЗАРОВА, зам. главного редактора  
Г.В.РУЧКИН  
Ю.Г.САФОНОВ  
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА  
В.И.СТАРОСТИН



УЧРЕДИТЕЛЬ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ  
(ЦНИГРИ)

Издается при участии

Международной академии минеральных ресурсов,  
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2005

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова  
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Г.В.Земскова, Н.И.Назарова

Сдано в набор 12.05.2005 г.  
Подписано в печать 08.06.2005 г.  
Тираж 400 экз.

Формат 60×88 1/8  
Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ  
Телефон: 315-28-47  
Факс: 313-18-18  
E-mail: [tsnigri@tsnigri.ru](mailto:tsnigri@tsnigri.ru)  
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

**Прикладная металлогения**

*Кулешевич Л.В.*  
Перспективы золотоносности Кумбуксинской  
зоны, Юго-Восточная Карелия

5

*Рафаилович М.С., Старова М.М., Степанов Н.А.,  
Максимов Н.С., Алексеев Ю.А.*  
Ашиктасский тип вулканогенных золото-сереб-  
ряных месторождений в Казахстане

15

*Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.*  
Распределение вещества на начальной стадии  
дифференциации восстановленных флюидов

23

**Строение рудных месторождений**

*Остроумова Н.П., Матвеева Е.В., Кондратьев А.В.,  
Шияты И.Н.*  
Золоторудное месторождение Сосновое Хал-  
мерьинского рудного поля, восточный склон  
Приполярного Урала

33

*Вихтер Б.Я.*  
Зональная изменчивость золоторудной минера-  
лизации на золото-мышьяково-сульфидных  
месторождениях

39

*Остапенко Л.А., Рыжов О.Б., Кряжев С.Г.,  
Быстрова А.К.*  
Пириты терригенных черносланцевых пород  
Дегдеканского золоторудного поля, Централь-  
но-Колымский район

45

*Федорова С.О.*  
Хромитоносное дунитовое ядро Гальмоэнан-  
ского массива, Корякское нагорье

57

*Степанов В.А.*  
Благородные металлы в угольных месторожде-  
ниях Сибири и Дальнего Востока

67

**Поздравляем с юбилеем**

А.М.Гаврилова

75

**Applied metallogeny**

*Kuleshevich L.V.*  
Prospects for gold potential of Kumbuksinskaya  
ore zone, South-East Karelia

*Rafailovich M.S., Starova M.M., Stepanov N.A.,  
Maksimov N.S., Alekseyev Yu.A.*  
Ashiktas type of volcanogenic Au-Ag deposits in  
Kazakhstan

*Gottikh R.P., Pisotsky B.I.*  
Matter distribution at the early stage of reduced  
fluid differentiation

**Structure of ore deposits**

*Ostroumova N.P., Matveyeva E.V., Kondratiev A.V.,  
Shiyaty I.N.*  
Sosnovoye gold deposit at Khalmerinskoye ore  
field, eastern slope of the circumpolar Urals

*Vikhter B.Ya.*  
Zonal variability of gold mineralization at gold-  
arsenic-sulfide deposits

*Ostapenko L.A., Ryzhov O.B., Kryazhev S.G.,  
Bystrova A.K.*  
Pyrites of terrigenous blackschist rocks at Degdekan  
gold ore field, Central Kolyma region

*Fyodorova S.O.*  
Chromite-bearing dunite core of Galmoenansky  
massif, Koryak highlands

*Stepanov V.A.*  
Precious metals within coal deposits of Siberia  
and Far East

**Congratulations on anniversary**

A.M.Gavrilov

**К истории науки****History of science**

*Столяренко В.В.*  
Из истории платины

76 *Stolyarenko V.V.*  
The history of platinum

**Памяти****In memory**

В.В.Юдиной

88 V.V.Yudina



## ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КУМБУКСИНСКОЙ ЗОНЫ, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ

Л.В.Кулешевич (ИГ КНЦ РАН)

*В Кумбуксинской зоне докембрийского зеленокаменного пояса Юго-Восточной Карелии известны колчеданные, сульфидно-медно-никелевые, хромитовые руды, а также золото-сульфидная и золото-сурьмяно-мышьяковая минерализация. Перспективы зоны на поиски золота связаны с находками самородного золота в шлихах, наличием золото-сульфидной и золото-сурьмяно-мышьяковой минерализации, широким развитием низкотемпературных метасоматитов березит-лиственитовой формации и повышенным геохимическим фоном элементов-примесей.*

Кумбуксинская тектоническая зона входит в состав Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского докембрийского зеленокаменного пояса в Юго-Восточной Карелии (рис. 1). Верхнеархейские (лопийские) образования на ее территории представлены метаморфизованными толеитовыми и известково-щелочными базальтами, коматиитами, андезитобазальтами, вулканогенно-осадочными отложениями (риодацитами, их туфами и туффитами), углерод- или карбонатсодержащими сланцами, колчеданными рудами, кварцитами. Лопийские образования перекрыты нижнепротерозойскими отложениями сумия (андезитобазальты) и ятулия (кварциты, базальты).

Лопийские толщи прорваны ультрабазитами и базитами каменноозерского комплекса, диоритами, тоналитами и плагиогранитами. Возраст коматиитов  $2916 \pm 117$  млн. лет (Sm-Nd метод) [7], вулканогенно-осадочного островодужного комплекса — около 2875 млн. лет [8]. Интрузивный диорит-гранитный комплекс представлен Хижозерским, Вожмореченским, Рикшанским, Вожмореченским, Ворожозерским, Солотозерским и Лексинским массивами. Мощность геологического разреза в зоне Кумбуксинского разлома вблизи Водлозерского блока удваивается за счет сдвиговых деформаций и складчатости. Кумбуксинский разлом имеет северо-западное простирание, характеризуется широким развитием рассланцованных пород и низкотемпературных метасоматитов березит-лиственитового типа. Большая часть известных в Каменноозерской структуре проявлений золота приурочена к

тектоническим зонам — Кумбуксинской, Центральной и Каменноозерской. Формирование тектонических зон произошло в архее, обновление — в протерозое. Северо-западные сдвиговые деформации, обусловившие интенсивное продольное поздне-складчатое рассланцевание пород в пределах тектонических зон, связаны с формированием региональной надвиговой структуры со стороны Беломорского блока и структуры Ветреного Пояса. Падение пород в Кумбуксинской зоне северо-восточное.

В пределах приразломной зоны интрузивные гранитоидные тела (Вожмореченский и Лексинский массивы) тектонизированы и интенсивно рассланцованы. В обрамлении Солотозерского массива на Савинском, Геофизическом, Лещевском участках развиты дайки плагиопорфиров и гранит-порфиров, которые сопровождаются сульфидсодержащими карбонат-кварцевыми прожилками (рис. 2). Метаморфические преобразования пород достигают высокотемпературной зеленосланцевой фации; в вулканогенно-осадочных толщах встречается хлоритоид, вблизи гранитоидных массивов — биотит. Углеродистое вещество в черных сланцах представлено шунгитом и графитоидом [6]. Для пород Кумбуксинской зоны характерны интенсивное северо-западное рассланцевание и низкотемпературная метасоматическая переработка. На участках Золотые Пороги, Лексинский широко развиты плейчатые и гофрированные текстуры и порфиробластическая карбонатизация. Возраст метасоматитов березит-лиственитового типа, полученный по фукситу и се-

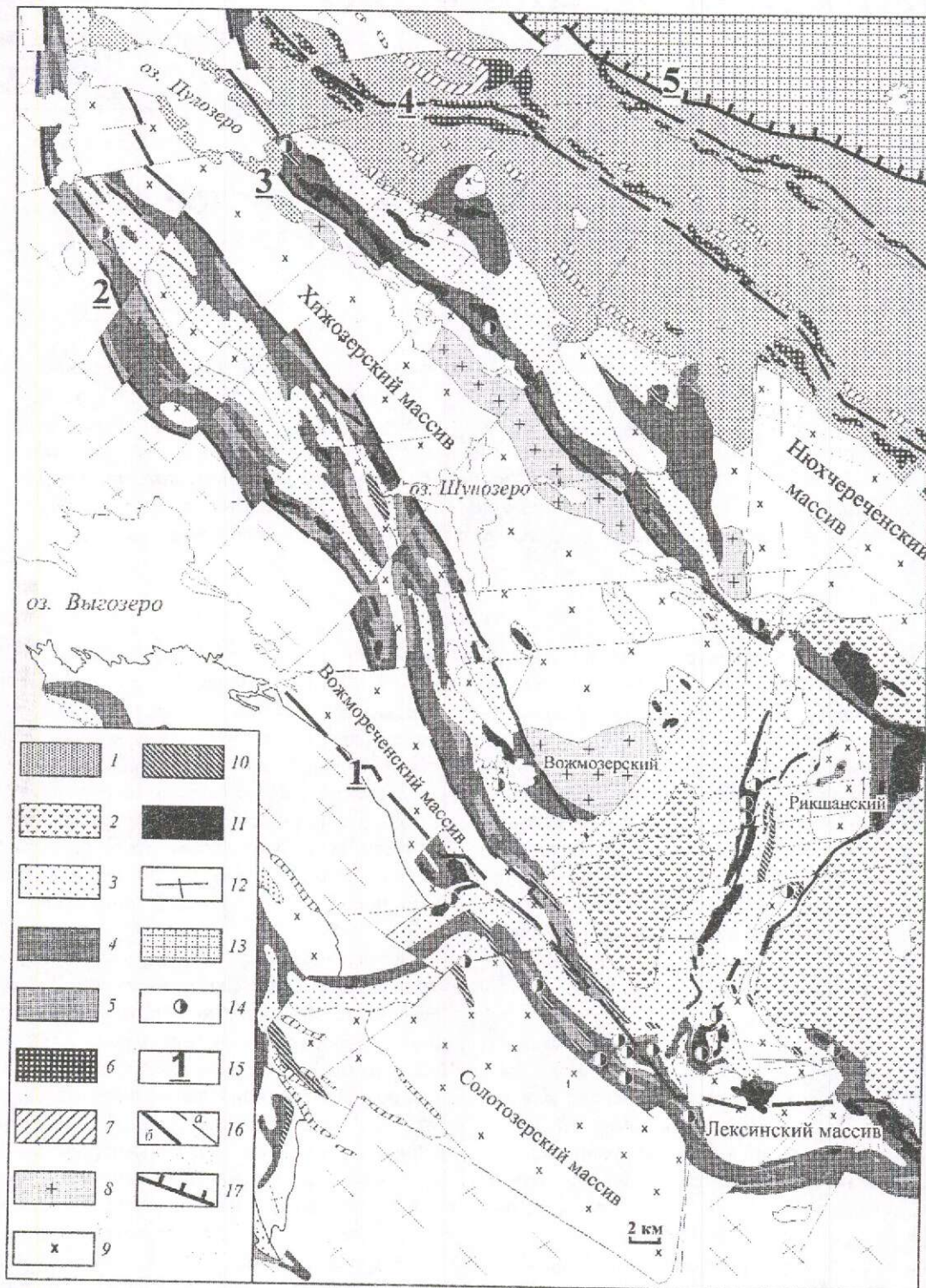


Рис. 1. Геологическая карта северо-западной части Ветреного Пояса и Каменноозерской структуры, на основе карты КГЭ:

1 — нерасчлененные протерозойские образования Ветреного Пояса; 2 — сумий, андезитобазальты; 3 — верхний лопий, вулканогенно-осадочная каменноозерская толща, базальты и андезитобазальты вожмореченской и варозерской толщ; 4 — нижний лопий, коматиито-базальтовая кумбуксинская и вулканогенно-осадочная савинская толщи; 5 — метакатииты; интрузивные протерозойские образования: 6 — ультрабазиты, 7 — габбро; то же, позднеархейские: 8 — К-граниты, 9 — диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, 10 — габбро, 11 — ультрабазиты, 12 — нерасчлененные гранито-гнейсы; 13 — беломорский комплекс; 14 — золоторудные проявления; 15 — номера зон разломов; 16 — тектонические нарушения (а — корового, б — мантийного заложения); 17 — надвиговая зона



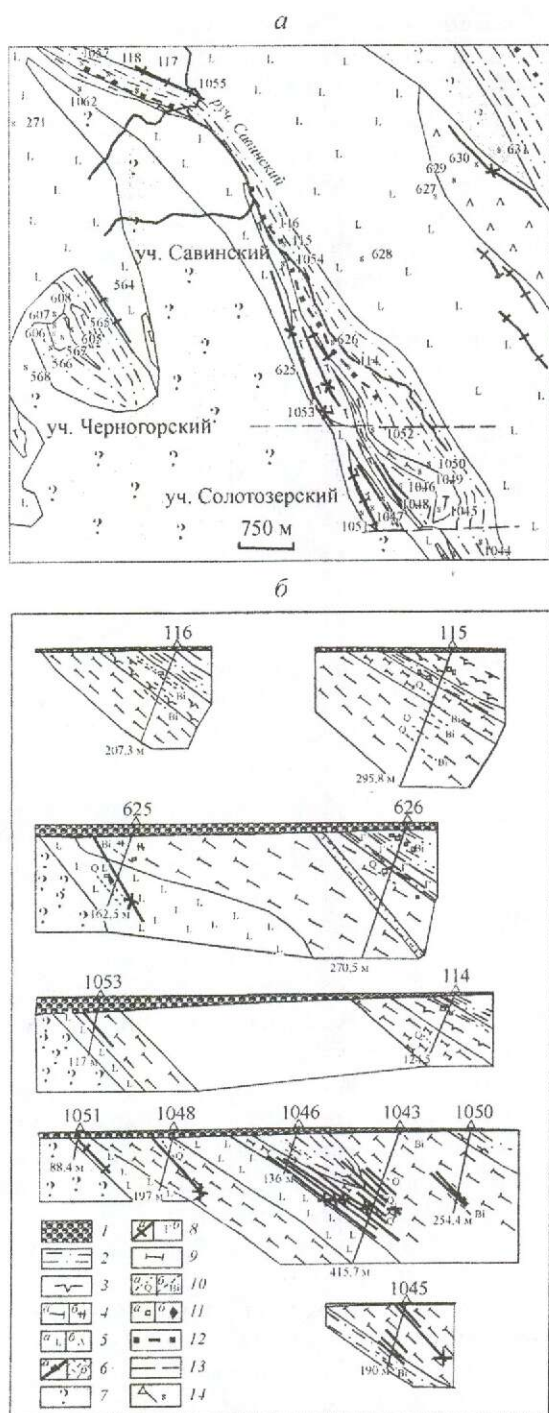


Рис. 2. Схема западной части Кумбуксинской зоны (а) и разрезы к ней (б):

1 — четвертичные отложения; 2 — сланцы карбонат-хлорит-серицит-кварц-альбитовые; 3 — сланцы карбонат-альбит-кварц-хлоритовые по туфам кислого-среднего состава; 4 — хлорит-талк-карбонатные сланцы (а) и серпентиниты (б); 5 — метабазалты (а), метаандезито-базалты (б); 6 — дайки кварц-плаггиопорфиров; 7 — гранодиориты, плаггиограниты; 8 — дайки габбро (а — маломощные, б — крупные); 9 — листвениты, березиты; 10 — окварцевание (а) и биотитизация (б); 11 — пирит (а), арсенопирит (б); 12 — колчеданные руды; 13 — тектонические нарушения; 14 — скважины (на схеме и в разрезе)

рициту участка Золотые Пороги К-Аг методом, 1,9–1,8 млрд. лет, температура образования около 300°C [3].

Изученность Кумбуксинской зоны в связи с большим объемом буровых работ, проведенных в 80–90-е годы при поиске никеля Карельской геологической экспедицией (КГЭ), удовлетворительная. Здесь выявлены сульфидные медно-никелевые (пирит-миллеритовые), колчеданные (пиритовые и пирротин-пиритовые), хромитовые руды (Лексинский участок), золото-сурьмяно-мышьяковая и золото-сульфидная минерализация. Однако опробование на золото по керну осуществлялось КГЭ и ИГ КНЦ РАН sporadически. По имеющимся материалам, в том числе золотоспектральному, пробирному и атомно-абсорбционному анализам проб, данным по минералогии руд и окорудных метасоматитов, можно выделить следующие основные типы рудной минерализации, с которой установлены или потенциально связаны проявления золота в Кумбуксинской зоне: золото-сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация, ассоциирующая с порфировыми дайками или небольшими гранитными телами; золото-сульфидная и золото-сурьмяно-мышьяковая вкрапленно-прожилковая минерализация в зонах расланцевания и низкотемпературного метасоматоза (в березитах, лиственитах, фукситовых сланцах) в пределах северо-западных зон расланцевания Кумбуксинского разлома. Повышенный фон и отдельные более высокие концентрации золота выявлены в массивных и вкрапленно-полосчатых колчеданных рудах и в переотложенных сульфидно-медно-никелевых рудах (Западно-Светлоозерское).

*Золотая минерализация в колчеданных рудах.* Колчеданное оруденение в Кумбуксинской зоне, как и во всей Каменноозерской структуре, развито очень широко [4]. На Светлоозерском участке колчеданные руды содержат пирит, пирротин, в незначительном количестве сфалерит, халькопирит и единичные выделения арсенопирита. Фоновые содержания золота в них около 0,01–0,03 г/т, элементами спутниками являются Co, Ni, Cu, Zn, As, Sb. Концентрации Au в рудах, содержащих 5–10% сульфидов, севернее массива ультрабазитов достигают 2 г/т. На контакте Западно-Светлоозерского ультрабазитового массива с вмещающими сланцами в пентландит-пирит-пирротин-халькопиритовых рудах присутствует сфалерит. Концентрация Au в них достигает 2 г/т, Cu 6,9%, Co 0,1%, Ni 0,36%. Вкрапленно-полосчатые руды прослеживаются южнее Светлоозерского массива на участке Лексинский.

На Савинском участке богатые колчеданные горизонты (пирита до 30–90%) и горизонты вкрап-

ленной минерализации в туфах (сульфидов до 5–10%) содержат Au до 0,1–0,6 г/т (С-1041–1049). На Геофизическом участке в густовкрапленных пирит-пирротиновых рудах встречается до 0,2% Au. Вкрапленная сульфидная минерализация здесь характеризуется повышенными концентрациями Cu, Zn, Pb, а в образце С-105 (табл. 1) установлены галенит и Bi-Te-минералы, такие как алтаит, теллурувистмутид, гессит.

преобладают Co 0,038% и Ni 0,017%, содержащий Au от сотых долей процента до 0,53 г/т в зоне обогащения Sb и As (обр. С-187/58,5).

Распределение золота в колчеданных рудах выяснено недостаточно. В северном колчеданном теле золото обнаружено среди брекчиевидных руд в интервалах мощностью 0,5–3 м, в восточном — в сульфидсодержащих кварцитах в интервалах от 3 до 30 м.

*Метасоматические изменения и золоторудная*

1. Редкие минералы Геофизического участка, %

Минерал	Pb	Bi	Sb	S	Te	Ag	Сумма
Галенит	49,866	—	—	50,133	—	—	99,92
Алтаит	47,725	0,282	—	—	51,992	—	98,47
Теллурувистмутид	3,835	46,277	—	—	49,887	—	100,0
Гессит	0,825	5,449	—	—	48,889	44,835	100,0

Примечание. Микронзондовый анализ выполнен в Кольском научном центре на микронзондовом анализаторе «Сатеса», обр. С-105/144,3. Прочерк — не обнаружен.

Колчеданные руды участка Золотые Пороги (рис. 3) локализованы преимущественно в породах кислого и среднего составов, углеродсодержащих сланцах и кварцитах на контакте нижней и средней вулканогенно-осадочных толщ. Они образуют два основных стратифицированных горизонта. Мощность наиболее богатых залежей северного крыла участка 5–40 м, южного — до 10 м, восточного — до 50 м. Содержание сульфидов 10–80%, в зонах вкрапленности — 5–10%. Рудная залежь прорвана телом габбро-диабазов и смята в складку. Для колчеданов характерны полосчатые, вкрапленно-полосчатые, вкрапленно-прожилковые и массивные текстуры, мелко- и среднезернистые слоистые, сплошные и прожилковые структуры. Минеральный состав руд прост: 80–100% пирита, до 5% (в южной и восточной частях участка до 10%) пирротина. Количество сфалерита и халькопирита составляет 2–3%, в зонах обогащения Sb и As появляются арсенопирит (1–3%) и тетраэдрит. Средние содержания примесей в рудах составляют — Co 0,0044%, Ni 0,015%, Cu 0,017%, Zn 0,033%, максимальные — Cu 0,1–0,5%, Zn 0,06–0,5%, Ag до 2 г/т, As до 0,4%, Sb до 0,08%. Содержание Au в богатых колчеданных рудах обычно низкое (0,01 г/т и ниже). В северной части залежи (обр. С-184, 187, 188) оно достигает 0,1–1 г/т, в сульфидсодержащих кварцитах восточной и южной частей участка — 0,2–1 г/т.

Морфологические формы выделений пирита разнообразны. Пирит первой генерации образует глобулярные агрегаты и оолитовые стяжения, второй — имеет кубический габитус, осложнен дополнительными гранями и сопровождается пирротинном (до 5%). Температура их образования 355–370°C [4]. В пиритах (табл. 2, № 1) среди элементов-примесей

*минерализация в ореоле гранит-порфиров и даек кварц-плаггиопорфиров.* Гидротермальные изменения, сопровождающие тела гранит-порфиров и дайки дацитов-риодацитов, относятся к березит-лиственитовому типу. В ореоле даек ширина участка изменений достигает 0,1–0,3 м. В связи с более поздними регионально развитыми процессами метасоматических преобразований выделение ранних ассоциаций затруднительно.

В северо-восточном контакте Солотозерского массива, погружающемся под углом около 50° и более, на Савинском, Геофизическом и Лещевском участках развита серия даек гранит-порфиров и кварц-плаггиопорфиров, прорывающих савинскую и кумбуксинскую толщи (см. рис. 2). Мощность их составляет 0,1–3 м, реже до 20 м. На Савинском участке дайки риодацитов образуют сближенный куст и сопровождаются кварцевыми и карбонат-кварцевыми прожилками с сульфидной минерализацией. Мощность прожилков 0,1–0,3 см, в их контактах развиты хлорит, карбонат, альбит, серицит, которым сопутствуют пирит (1%), халькопирит (до 5%), арсенопирит (0,5%), магнетит (до 2%), турмалин (до 1%). Содержание Au составляет 0,3–1,12 г/т (обр. С-626/170–173 м).

На Черногорском участке вскрыто линзовидно-прожилковое сульфидное рудное тело мощностью 5 м (длина 100 м) на контакте дайки дацитовых порфиритов и габбро. Сульфидная минерализация представлена пиритом (5–10%), халькопиритом (1–3%), сфалеритом (1–2%), единичными зернами молибденита и галенита. По данным КГЭ руды содержат Mo 0,05–0,015%, Cu 0,065–0,89% (в среднем 0,33%), Zn 0,14–0,55%, Pb 0,03–0,22%, Ag до 3,3–50 г/т, примесь Bi и Au (обр. С-567).

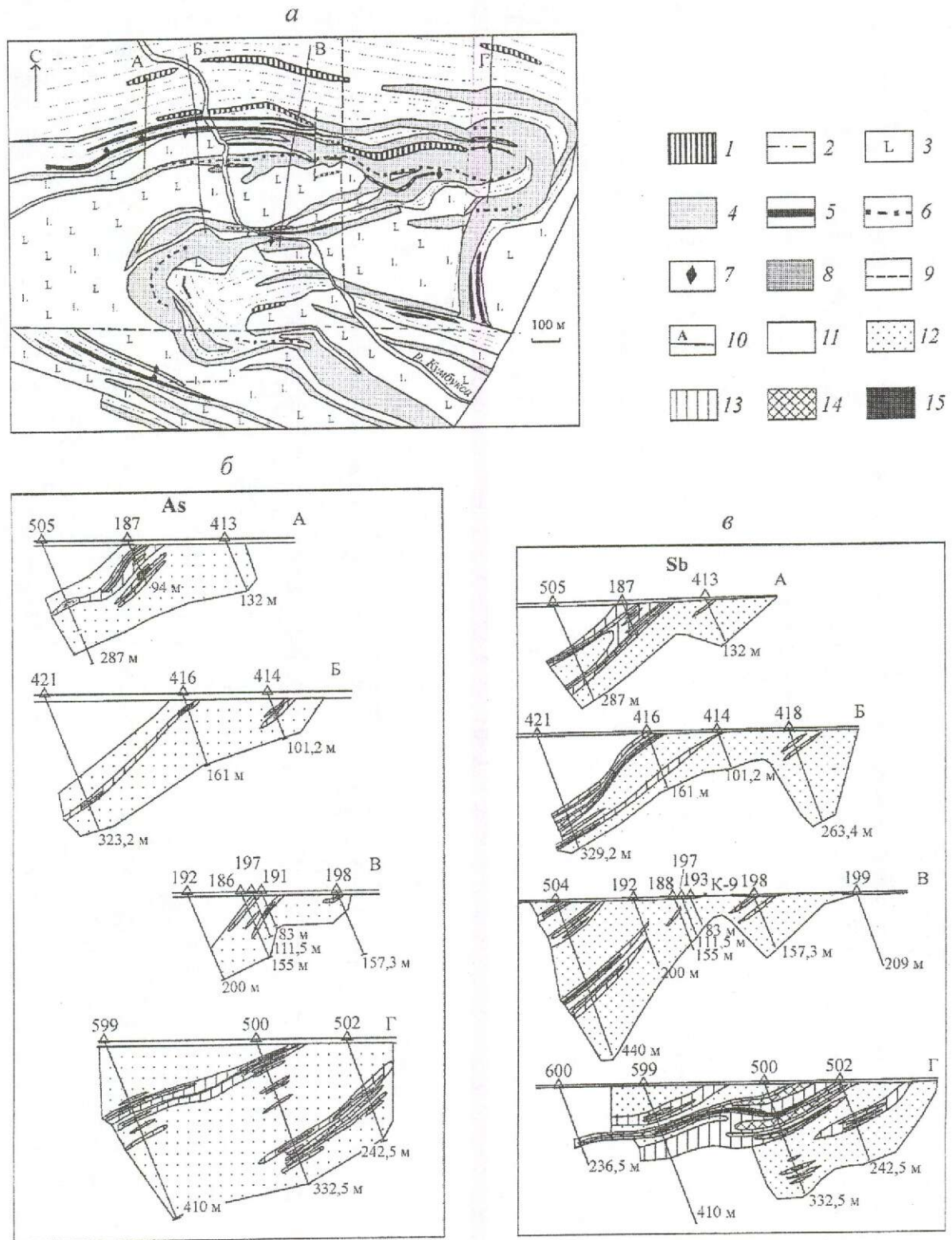


Рис. 3. Схема геологического строения участка Золотые Пороги (а), геохимические ореолы As (б) и Sb (в):

1 — метаморфизованные габбро; 2 — вулканогенно-осадочная толща; 3 — базальты; 4 — комагитты; 5 — колчеданы; 6 — сульфидно-медно-никелевые руды; 7 — проявления Au-Sb-As минерализации; 8 — листовиты; 9 — сдвиговые деформации; 10 — линии геохимических профилей; содержание As и Sb, %: 11 — нет данных, 12 — 0,001–0,01%, 13 — 0,01–0,1%, 14 — 0,1–1%, 15 — >1%

На Щучинском участке дайки кварц-плаггиопорфиоров и биотит-кварц-плаггиоклазовые жилы мощностью 0,1–3 м секут коматииты и коматиитобазальты. В контактах даек и на их продолжении развиты биотитизация и сульфидная вкрапленность, представленная пиритом (1–3%) и халькопиритом. В метакоматиитах встречаются пирит (1–5%), халькопирит (0,5–1%), магнетит (1–15%). Рудная минерализация вмещающих пород содержит Au до 0,1–0,2 г/т, сульфид-кварцевые прожилки среди гранит-порфиоров — до 2 г/т.

На Лещевском участке, расположенном в южном ответвлении Кумбуксинской зоны, коматииты секутся дайкой гранит-порфиоров. Рудная минерализация, сопровождающая дайку, представлена пиритом (3%), халькопиритом (единичные зерна) и содержит Au до 0,1–2 г/т. Во вмещающих сульфидизированных толщах с магнетитом геохимический фон золота отчетливо повышен до 0,1–0,2 г/т.

*Золоторудная минерализация Кумбуксинской зоны сдвиговых деформаций, ассоциирующая с метасоматитами березит-лиственитового типа.* Рудопоявление Золотые Пороги — комплексный объект колчеданных и сульфидных медно-никелевых руд, золото-сульфидной и золото-сурьмяномышьяковой минерализации, расположенный в среднем течении р. Кумбуксы. В его пределах выявлены прямые и косвенные признаки золотоносности (повышенные концентрации золота, находки его в шлихах, вкрапленно-прожилковая золото-сульфидная и золото-сурьмяно-мышьяковая минерализация в метасоматитах березит-лиственитового типа). Золото на этом участке было известно еще по работам Аверина с 1934 г., приводившего данные о содержании его в измененных и сульфидизированных породах в 28 г/т. В четвертичных отложениях в долине р. Кумбуксы в шлихах было обнаружено самородное золото размером до 1 мм.

Структурный план участка (см. рис. 3) напоминает S-образную складку с падением шарнира на север-северо-восток под углом 45°, осложненную северо-восточными, северо-западными и субширотными смещениями [1, 3]. На площади рудопоявления общее северо-западное простирание пород зоны сменяется на субширотное с падением под углом 25–50°. Выделены два главных этапа деформаций, определяющих строение участка — ранний пластических деформаций в условиях зеленосланцевой фации (позднеархейский) и поздний приразломных сдвиговых дислокаций (свекофеннский), сформировавший северо-западные и северо-северо-восточные зоны, сопровождаемый наложенной порфиробластической ассоциацией минералов и березит-лиственитовыми метасоматитами. Низко-

температурные метасоматиты развиты очень широко [2, 3]. К ним относятся фукситовые сланцы, карбонат-кварцевые, карбонат-кварц-серицитовые или фукситовые листвениты и березиты с вкрапленностью пирита, арсенопирита, пирротина, золота, Sb-минералами [5].

Сингенетическое рассеянное накопление золота на участке Золотые Пороги, по-видимому, первоначально было связано с поствулканическим гидротермальным процессом. Как отмечалось выше, колчеданы и сульфидная минерализация в кварцитах и туфах обогащены Sb и As и содержат Au до 0,01–1 г/т. Благоприятными для накопления более значимых концентраций золота оказались метасоматиты березит-лиственитового типа, участки брекчирования, цементации кварцем и доломитами и развития прожилков.

*Золото в лиственитах и березитах с пиритовой вкрапленностью.* Метасоматиты приурочены к центральной части участка, где широко развиты линзовидные тела серицит(фуксит)-карбонат-кварцевых березитов, фуксит- или хлоритсодержащих зеленых или кварц-карбонатных серых лиственитов по метакоматиитам и metabазальтам и карбонат-кварцевые жилы, секущие вмещающие толщи. Коматииты будинированы и оталькованы, их изменение сопровождается образованием халькопирит-миллерит-пиритовых руд, для которых типичны полдимит, ульманнит, герсдорфит и магнетит. Образование всех этих метасоматитов связано с интенсивным привнесом углекислоты и калия.

Пирит из хлорит-талк-карбонатных сланцев и миллерит-пиритовых руд имеет уплощенный пентагондодекаэдрический габитус. Он обогащен As до 190–2450 г/т, Sb до 86 г/т (см. табл. 2, № 4, 5) и содержит Au 0,02–0,12 г/т. Горизонты переотложенных никелевых руд в целом не золотоносны. Однако в зеленых фуксит-кварц-карбонатных лиственитах по коматиитам встречается вкрапленность пирита (от 3–5 до 20–40%) с небольшим количеством халькопирита и с повышенными концентрациями Co и Au. Карбонат в них представлен доломитом или анкеритом, слюда — хромсодержащим фенгитом, встречаются хлорит, турмалин, рутил. Пирит образует изометричные пентагондодекаэдрические кристаллы. Содержание As в нем 370–7510 г/т, Co 940–3660 г/т, концентрации Ni достигают 150–2570 г/т, Sb до 55 г/т, кроме того, присутствуют Ag до 88 г/т, Au от 0,056–0,17 до 6,53 г/т (см. табл. 2, № 3). Пириты из зеленых сланцев содержат 0,01–0,12 г/т Au. Содержание золота в зеленых лиственитах 0,1–0,3 г/т.

В серых кварц-карбонатных лиственитах карбонат представлен доломитом, тонкая рудная вкрапленность — герсдорфитом и ульманнитом в

2. Содержание микропримесей в пиригах участка Золотые Пороги, г/т

№№ п/п	Номер образца	Описание минерала	As	Co	Ni	Cu	Ag	Au	Sb	Вид анализа
1	C-421/204	Мелкозернистый кубический пирит из массивных, вкрапленных и полосчатых колчеданных руд	42	72	120	н/опр	1,1	0,054	120	н/а
	C-187/58,5		450	63	170	—	2,6	0,53	120	—
	7204/9		1460	520	390	—	2,6	0,015	4,5	—
	7204/10		1040	700	н/обн	—	3,3	0,02	39	—
	C-424/141,5		400	460	340	—	2,7	0,12	27	—
Среднее (n=30)	632	371	150	70	0,7	н/опр	2,2	2,2	сп/а	
2	C-424/500	Пирит, ассоциирующий с арсенопиритом в зонах сурьмяно-мышьяковой минерализации	1600	2130	300	н/опр	4,3	0,16	2,2	н/а
	C-421/173		4480	570	840	—	4,4	0,018	4,1	—
	C-601/86,6		2100	600	н/опр	—	н/опр	н/опр	н/опр	мз/а
	C-505/141,5		н/опр	700	500	900	—	—	—	—
	C-505/205,5		100	н/обн	н/обн	500	—	—	—	—
	C-505/202,5		19 300	—	—	200	—	—	—	—
	C-187/51,4		500	—	4900	н/опр	—	—	—	—
Среднее (n=3)	4869	1063	254	49	—	—	—	—	сп/а	
3	C-187/71	Крупнозернистый пентагондодекаэдрический пирит из зеленых лиственитов	1870	2450	1320	н/опр	3	0,17	2,2	н/а
	C-187/141,8		2240	2320	390	—	3	0,15	2,3	—
	7200		7510	3660	2570	—	6,9	0,056	18	—
	7200/1		370	940	150	—	88	0,093	55	—
	Среднее (n=6)		1087	1883	1107	478	0,5	н/опр	н/опр	н/опр
4	C-414/17,3	Уплотненный пентагондодекаэдрический пирит из хлоритгальк-карбонатных сланцев	190	150	180	н/опр	2,2	0,12	5,9	н/а
	C-419/172		200	1720	4210	—	4,1	0,029	12	—
	C-419/171		240	1450	500	—	3,7	0,02	16	—
	7203/8		2450	3140	1310	—	5,7	0,048	86	—
	C-419/159		1010	10 900	860	—	10	0,04	27	—
Среднее (n=6)	767	1390	798	523	1,1	н/опр	н/опр	н/опр	сп/а	
5	P-10	Пентагондодекаэдрический пирит из миллерит-пиритовых руд	н/опр	2000	1300	н/опр	н/опр	н/опр	н/опр	мз/а
	P-10		—	7700	1200	—	—	—	—	
6	C-184/189	Кубический пирит из зеленых сланцев	260	230	510	—	2,8	0,044	1,7	н/а
	C-419/94,2		2860	910	100	—	3	0,02	1,5	—
	Среднее (n=12)		808	596	119	519	2,1	н/опр	н/опр	сп/а
7	7203/8	Пирит из серых лиственитов	2450	3140	1310	—	5,7	0,048	86	н/а
8	7203	Пирит из кварцевой жилы в серых лиственитах	25	4890	1040	н/опр	4	0,033	1,3	н/а
9	7208/9	Пирит из прожилков в березитах	2200	130	890	—	108	0,69	5,5	—

Примечание. Золото определялось атомно-абсорбционным методом, сп/а — спектральный (дано среднее значение), н/а — нейтронно-активационный, мз/а — микрозондовый анализ.



14	Халькопирит	30,74	34,36	34,11	—	—	—	—	—	—	—	99,21
15		30,53	37,70	34,71	0,05	—	—	—	—	—	—	99,99
16		29,52	34,69	34,79	0,02	—	—	—	—	—	—	99,92
17		30,40	34,60	34,90	—	—	—	—	—	—	—	100,20
18	Сфалерит	3,90	0,85	32,8	0,02	—	—	—	62,8	—	Cd 0,22	100,59
19		5,88	—	32,61	—	—	—	—	60,51	—	Cd 0,11	100,16
20	Герсдорфит	2,44	—	20,13	19,00	13,59	44,23	0,55	—	—	—	99,94
21		15,01	—	20,63	20,27	—	44,08	0,01	—	—	—	100,00
22		17,38	—	20,01	18,76	—	43,83	—	—	—	—	99,98
23		6,56	—	21,20	11,90	15,90	45,50	—	—	—	—	101,06
24	Арсенопирит	33,2	—	21,1	0,77	0,22	44,2	—	—	—	—	99,49
25		31,4	—	21,2	2,10	0,49	43,0	—	—	—	—	98,19
26		33,72	0,04	21,06	0,02	—	44,87	—	—	—	—	99,71
27		33,96	0,03	20,81	0,04	—	45,22	—	—	—	—	100,06
28		33,39	—	21,59	0,11	0,19	43,95	0,01	—	—	—	99,24
29		32,48	—	20,40	0,90	0,53	44,19	0,04	—	—	—	98,54
30		33,33	0,01	20,47	0,29	0,03	44,82	0,05	—	—	—	99,00
31		32,60	0,02	20,20	0,46	1,90	45,05	—	—	—	—	100,23
32		32,07	0,02	20,97	2,33	—	43,82	—	—	—	—	99,21
33	Бертьерит	12,3	—	28,8	—	—	0,12	59,8	—	—	—	101,02
34		12,2	—	28,7	—	—	0,20	60,1	—	—	—	101,20
35		11,2	—	29,4	—	—	—	60,1	—	—	—	100,7
36		11,8	—	29,0	—	—	0,20	59,4	—	—	—	100,2
37		11,99	0,04	31,11	—	—	0,09	58,01	—	—	—	99,66
38		12,26	—	30,71	—	—	0,13	57,11	—	—	—	100,21
39		11,89	—	30,20	—	—	—	56,30	—	0,62	—	99,02
40		11,81	—	29,80	—	—	—	55,43	—	0,40	—	97,45
41		11,84	—	30,79	—	—	—	57,01	—	0,45	—	100,06
42		12,12	—	29,44	—	—	—	55,78	—	0,55	—	97,89
43		11,86	—	30,05	—	—	—	56,61	—	0,54	—	99,06
44	Тетраэдрит	3,93	38,0	25,40	—	—	—	29,4	2,70	—	Ag 0,13	99,56
45		3,97	38,2	25,0	—	—	0,13	29,0	2,79	—	Ag 0,40 Bi 0,20	99,49
46	Джемсонит	2,32	—	22,57	—	—	—	34,98	—	38,57	—	98,44
47		2,41	—	22,68	—	—	—	34,34	—	37,68	—	97,10
48		2,48	—	22,37	—	—	—	35,23	—	38,91	—	99,00
49		2,49	—	22,24	—	—	—	35,64	—	39,01	—	99,39
50	Цинкениит	2,10	—	21,2	—	—	—	39,3	—	39,1	—	101,7
51	Ульманнит	0,09	—	15,0	26,6	0,06	1,20	59,6	—	—	—	102,55
52		0,12	—	14,5	27,6	—	1,71	56,6	—	—	—	100,53
53		—	0,01	—	26,7	—	0,64	57,0	—	—	—	98,85
54		—	0,02	—	27,0	—	2,42	54,8	—	—	—	97,64
55		—	—	15,69	27,94	0,17	6,92	49,27	—	—	—	99,99
56	Антимонит	—	—	28,00	—	—	—	71,06	—	—	—	99,06
57		0,02	—	28,73	—	—	—	69,66	—	0,25	—	98,66
58		0,04	—	28,64	—	—	—	69,95	—	0,09	—	98,72
59		0,03	—	28,46	—	—	—	71,97	—	0,01	—	100,47
60		—	—	28,72	—	—	—	72,37	—	0,27	—	101,35
61		0,31	—	29,95	—	—	—	70,41	—	0,09	—	99,77
62		0,15	—	29,33	—	—	—	70,25	—	0,08	—	99,81
63	Самородная сурьма	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	100
64		0,12	—	—	—	—	—	98,4	—	—	—	98,52
65		—	—	—	—	—	—	100,7	—	—	—	100,7

Примечание. № 1 — обр. P-14; № 2, 3, 39–43, 46–49, 56–63 — обр. C-421/251,8; № 4, 12, 17, 18, 33, 34, 44, 53, 54 — обр. C-505/141,4; № 7, 14, 30, 37, 38 — обр. C-505/141,5; № 24, 25, 45, 47 — обр. C-505/146,4; № 11, 35, 50, 51 — обр. C-505/151,8; № 10, 36, 64 — обр. C-505/152,1; № 5, 26, 27 — обр. C-187/51,4; № 6, 19, 28, 29 — обр. C-601/86,6; № 20, 55 — обр. 7203/7; № 23 — обр. C-662/32. В образцах C-601/86,6 и C-505/205,5 установлены мельчайшие выделения самородного серебра. Прочерк — не обнаружен. Микронзондовые анализы выполнены Н.Н.Коротаевой на геологическом факультете МГУ.

Сурьмяная минерализация появляется в завершающую стадию рудообразования. Первыми из сурьмосодержащих растворов выделялись самородная сурьма и антимонит, затем бертьерит, джемсонит, в колчеданах — тетраэдрит. Самородная сурьма встречается в малосульфидных участках. Бертьерит — наиболее распространенный минерал сурьмы — кристаллизуется в виде аллотриоморфных зерен вокруг арсенопирита и сопровождается редкими иголочками антимонита. Отмечается во вкрапленности и прожилках в зоне брекчирования, реже на участках, совмещенных с колчеданными залежами, в ассоциации с джемсонитом и тетраэдритом. В нем содержится примесь Pb 0,4–0,62%. Джемсонит относится к Fe-Pb сульфосолям. Антимонит содержит в незначительном количестве примеси Pb и Fe. На рудопроявлении наблюдается корреляция Sb и Pb. При наложении Sb-As минерализации на метакоматииты и совмещении ее с никелевыми рудами образуются герсдорфит и ульманнит. Среди герсдорфитов выявлены Co и Fe разновидности. В ульманните содержание As достигает 0,64–6,92%. В ассоциации с ними установлены микроскопические выделения самородного серебра. Температура образования руд в этом случае около 150°C. В аншлифе С-505 отмечено тонкодисперсное самородное золото. Процессы лиственитизации и золото-сурьмяно-мышьяковая минерализация участка Золотые Пороги среди коматиитовых горизонтов могут сравниваться с таковыми месторождений Южной Африки (месторождение Монарх, зеленокаменный пояс Мурчисон) [9–10, 11].

Таким образом, учитывая геодинамическое развитие территории, можно сказать, что с ранней аккреционной историей (с вулканизмом и гидротермальными процессами) связано формирование колчеданных руд. На коллизионной стадии происходят смятие вмещающих комплексов вблизи внедряющихся гранитов, формирование золото-сульфидной минерализации в зонах гидротермального изменения на контактах даек гранит-порфиров или риодацитов. В зоне Кумбуксинского разлома образуются северо-западные сдвиговые зоны, вероятно, двух возрастных уровней (в позднем архее и на свекофенском этапе в палеопротерозое). Золото приурочено к контактам порфировых даек и небольших гранитных тел (участки Щучинский, Савинский, Лещевский), зонам сульфидной или сурьмяно-мышьяковой вкрапленно-прожилковой минерализации в березитах, лиственитах (участки Золотые Пороги, Савинский, Лещевский). Некоторое повышение

концентраций золота относительно фона и низкое содержание элементов-примесей отмечается в горизонтах колчеданов и в сульфидсодержащих кварцитах. Их не следует сбрасывать «со счета», учитывая как базовую формацию. Выявленные концентрации золота, сопутствующая рудно-геохимическая ассоциация и околорудные метасоматиты березит-лиственитового типа позволяют считать Кумбуксинскую тектоническую зону перспективной на поиски золота.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кожевников В.Н., Кулешевич Л.В., Фурман В.Н.* Структурный анализ архейских образований участка Золотые Пороги (Восточная Карелия) // Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1983. С. 47–51.
2. *Кулешевич Л.В.* Листвениты в зеленокаменных поясах Восточной Карелии // Геология рудных месторождений. 1984. Т. 26. № 3. С. 112–116.
3. *Кулешевич Л.В.* Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. – Петрозаводск, 1992.
4. *Кулешевич Л.В., Белашев Б.З.* Колчеданное оруденение Восточной Карелии (опыт изучения состава и электрофизических свойств пиритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1998. С. 57–72.
5. *Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Коротаева Н.Н.* Редкая сурьмяная минерализация докембрийского рудопроявления Золотые Пороги в Восточной Карелии // Зап. ВМО. 1998. № 6. С. 89–98.
6. *Кулешевич Л.В.* Металлогения верхнеархейских углеродистых формаций Восточной Карелии // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 2000. С. 221–227.
7. *Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints / I.S.Puchtel, A.W.Hofmann, Yu.V.Amelin et al. // Geochimica et Cosmochimica acta. 1999. Vol. 63. № 21. P. 3579–3595.*
8. *2,88 Ga island-arc magmatism of the Kamennoozero greenstone belt, eastern Karelia, Russia / A.V.Samsonov, I.S.Puchtel, A.A.Schchipansky et al. // Geochimica et Cosmochimica acta. 1998. P. 150–152.*
9. *Muff R., Saager R.* Metallogenic interpretations from a mineragraphic and geostatistic study of antimony ores of the Murchison greenstone belt, South Africa // A Symposium on mineral deposits and the transportation and deposition on metals. 1976. P. 167–179.
10. *Pearson T.N.* The geology and geochemistry of the Monarch ore body and Environs, Murchison range, north-eastern Transvaal // Mineralization in metamorphic terranes. 1978. P. 77–86.
11. *Viljoen M.J.* The geology and geochemistry of the «Antimony line» in the united Jack Complex, Murchison range // A Symposium on mineral deposits and the transportation and deposition on metals. 1976. P. 133–158.



УДК 553.411 (574)

© Коллектив авторов, 2005

## АШИКТАССКИЙ ТИП ВУЛКАНОГЕННЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАЗАХСТАНЕ

М.С.Рафаилович, М.М.Старова, Н.А.Степанов, Н.С.Максимов, Ю.А.Алексеев  
(НИИ природных ресурсов ЮГГЕО, Республика Казахстан)

*Вулканогенное месторождение Ашиктас в Северной Бетпак-Дале (Центрально-Казахстанский девонский вулканоплутонический пояс) представляет собой нетрадиционный для Казахстана тип золото-серебряных руд с низкими содержаниями золота (1–4 г/т), перспективный для промышленной разработки методом кучного выщелачивания. Охарактеризованы условия локализации месторождения, вещественный состав руд, морфология рудных тел, структура распределения золота, а также признаки, отличающие его от малоглубинных кварцево-жильных месторождений.*

Важнейшая особенность современной конъюнктуры золота — стремительный рост инвестиционной и коммерческой значимости крупнотоннажных, пригодных для открытой разработки рудных месторождений с предельно низкими концентрациями полезного компонента. Эта тенденция стала возможной благодаря широкому и успешному применению высокоэффективных способов обогащения минерального сырья (автоклавное окисление, кучное выщелачивание, биотехнологии и др.) [6, 7, 12, 13]. К экономически рентабельным объектам с низкосортными золотыми и золотосодержащими рудами относятся месторождения различного масштаба, в том числе крупные и очень крупные (Au, г/т): золото-сульфидное Голд Кворри и золото-серебро-адуляр-кварцевое Раунд Маунтин в США (соответственно 1,5 и 1,2), золото-сульфидное Сухой Лог и серебро-адуляр-кварцевое Дукаат в России (2,0–3,5 и 1,0), золото-сульфидно-кварцевое штокерковое Васильковское в Казахстане (3,1), золото-кварц-алунитовые Пуэбл-Вьехо в Доминиканской Республике и Чинкуаши на Тайване (3,5 и 2,5), золото-медно-порфировое Кальмакыр в Узбекистане (0,4–0,5), бокситоносные коры выветривания Боддингтон в Австралии (1,5–3,0) и др. [1, 5, 6, 8, 12, 14]. Многие объекты находятся в промышленной разработке. Особенно показателен положительный опыт корпораций «Баррик Голд» и «Ньюмонт» по широкомасштабному извлечению золота из упорных сульфидных залежей карлинского типа в штате Невада [13] и компании Зеравшан-Ньюмонт, осваивающей бедные золото-кварцевые руды (Au 1,4 г/т) из отвала карьера гигантского месторождения Мурунтау [4].

В Казахстане открытие подобных объектов ожидается на территории слабоизученных Центрально-Казахстанского девонского и Прибалхашско-Илийского позднепалеозойского краевых вулканоплутонических поясов. Здесь прогнозируются следующие типы объемных месторождений низкосортных руд (в скобках зарубежные и казахстанские эталоны): золото-серебро-адуляр-кварцевый (Раунд Маунтин, Дукаат), золото-медно-порфировый (Кальмакыр, Нурказган), золото-кварц-алунитовый (Пуэбл-Вьехо), комбинированный эпитермально-мезотермальный золото-медный (Лепанто-FSE) и др. [2, 3, 9–11].

Один из регионов, перспективных на выявление крупнообъемных эпитермальных золотых и золото-серебряных руд, — Сасырлыкский сегмент Центрально-Казахстанского девонского вулканоплутонического пояса (Северная Бетпак-Дала). В 90-х годах прошлого столетия сотрудниками ВСЕГЕИ, АО «Степгеология» и казахстанско-канадской компании Central Asia Goldfields в его пределах обнаружено и частично оценено вулканогенное золото-серебряное месторождение Ашиктас. Оно представлено золотоносной зоной метасоматических (вторичных) кварцитов значительной протяженности (не менее 1,2–1,5 км) и мощностью до 20–50 м. Рудовмещающие породы — вулканогенно-терригенные (риолито-дациты, туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники) образования среднего девона (рис. 1). С поверхности в сборно-штупных пробах (более 200) установлены Au 0,01–5,0 г/т, Ag 0,1–100 г/т, Ba до 2–5%, As 0,02–0,2%, Pb и Cu до 0,1%, Mo, Bi, W и Sb до 0,01% [9]. На объекте пройдены каналы и неглубокие (70–200 м) скважины. В бороздовых и кернах

вых пробах содержания составили: Au 0,01–71,0 г/т, Ag до 25 г/т, Ba до 3–6%, Sb до 0,01%, Cu и Pb до 0,1–0,3%, W 0,001–0,05% (иногда до 0,8–1,0%).

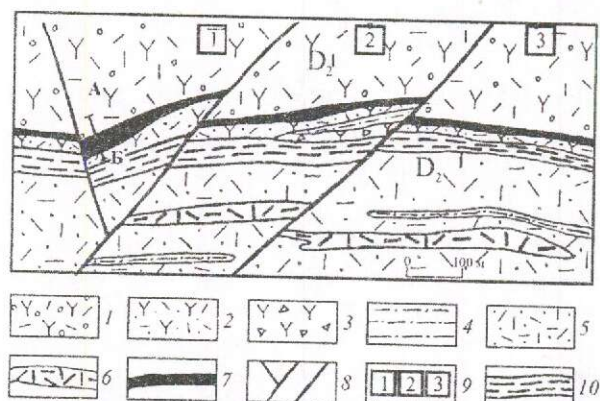


Рис. 1. Геологическая схема месторождения Ашиктас, по материалам АО «Стенгеология»:

вулканогенно-терригенные отложения среднего девона: 1 — грубообломочные туфы риолито-дацитов, 2 — то же, мелкообломочные, 3 — туфобрекчии, 4 — туфоалевролиты, 5 — туфопесчаники, 6 — субвулканические тела фельзитов, фельзит-порфиров; 7 — золотоносная зона метасоматического, жильно-прожилкового и жильного окварцевания; 8 — разломы; 9 — тектонические блоки (1 — западный, 2 — центральный, 3 — восточный); 10 — зона милонитов (шовная зона); А-Б — линия геологического разреза

Рудная зона приурочена к висячему боку милонового шва мощностью 20–50 м и контакту грубо- и мелкообломочных туфов риолито-дацитов, имеющим северо-восточное и субширотное простирания и крутое (75–85°) падение на север, северо-запад. Южнее рудной зоны в туфах присутствуют дайкообразные тела фельзитов и фельзит-порфиров. По геолого-геофизическим данным вулканогенно-терригенная толща подстилается гранитным плутоном, кристаллизационной и пневмато-гидротермальной детельностью которого обусловлены своеобразные особенности месторождения: кислый состав субвулканических тел, метасоматические изменения стадии кислотного выщелачивания, проявления в ореолах и рудах редкометалльной минерализации. Двумя северо-восточными взбросо-сдвигами площадь месторождения разбита на западный, центральный и восточный тектонические блоки.

Рудная зона представлена линейным штокверком метасоматического, жильно-прожилкового и жильного окварцевания. Кварц нескольких генераций. Кварцевый метасоматит, образующий основу рудной зоны и имеющий криптомелкозернистую структуру и массивную, плотную, пятнистую,

брекчиевидную текстуры, представлен гранобластовой массой кварца I, в которой в виде примеси присутствуют барит, адуляр, альбит, серицит. Зерна кварца I размером от сотых долей до 0,5–0,7 мм имеют изометричную, удлиненную, неправильную формы, местами катаклазированы, частично перекристаллизованы. Агрегат кварца I пронизан взаимно пересекающимися просечками светло-серого и серого шестоватого кварца II мощностью 0,1–10 мм, с которым ассоциируют серицит, мусковит, калишпат, рудные минералы. Кварц III чистый, выполняет тонкие (доли миллиметра) трещинки, секущие кварц I и II [9].

Породы, развитые со стороны висячего и лежащего боков рудной зоны, представлены массивными, слабосланцеватыми литокристалловитрокластическими туфами риолит-дацитового состава. Кристаллокласты сложены кварцем, калишпатом, мусковитизированным и лейкоксенизированным биотитом, литокласты — измененными порфиритами и обломками вулканического стекла, туфами, альбититовыми метасоматитами, редко филлитами и туффитами. Вторичные изменения выражены в гидрослюдизации, окварцевании, калишпатизации, баритизации, сульфидизации. Гидрослюда развита повсеместно, почти полностью замещая раскристаллизованное вулканическое стекло. Окварцевание неравномерное. Как и в рудной зоне, здесь отмечаются ранний метасоматический кварц I в виде локальных гнезд, жилковидный шестоватый кварц II, сопровождаемый баритом, серицитом, калишпатом, и нитевидный кварц III.

Объемная метасоматическая зональность месторождения (от центра к флангам и сверху вниз): монокварцевое ядро (с баритом, альбитом, слюдой) — кварц-серицит-мусковитовая зона (с баритом, адуляром, сульфидами) — зона адуляр-кварцевых прожилков (с пиритом, минералами Au, Ag, Cu) — пропилиты (кварц, карбонаты, хлорит, эпидот, пирит). Вертикальный размах рудоносных метасоматитов не менее 600–800 м.

Специфическими особенностями рудной минерализации являются: значительное число минеральных соединений (>25); несколько генераций пирита, самородного золота, арсенипирита; широкий спектр медьсодержащих (халькопирит, халькозин, борнит, теннантит, ковеллин, самородная медь, айкинит) и серебросодержащих (самородное серебро, акантит, сульфосоли серебра, петцит, штернбергит) соединений; редкометалльная ассоциация (шеллит, касситерит, молибденит); разнообразные вторичные минералы Fe, Mn, As, Cu, Pb, Te, Ag и Au. Ниже приведены рудные минералы месторождения Ашиктас.

Первичные:

*главные* — пирит, самородное золото, самородное серебро, халькозин;

*подчиненные* — марказит, халькопирит, теллуриды, арсенопирит, ковеллин, блеклая руда (теннантит), акантит, галенит, сфалерит, шеелит, сульфосоли серебра;

*редкие* — айкинит, нагиагит, штернбергит, молибденит, борнит, самородная медь;

Вторичные: гётит, гидрогётит, лимонит, ярозит, псиломелан, скородит, англезит, ковеллин, самородное золото, самородное серебро, теллурид, сульфосоли серебра.

Гипергенная минерализация распространена до глубин 50–80 м. Преобладают вторичные соединения железа (до 70–90%) и марганца, развивающиеся по пиритам различных генераций (метаколлоидному, фрамбоидальному, вкрапленному, кристаллическому) и железистому карбонату. Им свойственны колломорфно-зональные, почковидные, плотные, рыхлые, хлопьевидные, петельчатые, прожилковые, гнездовидные, пятнистые, интерстициальные текстуры.

Гипергенное золото тонкое (не более 0,05–0,1 мм), пылевидной, амёбовидной и неправильной форм, располагается в интерстициях кварца, на контакте зерен кварца с гидроксидами железа, в центральных частях и по периферии псевдоморфоз лимонита по пентагондодекаэдрическому пириту. В нескольких случаях отмечены срастания вторичного золота с теллуридом.

Теллурид (вторичный минерал теллура) зафиксирован в участках совмещения лимонитов различного типа (интерстициальных, прожилковых, агрегатных) и на контакте зерен кварца с гипергенными минералами железа. Тесно ассоциирует с вторичными сульфосолями серебра и самородным серебром, нередко образует оторочки по первичному теллуриду. Размеры выделений теллурита 0,02–0,05 мм.

Переотложенное самородное серебро (до 0,1–0,2 мм) имеет пыле-, волосо-, дендритовидную формы, развивается в агрегатах гидрослюдисто-охристо-псиломеланового состава и пустотах выщелачивания сульфидов в ассоциации с теллуридом, сульфосолями серебра и ковеллином.

Сульфосоли серебра (до 0,1 мм) отмечаются в виде пылевидных образований в гидроксидах железа, пленок по вторичному ковеллину, точечных микровыделений по краям псевдоморфоз лимонита по пириту, оторочек по теллуриду.

Ковеллин образует срастания с первичным халькопиритом, а также отдельные гнезда, линзы и микропрожилки в гидроксидах железа.

Англезит и скородит представлены псевдоморфными выделениями, развивающимися соответственно по зернам галенита и кристаллам арсенопирита ромбических сечений.

В первичных рудах и метасоматитах отмечаются следующие минеральные ассоциации: пирит-марказитовая, кварц-шеелитовая, кварц-касситеритовая, пирит-молибденит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-халькозиновая (с акантитом, борнитом, ковеллином, теннантитом), золото-арсенопирит-пиритовая, золото-кварц-сфалерит-галенитовая, золото-пирит-блеклорудно-теллуридная, сульфосольно-теллуридно-серебряная (айкинит, самородное серебро, акантит, штернбергит, нагиагит, петцит, сульфосоли серебра).

Пирит — наиболее распространенный рудный минерал, его количество в среднем 1–2%, местами до 2–5%. Образует вкрапленность, цепочечные и гнездовые агрегаты, одиночные кристаллы, прожилки, линзы. Развита в кварцевых жилах, кварцевых и кварц-серицитовых метасоматитах, слабоизмененных туфах. Ранний колломорфный и фрамбоидальный пирит ассоциирует с марказитом. В более поздних образованиях дисульфид железа совмещен с арсенопиритом, полиметаллическими сульфидами, блеклой рудой, теллуридами. Характерны пентагондодекаэдрическая {210}, комбинированная {210}+{100}, {100}+{210}, реже кубическая {100} формы кристаллов. Пирит нередко раздроблен и сцементирован халькопирит-халькозиновым агрегатом. Субмикроскопическое золото зафиксировано в пиритах сложной огранки. Поздний пирит отличается высокой фазовой неоднородностью, наличием микропарагенезисов халькопирит-сфалерит и штернбергит-айкинит-самородное серебро.

Самородное золото представлено тремя генерациями. Тонкое, пылевидное, овальное, капельное, амёбообразное субмикроскопическое раннее золото I сконцентрировано в арсенопирите и пирите пентагондодекаэдрического и комбинированного габитусов. Интерстициальные, скорлуповато-натечные, субкристаллические, прожилковые выделения самородного золота II связаны с кварц-полиметаллической стадией. Размеры выделений золота II от сотых долей до 1–3 мм. Пробность интерстициальных, скорлуповато-натечных, субкристаллических форм золота II от 795 до 821%. Тонкопрожилковое золото II имеет максимально высокую пробу 999,9‰ (таблица). Основная примесь в самородном золоте II — серебро (до 20%). Позднее золото III отмечается в кварце в тесной ассоциации с теллуридами (формы золота III — микроинтерстициальные выделения, сростки, каймы), а также вхо-

дит в состав некоторых теллуридов (петцит, нагиагит). Практическое значение на данной стадии изученности имеет только свободное золото II.

Теллуриды присутствуют в поздних кварцевых прожилках в сростаниях с пиритом, блеклой рудой, самородным золотом и самородным серебром. Для

Пробность самородного золота II месторождения Ашиктас (скв. 401, интервал 59,0–59,5 м)

Номер образца	Форма золота II	Количество определений	Пробность Au, ‰		Содержание Ag, ‰	
			от-до	среднее	от-до	среднее
F1-1	Субкристаллическая вкрапленная	3	804,9–818,0	811,6	17,43–18,7	18,23
F2-1	Скорлуповато-натечная	3	818,6–819,6	819,0	18,88–19,17	19,07
F2-2	Интерстициальная	3	801,7–820,7	811,6	18,06–18,62	18,36
F2-3	Субкристаллическая	3	794,9–820,6	810,2	17,05–19,22	18,72
F3-1	Интерстициальная	3	823,3–826,6	824,6	19,24–19,61	19,45
F1-2	Прожилковая	1	999,9		<0,1	
F3-2	То же	1	999,9		<0,1	

Примечание. Пробность золота замерена в ИГН им. К.И.Сатпаева на электронно-зондовом микроанализаторе Superpro-733 (JEOL, Japan).

Самородное серебро образует пылевидные обособления, микрооазисы, тонкие палочки и дендриты в прожилках серого кварца, а также парагенезисы с айкинитом и штернбергитом в дробленых кристаллах пирита. В зоне окисления оно переотлагалось с некоторым укрупнением (до десятых долей миллиметра).

Халькозин — самый распространенный медный минерал. Он цементирует микрозонки дробления в пирите, облекает зерна халькопирита и пирита, образует интерстициальные и гнездовые скопления в кварцевых жилках и кварцевых метасоматитах. Иногда содержит тонкие обособления акантита. В сростаниях с халькозином отмечаются пирит, халькопирит, ковеллин, борнит, блеклая руда, арсенопирит.

Халькопирит наблюдается в гидротермально измененных туфах, кварцевых прожилках, монокварцитах в ассоциации с пиритом, халькозином, блеклой рудой, борнитом, арсенопиритом и сфалеритом. В пирите образует пойкилитовые сростания с борнитом, халькозином, сфалеритом.

Блеклая руда (теннантит) отмечается в агрегатах халькопирит-борнит-ковеллин-халькозинового состава и в сростках с галенитом и петцитом. При распаде блеклой руды образуются тонкие зерна арсенопирита II. Ранний золотоносный арсенопирит I имеет укороченную бипирамидальную с ромбическим сечением или тонкоиглочатую форму кристаллов.

них характерны палочковидные и интерстициальные выделения. В пирите наблюдались единичные пойкилиты петцита.

Золотоносная кварц-сфалерит-галенитовая ассоциация занимает промежуточное положение между ранней золото-пирит-арсенопиритовой и поздней золото-пирит-блеклорудно-теллуридной ассоциациями. Сфалерит чаще ассоциирует с пиритом, галенит — с блеклой рудой и петцитом.

Минералы редкометальной ассоциации (касситерит, шеелит, молибденит) — ранние образования. Их единичные кристаллы и вкрапления размером до 0,02–0,05 мм сосредоточены в высокотемпературных кварцевых прожилках. Молибденит (тонкие лейсты) обнаружен в участке развития медных минералов (халькозин, халькопирит, теннантит, ковеллин).

Сложные сульфиды, сульфосоли, теллуриды свинца, висмута, серебра (айкинит, штернбергит, нагиагит) сформировались в заключительную средне-, низкотемпературную стадию. Эти минералы накладывались на золотоносные кварцевые жилы или образовывали микропарагенезисы в пирите.

Устанавливается отчетливая минеральная зональность от лежачего бока рудной зоны к висячему. Касситерит отмечен в лежачем боку, самородное золото II, молибденит и шеелит — в самой рудной зоне, айкинит и штернбергит — в висячем боку. Парагенезис халькопирит-халькозин характерен как для лежачего бока, так и для самой рудной зоны.

Арсенопирит-теннантитовая минерализация встречается в рудной зоне и измененных туфах со стороны ее лежачего бока. Галенит развит в рудной зоне и ее висячем боку. Сфалерит и теллуриды имеют «сквозное» распространение. В целом минеральная зональность относится к регрессивному типу.

Руды и эндогенные ореолы отличаются сложным элементным составом. Наряду с элементами, обычными для близповерхностных месторождений (Au, Ag, Pb, Ba, As, Bi, Cu и др.), отмечаются W до 0,8–1,0%, Be 5–15 г/т, Mo 3–100 г/т, Sn до 20 г/т. По интенсивности содержания элементы подразделяются на три группы (в скобках значения кларков концентраций КК): высококонтрастные Au, Ag, W (до сотен-первых тысяч КК), умеренноконтрастные Sb, Bi, Cu, As, Ba (до десятков КК) и слабоконтрастные Pb, Zn, Mo, Sn, Be, Ni, Co, Cr (1–10, редко более 10 КК).

Геохимическое поле — сложнодифференцированное с несколькими векторами геохимической зональности. По простиранию рудной зоны проявлена латеральная зональность, вызванная различной степенью эродированности тектонических блоков и неодинаковой геохимической специализацией слагающих их гидротермально измененных пород и руд. В разрезе по линии А–Б отмечаются признаки вертикальной (осевой) зональности и зональности от лежачего бока рудной зоны к висячему.

Латеральная зональность характеризуется увеличением с востока на запад ширины, интенсивности и площадной продуктивности ореолов Au, Ag, Cu, Zn, W, снижением аналогичных параметров ореолов Sb и Ba. Максимальная ширина ореола As отмечается в центральном и восточном тектонических блоках, ореола Pb — в восточном блоке. В западном блоке ореол Co совмещен с рудной зоной, в центральном и восточном блоках ореолы Co «отогнаны» к периферии (рис. 2). По геохимическим параметрам западный тектонический блок и локализованное в нем оруденение оцениваются как имеющие среднерудный эрозионный срез; центральный блок менее эродирован, а восточный имеет минимальный (надрудно-верхнерудный) уровень эрозии. В плане золотоносная зона представляет единую полосу компактно сконцентрированных геохимических ореолов суммарной шириной не менее 100–200 м. Кварцевые метасоматиты и проявления жильного, жильно-штокеркового окварцевания развиты в осевой ее части. Зона сопровождается эндогенными ореолами Au, Ag, As, Cu, Pb и Bi. Ширина ореола золота (по изолинии 0,05 г/т) изменяется от 25–50 м на восточном фланге до 50–200 м на западном. Ширина ореолов сопутствующих элементов соответственно на восточном и западном

флангах составляет, м: Ag (по изолинии 1 г/т) 20 и 150, As (0,03%) 50 и 120, Pb (0,01%) 50 и 100, Cu (0,01%) 50 и 200, Bi (1 г/т) 50 и 100. Ореолы Sb (0,001–0,01%), Ba (0,1–1,0%), Mo (3–10 г/т), W (0,001–0,01%), Zn (0,02%) трассируют зону с перерывами. Золото в рудах и эндогенных ореолах тесно коррелирует с серебром. Золото-серебряное отношение варьирует от 4:1 до 1:10.

В разрезе через рудную зону элементы распределены в виде полос и струй (рис. 3). Приповерхностная часть зоны обогащена Ag, As, Sb и Bi, породы висячего бока — Ba, Pb, Sb, лежачего — Co, Ag, Cu. Осевая зональность рудной зоны представлена рядом Cu, Co, W, Au – Ni, Mo, Bi – As, Ag, Sb, а зональность ореолов от лежачего бока к висячему — Cu, Co, Ag – W, Bi, As, Sb, Au – Ba, Pb, Sb. Четыре элемента-спутника — Ag, Ba, Pb, Sb — концентрируются на верхнем горизонте с некоторым смещением геохимических ореолов в сторону висячего бока рудной зоны. Мультипликативный показатель Ag-Pb-Ba-Sb может быть рекомендован в качестве критерия локализации новых рудных тел и прогноза их склонения.

Распределение золота полимодальное, что видно на примере рудной зоны, вскрытой в западном тектоническом блоке. Кривая распределения состоит из шести классов содержаний с повторяющимся шагом модальных значений золота, кратным трем (г/т): 0,025; 0,08; 0,25; 0,8; 2,5; 8,0 (рис. 4). Относительное число проб с содержаниями Au >1,5 г/т составляет 15%, проб с рядовыми и богатыми содержаниями (5–60 г/т) — <5%. С учетом этих данных, а также материалов по оценочным скважинам, пройденным в центральном и восточном блоках, возможны две модели геолого-экономической оценки вулканогенного месторождения Ашиктас. По первой модели на этом объекте преобладают локальные линзо-, столбо-, гнездообразные тела протяженностью не более 50–80 м с концентрациями Au 5–8 г/т. Внутри возможно наличие бонанцев с более концентрированным оруденением (10–30 г/т). Редкая сеть оценочных скважин не обеспечивает надежного выявления и оконтуривания подобных рудных тел. По первой модели месторождение Ашиктас — это мелкий объект, требующий существенных затрат на достоверную оценку его масштабов и селективную отработку руд. Более предпочтительной является вторая модель, основанная на представлении о том, что Ашиктас — это выдержанный по простиранию объемный штокерк с бедными рудами (1–4 г/т), но значительными ресурсами золота (до 30–50 т), которые могут быть рентабельны при отработке методом кучного выщелачивания. О возможности применения на

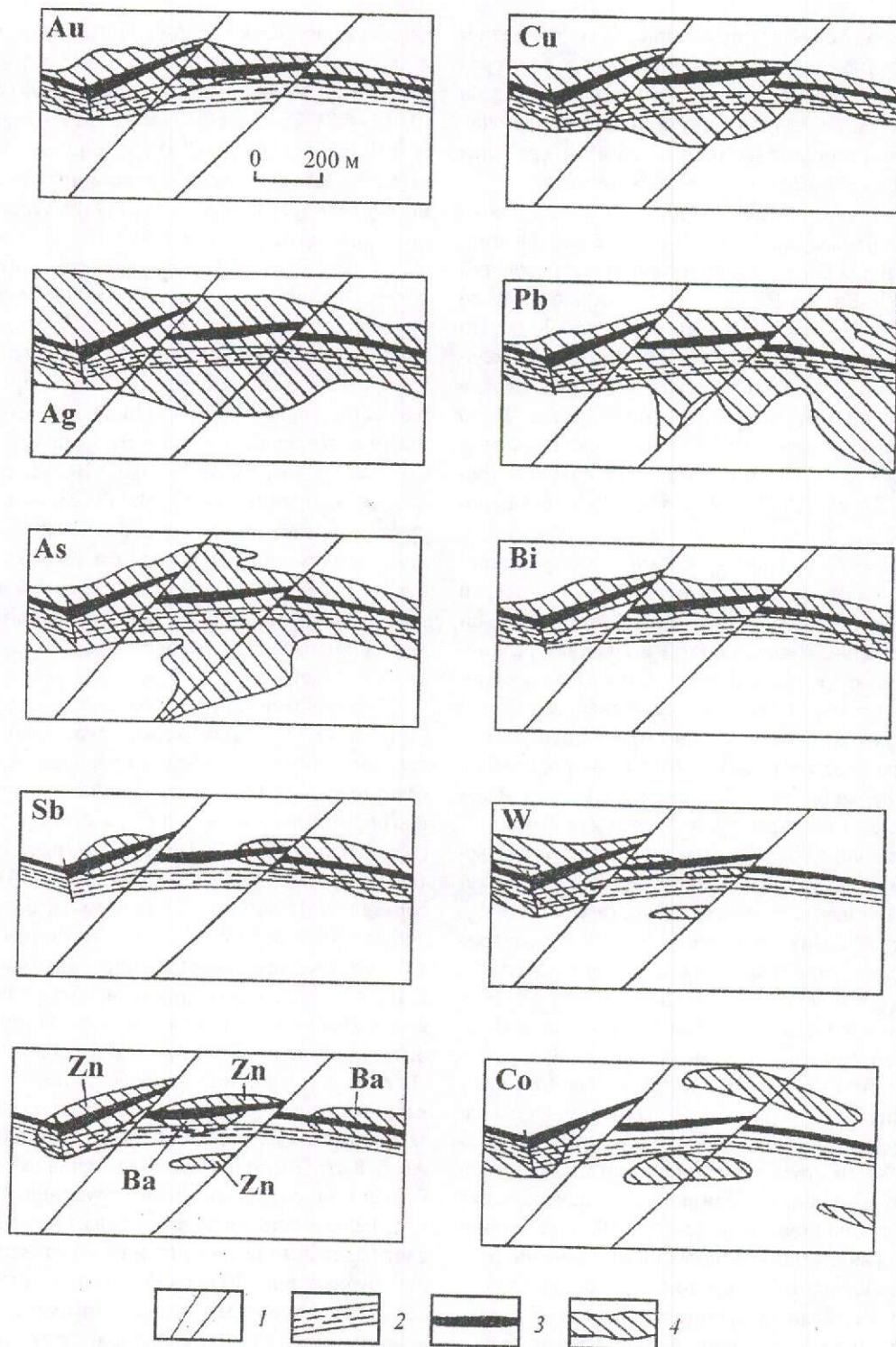


Рис. 2. Эндогенные геохимические ореолы месторождения Ашиктас (дневная поверхность):

1 — разломы; 2 — зона милонитов; 3 — золотоносная зона; 4 — ореолы Au (0,05–0,5 г/т), Ag (0,3–20 г/т), As (0,01–0,3%), Cu (0,01–0,1%), Pb (0,003–0,1%), Zn (0,02–0,1%), Ba (0,1–3,0%), Sb (0,001–0,01%), W (0,001–0,01%), Bi (1–30 г/т), Co (0,0025–0,03%)

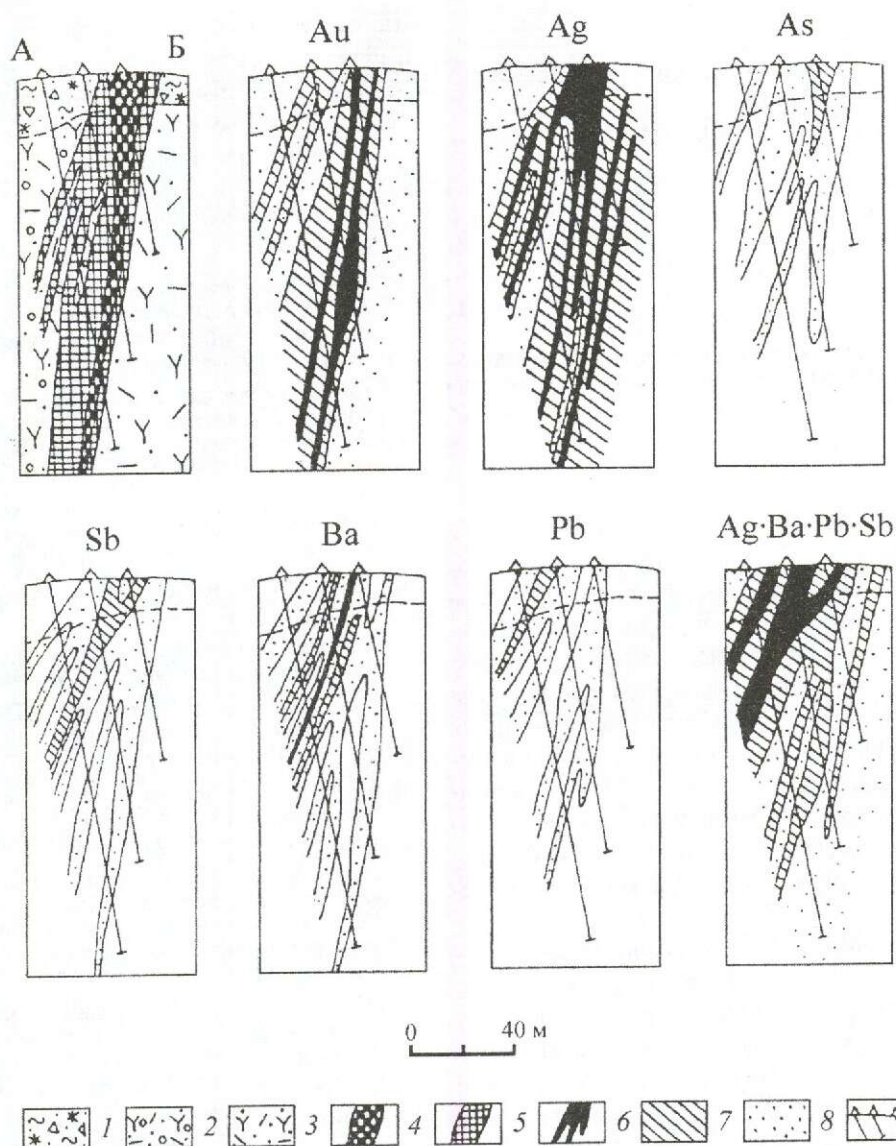


Рис. 3. Эндеогенные геохимические ореолы и распределение комплексного показателя Ag·Ba·Pb·Sb в разрезе по линии А-Б месторождения Ашиктас:

1 — глинисто-щебнистая кора выветривания; пропилитизированные туфы риолито-дацитов; 2 — грубообломочные, 3 — мелкообломочные; золотоносные метасоматиты: 4 — монокварциты, 5 — кварц-серicitовые породы; содержания химических элементов (Au, Ag в г/т, As, Sb, Ba, Pb в %) и значения показателя Ag·Ba·Pb·Sb (в усл. ед): 6 — Au 5,0 и более, Ag 10,0–30,0, Ba 1,0–3,0, Ag·Ba·Pb·Sb >100, 7 — Au 1,0–4,9, Ag 5,0–9,9, As 0,03–0,1, Sb 0,006–0,02, Ba 0,3–0,9, Pb 0,01–0,03, Ag·Ba·Pb·Sb 10–100, 8 — Au 0,1–0,9, Ag 1,0–4,9, As 0,01–0,025, Sb 0,002–0,005, Ba 0,1–0,25, Pb 0,003–0,009, Ag·Ba·Pb·Sb <10; 9 — скважины

Ашиктасе технологии кучного выщелачивания свидетельствуют технологические характеристики золотоносных руд: простота минерального состава исходного материала (преобладает кварц), высокая его проницаемость (как в исходном виде, так и в дробленном до мелких классов выхода), преобладание мелкого золота [9].

Перспективы месторождения могут быть существенно расширены при разведке глубоких горизонтов (200–300 м) и оценке восточного и западного флангов, слабоэродированных по геолого-геохимическим данным. С учетом материалов поисковых работ протяженность рудной зоны составляет не менее 2,5–3 км. Все это говорит о необходимос-

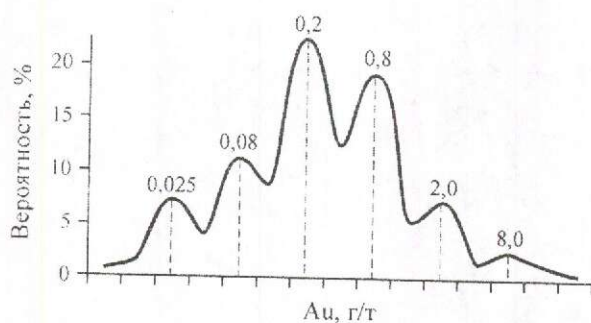


Рис. 4. Распределение золота в рудной зоне западного тектонического блока месторождения Ашиктас (число проб 618)

ти проведения в районе месторождения Ашиктас и на самом объекте специализированного комплекса геологоразведочных работ, включающего детальную гамма-спектрометрическую съемку, картирование гидротермально измененных пород, геохимические поиски по первичным ореолам со спектро-золотометрическим и пробирным анализами проб, горные и буровые работы, минералого-технологические исследования метасоматитов и руд, формирование объемной признаковой модели месторождения, подсчет запасов золота по категории  $C_2$  и ресурсов по категориям  $P_2$  и  $P_1$ , геолого-экономическую оценку.

Золото-серебряное месторождение Ашиктас — особый геолого-промышленный тип рудных объектов, во многом отличающийся от традиционных для Казахстана кварцево-жильных вулканогенных месторождений золота. Подчеркнем его специфические черты: высокая сиаличность вулканических и интрузивных образований (риолит-дацитовая, фельзитовая, гранитовая формации); локализация в вулканиках девонского возраста в условиях неглубокого залегания гранитизированных пород фундамента; рудоконтролирующая роль зоны милонитизации субширотного направления; значительные параметры золотоносной зоны при линейно-штокверковой морфологии рудных тел; золото-серебро-редкометалло-полиметаллическая специализация ореолов и руд; широкий спектр минеральных ассоциаций; наличие не менее трех генераций самородного золо-

та; повсеместное развитие барита; повышенная серебронасность руд при изменчивом диапазоне отношения Au/Ag; значительные объемы рудной массы, представляющие практический интерес для отработки методом кучного выщелачивания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буров В.А., Четвертков Ю.И. Условия формирования, особенности прогнозирования и поисков месторождений золота в латеритных корах выветривания. — М.: Геоинформмарк, 1993.
2. Геолого-структурная позиция золото-медно-порфирового оруденения в Центральном Казахстане / Е.Г.Мальченко, В.И.Жуковский, Б.С.Хамзин и др. // Геонауки в Казахстане. Алматы, 2004.
3. Диаров А.Б. Эволюция близповерхностного золотого оруденения Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. № 5. С. 16–20.
4. Золоторудное месторождение Мурунтау. — Ташкент, 1998.
5. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов. — М.: Недра, 1984.
6. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. — М.: Научный мир, 2000.
7. Кучное выщелачивание золота — зарубежный опыт и перспективы развития / Под ред. В.В.Караганова, Б.С.Ужкенова. — Москва-Алматы, 2002.
8. Некрасов Е.М. Перспективные типы зарубежных эпитептермальных месторождений золота // Обзор ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений металлических полезных ископаемых. М., 1991.
9. О новом типе эпитептермальных золото-серебряных месторождений в Казахстане / М.С.Рафаилович, С.А.Егоров, М.М.Старова и др. // Геология и разведка недр Казахстана. 1996. № 2. С. 7–12.
10. Рафаилович М.С. Эпитептермальные месторождения золота Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1997. № 5–6. С. 12–18.
11. Рафаилович М.С. Нетрадиционные месторождения золота Казахстана // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 25–35.
12. Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений / М.М.Константинов, В.В.Аристов, М.Е.Вакин и др. — М.: ЦНИГРИ, 1998.
13. Царьков В.А., Доброскокин В.В. Извлечение золота из коренных труднообогатимых руд штата Невада // Горный журнал. 2000. № 11–12. С. 99–101.
14. Gold, Silver and Copper Deposits of Uzbekistan. Excursion Guidebook. — Potsdam, 1999.



УДК 550.42.47

© Р.П.Готтих, Б.И.Писоцкий, 2005

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВА НА НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ФЛЮИДОВ

Р.П.Готтих (ВНИИгеосистем МПР России), Б.И.Писоцкий (ИПНГ РАН)

*На основе рентгеновских методов изучены особенности распределения U, Th и REE в твердых битумах Сибирской платформы. Сделан вывод о совместном поступлении их в составе восстановленных флюидов в геологические разрезы нефтеносных площадей. Изменение термодинамических параметров систем в процессе миграции приводило как к синтезу в породах широкого спектра углеродистых веществ, так и к накоплению в них литофильных элементов. Разрыв металлоорганических комплексов и последующее перераспределение элементов в вязких продуктах расслоения флюидов способствовали образованию в отдельных случаях сингенетичных минеральных ассоциаций монацита, апатита, торита. Реальность подобного процесса подтверждается и характером распределения в углеродистых веществах лантаноидов. Высокая устойчивость во флюидах ураноорганических комплексов приводит к широкому развитию в протяженных радиальных разрезах ураноносных битумов, что существенно отличает их от рудно-битумных скопления уранового профиля.*

В породах фундамента и низах осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов достаточно широко распространены твердые углеродистые вещества, по физическим свойствам соответствующие антрацолитам, керитам и асфальтитам. Одной из особенностей их геохимических характеристик является значительное обогащение элементами литофильной группы. Так, в валовых пробах керитов (40–70 мг) содержание Th составляет 6,2–1,0%, U — 0,072–0,015%, Y — 0,17–0,013%, суммы лантаноидов — 9,5–0,5% (ICP-MS). В отличие от битумов нефти резко обеднены ими ( $n \cdot 10^{-5}$ – $n \cdot 10^{-7}\%$ ), но существенно обогащены элементами халькофильной группы — Hg, As, Se, Sb, Ag, Au, Ir и др., концентрация которых на 2–3 порядка превышает их кларк для верхней коры. Различие в характере и уровне накопления металлов в ряду смолисто-асфальтеновые компоненты нефти — твердые битумы позволило сделать вывод о том, что последние не являются продуктами какого-либо превращения нефтей, а образуются в результате расслоения и распада глубинной восстановленной системы C–O–H–Me в верхних зонах консолидированной коры при изменении термодинамических условий миграции флюидов ( $T$  300–60°C,  $P < 2$  кбар) [1, 3].

Рассмотрим характер распределения, формы нахождения металлов и принципиальный механизм образования углеродистых веществ подобного типа. В отраженных электронах и характеристическом

рентгеновском излучении изучены гнезда и сгустки битумов, рассеянных в гранитоидах и коре выветривания кристаллического фундамента на отдельных площадях Сибирской платформы. Геологические разрезы площадей Верхне-Чонская, Дулисьминская, Даниловская, Куломбинская, Могдинская и др. вмещают залежи легкой нефти и газоконденсата. Из общей геохимической характеристики некоторых из них (табл. 1) следует, что твердые углеродистые вещества типа керитов содержат широкий спектр элементов. В значительных количествах в них присутствуют TR, Y, Zr, а также Th и U.

Использование метода трековой радиографии применительно к урану позволило ранее установить равномерность его распределения в углеродистых веществах и отсутствие процессов вторичного эпигенетического обогащения (рис. 1).

Настоящие исследования показали, что для тория и редкоземельных элементов наблюдаются, по крайней мере, две их формы распределения в битумах. Наряду с относительно равномерной формой, широко распространена и локально-концентрированная, что, однако, не меняет вывода об одновременности поступления углеводородов и металлов в изучаемые породные комплексы. Рассмотрим это на нескольких примерах.

Так, битуминозное вещество в кварце гранита Аянской площади (скв. 71, интервал 2659,5 м, шлиф 87) характеризуется достаточно равномерным расп-

1. Содержание микроэлементов в битумах Сибирской платформы, г/т

Химические элементы	1	2	3	4	5
Sc	61,8	12,26	6,70	0,54	6,91
Ti	543	29,22	51,34	22,40	176,13
V	72,7	14,82	11,93	59 100,00	11,88
Cr	4,73	1,25	4,57	2,27	6,51
Mn	22	3,81	1,32	261,00	6,16
Fe	6660	775,47	251,63	2680,00	2077,26
Co	46,6	23,93	1,40	0,35	19,79
Ni	39,6	19,67	1,27	67,10	29,20
Cu	126	7,15	4,36	5,23	375,64
Zn	5,71	3,47	0,21	14,50	1,62
Ga	32,2	1,31	2,08	0,17	243,79
Rb	7,72	1,56	0,26	0,92	2,51
Sr	325	52,53	18,04	88,30	112,52
Y	1070	228,70	133,32	1,51	1735,22
Zr	1380	649,83	90,22	0,97	265,62
Nb	3,51	0,35	0,23	0,08	0,23
Mo	0,965	1,09	0,16	0,25	1,05
Cs	1,76	0,15	0,01	0,06	0,21
Ba	18,8	5,26	1,71	3,71	9,59
La	1050	27,60	113,94	0,65	20 854,10
Ce	3890	108,93	400,47	1,99	44 840,78
Pr	312	19,15	34,86	0,39	5044,08
Nd	1200	118,01	128,49	2,30	18 247,33
Sm	258	57,74	24,34	1,30	3089,01
Eu	37,6	17,70	4,82	0,54	37,54
Gd	249	76,53	20,95	1,15	1915,97
Tb	41,8	11,89	3,86	0,11	191,60
Dy	243	65,81	29,29	0,36	686,88
Ho	48,5	11,35	5,87	0,05	86,94
Er	130	26,69	16,00	0,11	144,68
Tm	17,9	3,39	2,24	0,01	12,08
Yb	101	19,06	13,04	0,07	43,14
Lu	14,7	2,43	1,79	0,01	4,31
Hf	32,4	6,45	1,96	0,02	6,83
Ta	0,401	0,00	0,00	0,01	0,12
W	2,41	0,10	0,09	0,44	0,16
Tl	0,524	0,44	0,04	0,02	0,42
Pb	74,6	317,67	70983,00	3,03	2706,16
Bi	24,2	0,92	0,26	0,05	0,96
Th	10 000	10 049,04	901,47	0,07	20 200,91
U	150	49,11	16,54	0,22	722,91

Примечание. 1 — керит из гранита, Аянская площадь, скв. 71; 2 — керит из гранита, Верхне-Чонская площадь, скв. 28; 3 — керит из коры выветривания фундамента, Даниловская площадь, скв. 7; 4 — асфальт из песчаника, Верхне-Чонская площадь, скв. 33; 5 — керит из гравелита, Верхне-Чонская площадь, скв. 31.

ределением тяжелых металлов (светлое поле). Аналогичным образом ведут себя углерод, торий, сера и фосфор. На общем фоне каких-либо локальных скоплений не выявлено (рис. 2, а). Анализ состава двух точек, выполненный на рентгеновском микроанализаторе с помощью энергодисперсного спектрометра, свидетельствует о близости концентраций элементов. Определяющим среди них в обоих случаях является Th, количество которого достигает 15–18% (табл. 2). Затем следуют Zr (2,06–2,35%) и Y (1,06–1,18%). Содержание U и TR значительно ниже и составляет менее 1%. Среди других элементов следует отметить присутствие P (1,03–1,12%) и S. Спектры распределения РЗЭ в валовых пробах битумов из гранитов данной площади типичны для высококарбонизированных углеродистых веществ, характеризуются отрицательной аномалией по европию, незначительным наклоном  $(La/Yb)_n=7,0$  и небольшим превышением легких лантаноидов над средними  $(La/Sm)_n=2,9$  (рис. 3).

Совершенно иная картина получена для битуминозного вещества округлой формы из коры выветривания фундамента Даниловской площади (скв. 7, интервал 1924 м, шлиф 37). Для него характерны высокое содержание и крайне неравномерное распределение всех рассматриваемых элементов (рис. 4). Максимальные количества тория, лантаноидов приурочены к периферии и центральной части идиоморфного выделения. Кальций и фосфор локализованы в виде крупных пятен внутри сгустка и мелких — по периметру. Равномерно распределена лишь сера. Анализ состава точек позволил выделить несколько минеральных ассоциаций (см. рис. 4; табл. 2).

Первая отвечает элементному составу монацита, примерно на 90% состоящего из оксидов фосфора (31–44%), редкоземельных элементов (La 13,7%, Ce 27,81%, Nd 9%) и Th (7,88%). В качестве примесей присутствуют оксиды Ca 3,76%, Si 2,20%, Y 2,52% и U 1,37%.

Вторая ассоциация отвечает составу апатита, на 97,6% состоящего из оксидов Ca 54,77% и P 42,83%. В качестве примесей имеют место Si, Ce и Nd. Торий и уран находятся в количествах ниже порога чувствительности метода ( $\geq 0,5-0,3\%$ ). Распределение кислорода на площади сгустка подтверждает присутствие элементов в виде оксидов.

Третья точка исследования отвечает максимальному содержанию углерода. Углеродистое вещество относительно мало минерализовано, однако в нем обнаружены Ti 0,42% и Cl 0,47%. Низкое содержание оксидов элементов указывает на то, что кислород в этой области сгустка связан главным образом с углеродом, по-видимому, в виде сложных

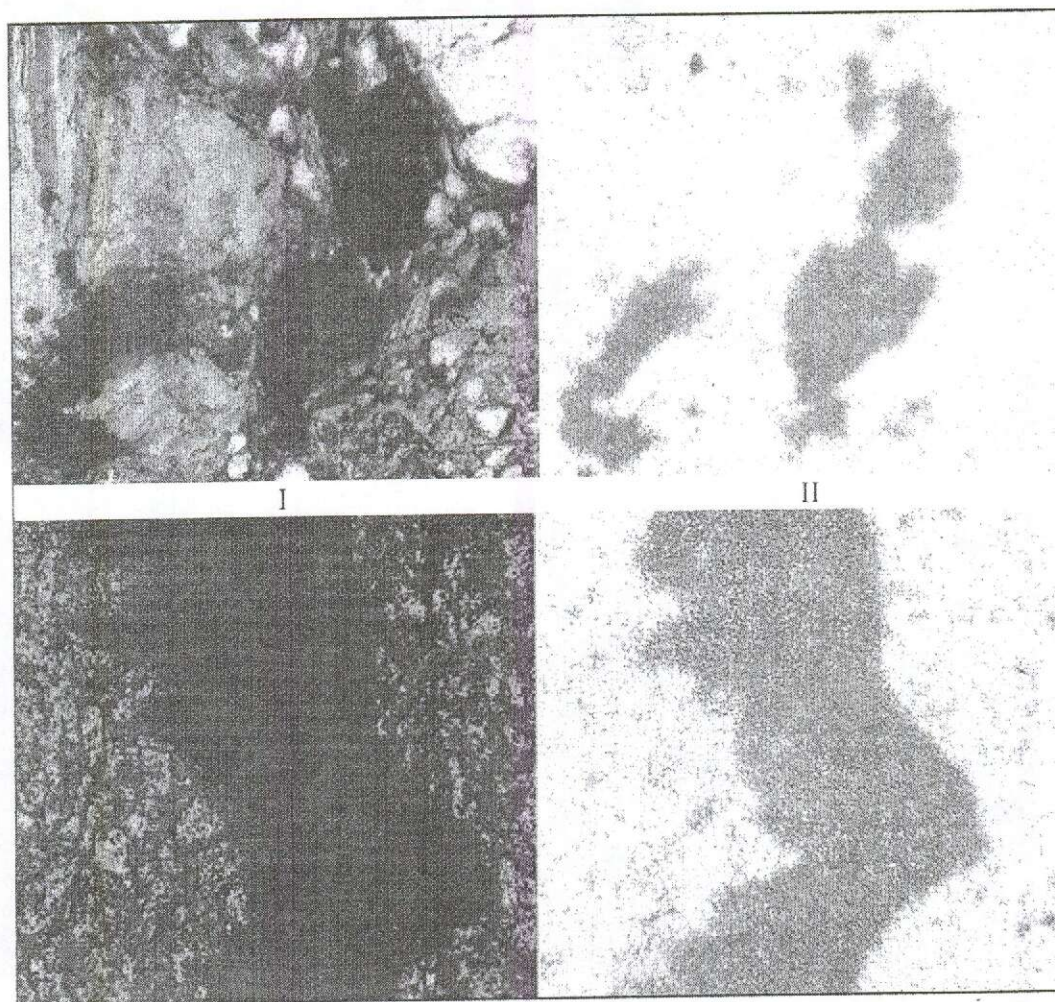


Рис. 1. Распределение урана в битумах (черное) пород кристаллического фундамента и осадочного чехла Сибирской платформы:

I — шлиф, II — детектор

гетероциклических соединений. В целом при очень высоком содержании в углеродистом веществе тория, редкоземельных элементов и урана неравномерность их распределения определяется присутствием различных минеральных ассоциаций — апатита, монацита и оксидов тория, тонко рассеянных в общей массе сгустков.

Рассеянная минерализация тория ярко выражена в битуме округлой формы из гранита Верхне-Чонской площади (скв. 28, интервал 1654,8 м, шлиф 82), где относительное концентрирование тяжелых элементов наблюдается по его периферии (см. рис. 2, б). В незначительной степени это находит отражение и в распределении углерода, хотя в основном оно достаточно равномерное. Содержание элементов изучено в двух точках. Из табл. 1 следует, что в битуминозном веществе присутствует главным образом торий, содержание которого

составляет 18,29–23,76%. В значимых количествах отмечаются Si 3,26–4,68%, Y 2,17–2,84% и U 1,20–1,58%. Из редкоземельных элементов обнаружены La, Nd, Sm, Gd, Dy в количествах менее 1%. Относительно низки содержания кальция и фосфора. Исходя из концентраций кислорода и состава микроэлементов, можно полагать, что основной формой нахождения тория в данном битуме являются микролиты ториянита. Спектр нормализованных по хондриту РЗЭ в данных битумах аналогичен битумам Аянской площади с близкими отношениями La/Yb и La/Sm, составляющими 6,0 и 2,6 соответственно (см. рис. 3).

Таким образом, полученные материалы подтвердили наличие в битумах высоких содержаний радиоактивных и редкоземельных элементов. Среди радиоактивных элементов доминирует Th, отношение Th/U, как правило, более 10, а в некоторых

## 2. Содержание микроэлементов в битумах

Шлиф 87, точка 1

1	Al	Si	P	S	Ca	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Th	U	O
2	0,59	3,73	1,12	0,65	0,72	1,18	2,35	—	0,33	0,21	0,47	18,04	0,79	11,45
3	0,11	0,12	0,13	0,08	0,08	0,48	0,51	0,19	0,21	0,18	0,23	0,47	0,36	0,58
4	2,04	12,4	3,36	1,90	1,68	1,23	2,40	—	0,22	0,14	0,30	7,25	0,31	66,76
5	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CaO	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Σ O
6	1,12	7,99	2,56	1,63	1,01	1,49	—	—	0,39	0,25	0,55	20,53	0,90	41,58

Шлиф 87, точка 2

1	Al	Si	P	S	K	Ca	Sr	Y	Zr	La	Ce	Nd	Pr	Sm	Gd	Th	U	O
2	0,54	3,26	1,03	0,74	0,16	0,53	0,71	1,06	2,06	—	0,36	0,41	—	0,33	0,62	15,92	0,37	10,65
3	0,10	0,10	0,21	0,07	0,06	0,07	0,33	0,39	0,42	0,15	0,17	0,18	0,14	0,20	0,21	0,37	0,29	0,54
4	2,01	11,60	3,32	2,30	0,42	1,31	0,81	1,20	2,26	—	0,26	0,28	—	0,22	0,39	6,86	0,16	66,60
5	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	SrO	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Σ O
6	1,02	6,97	2,35	1,84	0,20	0,74	0,84	1,35	2,79	—	0,43	0,48	—	0,38	0,71	18,11	0,42	38,63

Шлиф 37, точка 1

1	Al	Si	P	Ca	Sr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Th	U	O	F
2	0,33	1,07	13,72	2,69	1,26	1,99	11,68	23,75	1,22	7,72	0,63	0,23	18,04	0,79	11,45	0,60
3	0,19	0,17	0,32	0,14	0,61	0,90	0,72	0,77	0,57	0,76	0,69	0,66	0,47	0,36	0,58	1,79
4	0,43	1,37	15,90	2,41	0,52	0,80	3,02	6,09	0,31	1,92	0,15	0,05	7,25	0,31	66,76	1,13
5	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	SrO	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Σ O	—
6	0,62	2,29	31,44	3,76	1,50	2,52	13,70	27,81	1,42	9,00	0,73	0,27	20,53	0,90	41,58	—

Шлиф 37, точка 2

1	Mg	Al	Si	P	Cl	Ca	Sr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Th	U	O
2	0,03	0,24	0,43	18,69	0,07	39,15	0,01	0,52	0,78	1,12	0,83	0,39	0,33	—	—	40,93
3	0,15	0,11	0,9	0,22	0,08	0,32	0,32	0,26	0,29	0,25	0,31	0,33	0,36	—	—	0,52
4	0,03	0,22	0,39	15,24	0,05	24,66	0,00	0,09	0,14	0,02	0,14	0,07	0,05	—	—	64,52
5	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	CaO	SrO	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Σ O
6	0,05	0,45	0,93	42,83	—	54,77	0,01	0,61	0,91	0,14	0,96	0,46	0,38	—	—	62,00

Ш.пиф 37, точка 3

1	Mg	Al	Si	P	S	Cl	Ca	Ti	Mn	Fe	La	Nd	Gd	Th	U	O
2	0.54	0.32	0.89	0.11	1.08	0.47	0.12	0.42	0.09	0.13	0.01	0.23	0.06	0.10	—	3.74
3	0.77	0.12	0.09	0.09	0.10	0.09	0.07	0.11	0.12	0.12	0.26	0.22	0.26	0.27	0.25	0.75
4	6.07	3.31	8.69	1.02	9.26	3.65	0.80	2.43	0.47	0.65	0.01	0.44	0.10	0.12	—	62.40
5	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	—	CaO	ThO <sub>2</sub>	MnO	FeO	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO	UO <sub>2</sub>	Σ, O
6	0.89	0.61	1.89	0.26	2.69	—	0.16	0.70	0.12	0.17	0.01	0.027	0.07	0.11	—	3.02

Ш.пиф 82, точка 1

1	Si	P	S	K	Ca	Mn	Y	Nd	Sm	Gd	Dy	Er	Th	U	O
2	4.68	0.48	1.05	0.12	0.40	1.14	2.84	0.23	0.55	0.60	0.27	0.22	23.76	1.58	12.42
3	0.20	0.34	0.08	0.09	0.08	0.12	0.52	0.21	0.24	0.34	0.24	0.19	0.53	0.42	1.49
4	14.34	1.33	2.83	0.26	0.87	0.21	2.75	0.14	0.32	0.33	0.14	0.11	8.81	0.57	66.80
5	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	MnO	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Σ, O
6	10.01	1.10	2.63	0.14	0.56	0.18	3.61	0.27	0.53	0.69	0.31	0.25	27.03	1.79	49.58

Ш.пиф 82, точка 2

1	Si	P	S	K	Ca	Fe	Sr	Y	Nd	Sm	Gd	Dy	Th	U	O
2	4.61	0.77	1.17	0.20	0.38	0.44	0.59	2.17	0.51	0.46	0.54	0.70	18.29	1.20	12.29
3	0.23	0.49	0.08	0.08	0.08	0.14	0.47	0.53	0.23	0.25	0.30	0.26	0.47	0.37	0.88
4	14.31	2.16	3.18	0.45	0.83	0.69	0.59	2.13	0.31	0.27	0.30	0.37	6.87	0.44	66.98
5	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	SrO	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Σ, O
6	9.86	1.76	2.92	0.24	0.53	0.57	0.70	2.76	0.60	0.53	0.62	0.80	20.81	1.36	44.29

Примечание. 1 — элементы; 2 — содержание элементов; 3 — допустимая ошибка; 4 — атомарное содержание; 5 — оксиды; 6 — содержание оксидов, %.

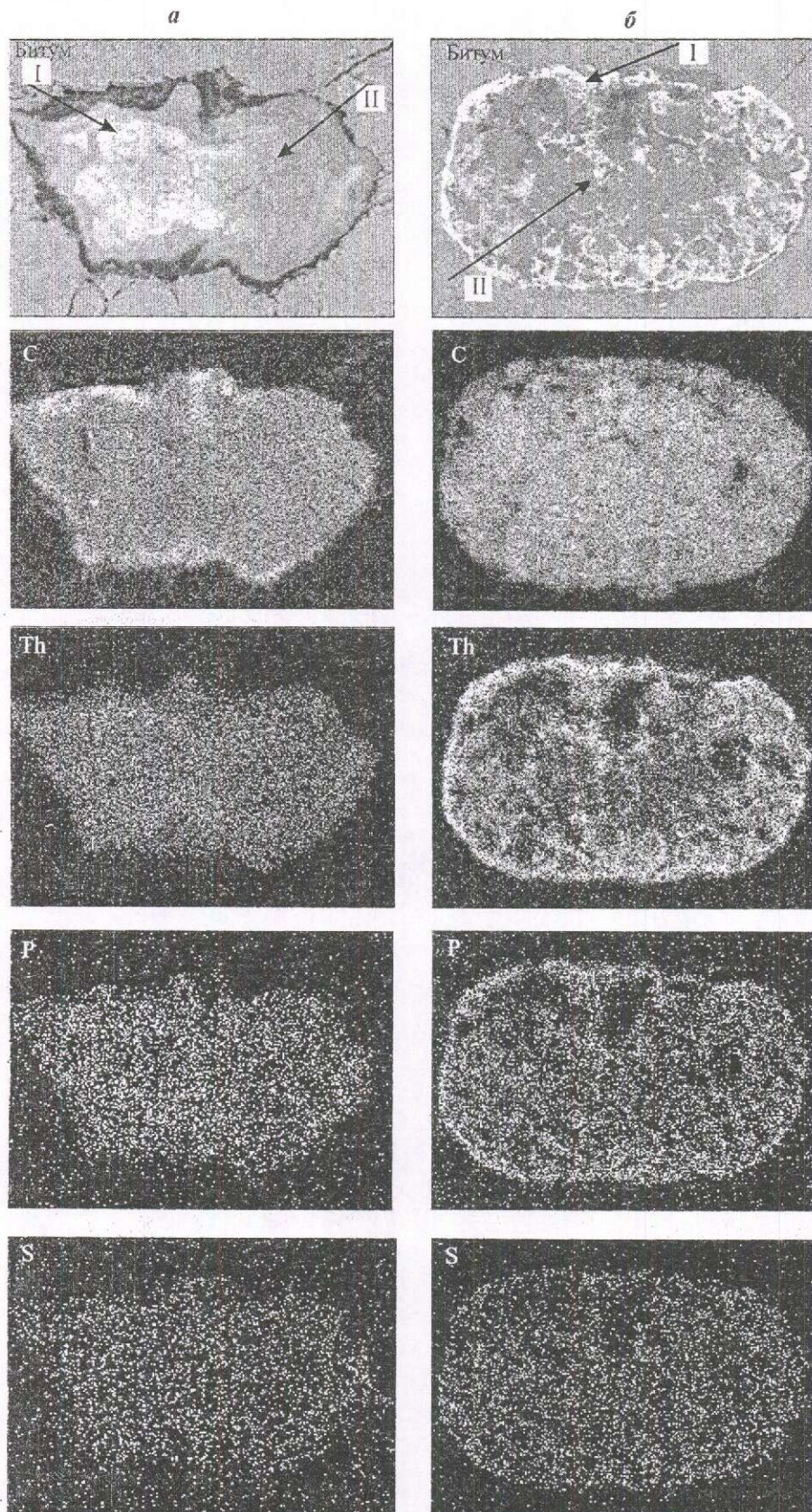


Рис. 2. Распределение элементов в пределах сгустков битумов:

I, II — точки опробования; а — Аянская площадь, скв. 71, интервал 2659,5 м, кора выветривания фундамента; б — Верхне-Чонкская площадь, скв. 28, интервал 1654 м, гранит

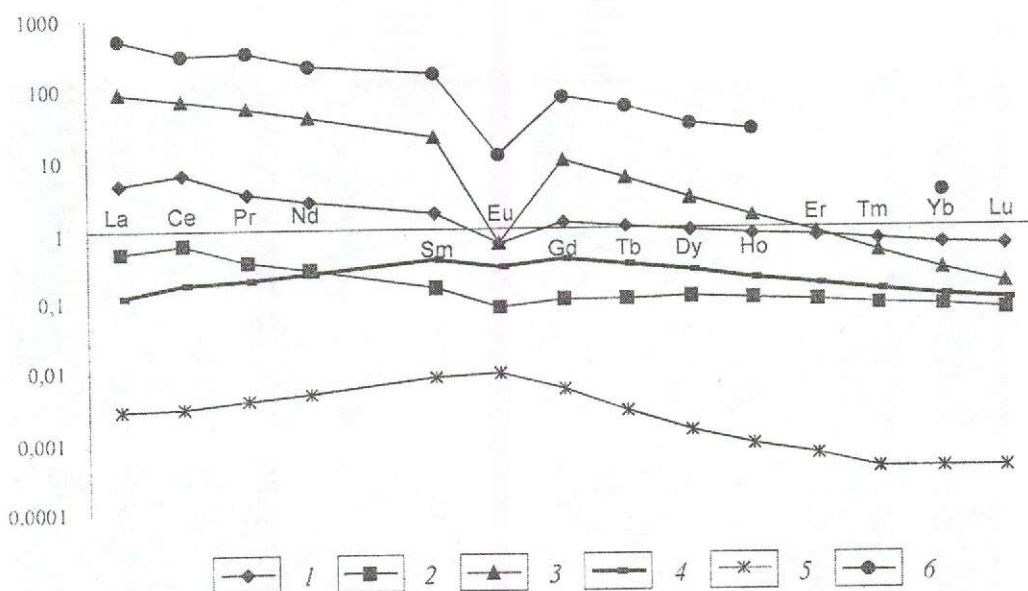


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных элементов в битумах Сибирской платформы (нормировано на С1), по [8]:

1 — керит из гранита, Аянская площадь, скв. 71; 2 — керит из гранита, Верхне-Чонская площадь, скв. 28; 3 — керит из коры выветривания фундамента, Даниловская площадь, скв. 7; 4 — асфальт из песчаника, Верхне-Чонская площадь, скв. 33; 5 — керит из гравелита, Верхне-Чонская площадь, скв. 31; 6 — монацит, по [9]

случаях достигает 60. Лантаноиды представлены главным образом легкими, с преимущественным накоплением церия. Повсеместно обнаруживается иттрий. Кроме того, в битумах постоянна примесь кремния, фосфора, серы, а в некоторых случаях фтора и хлора, что свидетельствует о сложном многокомпонентном составе восстановленных систем. Основная форма нахождения элементов — тонкодисперсные минералы монацита, апатита, ториянита, присутствующие в виде выделений мельчайших агрегатов или рассеянные в основной массе углеродистых образований.

Наличие пространственной сопряженности в распределении тяжелых металлов с углеродом, а также с фосфором и серой позволяет сделать вывод о том, что накопление всех элементов происходило одновременно из одного источника. Таким источником могут быть глубинные флюиды, реликты которых в виде вторичных включений законсервированы в породах фундамента и осадочного чехла Сибирской платформы. Включения, как правило, многофазные. К их особенностям относится присутствие в битуминозной фазе широкой гаммы элементов, представленных как литофильной, так и халькофильной группами [1, 2]. Возможность переноса элементов в виде металлоорганических соединений неоднократно рассматривалась в работах

Р.М.Слободского, П.Ф.Иванкина, М.И.Новгородовой и др., правда, применительно к формированию рудных месторождений.

Определение формы нахождения элементов в углеводородной системе в настоящее время — достаточно сложная задача. Их присутствие в нефти и битуминозной фазе включений позволяет полагать, что на определенных уровнях геологических разрезов они находились преимущественно в виде комплексов с органическими лигандами, входя в состав нефтеобразующих флюидов. Поступление таких глубинных высокобарных восстановленных систем в менее плотные породы верхней части фундамента и низы осадочного чехла сопровождается резким падением давления, приводящим к «вскипанию», значительной потере легких газообразных компонентов и выпадению неустойчивых в новых  $P-T$  условиях углеродистых веществ, которые представлены главным образом ароматическими и гетероциклическими соединениями, формирующими битуминозные вещества различного состава. Сопряженность их с реликтами флюида позволила определить температуру образования тех или иных классов битумов. Так, антракосолиты ассоциируют с включениями, температура гомогенизации которых составила 280–320°C, кериты — 210–280°C, асфальтиты — 160–210°C, асфальты — 80–150°C,

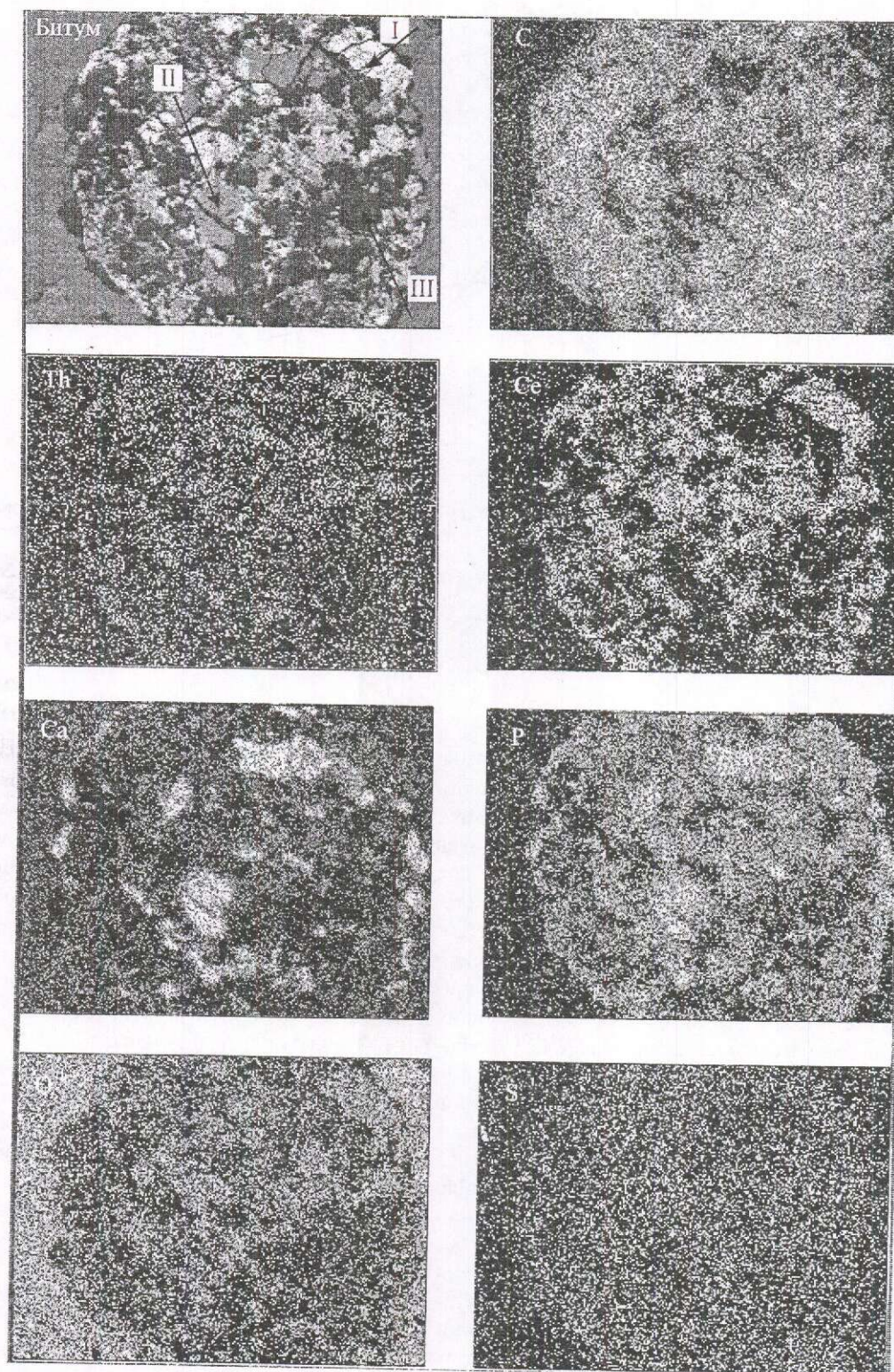


Рис. 4. Распределение элементов в пределах сгустка битума:

I—III — точки опробования: Даниловская площадь, скв. 7, интервал 1924 м, кора выветривания фундамента



нефть —  $<80^{\circ}\text{C}$ . Распределение микроэлементов в образующихся битуминозных веществах обуславливалось, надо полагать, термобарическими характеристиками флюида и устойчивостью металлоорганических комплексов.

Как известно, такие элементы, как As, Sb, Hg, Bi, P, дают прочные соединения с самыми разнообразными органическими молекулами, в том числе с простейшими алкильными и арильными производными, и «уживаются» практически с любыми функциональными группами, входящими в структуру связанных с ними радикалов. Кроме того, для них возможно существование гидридных и фторидных соединений, хорошо растворимых в органических растворителях [4, 5].

Органическая химия редкоземельных элементов более сложная. Устойчивость их металлоорганических соединений зависит от природы лиганда и атома элемента. Алкильные и арильные комплексы лантаноидов неустойчивы, и в чистом виде выделить их практически не удастся. Наиболее известны соединения с циклопентадиенильными лигандами и их производные со связью Me—H, —N, —S, —P, —As, —O. Кислородсодержащие соединения РЗЭ со связью Ln—O обладают относительной устойчивостью, летучестью и хорошей растворимостью в органических растворителях. Термораспад их, протекающей при  $T$  260–320 $^{\circ}\text{C}$ , приводит к образованию оксидов [6].

Существование устойчивых металлоорганических соединений актиноидов до последнего времени казалось маловероятным, так как для этих элементов наиболее характерны связи с полимерными или ионными, в основном кислородсодержащими лигандами. Однако работы последних лет показали, что актиноиды в определенных условиях образуют достаточно устойчивые соединения с радикалами ненасыщенных органических производных. Актиноиды в них, как правило, четырехвалентны. Синтезированы тетрафенилпроизводные урана и тория, трициклопентадиенилалкоксиды, фтор- и хлорсодержащие комплексы. Причем последние имеют тенденцию не только к образованию устойчивых ассоциатов, но и стабильных аддуктов с координационно не насыщенными молекулами. В целом же металлоорганические соединения актиноидов, как правило, неустойчивы, чувствительны к кислороду, существуют лишь в резко восстановленной среде в присутствии органических растворителей [7]. Синтезу и изучению структуры их посвящено в последнее время большое количество работ.

При изменении термобарических характеристик флюида в процессе миграции в первую очередь будут «сбрасываться» органические соединения

литофильных элементов. Устойчивые же образования As, Sb, Hg, Se и др. останутся во флюиде и его производных, накапливаясь в относительно легких фракциях, формирующих жидкие углеводородные скопления. Доказательством подобного распада элементоорганических комплексов с последующим перераспределением металлов, новообразованием минералов и, соответственно, выводом из восстановленных систем части элементов служат кривые распределения лантаноидов в битумах. При мягком разложении последних азотной кислотой в раствор переходят только углеродистая матрица и содержащиеся в ней микроэлементы, новообразованные минералы останутся в осадке. Спектр распределения РЗЭ в таких пробах будет обеднен LREE, вошедшими в состав монацита. Данная ситуация, рассмотренная выше на примере битума из коры выветривания фундамента Даниловской площади, отражена на рис. 3. С «уходом» из флюида легких лантаноидов ход кривой существенно изменился и отношение  $\text{La}_n/\text{Sm}_n$  в битуме составляет 0,3. Этот процесс наиболее полно выражен в распределении РЗЭ в асфальте, образование которого происходит выше по разрезу при значительно более низких температурах. Изменение термобарических условий миграции флюида приводит, как следует из табл. 1, к резкому снижению содержаний всех литофильных элементов.

Кроме того, анализ распределения радиоактивных элементов в ряду углеродистых образований различного состава позволил сделать вывод о значительно большей устойчивости в восстановленных системах ураноорганических комплексов по сравнению с ториевыми. Это проявляется в резком снижении торий-уранового отношения в битумах на границе  $T$  220–190 $^{\circ}\text{C}$  (при переходе от керита к асфальтиту), прежде всего, за счет резкого уменьшения содержания тория и широкого развития в вертикальном геологическом разрезе (до 3 км) ураносодержащих битуминозных веществ.

Наличие радиоактивных элементов в битумах позволяет считать, что энергия ионизирующего излучения, наряду с температурой и особенно давлением, была одним из факторов, обеспечивающих разрыв связей в соединениях металлов с органическими лигандами. В виде подобных соединений осуществлялась их транспортировка во флюиде, что способствовало образованию микролитов минералов и их ассоциаций, диспергированных в углеродистой матрице. Кроме того, в некоторых случаях были обнаружены и самородные элементы. Так, в сгустках антраксолитов из пород фундамента встречаются шарики серовато-желтого цвета, выпадающие при раскалывании. Микрозондовый

анализ показал, что они представлены серой с незначительной примесью мышьяка.

Степень концентрации радиоактивных элементов в углеродистых образованиях определяет их форму. При содержании тория в целые, а урана в десятые доли процента битум принимает округлые, идиоморфные по отношению к матрице формы, вне зависимости от того, что является вмещающим минеральным субстратом — биотит, амфибол, полевой шпат или кварц. По мере снижения количества данных металлов выделения битуминозных веществ подчиняются структуре трещинно-порового пространства пород.

Следует остановиться еще на одном аспекте рассматриваемого вопроса, подчас вызывающем дискуссии. Общеизвестен факт полимеризации легких УВ на радиоактивных акцессорных минералах с образованием вязких и твердых битумов. В этом случае исследуемые пробы углеродистых веществ могут быть загрязнены мельчайшими, трудно диагностируемыми и, соответственно, извлекаемыми кристалликами циркона, монацита, оргита и др. Подобное загрязнение хорошо отражается на кривых распределения РЗЭ как по углу их наклона, так и по величине относительных концентраций. Контаминация, например, цирконом приводит к резкому возрастанию содержания HREE, а монацитом, наоборот, — LREE, что видно на примере керита, отобранного из гравелитов в скв. 31 Верхне-Чонской площади, спектр которого аналогичен спектру монацита из гранитоидов (см. рис. 3). Отсюда следует, что кривые распределения лантаноидов в битумах — чувствительный индикатор для выделения и отбраковки ложных эффектов при исследовании процессов дифференциации вещества.

Таким образом, высокая металлонность твердых битумов, наличие в них тонкодисперсных ми-

нералов и их ассоциаций обусловлены эволюцией глубинных восстановленных систем при изменении термобарических условий в процессе миграции. Расслоение и «распад» их сопровождается одновременным «сбрасыванием» сложных неустойчивых в новых условиях органических соединений с образованием за счет поликонденсационно-полимеризационных процессов всех типов углеродистых веществ, рассеянных в геологических разрезах нефтеносных площадей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурмистенко Ю.Н., Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Роль восстановленного флюида в миграции металлов // ДАН. 1988. Т. 300. № 2. С. 682–684.
2. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Генезис и условия формирования битумов, рассеянных в протерозой-нижнепалеозойских отложениях Сибирской платформы // Советская геология. 1986. № 7. С. 33–42.
3. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Битумогенез в нижних горизонтах осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов // ДАН. 1996. Т. 348. № 4. С. 520–523.
4. Кочетков К.А., Скандинов А.П., Землянский П.Н. Сурьма. Висмут. Методы элементорганической химии. — М.: Наука, 1976.
5. Макарова Л.Г., Несмеянов А.Н. Ртуть. Методы элементорганической химии. — М.: Наука, 1975.
6. Органические производные редкоземельных элементов / М.Н.Бочкарев, Г.С.Калинина, Л.Н.Захаров и др. — М.: Наука, 1989.
7. Подгруппа меди, скандия, титана, ванадия, хрома. Лантаноиды и актиноиды. Методы элементорганической химии / А.Н.Несмеянов, Т.В.Никишина, О.В.Ногина и др. — М.: Наука, 1974.
8. Evensen S.H., Hamilton P.I., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim et Cosmochim. Acta*. 1978. Vol. 42. P. 1199–1212.
9. Lee D.E., Bastron H. Fractionation of rare-earth elements in allanite and monazite as related to geology of the Mt. // Wheeler mine area, Nevada, 1967. Vol. 31. P. 339.

# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (470.5)

© Коллектив авторов, 2005

## ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СОСНОВОЕ ХАЛМЕРЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

**Н.П.Остроумова, Е.В.Матвеева, А.В.Кондратьев (ЦНИГРИ МПР России),  
И.Н.Шиятый (Департамент по нефти, газу и минеральным ресурсам ХМАО)**

*Охарактеризованы позиция и структура Халмерьинского рудного поля восточного склона Приполярного Урала, рудовмещающий комплекс, гидротермальные изменения пород и рудные тела месторождения золота Сосновое.*

Золоторудное месторождение Сосновое расположено на восточном склоне Приполярного Урала в пределах Халмерьинского рудного поля. В настоящее время – это единственный объект коренного золота восточного склона Приполярного Урала. Расположение рудного поля в обширной зоне интенсивного шарьирования, скупивания и смятия перед фронтом Лемвинской системы надвигов вблизи жесткого блока Ляпинского поднятия определило значительное влияние шарьяжной тектоники на особенности формирования золотого оруденения. Позиция Халмерьинского рудного поля определяется его приуроченностью к крупной Тэлаизской надвиговой пластине, осложненной в южной части Тынаготским интрузивно-купольным поднятием (рис. 1). Положение Тэлаизской надвиговой пластины во фронтальной части системы Лемвинского надвига обусловило ее сложное чешуйчатое строение. В ней заключено большое количество пологих срывов, трассируемых зонами рассланцевания и милонитизации, присутствуют чужеродные блоки более древних, предположительно кембро-раннеордовикских и докембрийских, метаморфизованных пород различного состава.

Тэлаизская надвиговая пластина сложена вулканогенными образованиями тынаготской свиты средне-позднеордовикского возраста. В ее пределах наиболее распространены лавы, туфы, реже туффиты риолитового состава, прорванные мелкими штоками гранитоидов. Подчиненное значение имеют метаэффузивы основного состава и парасланцы. Выделяются две пачки — верхняя умерен-

но кислого состава и нижняя средне-основного состава, а также субвулканические тела риолитов, риодацитов, гранит-порфиров. С учетом напряженной складчатости мощность кислых вулканитов оценивается не более чем в 200 м. В северной части пластины эти образования интенсивно окварцованы.

Пластина осложнена многочисленными нарушениями субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний, которые хорошо отражаются в геофизических полях и играют важную роль в формировании структуры рудного поля, определяя его приуроченность к участку пересечения зоны крутопадающих разрывных нарушений и Тэлаизской надвиговой пластины (рис. 2).

Сочетание пологих зон срывов в породах терригенно-вулканогенно-сланцевой тынаготской свиты и крутопадающих (северо-восточных) нарушений, образовавшихся в процессе средне-позднепалеозойской тектономагматической активизации, сформировало в областях сочленения этих структур минерализованные зоны с прожилково-вкрапленным и жильным оруденением.

В структуре Халмерьинского рудного поля важную роль играет невоскрытый гранитоидный массив гарполитообразной формы с ярко выраженной областью гранитизации, выделенный на гравиметрических картах м-бов 1:200 000 и 1:100 000 (редукция Буге  $\sigma_{пр} = 2,67 \text{ г/см}^3$ ) и проявленный в магнитном поле. Небольшие интрузивные штоки представляют собой выходы на поверхность этого гарполитообразного тела гранитоидов, протягивающегося в северо-западном направлении.

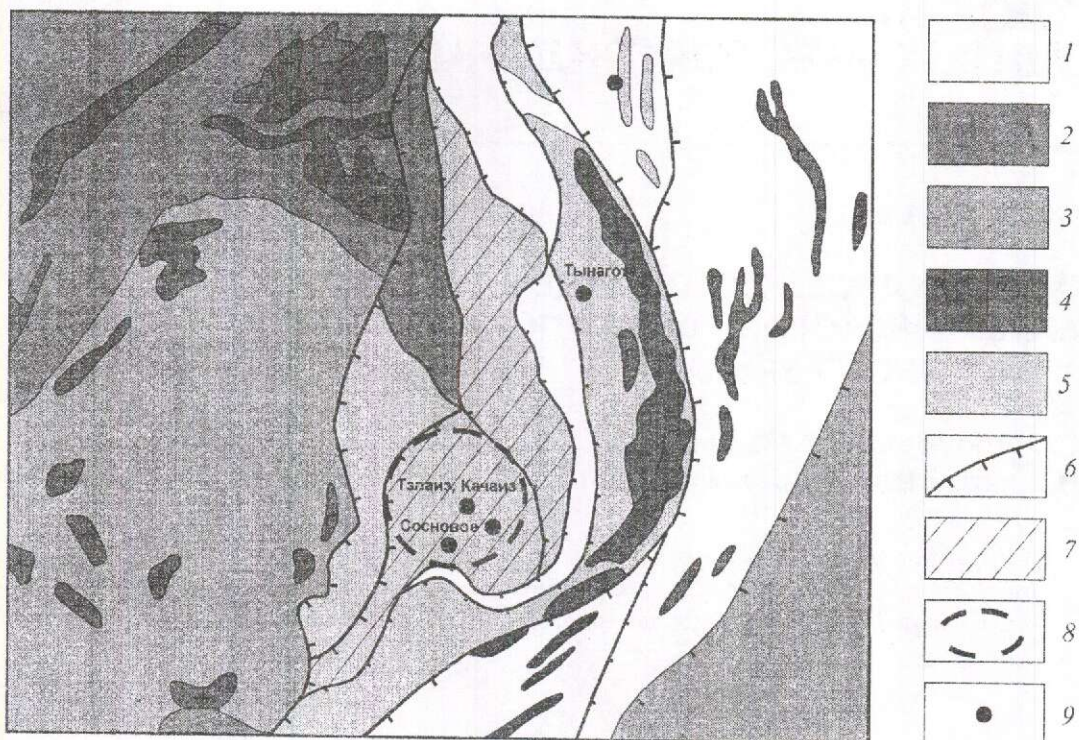


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Халмерьинского рудного района, м-б 1:500 000:

1 — вулканогенно-терригенно-сланцевая формация, С-О<sub>3</sub>; 2 — карбонатно-вулканогенно-терригенные формации, R<sub>2-3</sub>; 3 — амфиболито-кристаллосланцево-гнейсовая формация, PR<sub>1</sub>; 4 — полихронная габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая формация: (а — гранитоиды, б — габброиды); 5 — терригенно-вулканогенно-сланцевая базальт-риолитовая, риолит-трахириолитовая формации, O<sub>2-3</sub>; 6 — надвиги Лемвинской системы; 7 — Талаизская надвиговая пластина; 8 — Тынаготское интрузивно-купольное поднятие (по геологическим данным и результатам интерпретации гравиметрических материалов); 9 — месторождения и рудопроявления золота

Площадные дорудные преобразования пород Халмерьинского рудного поля проявились в стандартных зеленокаменных изменениях (пропилито-подобных), наиболее отчетливо выраженных в меланократовых сланцах, в которых образуются вторичные эпидот, хлорит, альбит, фенгит, сфен, карбонат. В апориолитовых сланцах по плагиоклазу развивается альбит, по биотиту — фенгит. Нередко встречаются эпидот и его редкоземельная разновидность ортит, а также карбонат. К типоморфным площадным изменениям Халмерьинского рудного поля относятся калишпатизация и развитие фенгита вместо мусковита. В апориолитах отчетливо прослеживается более поздний процесс микроклинизации. Происходит замещение альбита микроклином, в результате чего порода приобретает желто-красные оттенки. Разная степень такого замещения отдельных зерен от прожилковидно-фрагментарного до почти полного часто наблюдается в одном шлифе.

Гидротермальные окологорудные изменения апориолитовых сланцев однотипны на всех участках

рудного поля. Они связаны с кварцево-жильными телами и вмещающими их секущими зонами повышенной трещиноватости северо-восточного направления. Метасоматиты внутренней зоны колонки примыкают к кварцевым жилам и имеют небольшую мощность — от первых сантиметров до первых метров. Типичные метасоматиты представлены розово-желтыми массивными мелкозернистыми породами, содержащими вкрапленность пирита. Пирит микроскопический до кристаллов более 1 см в поперечнике, простых кубических форм. В составе метасоматитов внутренней зоны резко преобладает калишпат, присутствует кварц, в небольшом количестве содержатся пирит и реликтовые кварц, альбит и фенгит. Внешний ореол метасоматитов охватывает целиком зону трещиноватости. Здесь калишпатизация менее интенсивная, сохраняются редкие слюдястые слойки, иногда плейчатые. Присутствует железистый карбонат; содержание пирита, приуроченного в основном к трещинам, повышенное.

На площади рудного поля известен ряд объек-

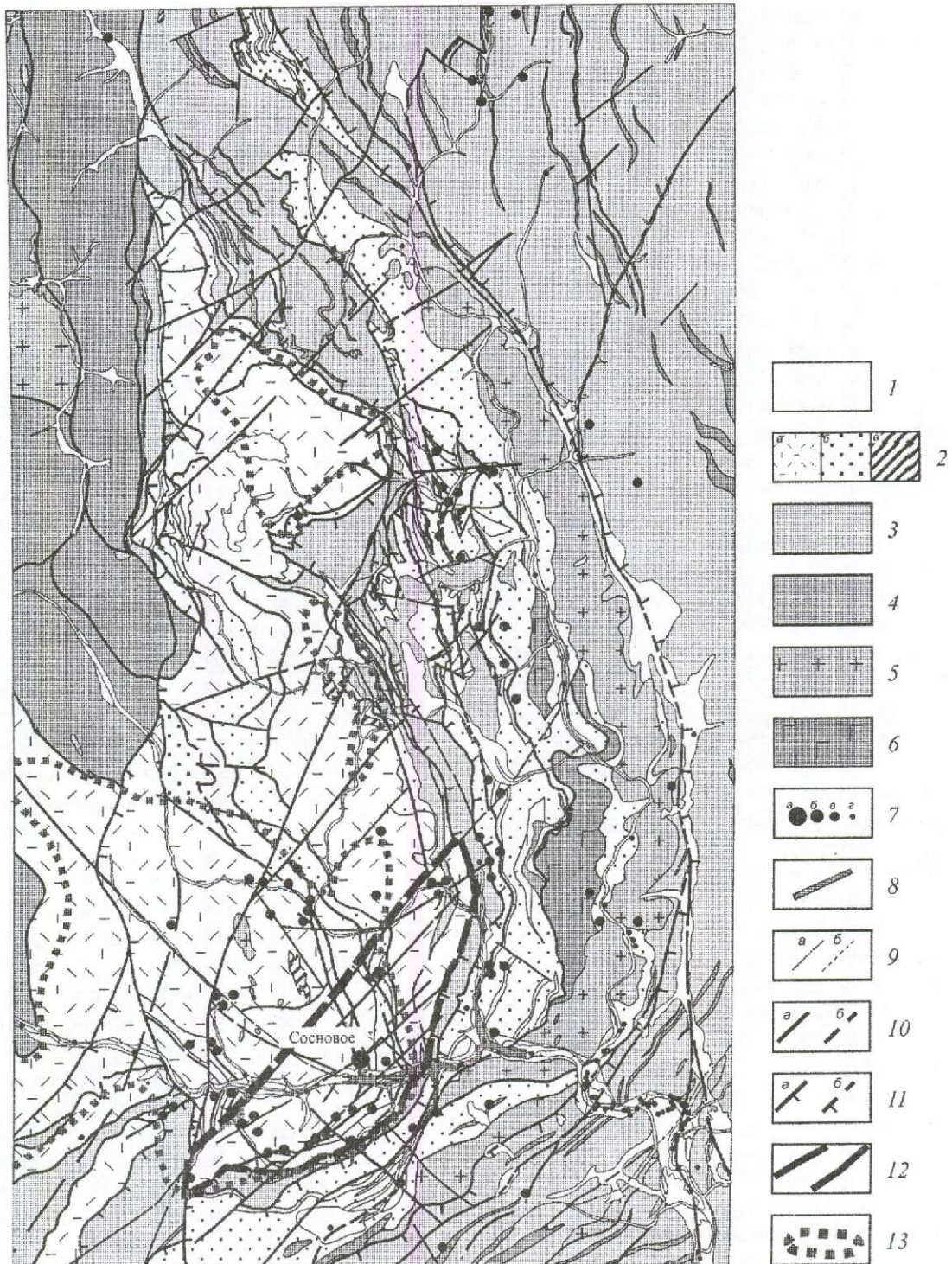


Рис. 2. Геологическая схема Халмерьинского рудного района, м-б 1:200 000:

1 — четвертичные отложения; 2 — рудовмещающие средне-верхнеордовикские вулканогенные образования (*а* — верхняя пачка пород кислого состава, *б* — нижняя пачка пород среднего-основного состава, *в* — субвулканические тела риолитов, риодацитов, гранит-порфиров); 3 — вулканогенно-терригенные образования раннего палеозоя; 4 — рифейские сланцы, кристаллосланцы с прослоями мраморов и кварцитов; 5 — нерасчлененные гранитоиды; 6 — нерасчлененные габброиды; 7 — золотоносные объекты (*а* — месторождения, *б* — рудопроявления, *в* — точки минерализации, *г* — шлиховые пробы с повышенным содержанием полезного компонента); 8 — россыпи золота; 9 — геологические границы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); 10 — крутопадающие разрывы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые); 11 — надвиги и шарьяжи (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые); 12 — граница Халмерьинского золоторудного поля; 13 — предполагаемый контур надинтрузивных зон невоскрывших гранитоидных массивов

тов золоторудной минерализации: месторождение Сосновое, рудопоявления Пальникшор и Тэлаиз, участки Качаиз, Безымянный, Правобережный, Сосновый Южный, Ошкашор и др. Их формирование связано с общими структурными и рудообразующими процессами, едиными для всего рудного поля; поэтому для участков характерны однотипные структуры, структурно-морфологические разновидности рудных тел, вещественный состав руд, типоморфные особенности золота. Близки по своим характеристикам месторождение Сосновое, рудопоявление Пальникшор, участок Безымянный, Сосновый Южный и Правобережный. Наиболее детально изучено месторождение Сосновое. Некоторые отклонения от эталона, касающиеся характеристик вмещающих пород, изотопного состава серы руд, типоморфизма золота, отмечены на рудопоявлении Тэлаиз. Эти различия авторы связывают с положением участков относительно упомянутого выше гранитоидного массива (см. рис. 2). Так, наиболее близкие по геолого-структурным особенностям площади рудного поля (месторождение Сосновое, участки Безымянный, Сосновый Южный и Правобережный) расположены над подводящим каналом, а следовательно, в области наибольшего прогресса. На периферии нескрытого интрузивного тела в области относительно более низких температур находятся рудопоявление Пальникшор и участок Ошкашор. К наиболее удаленным от области гранитизации и низкотемпературным относятся рудопоявление Тэлаиз и участок Качаиз.

Месторождение Сосновое расположено в юго-западной части Халмерьинского рудного поля. С северо-запада и юго-востока оно ограничено соответственно Западным и Восточным разломами. Северо-восточная граница проводится условно, по выклиниванию рудных зон, юго-западная — перекрыта террасовыми отложениями р. Халмерью. Сложность геологического строения обусловлена интенсивной и неоднократной (в первую очередь, предрудной) тектонической проработкой, многоактностью и неравномерностью проявления гидротермального процесса.

Месторождение размещается в краевой надициальной части слабозеродированного массива гранитоидов гарполитообразной формы, в узле пересечения пологопадающей в восточных румбах зоны надвига (сланцевой толщи, осложненной отдельными мелкими складками) и протяженных крутопадающих северо-восточных зон смятия и трещиноватости. Продуктивное оруденение сосредоточено в области пологого контакта неоднородной, смятой в изоклинальные складки пачки гнейсовидных апотуфовых пород кислого-умеренно кислого состава и аповулканогенных и аповулканогенно-осадочных

пород среднего и основного составов (светлые и темные слюдистые сланцы). В нижней части разреза апотуфовых пород выделена «продуктивная» пачка (мощностью не более 100 м) полосчатых серых и меланократовых слюдистых кварцитосланцев. К отдельным горизонтам этой пачки приурочены пологие субсогласные и сопряженные с ними крутопадающие кварц-сульфидные и кварц-карбонат-сульфидные жилы и прожилки в ореоле метасоматитов, а также слои и линзы меланократовых пород с рассеянной сульфидной вкрапленностью. В продуктивной пачке преобладают метаэффузивы кислого состава с прослоями меланократовых (темноцветных) сланцев, затронутые процессами К-На метасоматоза (калишпатизация, альбитизация, фенгитизация). Светло-серые апоритовые слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы с маломощными (от десятков сантиметров до первых десятков метров) прослоями меланократовых сланцев (слюдистых, амфибол-слюдистых и др.) переслаиваются со слюдисто-альбит-кварцевыми парасланцами, часто тонкослоистыми, с лепидогранобластовыми структурами. Кварц-сульфидные жилы, связанные с ними метасоматиты и сульфидная вкрапленность в меланократовых породах развиты в «продуктивной» пачке лишь там, где она пересекается крутопадающей зоной трещиноватости. Другими словами, рудная часть определяется сочетанием крутопадающих зон трещиноватости с зонами межслоевых и внутрислоевых дислокаций, локализирующих жильное, прожилково-вкрапленное и вкрапленное оруденение.

В геохимическом поле месторождение характеризуется узкими, часто линейными высококонтрастными ореолами золота и элементов-спутников.

Неоднородность, частая контрастность вмещающей среды обусловили усложнение форм рудных тел, избирательное размещение жильных тел в пространстве, повлияли на особенности метасоматических преобразований и продуктивность рудных тел.

Система надвигов, флексуобразный перегиб слоев рудовмещающей пачки и серия крутопадающих разрывных нарушений, сформировавших структуру рудного поля, стали вмещением систем кварцевых жил (пологих субсогласных и крутопадающих) и пологих субпараллельных кулисообразных прожилково-вкрапленных линзовидных зон (вдоль срывов по темноцветным слюдистым пачкам) с золото-кварц-сульфидным жильно-прожилково-вкрапленным оруденением. Кварцевые жилы и системы прожилков сопровождаются ореолами золотоносных березит-лиственитов мощностью до первых метров. Эти структурно-морфологические типы золотоносных образований, как правило, сов-

мешены в пространстве и формируют минерализованные зоны, в которых размещены промышленные рудные тела.

Минерализованная зона месторождения Сосновое имеет протяженность до 300 м, видимую мощность 150–170 м. В ее пределах выделяются несколько сегментов, вмещающих промышленное оруденение, протяженностью 200–250 м при видимой мощности 20–30 м каждый (рис. 3, 4). Геологическое строение сегментов минерализованной зоны неоднородное. В их контурах различаются следующие золотоносные образования: кварцево-жильные тела (пологие и крутопадающие жилы, системы жил с крайне неравномерным распределением сульфидов); околожильные гидротермально измененные породы (метасоматиты); маломощные, часто выклинивающиеся слои и линзы рассланцованных меланократовых пород с интенсивной рассеянной сульфидной вкрапленностью, чередующиеся с незолотоносными участками.

Продуктивными на золото являются две ассоциации минералов: ранняя золото-пирит-кварцевая и поздняя золото-полисульфидно-кварцевая. Сульфидная минерализация, в том числе и главная продуктивная полисульфидная ассоциация, распределены в пределах минерализованной зоны крайне неравномерно. Это обусловлено неоднородным строением минерализованной зоны, структурно-морфологическими особенностями золотоносных образований, а также неравномерным гнездовым, полосчатым и вкрапленным распределением самих сульфидов внутри рудных образований.

Кварцевые жилы, как правило, располагаются в центральной части сегментов минерализованной зоны, образуя насыщенные кварц-сульфидной минерализацией стержневые участки. Кварцевым образованиям различных структурно-морфологических типов присущи черты распределения сульфидной минерализации. В местах пересечения субсогласных сложных пологих кварцевых жил сбли-

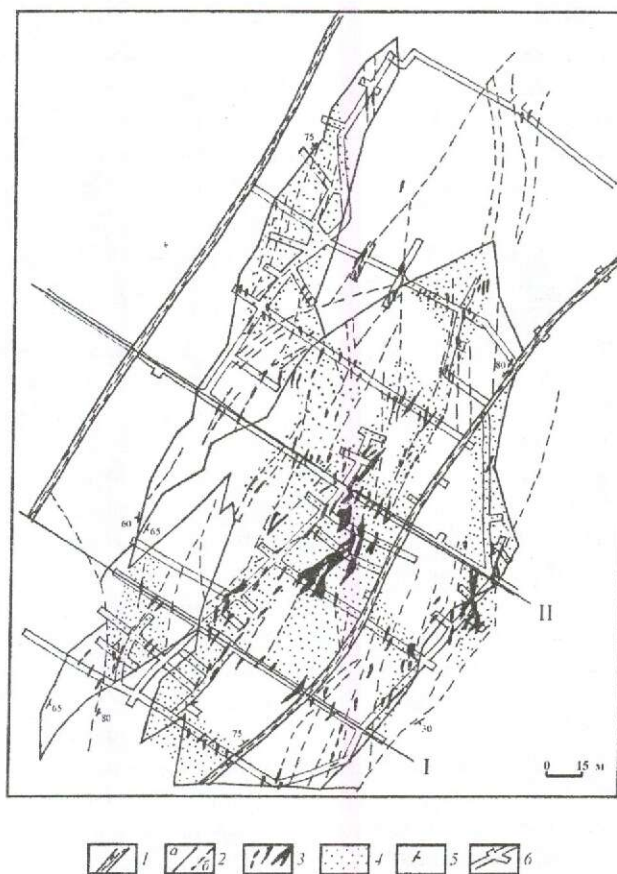


Рис. 3. Геолого-структурная схема горизонта штольни месторождения Сосновое:

1 — разрывные нарушения — ограничители минерализованной зоны; 2 — разрывные нарушения, преимущественно северо-восточного простирания (а — ограничители сегментов минерализованной зоны, б — прочие); 3 — кварцево-жильные тела; 4 — метасоматиты с вкрапленностью пирита; 5 — элементы залегания; 6 — контуры горных выработок; I, II — линии разрезов

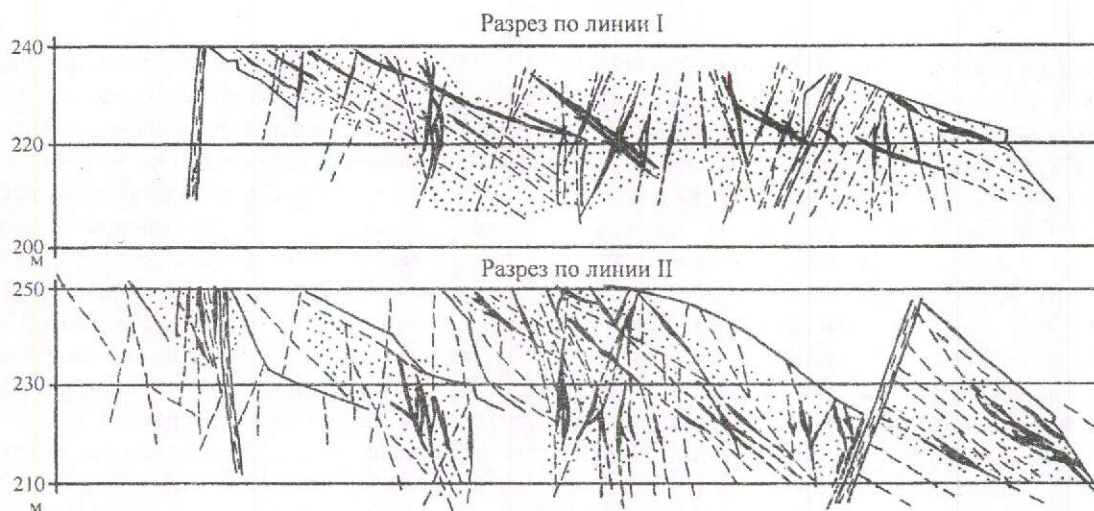


Рис. 4. Геолого-структурные разрезы месторождения Сосновое, м-б 1:1000:

усл. обозн. см. рис. 3

женными северо-восточными разрывными нарушениями формируются сложные узлы, в которых более поздние крутопадающие жилы секут тело субсогласной жилы. Сульфидная минерализация приурочена к контактам этих разновозрастных кварцевых образований или к новообразованным трещинам. Фиксируются гнездовидные скопления (от первых миллиметров до 20 см) крупнокристаллических пирита, галенита, сфалерита, халькопирита и других сульфидов. Вместе с полисульфидными гнездами в жилах появляются пятнисто-гнездовые обособления крупнокристаллического белого или желтовато-белого карбоната. Здесь же отмечено присутствие рыжего карбоната и игольчатого рутила, содержания которого не превышают 1%. Такие жилы содержат большое количество реликтов вмещающих пород. Количество сульфидов суммарно составляют от 5–7 до 20%. Руды отличаются высоким содержанием самородного золота — от первых до десятков граммов на 1 т.

Кроме сложных кварцевых узлов, на месторождении золотоносны крутопадающие жилы и системы прожилков северо-восточного простирания, пространственно не связанные с пологими субсогласными жилами. В крутопадающих жилах сульфиды более тонкие и образуют чаще полосы в зальбандах, чем гнезда. Тонкие протяженные прожилки практически полностью сложены тонкой полисульфидной массой. Содержания золота колеблются от десятков до сотен (в тонких прожилках) граммов на 1 т.

Кварцевые жилы, жильные зоны, системы лестничных жил и зоны прожилкования сопровождаются маломощными зонами гидротермально-метасоматических изменений березит-лиственитового ти-

па. Синрудные метасоматиты, примыкающие к кварцевым телам, имеют небольшую мощность — от сантиметров до первых метров. Внешний их ореол охватывает всю зону трещиноватости. Типичные метасоматиты — массивные мелкозернистые породы розовато-коричнево-желтого цвета. Вкрапленность пирита в них разного размера — от микроскопической до >1 см, простых кубических форм.

В метасоматитах и сланцах золотоносность определяется присутствием вкрапленности кристаллов пирита (от 2–3 до 20–30 мм), причем в сланцах пирит, как правило, значительно более мелкий (2–3 мм), чем в метасоматитах. В метасоматитах вдоль контактов с кварцевыми жилами вкрапленность крупных метакристаллов пирита образует ореолы от первых десятков сантиметров до первых метров. В меланократовых сланцах более тонкая вкрапленность пирита равномерно распределена по всему горизонту или линзе, находящихся в зоне «сгущения» северо-восточной системы разрывных нарушений. Пирит содержит механические включения полисульфидов. Содержание золота от долей до первых граммов на 1 т.

Крайне неравномерное распределение сульфидов и содержаний золота необходимо учитывать при опробовании. Колебания содержаний золота значительны: в метасоматитах и меланократовых сланцах — доли и первые граммы, реже первые десятки граммов на 1 т, в кварцевых жилах — первые граммы и десятки граммов на 1 т, в тонких кварц-пиритовых прожилках — первые сотни граммов на 1 т.

Промышленные руды на месторождении не всегда имеют четкие геологические границы и часто выделяются по данным опробования. Отмечает-



ся близкое соответствие промышленного контура оруденения границе внутренней зоны калишпатовых изменений. В случае преобладания альбита над калишпатами содержания золота, как правило, более низкие. Рудные тела в ореоле гидротермально измененных пород трассируются жильно-прожилковой и вкрапленной минерализацией кварц-сульфидного и сульфидного составов. Именно интенсивность проявления этой минерализации вместе с отмеченными особенностями измененных пород определяет контуры промышленного оруденения.

К числу важнейших по информативности геологических признаков рядовых руд относится присутствие вкрапленности крупнокристаллического пирита. Области развития такой вкрапленности в слюдисто-кварц-полевошпатовых сланцах – метасоматитах отвечают рядовым рудам. Как правило, сам крупнокристаллический пирит слабо золотоносен, а вспышки высоких содержаний в нем связываются с наличием трещинок катаклаза, к которым приурочены более поздние выделения золота. Определяющую роль в размещении богатого оруденения (от 10 г/т и более) играет развитие продуктивных ассоциаций (золото-пирит-кварцевой и золото-полисульфидно-кварцевой), характеризующихся высокими и ураганными содержаниями золота.

Внутреннее строение рудных тел, как уже отмечалось, сложнее строения ореола метасоматических изменений. Многие разведочные сечения располагаются в участках слабых изменений пород. Высокие содержания золота (сотни граммов на 1 т) связаны с тонкими вплоть до волосовидных кварц-сульфидными прожилками позднего минерального комплекса и притертыми трещинками. При бортовых содержаниях от 1 г/т и выше выделяется целый

ряд субпараллельных весьма не выдержанных по простиранию мелких рудных тел, отвечающих отдельным локальным зонам развития кварцевых жил и прожилков.

Положение рудных столбов определяется внутрирудной тектоникой, способствующей концентрированному отложению продуктивных минеральных ассоциаций на заключительных стадиях минералообразования (например, гнездовые обособления пирита, галенита, реже сфалерита с самородным золотом). В связи с этим рудные столбы могут иметь различную ориентировку. Наиболее характерны крутопадающие столбы с падением, согласным со склонением кварцевых жил.

Каких-либо закономерностей в вертикальном распределении прожилковой и вкрапленной сульфидной составляющей не отмечалось из-за небольшой глубины от поверхности штольнего горизонта.

Отмеченные геологические признаки достаточно информативны и на флангах минерализованной зоны, где рудные тела выклиниваются.

Структура месторождения, характер рудовмещающей толщи, особенности строения рудных тел и развития рудной минерализации позволяют определить геолого-промышленный тип месторождения Сосновое как минерализованные зоны с жильно-прожилково-вкрапленным оруденением золото-кварц-сульфидной рудной формации. В районе с традиционным развитием россыпной золотоносности изучение первого золоторудного объекта и многочисленных, пока малоизученных, рудопроявлений Халмерьянского рудного поля важно не только с научной точки зрения, но и практически, так как позволит повысить золотой потенциал восточного склона Приполярного Урала.

УДК 553.411'497.1

© Б.Я.Вихтер, 2005

## **ЗОНАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЗОЛОТО-МЫШЬЯКОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

**Б.Я.Вихтер (ЦНИГРИ МПР России)**

*Приведены примеры зонального размещения некоторых минеральных и геохимических характеристик рудной минерализации на золотых месторождениях бакурчикского сеймейства, учет которых позволит повысить эффективность геологоразведочных работ.*

Одним из условий повышения эффективности геологоразведочных работ является использование закономерно изменяющихся свойств рудной минерализации в простран-

стве (в вертикальном разрезе земной коры, в частности) или относительно определенных геологических элементов (магматических тел, разрывных нарушений и др.).

Рассмотрим проявления разнородной зональности (минеральной, геохимической, структурной) на месторождениях и рудных полях особой группы объектов, выделяемых под названием «бакырчикское семейство». Все они приурочены к металлогеническим областям и зонам, сложенным преимущественно терригенными песчано-алевритово-сланцевыми комплексами. Основным признаком общности выделяемой группы месторождений являются повышенная мышьяковистость руд и корреляция золота с мышьяком. В некоторых месторождениях других генетических классов и формационных групп также иногда отмечается связь повышенных концентраций золота с мышьяком, однако для них прямая корреляция золото-мышьяк обычно не устанавливается, а высокие содержания этих элементов характерны для самых поздних продуктивных минеральных ассоциаций. В рассматриваемой группе месторождений высокая корреляция золото-мышьяк связана с самой ранней пирит-арсенипиритовой продуктивной минеральной ассоциацией. Для месторождений характерно также невысокое содержание в рудах серебра, часто ниже содержания золота. Корреляция золото-серебро, как правило, отсутствует.

Бакырчикское семейство представлено группой геолого-промышленных типов, составляющих единый непрерывный ряд от золото-сульфидного типа существенно вкрапленных руд с преобладанием ранней продуктивной ассоциации с тонким золотом, заключенным в пирите и арсенипирите («донорные» руды, по [3]), до золото-кварцевого типа существенно жильных и жильно-прожилковых руд (рис. 1). В качестве промежуточного выделяется золото-сульфидно-кварцевый тип, месторождения которого включают как золото-сульфидные вкрапленные руды, так и золото-кварцевые жильные и жильно-прожилковые.

Выделенные геолого-промышленные типы имеют тенденцию направленного изменения некоторых признаковых характеристик месторождений. Доля «упорного» тонкого золота, заключенного в сульфидах, и количество последних закономерно уменьшаются от золото-сульфидных к золото-кварцевым месторождениям, а содержание кремнезема постепенно возрастает. Снижается содержание золота в главных сульфидах руд — пирите и арсенипирите и одновременно возрастают количество свободного (амальгамируемого) золота в рудах и размеры его выделений.

Минеральный состав руд месторождений рассматриваемого семейства простой: не менее 90% рудных минералов представлено пиритом и арсенипиритом. Установлен регрессивный ряд последовательных минеральных ассоциаций (от ранних к поздним): редкометалльная, пирит-арсенипиритовая

(главная продуктивная), полисульфидная, сульфосольная, антимонит-(киноварная).

На ряде месторождений бакырчикского семейства выявлена вертикальная зональность, выраженная в соотношении кварцево-жильной и сульфидно-вкрапленной минерализации. Как правило, в верхней части месторождений доля кварцево-жильной золоторудной минерализации выше, чем на глубоких горизонтах. Такое соотношение характерно для месторождений всех геолого-промышленных типов: золото-сульфидного [8], золото-сульфидно-кварцевого (Ю.Н.Зверев, 1988 г.) и золото-кварцевого [3].

На месторождении Сухой Лог самые крупные кварцевые жилы отмечаются в близповерхностной части рудного поля; на глубине 50–70 м их количество и мощность резко сокращаются [6]. На месторождении Мурунтау наиболее мощные, так называемые «стержневые», золото-кварцевые жилы размещались в приповерхностной зоне; по ним было обнаружено месторождение. С глубиной мощные секущие жилы исчезают (рис. 2), а содержание сульфидов обнаруживает устойчивую тенденцию к увеличению (рис. 3). На месторождении Джилао верхняя часть представляет собой кварцевый штокер с убогосульфидными рудами. Содержание сульфидов в них не превышает первых десятых долей процента. В технологической пробе, отобранной из штольни 12 (230 м от поверхности), оно составило около 2%. В рудах, вскрытых буровыми скважинами на глубине 300 м и более, содержание сульфидов до 3–4%. Руды представлены прожилково-вкрапленной минерализацией с редкими мало-мощными кварцевыми прожилками и участками метасоматического окварцевания. Закономерное увеличение количества пирита и арсенипирита с глубиной установлено также при детальном минералогическом изучении руд Джилао (табл. 1).

Наиболее характерная и устойчивая особенность зональности рудных полей и месторождений бакырчикского семейства — повышение с глубиной содержания мышьяка в рудах, а также соотношения арсенипирит/пирит. С глубиной также увеличиваются содержание мышьяка в пирите и отношение As/S.

Повышение содержания мышьяка в рудах на глубоких уровнях месторождений, отражающее вертикальную зональность, указывает также на близость рудообразующих интрузивных тел. Иллюстрацией может служить уменьшение отношения S/As в рудах по мере приближения к гранодиоритовому массиву на Кокпатасском рудном поле (рис. 4). Увеличение с глубиной содержания мышьяка в пирите установлено для месторождений Бакырчикского рудного поля [2] и Поймазар-Яфчской зоны [4]. На Нежданинском месторожде-

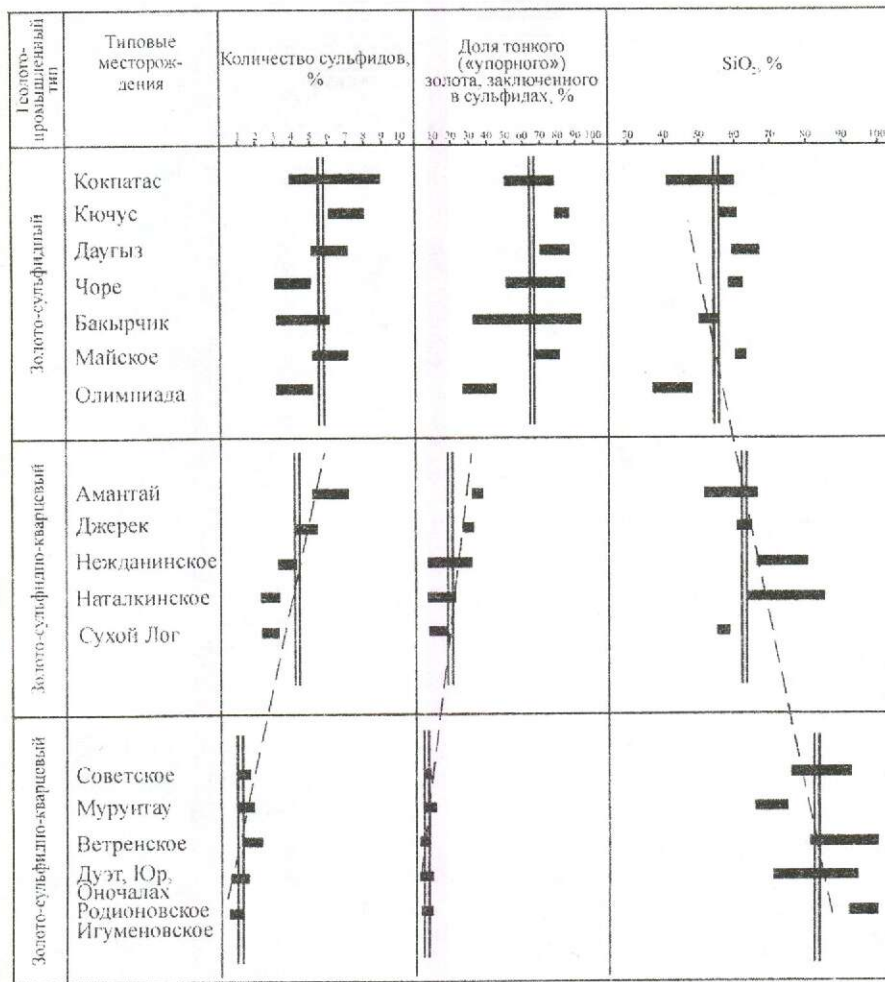


Рис. 1. Некоторые характеристики руд бакырчикского семейства, по данным обработки технологических проб

1. Некоторые характеристики руды месторождения Джилао, отражающие вертикальную зональность

Уровень отбора материала	Содержание Au, г/г*		Содержание в руде, %**		Содержание Au в руде, г/г***
	в пирите	в арсенопирите	арсенопирита	пирита	
Поверхность	Полуокисленный 202,8 (среднее по 4 пробам)		0,0074	0,0004	5,2 (технологическая проба № 2)
Штольня 7, горизонт -30 м	8,4				
Штольня 13, горизонт -80 м			0,2231	0,0022	4,5 (технологическая проба № 1)
Штольня 14, горизонт -130 м	106,0; 28,5; 26,3; 3,1; среднее 41,0				
Штольня 12, горизонт -230 м	50,3; 21,9; 18,9; 2,0; среднее 23,3	405; 131,5	0,3087	0,0168	3,7 (технологическая проба № 7)
Скважины, глубина 320-360 м	2,3	71,7; 29,5; 11,1			2,4-2,8 (опробование керна скважин)

\*Образцы Б.Я.Вихтера. Аналитик В.М.Кулигин, метод ИНАА (ЦНИГРИ).

\*\*По материалам М.Н.Новгородовой.

\*\*\*Данные геологической службы рудника Джилао.

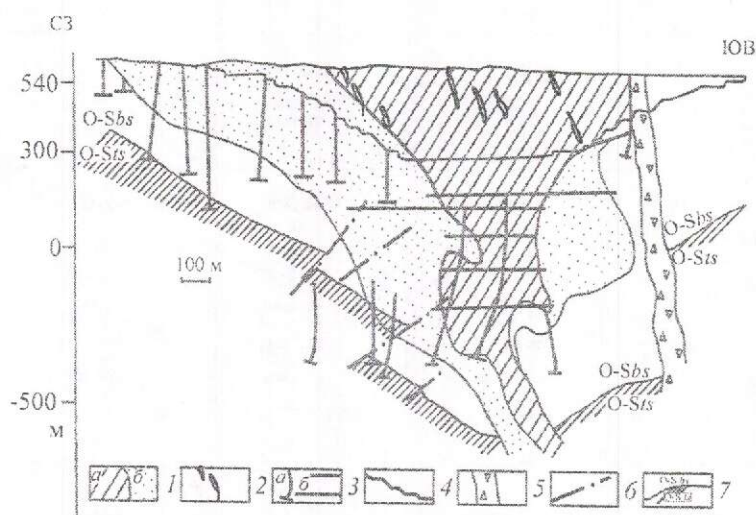


Рис. 2. Геологический разрез по разведочному профилю 113 месторождения Мурунтау, по А.И.Образцову, генерализовано:

1 — жильно-прожилково-вкрапленные руды штокверка (а — богатые, б — рядовые и бедные); 2 — крупные («стержневые») кварцевые жилы; 3 — разведочные выработки (а — буровые скважины, б — шахтные горизонты); 4 — граница карьера; 5 — Южный разлом; 6 — прочие разрывные нарушения; 7 — граница отложений бесапанской (O-Sbs) и таскаганской (O-Sts) свит

нии работами В.В.Алпатов [1] показано увеличение с глубиной отношения арсенопирита к пириту, общего количества золотоносного призматического арсенопирита, суммы пирита и арсенопирита, а также уменьшение с глубиной содержания золота в пирите и арсенопирите. Аналогичное поведение золота отмечается и на месторождении Джилао (см. табл. 1). Снижение содержания золота в пирите с глубиной и одновременно с приближением к массиву биотитовых гранитов было установлено на месторождениях Поймазар-Яфчской зоны [4; Б.Я.Вихтер, 1998] и, вероятно, вызвано воздействием на руды более молодых, чем основная продуктивная пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация, биотитовых гранитов [5].

Установленное в пределах Кызыловской рудозносной зоны снижение содержания золота в пирите руд с востока на запад [2] также, по нашему мнению, отражает зональность по отношению к рудообразующему массиву гранитоидов. Судя по морфологии и положению рудных залежей (рис. 5), миграция рудоносных флюидов происходила с северо-запада на юго-восток по полого воздымающемуся вектору. Вследствие этого рудные залежи на западе зоны были более приближены к рудообразующему источнику, чем на востоке. Четкое зональное размещение по отношению к предполагаемому источнику рудоносных флюидов установлено М.М.Старовой для Ag/Au в пиритах Кызыловской зоны (табл. 2). Эта зональность, подчеркивающая увеличение роли серебра — обычного продукта

поздних рудогенных процессов, в участках, приближенных к источнику рудоносных эманаций, вероятно, отражает регрессивный характер ранней продуктивной стадии.

На многих рудных полях и месторождениях бақырчикского семейства проявлена зональность, выражающаяся в закономерном размещении руд, которые отличаются соотношением разновременных продуктивных минеральных ассоциаций. В одних случаях это приводит к проявлению структурной зональности, в других — к зональности, обусловленной литологией вмещающих пород.

Структурная зональность выражается в том, что рудолокализирующими структурами, вмещающими преимущественно продукты ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации, служат разрывные нарушения определенного направления, а вмещающими продукты преимущественно полисульфидной, сульфосольной и антимонитовой ассоциаций — диагональные и поперечные к ним разрывы.

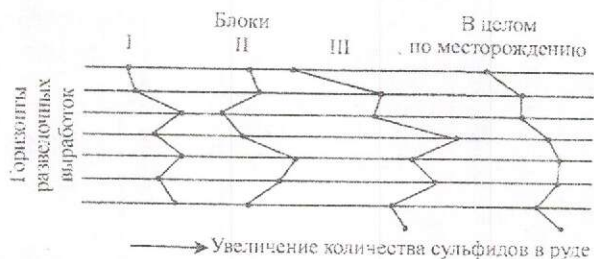


Рис. 3. Тренд содержания сульфидной серы в рудах месторождения Мурунтау, по материалам Г.Н.Илипенко, 1975 г.

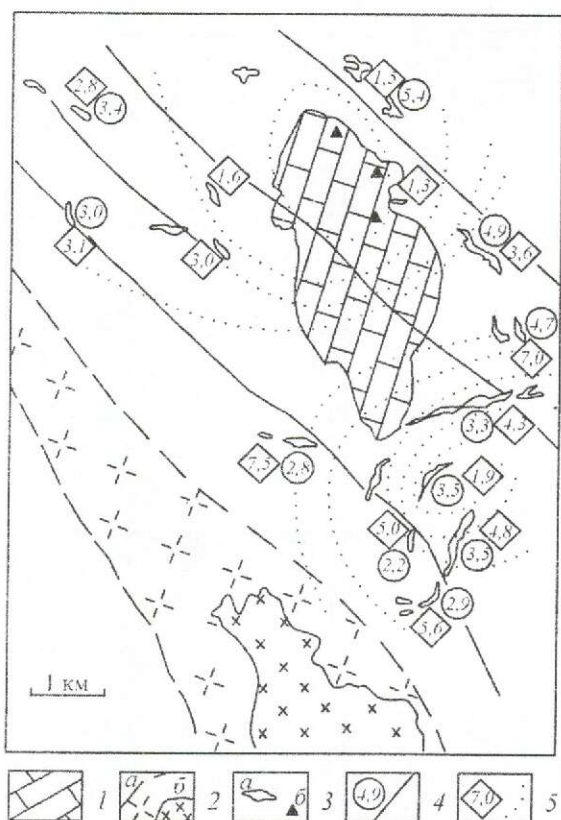


Рис. 4. Распределение отношений S/As и Au/Ag в рудах месторождений Кокпатасского рудного поля:

1 — известняки; 2 — гранодиориты, выходящие на поверхность (а) и скрытые (б); 3 — месторождения золото-сульфидные (а) и сурьмяно-серебряные (б); 4 — отношение S/As в рудах; 5 — отношение Au/Ag в рудах

На Каракутанском золоторудном месторождении (Узбекистан), по данным Н.Я.Гурейкина и Ю.Г.Зарембо (1970 г.), основная масса золота связана с кварц-пиритовой ассоциацией (ранней продуктивной, сопоставляемой с пирит-арсенопиритовой в вышеприведенной схеме последовательности минералоотложения), а серебра — преимущественно с более поздней полиметаллической (рис. 6). Повидимому, пульсационный характер развития процесса рудоотложения, происходящего в условиях меняющегося вектора тектонических напряжений,

приводил к тому, что в период отложения каждой минеральной ассоциации наиболее благоприятной оказывалась одна из ранее заложенных систем рудо локализирующих разломов.

Зональность, обусловленная литологией вмещающих пород, выражается в том, что руды с преобладанием поздних минеральных ассоциаций (сульфосолевой и антимонит-киноварной) наиболее «охотно» размещаются в карбонатных породах (см. рис. 4), которые для ранней пирит-арсенопиритовой являются «запретными», и они (минералы пирит-арсенопиритовой ассоциации) отлагаются преимущественно среди алюмосиликатных пород.

Предпочтительное размещение руд с преобладанием поздних минеральных ассоциаций в карбонатных породах представляется вполне объяснимым. Падение температуры рудоносных растворов к концу периода рудообразования и существенно щелочной их характер обуславливает основную форму переноса золота и других сопутствующих металлов в виде тиосульфидных комплексов. Последние разрушаются с понижением pH растворов, что более активно происходит в карбонатных породах за счет углекислоты. Возникающее повышение кислотности рудоносного раствора приводит к формированию минералов с повышенной степенью окисленности (антимонит, сульфосоли и др.), которые в основном слагают поздние минеральные ассоциации.

Показателен пример Воронцовского месторождения на Урале, где антимонит-реальгар-аурипигментовая продуктивная ассоциация (максимальная степень окисления серы) размещается в карбонатных толщах, расположенных гипсометрически ниже, чем алюмосиликатные, вмещающие пирит-арсенопиритовые золотые руды (минимальная степень окисления серы).

Приведенные примеры разнородной зональности в пределах рудных полей и месторождений бакурчичского семейства имеют, прежде всего, прикладное значение и могут использоваться при поисково-оценочных и разведочных работах. Некоторые виды зональности, на наш взгляд, также указывают и на генетическую природу месторождений бакурчичского семейства, в том числе «родоначального» золото-сульфидного прожилково-

2. Отношение Ag/Au в пиритах Кызыловской рудоносной зоны, по М.М.Старовой, 1988

Месторождения	Среднее отношение Ag/Au	Колебания отношений Ag/Au	Число проб
Сарбас	0,03	0,001–0,06	8
Глубокий Лог	0,03	0,006–0,16	54
Промежуточное	0,041	0,04–0,08	15
Бакурчич	0,05	0,02–0,6	122
Загадка	0,15	0,075–0,38	45
Большевик	0,2	0,01–0,27	5
Зона Параллельная	0,26	0,03–0,8	8

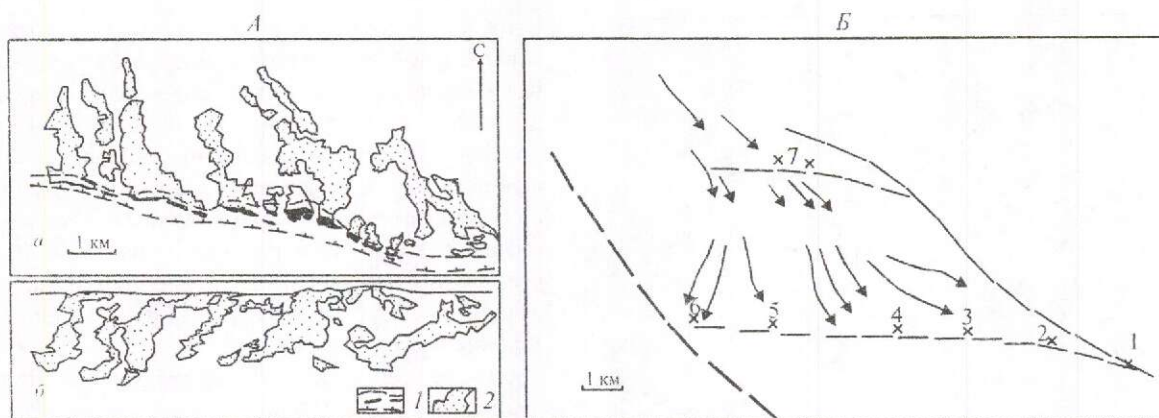


Рис. 5. Бакырчикский рудный узел:

А — положение и морфология рудных залежей в Кызыловской зоне смятия: 1 — залежи, выходящие на поверхность; 2 — проекции залежей на горизонтальную (а) и вертикальную (б) плоскости; Б — направление миграции рудоносных эманаций месторождений Кызыловской зоны (1 — Сарбас, 2 — Глубокий Лог, 3 — Промежуточное, 4 — Бакырчик, 5 — Загадка, 6 — Большевик) и зоны Параллельная (7)

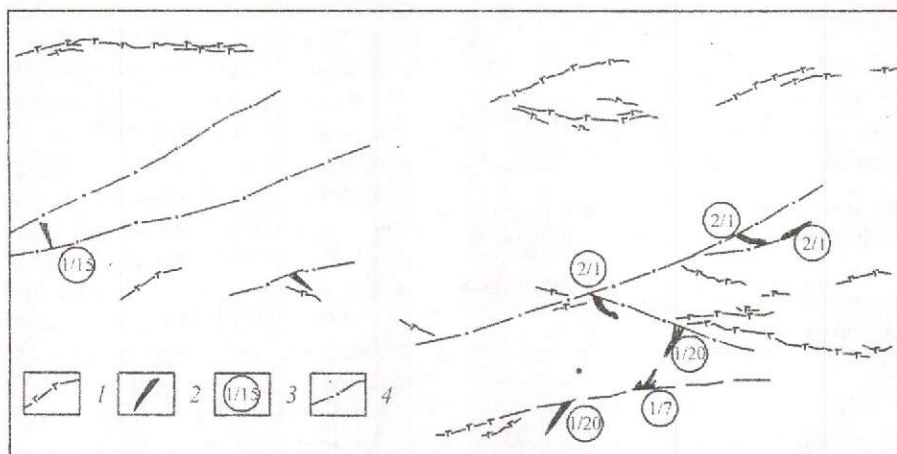


Рис. 6. Различные отношения Au/Ag в рудах, локализованных в разрывах двух различных систем Каракутанского рудного поля, по материалам Н.Я.Гурейкина, 1970:

1 — дайки преимущественно среднего состава; 2 — рудные тела; 3 — отношение Au/Ag; 4 — разрывные нарушения

вкрапленного геолого-промышленного типа. Например, увеличение с глубиной и с приближением к интрузивным телам количества сульфидов, повышение содержаний мышьяка в рудах в целом и мышьяка в пирите, а также уменьшение с глубиной содержаний золота в пирите и арсенопирите свидетельствуют о рудообразующей роли интрузивных тел и наложенном характере руд относительно вмещающих терригенных пород. Следует отметить, что увеличение с глубиной (и с приближением к интрузивным телам) содержаний в рудах мышьяка сопровождается и увеличением содержаний вольфрама (Поймазар-Яфская зона, Мурунтау-Миутенбай и др.), что коррелирует с «эм-

монсовской» зональностью относительно интрузивных тел [7].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпатов В.В. Зональность вкрапленного оруднения Неждановского золоторудного месторождения // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 15–19.
2. Бакырчикское рудное поле / В.А.Нарсеев, Н.А.Фогельман, В.М.Яновский и др. // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М., 1988. С. 96–116.
3. Вихтер Б.Я. О генетической модели золоторудных месторождений с позиции соотношения золото-сульфидных и золото-кварцевых руд // Тез. докл. 2-го Всесоюз. совещ. Новосибирск. 1985. С. 108–109.

4. Вихтер Б.Я., Хазан К.Е. Зональность золото-сульфидного месторождения на основе распределения золота и других элементов в пирите и арсенопирите // Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 167. С. 38–44.
5. О Rb-Sr возрасте интрузивных образований и золоторуднения Чоринского района (Центральный Таджикистан) / Б.Я.Вихтер, К.Е.Хазан, А.Б.Дзайнуков и др. // Руды и металлы. 1995. № 1. С. 36–40.
6. Попов Н.П., Лисий В.А. Перспективный тип золоторудных месторождений Сибири // Разведка и охрана недр. 1974. № 7. С. 4–9.
7. Эммонс В. Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных пород. – М.-Л.: ГНТГРИ, 1933.
8. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. – М.: Недра, 1990.

УДК [549.283+549.324.31]:553.411 (571.5/.6)

© Коллектив авторов, 2005

## ПИРИТЫ ТЕРРИГЕННЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ПОРОД ДЕГДЕКАНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ, ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЫМСКИЙ РАЙОН

Л.А.Остапенко, О.Б.Рыжов, С.Г.Кряжев, А.К.Быстрова (ЦНИГРИ МПР России)

*Установлено, что пириты из углисто-глинистых сланцев на площади Дегдеканского рудного поля представляют собой разновозрастные гидротермальные образования. Самородное золото в них идентично самородному золоту из кварцевых жил и прожилков и является продуктом самой поздней золото-полиметаллической стадии гидротермального процесса. Пириты служат благоприятной средой для отложения золота в наиболее дислоцированных блоках пород. Рассмотренные в настоящей работе вопросы актуальны как для Дегдеканского рудного поля, так и для других золоторудных объектов в терригенных черносланцевых толщах.*

Исследования по оценке золотоносности сульфидов из терригенных толщ Яно-Колымского пояса проводятся давно в связи с перспективой обнаружения крупнообъемных сульфидно-вкрапленных золоторудных месторождений, подобных Сухому Логу (Гельман и др., 1976). В терригенных толщах довольно часто встречаются участки, обогащенные сульфидами, но до настоящего времени не выработано единой точки зрения на генезис собственно сульфидной вкрапленности и повышенных концентраций золота в сульфидах. Так, одни исследователи считают, что вкрапленный пирит образовался за счет железа исходных пород, но при этом сера всегда привносилась растворами [4]. Л.В.Фирсов, соглашаясь с данной точкой зрения относительно генезиса пиритов, повышенные содержания золота в них и арсенопиритах (до 1000 г/т) из околожильных зон объясняет как результат перекристаллизации и перераспределения жильного золота [18]. Другие исследователи весь вкрапленный пирит в терригенных отложениях рудных полей Верхне-Колымского региона относят к осадочному, сингенетичному с осадконакоплением [17], или осадочно-диагенетическому [16]. Относительно низкая золотоносность осадочно-диагенетического пирита (0,08–3 г/т, в среднем 0,57 г/т) используется ими для объяснения

малой перспективности на золото зон сульфидной вкрапленности, однако не исключается возможность наложения на вкрапленные сульфидные зоны гидротермальной золотой минерализации с образованием месторождений [16].

Для выяснения генезиса вкрапленного пирита и условий образования повышенных концентраций золота в нем нами были проведены исследования на площади Дегдеканского рудного поля, где проявлены образования золото-кварцевой формации. Рудное поле расположено в клиновидном тектоническом блоке, сложенном толщей переслаивания алевритов и алевритистых аргиллитов с линзами мелкозернистых песчаников пермского возраста. Ограничивающие рудное поле разломы представляют собой долгоживущие сложно построенные кулисообразные тектонические зоны. Основной структурой является субширотный Дегдеканский разлом. В породах рудного поля развита пиритизация. Наиболее интенсивно она проявлена вдоль северного крыла Дегдеканского разлома и серии северо-западных нарушений и не соотносится с определенными толщами и свитами пород. При этом практически не отмечается зон повышенной сульфидизации около жил и прожилков. Вариации содержаний пирита весьма велики — от сотых долей до 10–15%.

Исследования проводились по пробам пиритизированных углистых сланцев, отобранных на трех участках: Дегдекан — участок развития протяженных крутопадающих субширотных жильных тел на левобережье р. Дегдекан; Верный — зоны прожилково-вкрапленной минерализации в интенсивно дислоцированных породах в верховьях р. Дегдекан, где проявлено не менее четырех разноориентированных систем прожилков, с преобладанием северо-западной ориентировки; Каньон — зона интенсивной пиритизации в северном крыле Дегдеканского разлома, в русле р. Дегдекан за пределами выделенного рудного поля (С.Ф.Стружков и др., 2001, 2004).

Повышенные концентрации золота (до 100–200 г/т) во вкрапленных пиритах из углисто-глинистых сланцев Дегдеканского рудного поля были установлены еще В.А.Буряком (1998–2001), который предположил их диагенетически-эпигенетическую природу с формированием оруденения, аналогичного Сухому Логу [5].

При макронаблюдениях нами выделено пять морфологических разновидностей вкрапленных в породах пиритовых и кварц-пиритовых образований (рис. 1).

1. Мелкая (0,01–1,0 мм) равномерно рассеянная вкрапленность в породах. Пирит представлен хорошо ограниченными кубическими кристаллами с тонкой штриховкой на гранях. Одни слои содержат меньше пирита, другие — больше, но во всех случаях количество пирита-1 не превышает долей процента.

2. Конкреционные выделения овально-изометричной или вытянутой формы (см. рис. 1, а) размером от 0,5–1 до 10–15 см и уплощенные линзы с округлыми окончаниями, лежащие в плоскости напластования. Конкреции и линзы сложены тонкозернистым (<0,01 мм) обычно мономинеральным пиритовым агрегатом. Нередко встречаются конкреции, образованные пористым черным сажистым углеродистым веществом (вероятно, преобразованной органикой) с очень мелкой относительно равномерной вкрапленностью пирита. Можно предположить, что сингенетичны именно органические остатки, замещенные подобным мелкозернистым пиритовым агрегатом.

3. Гнезда и прожилки, сложенные среднезернистым (до 1 мм) зональным пиритом с небольшим (до 10–15%) количеством кварца. Кварц отлагался одновременно с пиритом. Центральная часть кристаллов представлена неограниченными выделениями изометричной формы с большим количеством реликтов вмещающих пород. Внешняя часть не содержит реликтов и ограничена (см. рис. 1, б). Гнезда и прожилки пирита часто окружены параллельно-шестоватой кварцевой каймой. В результате дина-

мометаморфизма при складкообразовании ранние прожилки пирита этой морфологической разновидности иногда приобретают птигматоидный облик (см. рис. 1, в), а гнезда — чечевицеобразную форму.

4. Крупные (до 1,5 см) кубические (часто уплощенные) метакристаллы с грубой штриховкой на гранях, формирующие как отдельную вкрапленность (см. рис. 1, в), так и цепочечные выделения и линзы, развивающиеся вдоль плоскостей расщепления (см. рис. 1, г) вмещающих пород. Массивные гнезда часто содержат большее или меньшее количество кварца. Кристаллы пирита данной разновидности, как и кристаллы пирита в гнездах и прожилках, преимущественно имеют зональное строение. Их центральная часть характеризуется наличием большого количества очень мелких реликтов породы и на сколе выглядит матовой. Внешняя кайма лишена реликтов и имеет ограненные очертания. Вокруг кристаллов часто отмечаются тонкие (до 1 мм) кварцевые оторочки с параллельно-шестоватым строением. Иногда эти оторочки состоят из двух, редко из трех зон (рис. 2, III). Пирит данной морфологической разновидности наиболее распространен в породах Дегдеканского рудного поля.

5. Вкрапленность в слоисто-линзовидных метасоматитах анкерит-кварцевого, полевошпат-анкерит-кварцевого или серицит-анкерит-кварцевого составов. Данная разновидность пирита представлена хорошо ограниченными незональными кристаллами кубической формы размером до 2–3 мм со штриховкой на гранях. Доля его в метасоматических образованиях колеблется от 3–5 до 30–50%. Параллельно-шестоватые кварцевые оторочки вокруг них встречаются крайне редко.

Строение параллельно-шестоватых кварцевых кайм вокруг кристаллов пирита позволяет заключить, что они не могли быть образованы в «тенях давления» вокруг кристаллов пирита. Их формирование связано с тектоническими подвижками [7, 10]. В пределах относительно пластичных сланцев пиритовые кристаллы являлись жесткими центрами, вокруг которых при сдвиговых напряжениях образовывались микрополости в результате отрыва кристаллов от матрицы породы. В этих микрополостях и отлагался параллельно-шестоватый кварцевый агрегат третьего рода. Для данного агрегата характерно зарождение слагающих их индивидов на микропорах вмещающей среды и дальнейший рост тыловой частью в результате подпитки поровыми растворами. Причем параллельно-шестоватую структуру он имеет только по направлениям, параллельным слоистости (сланцеватости) вмещающих пород. В другой пространственной ориентации кварцевые оторочки имеют зернистую структуру (см. рис. 2).



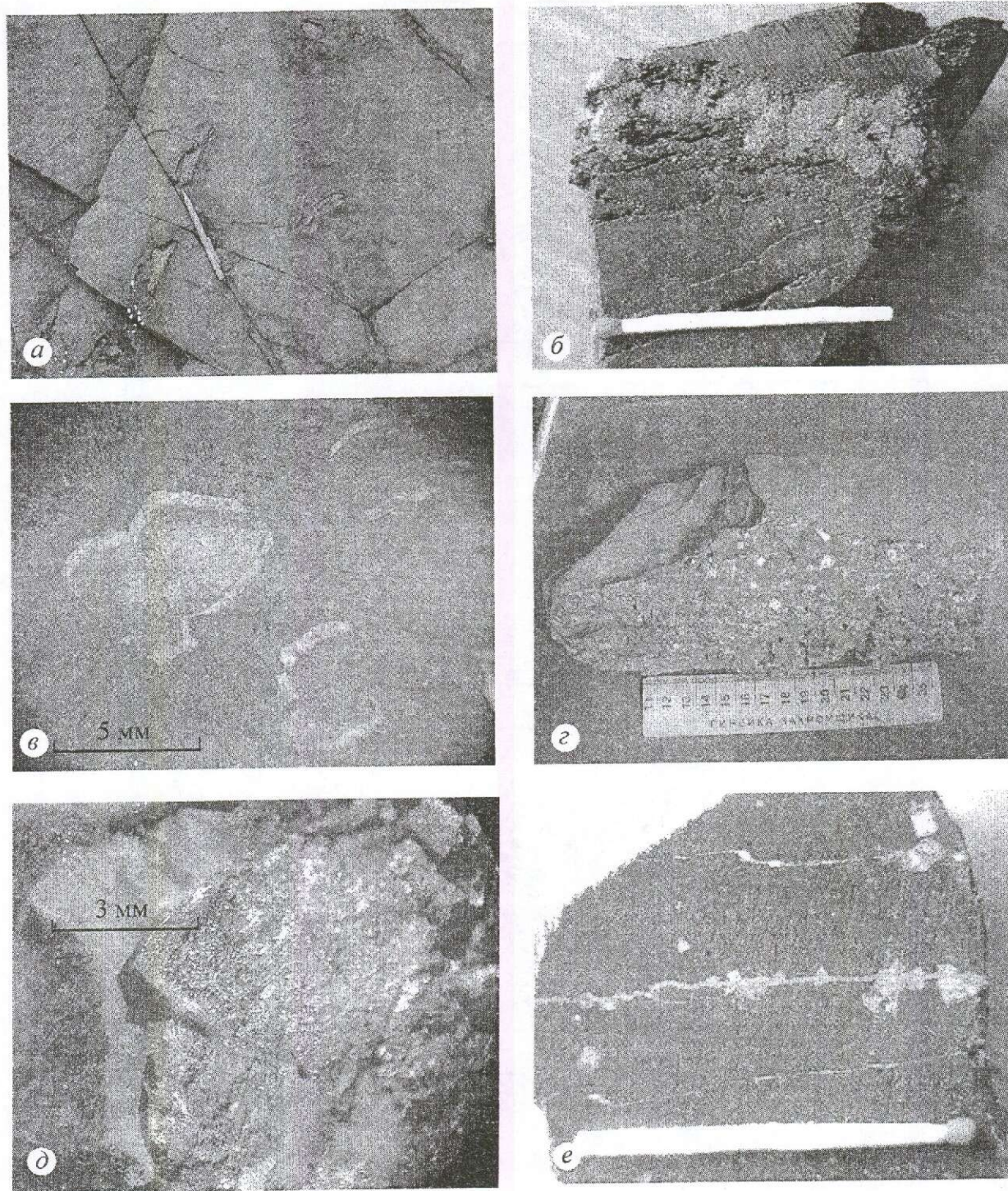


Рис. 1. Морфологические разновидности выделений пирита во вмещающих породах Дегдеканского рудного поля:

*a* — мелкозернистый в конкреции; *б* — птигматоидный прожилок; *в* — метакристаллы с оторочками параллельно-шестоватого кварца; *г* — кристаллы по плоскостям расщепления; *д* — агрегативные гнезда, обросшие гранными каймами и оторочками параллельно-шестоватого кварца; *е* — кристаллы вдоль кварцевых микропрожилков по трещинам скалывания

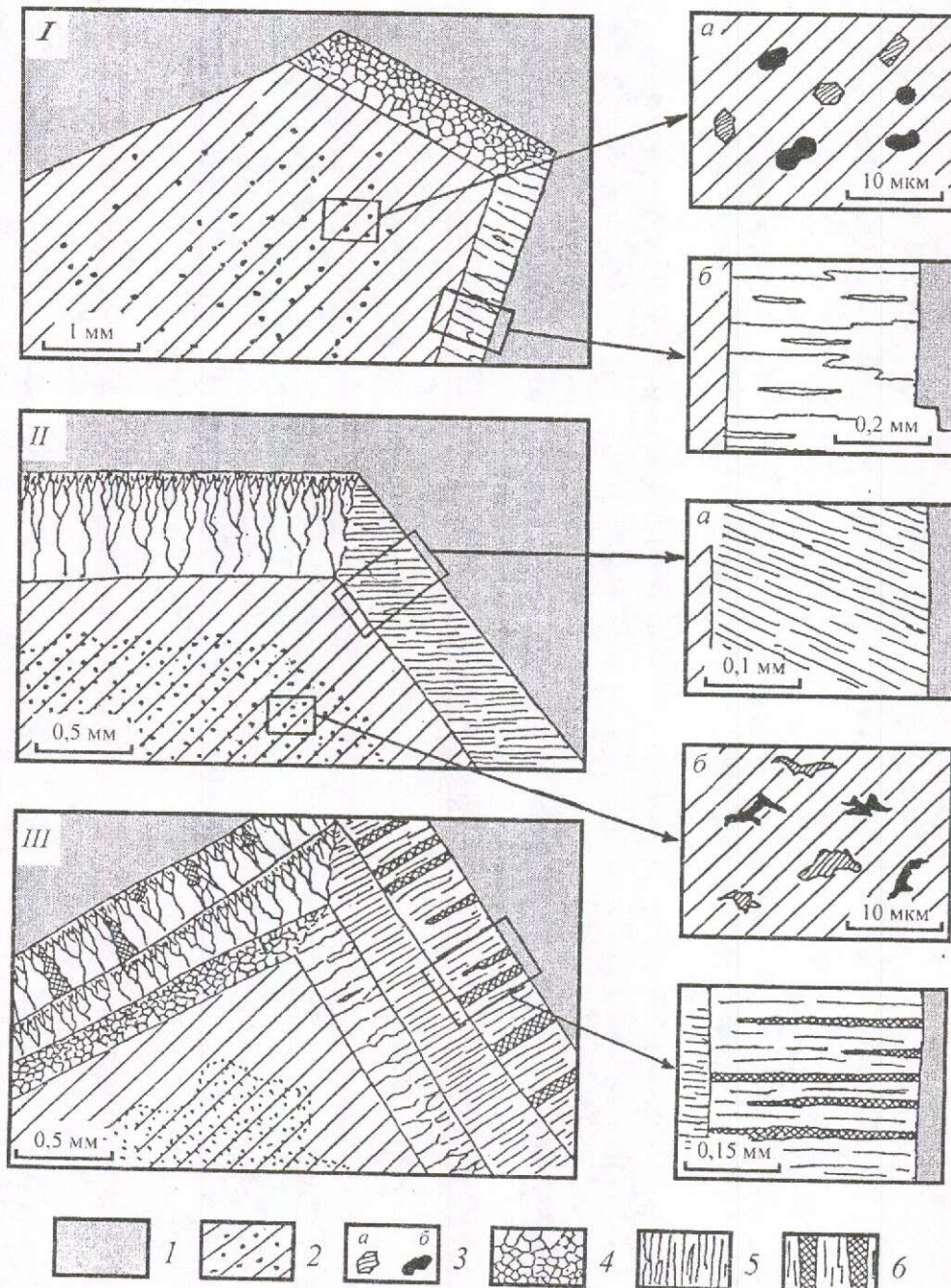


Рис. 2. Строение вкрапленного пирита:

*I* — перекристаллизованный 1-го этапа (*a* — форма перекристаллизованных включений халькопирита и пирротина, *б* — структура перекристаллизованной кварцевой оторочки); *II* — неперекристаллизованный 2-го этапа (*a* — форма неперекристаллизованных включений халькопирита и пирротина, *б* — структура неперекристаллизованной кварцевой оторочки); *III* — перекристаллизованный 1-го этапа с тройной кварцевой оторочкой, соответствующей 1–3-му этапам (на врезке — структура зональной карбонат-кварцевой оторочки); 1 — вмещающие сланцы; 2 — пирит с реликтами вмещающих пород и вкрапленностью халькопирита и пирротина; 3 — вкрапленные пирротин (*a*) и халькопирит (*б*); 4 — зернистый кварцевый агрегат; 5 — параллельно-шестоватый кварцевый агрегат третьего рода; 6 — параллельно-шестоватый анкерит-кварцевый агрегат

1. Изотопный состав серы сульфидов из углистых сланцев и жильных образований  
Дегдеканского рудного поля

Участок	Исходный материал	Минерал	Морфологическая характеристика	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	
Дегдекан	Вмещающие породы	Пирит	Обломки зональных кристаллов из прожилково-гнездового выделения	-5,6	
Верный	Вмещающие породы	Пирит	Обломки зональных кристаллов из прожилково-гнездового выделения	-2,7	
			Обломки, кристаллы и сростки кристаллов без контрастной зональности из линзовидно-прожилкового образования	-4,5	
			Обломки крупных метакристаллов	-5,5	
			Обломки и кристаллы из линзовидно-прожилкового образования	-4,5	
			Обломки и целые уплощенные метакристаллы	-5,1	
			Обломки и сростки массивных кристаллов из гнездовых выделений метакристаллов	-3,9	
			Обломки зональных кристаллов и пористых агрегатов из гнездово-линзовидного образования	-3,2	
			Каньон	Вмещающие породы	Пирит
Центральная часть зональной конкреции	-3,9				
Кристаллы и обломки, иногда зональные, из линзовидно-прожилкового образования	-8,0				
Обломки крупных (>2 мм) кристаллов	-2,9				
Кубические кристаллы размером <1,5 мм	-4,9				
Грань крупного зонального метакристалла	-5,4				
Центральная часть крупного зонального метакристалла	-5,5				
Обломки зональных кристаллов из линзовидно-прожилкового выделения	-4,9				
Обломки зональных кристаллов из гнездово-прожилкового образования	-9,1				
Микрозернистый агрегат из линзовидного образования	-7,9				
Дегдекан	Кварц-карбонатная жила	Арсенопирит		-7,8	
				-4,9	
				-6,3	
				-5,0	
				-5,9	
				-5,8	
Дегдекан	Кварц-карбонатная жила	Пирит		-4,7	
				-4,9	
				-3,2	
				-8,2	
Дегдекан	Кварц-карбонатная жила	Сфалерит		-9,3	
				-14,1	
			Галенит		-3,1
					-3,9
Верный	Кварцевый прожилок	Арсенопирит		-3,5	
			Пирит		-3,1
Каньон	Кварцевый прожилок	Пирит			-3,9
			Кубический пористый	-6,9	
			Массивный	-7,4	
Каньон	Кварцевый прожилок	Пирит		-2,9	

Примечание. Анализы выполнены в ЦНИГРИ Н.В. Гуриной, С.Н. Петровой.



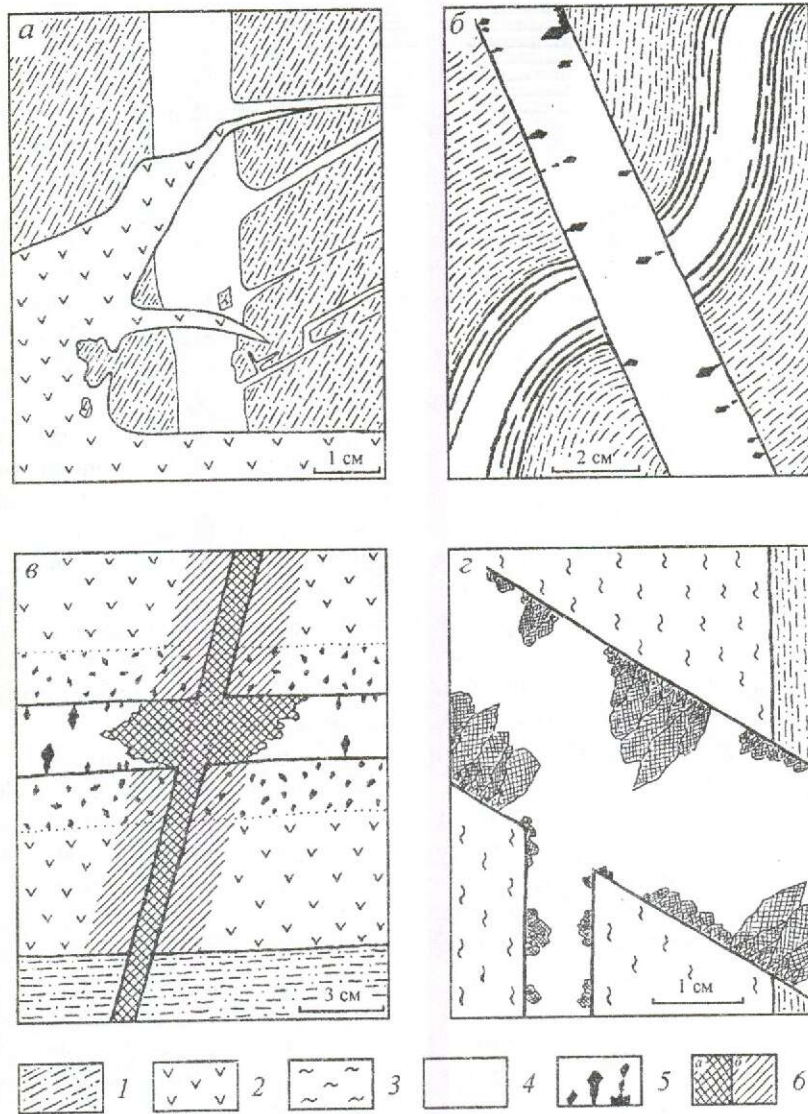


Рис. 3. Взаимоотношения разноэтапных прожилков и даек:

*a* — пересечение перекристаллизованного кварцевого прожилка 1-го этапа дайкой диоритовых порфиритов; *б* — пересечение перекристаллизованного сутурного кварцевого прожилка 1-го этапа арсенопирит-кварцевым прожилком 2-го этапа; *в* — пересечение анкерит-кварцевым прожилком 3-го этапа арсенопирит-кварцевого прожилка в дайке диоритовых порфиритов; *г* — пересечение дайки фельзитов анкерит-кварцевым прожилком 3-го этапа; 1 — глинистые сланцы; 2 — дайки диоритовых порфиритов; 3 — дайки фельзитов; 4 — кварц; 5 — арсенопирит; 6 — анкерит (*a* — в жилах, *б* — зоны анкеритизации вмещающих пород)

позволило выделить в пределах рудного поля девять стадий минералообразования, объединенных в четыре этапа (табл. 2).

Первый этап включает стадии раннего «книжного» кварца и пирит-кварцевую, которые представлены соответственно метасоматическими прожилками и прожилками выполнения открытых полостей. Образования первой и второй стадий часто пространственно совмещаются. Прожилки первого этапа иногда смяты в микроскладки и приобретают сутурный облик (см. рис. 3, *б*), а местами разорва-

ны и растянуты. Кварц в них полностью перекристаллизован, вплоть до образования ячеек «коксетера». Вероятно, формирование прожилков происходило одновременно со складкообразованием. Из рудных минералов в прожилках в незначительных количествах присутствует только пирит с очень мелкой изометричной вкрапленностью халькопирита и пирротина (0, *n*–10 *n* мкм).

Второй этап минералообразования отделен от первого внедрением даек диоритовых порфиритов (см. рис. 3, *а*). В дайках регулярно отмечаются ок-

руглые оплавленные обломки жил первого этапа. Диоритовые порфириды пересекаются прожилками всех последующих этапов и стадий минералообразования (см. рис. 3, в). Во втором этапе выделены стадии позднего «книжного» кварца и арсенопирит-кварцевая. Аналогично образованиям первого этапа они представлены метасоматическими прожилками и прожилками выполнения, но в отличие от них кварц в этих прожилках не перекристаллизован. Основной рудный минерал — арсенопирит, в подчиненных количествах отмечаются пирит и мышьяковистый пирит с мелкой вкрапленностью халькопирита и пирротина.

Третий этап минералообразования, отделенный от второго внедрением комплекса даек фельзитов, представлен кварц-анкеритовой, полевошпат-анкерит-кварцевой и кварц-мусковит-кальцитовой стадиями. Дайки фельзитов постоянно пересекаются прожилками третьего этапа (см. рис. 3, г). При этом пересечение их кварц-арсенопиритовыми прожилками второго этапа не наблюдалось. Из рудных минералов в жильных образованиях установлен лишь немногочисленный пирит с редкой вкрапленностью халькопирита и пирротина.

Минеральные агрегаты четвертого (золоторудного) этапа накладываются в виде вкрапленности, гнезд и микропрожилков на все предшествующие минеральные образования, а также на вмещающие измененные и практически не измененные метасоматическими процессами породы. В целом, несмотря на очень незначительный объем, минеральные парагенезисы золоторудной стадии имеют существенно более широкое площадное распространение, чем образования третьего этапа. В четвертом этапе выделены золото-полиметаллическая и кварц-кальцитовая стадии. Среди рудных минералов преобладают галенит, сфалерит, самородное золото и арсенопирит. Доля позднего арсенопирита (скорее всего, переотложенного), относительно арсенопирита второго этапа, менее 1%. Пирит присутствует в подчиненных количествах. Сфалерит и галенит парагенные с золотом, как отмечалось выше, отличаются от более ранних сульфидов некоторым облегчением изотопного состава серы (см. табл. 1). Это соответствует установленной ранее закономерности [9]: в ходе гидротермального минералообразования наблюдается прогрессивное обогащение сульфидов легким изотопом серы от ранних стадий к поздним.

Формирование пирита в жилах и прожилках происходило на протяжении всех этапов минералообразования. Однако существенно большая его часть отлагалась не в жилах и прожилках, а во вмещающих породах, что подчеркивалось и другими исследователями [12].

При детальном микроскопическом исследовании выделяются четыре генерации вкрапленных пиритовых образований, соответствующих четырем этапам гидротермального минералообразования. Их отличительными признаками могут быть: форма выделений регулярно присутствующей в пирите микроскопической ( $<0,01$  мм) вкрапленности пирротина и халькопирита; структура кварцевых оторочек (см. рис. 2); характер поверхности кристаллов пирита. Исходя из данных признаков пириты различных генераций характеризуются следующим:

пирит-1 — наличие перекристаллизованных (изометричных) включений халькопирита и пирротина (см. рис. 2, I, а), значительная степень перекристаллизации кварца в гнездах и оторочках вокруг кристаллов пирита (см. рис. 2, I, б);

пирит-2 — включения халькопирита и пирротина в зернах пирита и кварц вокруг них не перекристаллизованы (неправильные формы выделений) (см. рис. 2, II), поверхность кристаллов матовая, со следами растворения;

пирит-3 — включения халькопирита и пирротина и кварцевые оторочки, как и в пирите-2, не перекристаллизованы, но поверхность кристаллов блестящая, гладкая; в оторочках отмечается существенная (до 50–70%) доля железистого карбоната (см. рис. 2, III);

пирит-4 — входит в золоторудный парагенезис, но встречается локально только в участках пересечения золоторудными микропрожилками ранних пиритовых образований, характеризуется малыми размерами ( $<0,1$  мм) и преимущественно образует вкрапленность в галените и сфалерите.

Микроскопическое изучение пиритов различных морфологических разновидностей показало, что они, как правило, представляют собой совмещенные многостадийные образования. Поэтому отнести конкретные пиритовые выделения к определенному этапу визуально практически невозможно.

Для характеристики золотоносности пиритов и пиритсодержащих осадочных пород нами проанализировано 20 протоочных проб и монофракций выделенных из них пиритов. Содержания золота в пробах пиритизированных осадочных пород, отобранных на участках Дегдекан и Верный, по данным атомно-абсорбционного анализа варьируют от 0,02 до 5,71 г/т. На участке Каньон, находящемся за пределами рудного поля, содержания золота существенно ниже (0,02–0,08 г/т). Корреляционный анализ полученных аналитических данных показал значимую положительную корреляционную связь (коэффициент корреляции 0,7) только между содержанием золота и мышьяка (табл. 3; рис. 4). Геохи-

**3. Корреляционная матрица  
для проб пиритизированных пород (n=20)**

	Au					
Ag	0,28	Ag				
As	0,70	0,16	As			
Pb	-0,19	0,56	-0,24	Pb		
Zn	0,26	-0,13	0,44	-0,29	Zn	
Pb+Zn	-0,07	0,53	-0,03	0,89	0,19	Pb+Zn

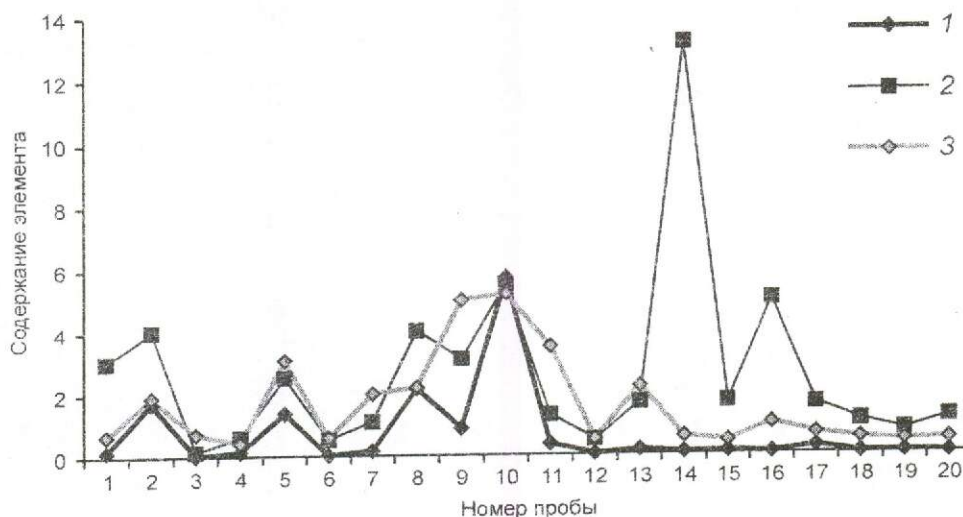
мическая связь между ними отмечалась для Дегдеканского рудного поля и ранее [15], но обусловлена она не только парагенетической ассоциацией золота и позднего арсенопирита, но и пространственным совмещением золоторудной минерализации с образованиями второго этапа, обогащенными ранним арсенопиритом.

В большинстве проб (16 из 20) при тщательном просмотре шлиха, в том числе и при низких содержаниях золота в исходных пробах (0,1 г/т), фиксируются свободные знаки самородного золота. Размер их преимущественно <0,1 мм, значительно реже отмечаются знаки самородного золота размером 0,1–0,5 мм. Предположительно средний массовый размер выделений самородного золота в пиритизированных породах Дегдеканского рудного поля составит 0,2–0,3 мм. Среди морфологических разновидностей выделений золота преобладают трещинно-каркасные, трещинно-пластинчатые и интерстициально-комковидные, что свидетельствует о наложенном характере его образования. В подчиненном количестве встречается чешуйчатое, комковидное и кристаллическое самородное золото (в том числе и очень мелкие округлые кристаллы), что также не противоречит его наложенному характеру. Поверх-

ности золотинок гладкие, реже мелкопористые или шагреньевые. Иногда на них наблюдаются тонкие «рубашки» гидроксидов железа. Цвет — светло-желтый. Микрорентгеноспектральный анализ пяти знаков самородного золота, выделенных из протолочной пробы пиритизированных пород участка Верный, показал незначительный разброс пробности золота (770–780), а из примесных элементов только наличие меди (0,01–0,11 мас. %). Пробность самородного золота из жильно-прожилковых образований варьирует от 743 до 821, а в виде примеси установлена также только медь (0,01–0,09 мас. %). Таким образом, можно утверждать, что состав самородного золота из пиритизированных пород идентичен составу золота из прожилково-жильных кварцевых образований Дегдеканского рудного поля.

Выделенные из шлихов протолочных проб пиритизированных пород монофракции пиритов анализировались инструментальным нейтронно-активационным методом на Au, Ag, As, Zn, Sb, Co, Ni, Te и флюоресцентно-рентгено-радиометрическим — на Pb. Содержание в них золота варьирует от 0,02 до 13,4 г/т, причем в пиритах из участка Каньон оно значительно ниже (до 0,25 г/т), что сопоставимо с содержаниями золота в исходных пробах и является практически фоновым. На участке Верный содержание золота в пиритах изменяется от 1 до 13,4 г/т, в среднем составляя 4,6 г/т, что существенно ниже значений, установленных ранее В.А.Буряком (1998–2001 гг.). Зависимости между содержанием в пирите золота и его морфологическими разновидностями или принадлежностью пирита к определенной генерации не установлено.

Наряду с анализом монофракций пирита, в двух пробах проанализирован тонкий класс (-0,3 мм)



**Рис. 4. Соотношение содержаний химических элементов в пробах пиритизированных пород:**  
содержания: 1 — Au, г/т; 2 — Ag, г/т; 3 — As, n·10<sup>-1</sup> %

шлиха без дочистки пиритов под бинокляром. Полученные в них содержания золота (163 и 68 г/т) обусловлены значительной долей свободного металла, «раскрывшегося» при измельчении исходного материала. По приближенной оценке доля свободного золота в дробленых до 1 мм пиритизированных породах может составить не менее 70–80%, что также может служить доказательством его наложенного (более позднего) образования. При этом, вероятно, 20–30% Au в пиритах обусловлено наличием тонкодисперсного (субмикроскопического) золота, возможность образования которого в сульфидах, при воздействии на них золотоносных растворов, доказана экспериментально [6, 19]. Наложенное золото субмикроскопических размеров может представлять собой вкрапленность округлых, вследствие округления вершин и ребер, кристаллов [14], аналогичных более крупным (0,02–0,1 мм) золотинам, зафиксированным нами при изучении шлихов. Возможно также наличие тонких пленок золота, в том числе и эпитаксических, на гранях кристаллов пирита, а также выделений его во внутренних дефектах кристаллической решетки [1]. Размер выделений самородного золота не может служить прямым критерием относительного времени образования [1], хотя традиционно многими исследователями декларируется сингенетичность тонкодисперсного золота с ранними сульфидами в золото-кварцевых месторождениях.

Анализ содержаний элементов-примесей в пиритах показал наличие значимых положительных корреляционных связей между содержаниями Au и Zn (коэффициент корреляции 0,7), Au и As (0,66), Au и Ag (0,58), Au и Sb (0,58) (табл. 4; рис. 5). Тесная связь между золотом и цинком служит доказательством того, что золото в пиритах относится к золото-полиметаллической стадии минералообразования и формируется одновременно с золотом в кварцевых жилах и прожилках. Отсутствие связи со свинцом легко объясняется подмеченной зако-

номерностью: галенит при наложении на кварцево-жильные образования заполняет трещинки и пустоты в кварце, который он иногда незначительно замещает; сфалерит же преимущественно развивается метасоматически по ранним сульфидам и карбонату. Таким образом, пиритовые выделения служат благоприятной средой для отложения сфалерита и неблагоприятной — для галенита.

Связь между золотом и мышьяком типична для всего Центрально-Колымского района. Анализ монофракций пиритов позволяет объяснить эту связь преимущественным наложением вещества продуктивной стадии на места с наибольшим совмещением ранних стадий минералообразования (в частности, на образования второго этапа с мышьяковистым пиритом). Связь золота с сурьмой, скорее всего, опосредованная через мышьяк (коэффициент корреляции между мышьяком и сурьмой 0,9), так как микрорентгеноспектральным анализом в арсениопирите второго этапа постоянно фиксируется примесь сурьмы, тогда как собственные сурьмяные минеральные фазы на площади рудного поля нами не установлены.

Остальные элементы-примеси (Co, Ni, Se, Te) значимых связей с рудными элементами не имеют, также нет каких-либо закономерностей в их распределении по различным генерациям пирита.

Для оценки зависимости между пиритизацией вмещающих пород и содержанием в них золота при документации керн скважин, пробуренных на участке Верный, помимо интенсивности прожилкования (доля кварцево-жильной составляющей на погонный метр керн), оценивалась интенсивность пиритизации вмещающих пород, а также фиксировалось наличие зон дробления (породы рассланцованы, часто графитизированы, без видимой жильной минерализации). Между всеми этими параметрами и содержанием золота прямые закономерности не выявлены. Но зоны с повышенными содержаниями золота выделяются только в интервалах с нали-

4. Корреляционная матрица для монофракций пиритов ( $n=23$ )

	Au												
Ag	0.58	Ag											
As	0.66	0.6	As										
Pb	-0.15	0.16	0.06	Pb									
Zn	0.7	0.55	0.92	-0.02	Zn								
Pb+Zn	0.63	0.58	0.9	0.27	0.96	Pb+Zn							
Sb	0.58	0.63	0.9	0.01	0.84	0.81	Sb						
Co	-0.06	0.13	0.18	0.07	0.16	0.18	0.18	Co					
Ni	0.36	0.43	0.49	0.11	0.33	0.35	0.54	0.27	Ni				
Se	-0.02	-0.07	-0.01	-0.29	0.12	0.04	0.01	-0.09	-0.2	Se			
Te	-0.06	-0.09	0.11	0.17	0.03	0.07	0.19	0.16	0.18	-0.11	Te		



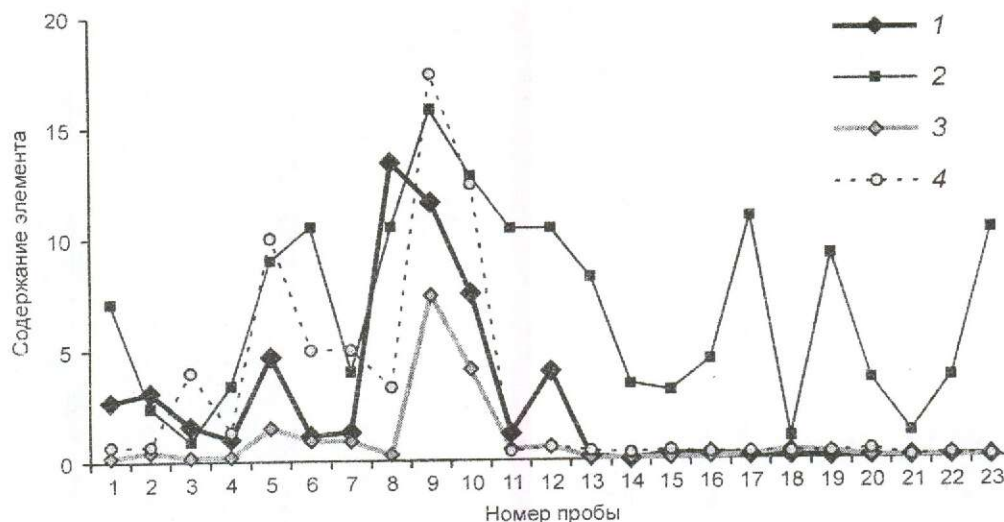


Рис. 5. Соотношения содержаний химических элементов в монофракциях пирита:

содержания: 1 — Au, г/т; 2 — Ag, г/т; 3 — As, %; 4 — Zn,  $n \cdot 10^{-2}$  %

чем интенсивных зон прожилкования и дробления (в том числе и без видимой жильной минерализации). При объединении метровых интервалов керн скважин в интервалы, по которым определены одинаковые показатели интенсивности прожилкования и пиритизации, и расчете для этих интервалов средних содержаний золота наиболее высокие его содержания отмечаются либо в зонах интенсивного прожилкования, либо в зонах дробления (рис. 6). Интенсивность же пиритизации вмещающих пород особого влияния на распределение золота не оказывает. Это свидетельствует о том, что для локализации золотого оруденения наиболее благоприятны интенсивно дислоцированные блоки пород, обладающие повышенной проницаемостью.

Таким образом, по результатам исследований пиритов и пиритизированных углистых сланцев Дегдеканского рудного поля можно сделать следующие выводы.

1. Вкрапленные пиритовые выделения — многоэтапные гидротермальные образования.

2. Морфология пиритовых и кварц-пиритовых выделений не является критерием их отнесения к конкретному этапу минералообразования.

3. Самородное золото в пиритах и пиритизированных породах идентично самородному золоту из кварцевых прожилков и является продуктом золото-полиметаллической стадии гидротермального минералообразования.

4. Вкрапленность пирита во вмещающих породах не содержит сингенетического золота. Пириты служат только благоприятной средой для отложения позднего золоторудного парагенезиса.

5. Максимальные содержания золота в пиритах, как и в кварцево-прожилковых образованиях, отмечаются в наиболее дислоцированных блоках пород.

Авторы благодарят за помощь и всестороннюю поддержку М.М.Константинова, С.Ф.Стружкова, ответственного исполнителя договорной тематики, директора ООО «Станнолит» Н.В.Цымбалюка, а также своих коллег Д.Э.Платонова и М.В.Наталенко. Выражают благодарность А.М.Гаврилову и Г.С.Симкину за консультации и ценные замечания при написании статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р.А., Гуреев В.Ф. К онтогении самородного золота // Минеральный состав руд и изменения вмещающих пород в месторождениях золота, свинца и цинка. М., 1971. Вып. 96. Ч. I. С. 138–148.
2. Бетехтин А.Г. Минералогия. — М.: Государственное издательство геологической литературы, 1950.
3. Бетехтин А.Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1951. Ч. 80. № 2. С. 94–107.
4. Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953.
5. Буряк В.А. О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., 1966. С. 66–100.
6. Гаврилов А.М., Делицин Л.М. Некоторые экспериментальные данные о воздействии золотоносных растворов на арсенопирит и пирит в гидротермальных условиях // Оптические и другие физические методы изучения минералов при исследовании вещественного

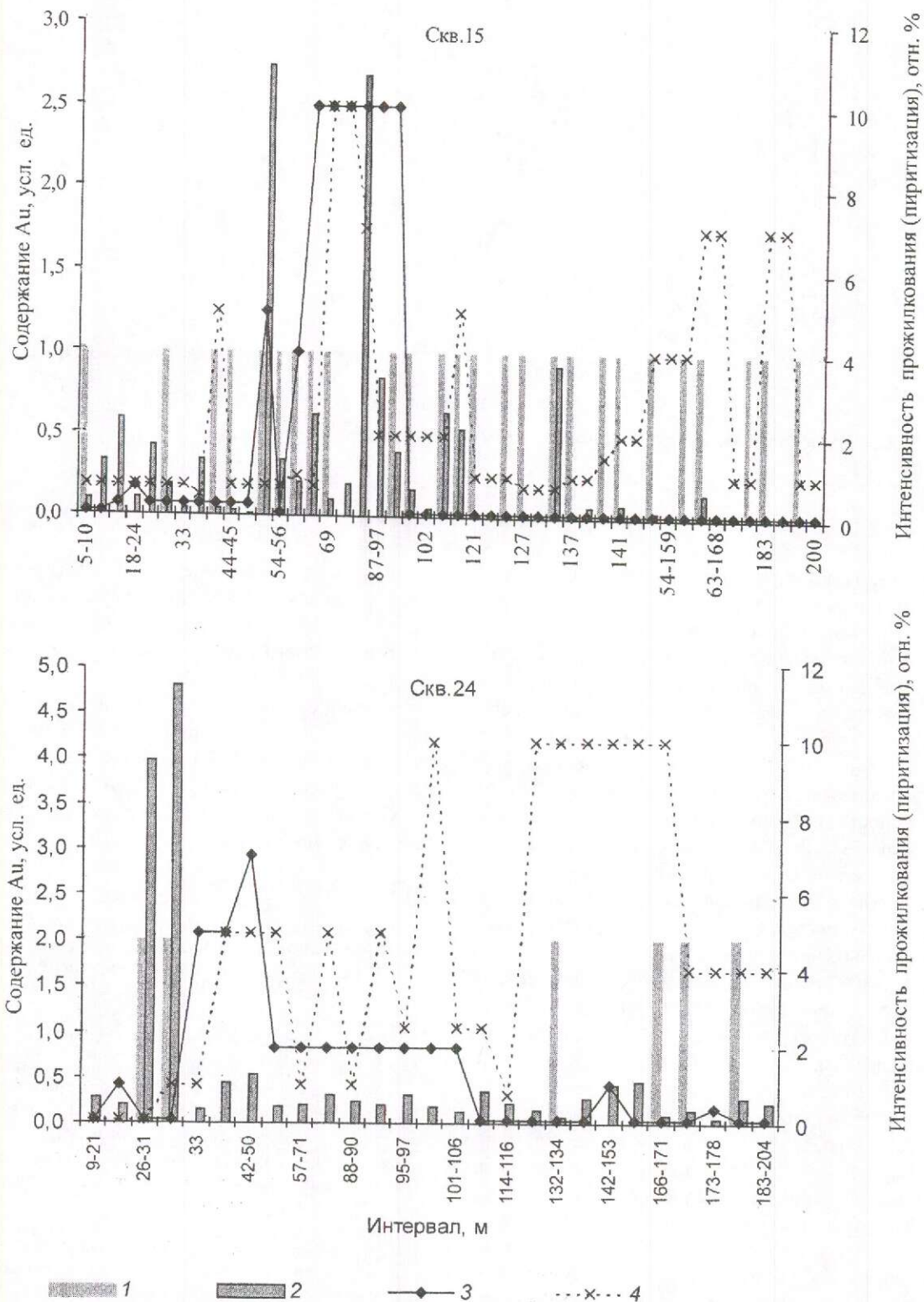


Рис. 6. Соотношение различных характеристик вещественного состава в выделенных интервалах опробования керна:

1 — наличие зоны дробления; 2 — содержание золота; 3 — интенсивность прожилкования; 4 — интенсивность пиритизации

- состава и генезиса золоторудных месторождений. М., 1974. Вып. 112. С. 106–111.
7. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. – Львов: Изд-во Львовского университета, 1961.
  8. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. – М.: Наука, 1974.
  9. Гриненко Л.Н., Соколова Н.Т. Поведение серы в процессе формирования месторождений «пятиметальной» формации // Геохимия. 1991. № 8. С. 1133–1145.
  10. Жабин А.Г. Онтогенез минералов. – М.: Наука, 1979.
  11. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – М.: Недра, 1978.
  12. Петровская Н.В. Минералогические признаки при поисках и оценке золоторудных месторождений различных типов // Тр. НИГРИЗОЛОТО. М., 1956. Вып. 21. С. 293–315.
  13. Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании // Геология рудных месторождений. 1965. № 1. С. 3–13.
  14. Петровская Н.В., Фролова К.Е. Опыт сравнительного исследования морфологии тонкодисперсного золота и микрорельефа поверхности золотых выделений (по данным электронной микроскопии) // Типоморфизм минералов. М., 1969. С. 104–127.
  15. Приставко В.А., Пляшкевич А.А., Трушин А.В., Бурова А.С. Геохимическое районирование рудного поля месторождения Дегдекан // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Т. 3. Магадан, 2003. С. 107–109.
  16. Степанов В.А. Зональность золото-кварцевого орудения Центральной Колымы (Магаданская область, Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2001.
  17. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Изотопный состав серы пирита терригенных толщ Верхне-Колымского золотоносного региона // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Магадан, 2001. Т. 2. С. 216–219.
  18. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. – Новосибирск: Наука, 1985.
  19. Clark L.A. The Fe-As-S system: phase relation and applications // Econ. Geol. 1960. 55. Pt. I and II. № 7–8.

УДК 553.461 (571.661)

© С.О.Федорова, 2005

## ХРОМИТОНОСНОЕ ДУНИТОВОЕ ЯДРО ГАЛЬМОЗНАНСКОГО МАССИВА, КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

С.О.Федорова (ЦНИГРИ МПР России)

*В строении дунитового ядра Гальмознанского мафит-ультрамафитового массива установлена неоднородность, проявившаяся в структурно-текстурных особенностях самих дунитов, типоморфизме зерен оливина и характере распределения морфологических типов платиноносных хромитов. Выделены четыре типа дунитов, с которыми ассоциирует хромитовая минерализация. Все крупные сегрегации хромитов (шлиры и прожилки) и максимальные концентрации МПГ приурочены к дунитам III и IV типов, развитым в центре южной части интрузива. Дунитами I и II типов сложены краевые и северная части ядра. Увеличение зернистости дунитов к центру интрузива, типичное для многих габбро-пироксенит-дунитовых массивов складчатых областей, осложняется структурной ритмической расслоенностью дунитов III типа. Особенности строения дунитового ядра Гальмознанского мафит-ультрамафитового массива свидетельствуют о собственно магматической природе его зональности.*

Форстеритовые дуниты концентрически-зональных клинопироксенит-дунитовых и габбро-пироксенит-дунитовых интрузивов Платиноносного пояса Урала, Алдана, Корякии, Аляски и Британской Колумбии являются коренными источниками разномасштабных иридиево-платиновых россыпей — от мелких до крупных и уникальных. Масштабы россыпных месторождений зависят от площади вы-

хода на поверхность дунитового ядра и содержания в нем хромитовых сегрегаций — шлиров и прожилков. Доля платины из пироксенитов в шлиховом металле обычно не превышает 5%.

Дуниты подобных интрузивов характеризуются высоким содержанием магния и низким — глинозема, кальция, щелочей и титана. Состав оливина в дунитах колеблется в пределах 7–10% Fa. Не

обнаруживается и направленное изменение составов оливинов внутри дунитовых тел, свидетельствующее о наличии скрытой расслоенности.

Детальная геологическая съемка дунитовых ядер концентрических и зональных массивов с целью выявления закономерностей распределения платины в коренном источнике, применявшаяся на массивах Среднего Урала [8] и Алданского щита [12], позволила выделить ряд специфических свойств дунитов, которые использовались нами в качестве поисковых признаков при изучении Гальмознанского массива.

По данным геологического картирования дунитов Гальмознанского массива в м-бе 1:10 000 (640 точек наблюдения), двух детальных разрезов (м-б 1:1000) вкрест простирания дунитового ядра (200 точек наблюдения) и описания 420 шлифов установлена неоднородность его строения. В качестве признаков использовались различные структурно-текстурные особенности самих дунитов, типоморфизм зерен оливина и характер распределения морфологических типов платиноносных хромитов. Типизации дунитов Гальмознанского массива и связанной с ними платинометальной минерализации посвящен ряд публикаций [2, 3, 9].

В основу проведенной нами типизации положены признаки, выявляемые при полевом картировании и устанавливаемые при петрографическом изучении. К первым относятся размер зерен оливина в дуните, наличие в породе оливина черного цвета и его количество, морфологический тип хромитовой

минерализации (акцессорный, вкрапленный, прожилково-вкрапленный, гнездовой и шпировый), цвет выветрелой поверхности и свежего скола породы. Ко вторым принадлежат — структура дунита, признаки пластических деформаций в оливине, наличие микровключений шпинелидов в оливине.

По совокупности перечисленных признаков дуниты Гальмознанского массива подразделены на четыре типа.

Дунит I — мелкозернистая порода (зерна оливина до 0,5 мм) желтовато-бурого или бледно-серовато-желтого цвета на выветрелой поверхности и светло-зеленовато-серого или бутыльно-зеленого — в свежем сколе. Под микроскопом видна мелкозернистая основная масса катакластической структуры дунитов (рис. 1) с редкими порфиридовидными выделениями оливина удлиненной и лапчатой формы. Оливин основной массы, как правило, не содержит включений, в порфиридовидных зернах изредка наблюдаются дендритовидные включения рудного минерала, придающие им на свежих сколах серый и темно-серый цвет.

Хромит в дуните I представлен рассеянными зернами размером 0,05–0,2 мм (акцессорный тип), тяготеющими к интерстициям оливина или образующими мелкую сыпь и цепочки в трещинках оливиновых зерен.

Характерная особенность дунитов I — присутствие в них единичных зерен и мелких разнонаправленных прожилков пироксенита мощностью от 0,4–1,2 до 3–4 см. В таких участках породы напо-

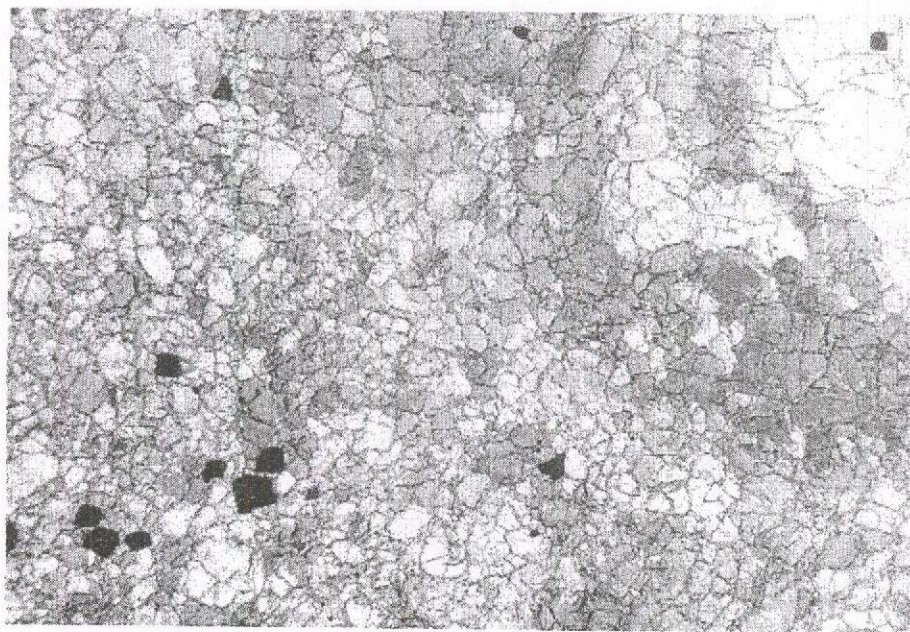


Рис. 1. Катакластическая структура основной массы дунита I:

прозрачный шлиф, ув. 54

минают полосчатый перидотит с чередованием клинопироксеновых и оливиновых полос (рис. 2). Порода рассечена серпентиновыми прожилками, которые в пироксенитовых слоях расширяются и содержат обильные включения магнетита. Структура перидотитовидных полос мелко-среднезернистая мозаичная. Хромитовая вкрапленность встречается только в оливиновых полосах.

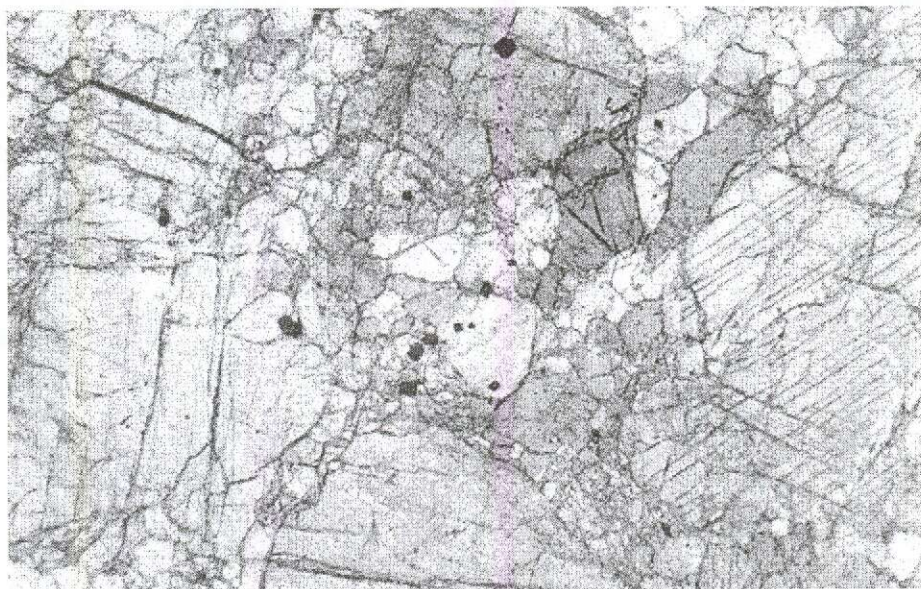


Рис. 2. Зерна диопсида (крупные кристаллы) в дуните I, в интерстициях видны «дорожки» резорбированного оливина:

прозрачный шлиф, ув. 54

Дунит II — это преимущественно среднезернистые (зерна оливина 0,5–3 мм) порфировидные породы, коричнево-желтые на выветрелой поверхности и зеленовато-серые в свежем сколе. На выветрелой поверхности хорошо видны уплощенные зерна светло-серого до черного оливина длиной около 3 мм, количество которого достигает 40 об. %. Для дунита II характерна гипидиоморфнозернистая структура (рис. 3), на отдельных участках порфировидная. Оливин основной массы деформирован слабо, а для крупных зерен типичны полосы излома, двойники трансляции и блоковое погасание. В дунитах этого типа встречаются струйчатые скопления жидких или газовой-жидких включений, тяготеющие к спайности оливина. Такие включения особенно характерны для порфировидных индивидов оливина.

Хромитовая минерализация преимущественно акцессорная, равномерно рассеянная, редко наблюдаются и другие морфологические типы хромито-

вой минерализации. Мелкие идиоморфные зерна хромшпинелида (до 0,2 мм) встречаются внутри оливина и в интерстициях.

Дунит III в петрографическом отношении не является самостоятельной породой. Это совокупность чередующихся различно окрашенных дунитовых полос мощностью до 7 м и протяженностью до 500 м. Подобная «полосатая серия» хорошо кар-

тируется и выделялась всеми предыдущими исследователями Гальмознанского массива [2, 10]. Аналогичные «полосатые» разности дунитов отмечаются в дунитовом ядре Кондерского массива [12].

Дунит III — порфировидная порода с желтовато-бурым или темно-зеленым цветом выветрелой поверхности и темным бутылко-зеленым свежим сколом. Зернистость в ней варьирует от мелко- до крупнозернистой (зерна оливина 3–10 мм). Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, участками панидиоморфнозернистая. Порфировидные выделения достигают 10 мм, имеют удлиненную часто изогнутую форму с извилистыми границами и «заливами» основной массы. Для оливинов основной массы характерны блоковое или волнистое погасание и двойники трансляции, а для порфировидных выделений еще и полосы излома. В оливинах основной массы, но чаще в центральных частях порфировидных выделений, наблюдаются дендритовидные включения рудного минерала (рис. 4).



Рис. 3. Дунит II со среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой и акцессорной равномерно рассеянной хромитовой минерализацией:

прозрачный шлиф, ув. 54

Хромит представлен всеми морфологическими типами (вкрапленный, прожилково-вкрапленный, гнездовой и шпировый). Размер его зерен достигает 2 мм, гнезд — 3 см, прожилков — 25×3 см. В обогащенных (до 5–7 об. %) хромитом участках дуниты серпентинизированы, а хромитовые гнезда окружены бесцветной слюдкой (в шлифах — брусит и хлорит).

Строение «полосатой» серии дунитов детально изучено на восточном участке разреза 2 (м-б 1:1000) (рис. 5). Петрографическими исследованиями выявлено ритмичное упорядоченное чередование крупно-, средне- и мелкозернистых разностей, иногда с выпадением крупнозернистого элемента ритма [11]. Полосчатость дунитов III конформна границам массива.

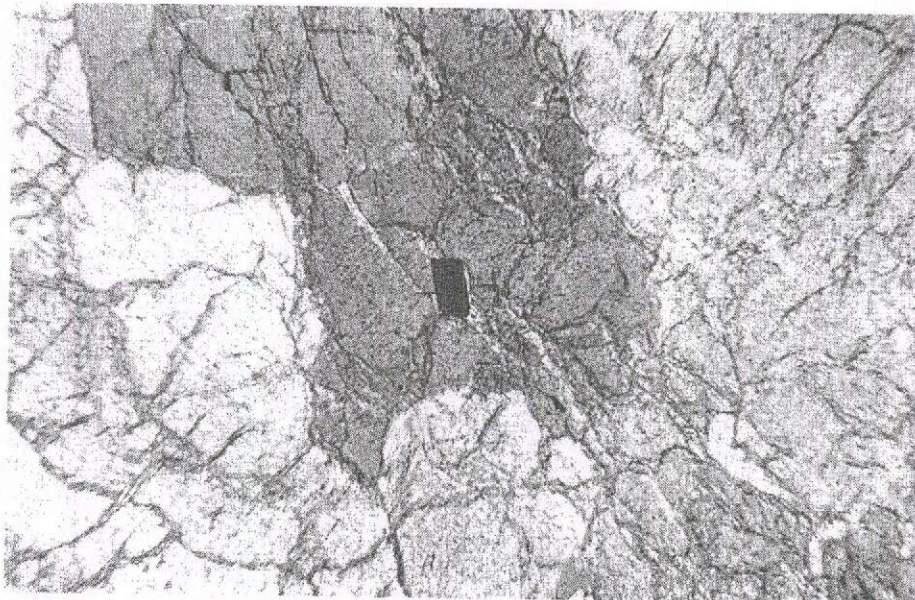


Рис. 4. Разновидность дунита III, видна густая тонкая «сыпь» шпинелидов в оливиновых зернах: прозрачный шлиф, ув. 54

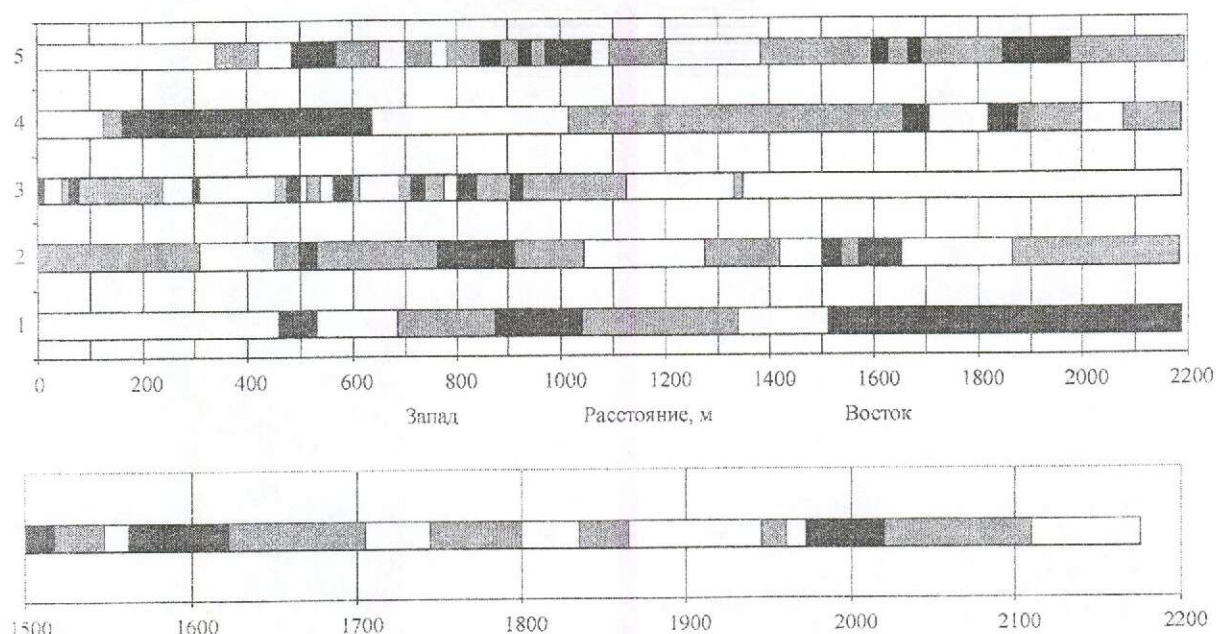


Рис. 5. Характеристика дунитов по разрезу 2:

1 — типы дунитов: белое — дунит I, серое — дунит II, черное — дунит III; 2 — содержание хромита, об. %: белое — до 1; серое — 1–3; черное — > 3; 3 — размер зерен хромита, мм: белое — до 1, серое — 1–2, черное — >2; 4 — степень серпентинизации дунитов: белое — низкая, серое — средняя, черное — высокая; 5 — качественная оценка содержания дендритовидных включений в оливине: белое — отсутствуют, серое — присутствуют, черное — присутствуют в большом количестве; на нижней диаграмме показано ритмичное упорядоченное строение дунита III: белое — мелкозернистые, серое — среднезернистые, черное — крупнозернистые

На границе дунитов II и III отмечается шаровая отдельность диаметром 2,5–5 м. Центральная часть сферической отдельности сложена свежим среднезернистым дунитом, краевая — скорлуповато-рассланцованными серпентинизированными дунитами.

Дунит IV — порода преимущественно крупно- и гигантозернистого (размер зерен оливина более 10 мм) сложения (рис. 6). Выветрелая поверхность бугристая от грязно-желтой до темно-коричневой, свежий скол от зеленовато-серого до черного. Характерна петельчатая структура, обусловленная развитием сети прожилков поперечно-волоконного серпентина.

Оливин представлен крупными зернами двух видов — практически без дендритовидных включений (в образцах светлый) и насыщенный такими включениями (в образцах темно-серый и черный). Количество черного оливина варьирует от 40 до 70 об. %. Обычны зональные зерна оливина, в которых включения тяготеют к центральным частям (см. рис. 6).

Микроструктура дунитов IV преимущественно гипидиоморфно- и панидиоморфнозернистая. В оливинах реже, чем в дунитах остальных типов, встречаются полосы излома и блоковое погасание, а двойники трансляции практически отсутствуют. К дунитам IV приурочены все наиболее крупные проявления вкрапленных и жильных платиносодержащих хромитов. В них же встречены самые крупные (до 50 см в поперечнике) шпильки хромита и зафиксированы максимальные содержания МПГ, в том числе и видимые невооруженным глазом зерна платины.

Из таблицы видно, что дуниты различаются по соотношению закисного и окисного железа при практически неизменной величине суммы ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ). Кроме того, не одинаковы концентрации оксида хрома в дунитах (I, II) и (III, IV), что согласуется с выявляемым размещением сегрегаций хромита по площади дунитового ядра (рис. 7).

Гальмоэнанский интрузив состоит на 70% из дунитов, которые, в свою очередь, на 90% сложены магнезиальным оливином (форстеритом). Поэтому

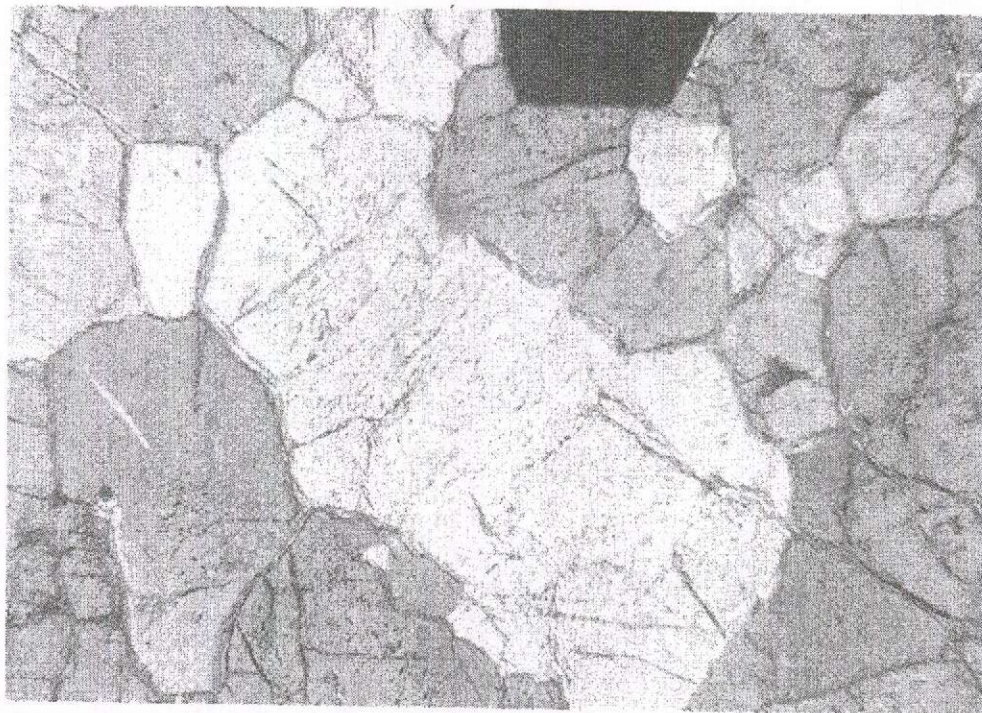


Рис. 6. Разновидность дунита IV с порфиroidной структурой, в центральных частях оливиновых зерен наблюдаются ориентированные включения шпинелидов: прозрачный шлиф, ув. 54

детальное изучение типоморфных особенностей этого минерала представляется весьма важным для реконструкции истории развития дунитового ядра и перераспределения в нем хромитовой и благороднометаллической минерализации.

В.Г.Батанова с соавторами [2] выделяют две генерации оливина в дунитах: крупные зерна (порфирокласты) и мелкие (необласты), образовавшиеся в результате перекристаллизации крупных зерен. Подчеркивается, что составы крупных и мелких зерен оливина близки и малоизменчивы.

Изучение шлифов показало, что кроме разницы в размерах и морфологии оливиновые зерна различаются по числу включений и их морфологии. Выделяются струеподобные скопления мелких округлых включений, игольчатые, листоватые черные непрозрачные и бурые полупрозрачные, дендритовидные структуры распада твердых растворов. В оливинах всех известных зональных мафит-ультра-

мафитовых интрузивов (Платиноносный пояс Урала, Алдан, Корякия и т.д.) перечисленные виды включений отмечаются в разных соотношениях. Детальные исследования закономерностей их распределения в оливине, а также химического состава и морфологии [5, 7, 13, 14] показывают, что включения приурочены к определенным кристаллографическим направлениям в минерале. Состав их разнообразен — магнетит, магнетит+клиноэнстатит, магнетит+диопсид, хромшпинелид, клиноэнстатит, диопсид.

В дунитах Гальмознанского массива выделено пять типоморфных разновидностей оливинов, условно названных «шпинелевые», «аллотриаморфные», «чистые», «резорбированные» и «деформированные».

В «шпинелевых» оливинах развиты многочисленные мельчайшие дендритовидные выделения рудной минеральной фазы (рис. 8), придающие им

Содержание основных компонентов в дунитах Гальмознанского массива (в пересчете на сухое вещество)

Типы дунитов	Число проб	Компоненты, %							
		SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	NiO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Дунит I	2	39,64	1,30	9,19	0,35	48,73	0,20	0,18	0,23
Дунит II	49	40,20	3,83	6,09	0,26	48,77	0,20	0,15	0,47
Дунит III	2	39,62	4,15	5,88	0,22	48,52	0,16	0,16	1,28
Дунит IV	9	38,94	3,75	6,90	0,29	48,08	0,22	0,15	1,33



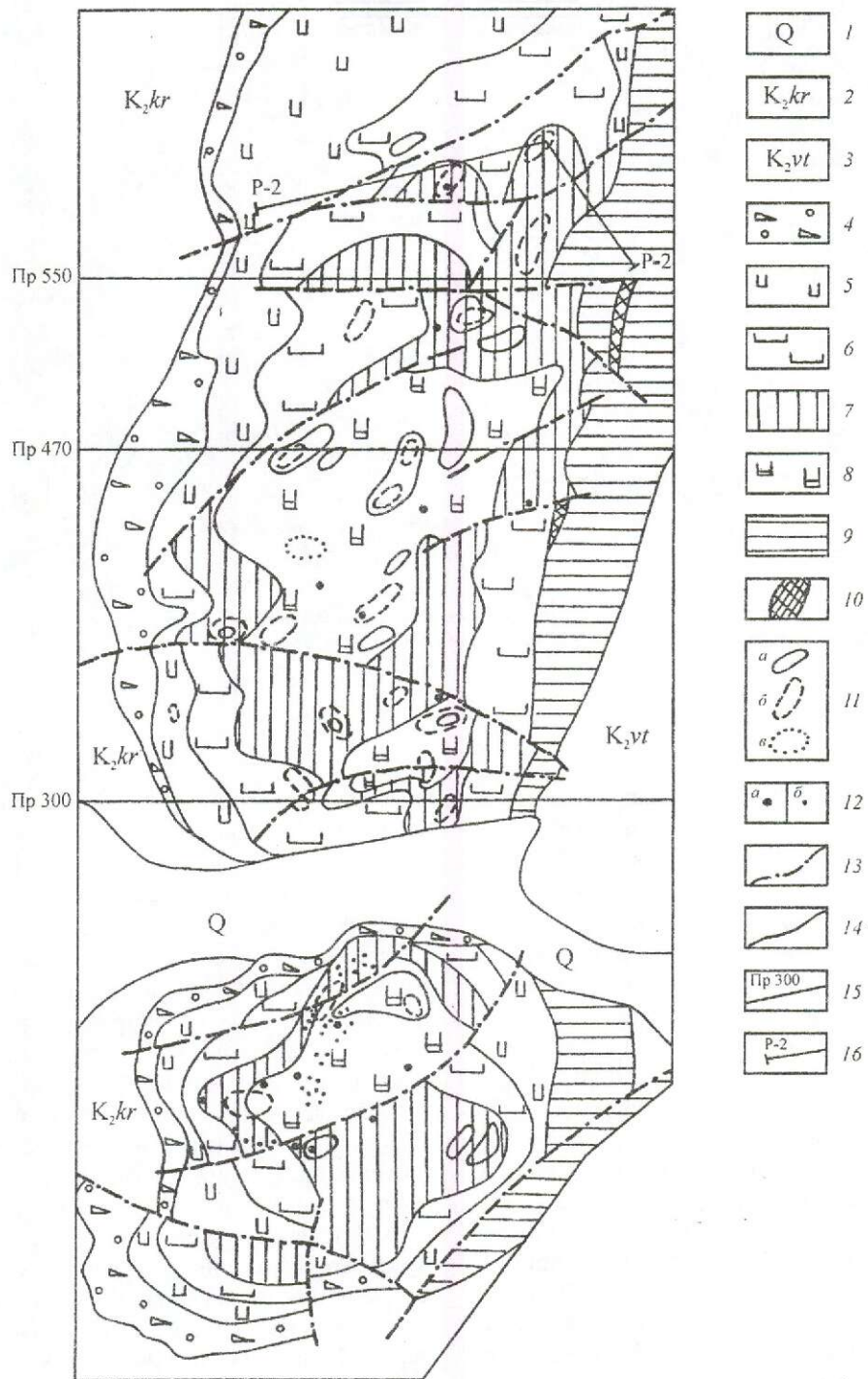


Рис. 7. Распределение типов дунитов и хромитовой минерализации по площади дунитового ядра Гальмознанского массива:

1 — четвертичные отложения; 2 — корякская серия (алевролиты, песчаники, аргиллиты); 3 — ватынская серия (вулканогенно-осадочные породы); 4 — серпентинитовый меланж; 5 — дуниты I; 6 — дуниты II; 7 — дуниты III; 8 — дуниты IV; 9 — пироксениты; 10 — тела габброидов; 11 — участки развития хромитовой минерализации (а — шлирового, б — жильного, в — совместно шлирового и жильного типов); 12 — места отбора проб с максимальными (а) и значительными концентрациями (б) МПГ; 13 — разрывные нарушения; 14 — геологические границы; 15 — линии профилей (м-ба 1:10 000) и их номера; 16 — линия детального геологического разреза м-ба 1:1000

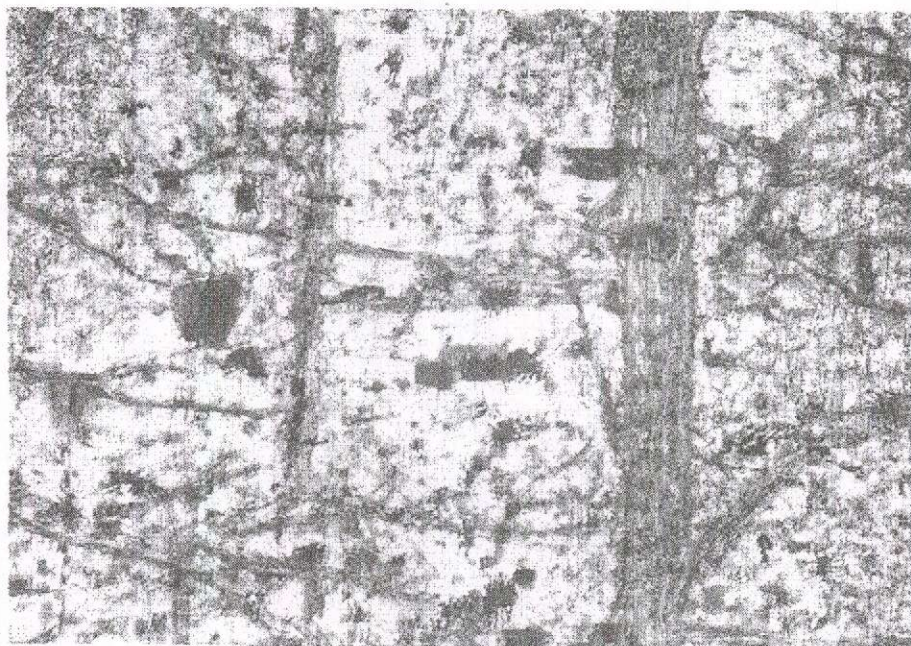


Рис. 8. Ориентированные дендритовидные включения шпинелидов и идиоморфные (прямоугольные полупрозрачные зерна) вросстки клиноэнстатита (?) в оливине: прозрачный шлиф, ув. 125

характерную темную или черную окраску. Дендритовидными включениями обычно насыщена внутренняя часть зерна, и лишь тонкие внешние каймы их не содержат. Плоскость развития включений ориентирована перпендикулярно плоскости оптических осей  $N_g N_p$  и параллельна  $N_p N_m$ . По-видимому, они возникли вследствие распада твердого раствора и потому сохраняются при серпентинизации.

Л.В.Агафонов с соавторами [5] установили состав этих включений и экспериментально определили их высокотемпературную природу. По их данным, подобные включения представляют собой структуры высокотемпературного ( $1300^\circ$ ) распада твердого раствора магнетита и хромшпинели. Темноокрашенный оливин Кондерского массива, содержащий акцессорный «скелетный» хромит, П.Я.Ярош [14] считает реликтовым. T.F.D.Nielsen [15] полагает, что дуниты, состоящие из такого оливина, являются первичными. Кроме того, дендритовые вросстки шпинели в оливине известны во многих вулканических провинциях и характерны для оливина, кристаллизовавшегося из расплава [1]. Дуниты IV сложены преимущественно «шпинелевыми» оливинами.

«Аллотриаморфные» оливины представлены крупными зернами с извилистыми контурами. В них содержатся мелкие идиоморфные включения шпинели и струйчатые скопления мелких округлых или

сложной формы жидких или газовой-жидких включений размером до 0,04 мм. Скопления включений располагаются по плоскостям спайности и в шлифе фиксируются в виде полос (рис. 9). Эти образования относятся к досерпентинитовой стадии преобразования пород, протекавшего при охлаждении ультрабазитов и не связанного с воздействием внешних источников тепла [13]. «Аллотриаморфные» оливины характерны для дунитов III, хотя встречаются и в порфиоровидных выделениях дунита II.

«Чистые» оливины — это преимущественно полигональные зерна среднего и крупного размера, лишенные включений и практически не серпентинизированные. Встречаются в среднезернистых дунитах II и реже в «полосатых» дунитах III.

«Деформированные» оливины характеризуются волнистым погасанием и полисинтетическим двойникованием. Индивиды двойников субпараллельны. Двойниковый шов часто неотчетливый и ориентирован перпендикулярно  $N_p(b)$ . В разных зернах двойники разноориентированы, и это, возможно, свидетельствует о том, что давление было не стрессовым, а всесторонним, поэтому двойники являются дислокационными. Такие оливины встречаются во всех типах дунитов.

К «резорбированным» оливинам отнесены зерна минерала-хозяина, разбитые на фрагменты, которые оформляются в самостоятельные зерна мень-

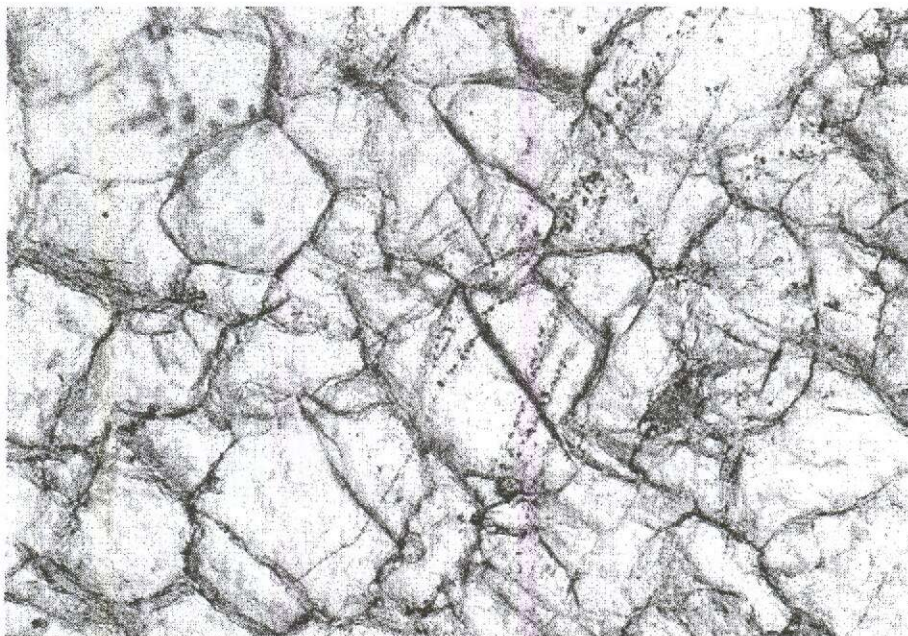


Рис. 9. Струеподобные скопления жидких (газово-жидких) включений в оливине дунита III: прозрачный шлиф, ув. 125

шего размера и имеют отличную от минерала-хозяина ориентировку. Эти оливины типичны для дунитов I и пород, развитых в тектонических зонах. Оливинами этого вида сложены агрегаты и «дорожки» гранулята в дунитах I. Образование «резорбированных» оливинов связано с низкотемпературными механическими деформациями.

Типоморфные особенности оливинов указывают, по нашему мнению, на определенную последовательность их образования и, соответственно, типов дунитов.

Наиболее высокотемпературными, кристаллизовавшимися непосредственно из расплава, являются «шпинелевые» оливины. Ими сложены дуниты IV центральных частей дунитового ядра (см. рис. 7). С дунитами IV ассоциируют все морфологические типы хромитов, встречающиеся в пределах Гальмознанского массива. Причем хромшпинелиды дунитов независимо от морфологического типа и размеров зерен по составу близки к шпинели из ультрамафических вулканитов (меймечитов, пикритов, кимберлитов) [4].

«Аллоотриаморфные» оливины, по-видимому, образовались при дальнейшем преобразовании «шпинелевых» оливинов, происходившем в период остывания дунитов. Они также участвуют в строении «полосатых» дунитов III, окаймляющих дуниты

IV с проявлениями рудных хромитов с высокими содержаниями МПГ. В дунитах III чередуются полосы пород, отличающихся по зернистости, сложенных «шпинелевыми», «аллотриаморфными» и «чистыми» оливинами.

«Чистыми» оливинами сложены преимущественно дуниты II, в которых редкие порфировидные выделения представлены «аллотриаморфными» оливинами. В плане дуниты II окаймляют дуниты III (см. рис. 7).

Переходы между дунитами с большим количеством «шпинелевых» оливинов (тип IV) и дунитами II, преимущественно сложенными «чистыми» оливинами, постепенные через «полосатые» дуниты III, в которых структурно-текстурная неоднородность выражена наиболее отчетливо.

«Резорбированные» оливины характерны для дунитов типа I, слагающих краевые зоны дунитового ядра. Наиболее широкое их распространение зафиксировано на западной границе массива — непосредственно на границе с серпентинитовым меланжем.

По простиранию в строении дунитового ядра Гальмознанского массива отмечается асимметрия — хромитонесные дуниты типов IV и III приурочены к южной половине, а дуниты типов I и II — к северной.

Таким образом, в строении дунитового ядра Гальмознанского массива выделяются четыре разновидности дунитов, хорошо различающиеся визуально и петрографически, с которыми ассоциируют различные морфологические типы хромитов. Переходы из одной разновидности в другую постепенные. Все крупные сегрегации хромитов (шлиры и прожилки) с высокими концентрациями МПГ приурочены к дунитам IV южной части дунитового ядра, а также к окаймляющим их «полосатым» дунитам III.

Изучение типоморфных особенностей оливинов позволило выделить пять видов этого минерала в дунитах. Дуниты III и IV содержат наибольшее количество (до 70%) первичного «шпинелевого» оливина.

«Шпинелевый» оливин в том или ином количестве присутствует во всех выделенных разновидностях дунитов Гальмознанского массива, что может свидетельствовать о собственно магматической (первичной) природе зональной структуры дунитового ядра, а не постмагматической (автометасоматической).

Геологическое картирование дунитового ядра Гальмознанского массива выявило строение, типичное для многих зональных интрузивов габбро-пироксенит-дунитового состава, развитых в подвижных поясах [6, 8]. Это выражается в постепенном увеличении зернистости дунитов к центру интрузива. Вместе с тем, структурная ритмическая «расслоенность» дунитов III осложняет типичную картину. Неоднократное закономерное повторение «ритмов» не могло образоваться, по нашему мнению, в процессе перекристаллизации так называемых протодунитов.

Строение дунитового ядра Гальмознанского массива во многом сходно с дунитовым телом Кондерского клинопироксенит-дунитового интрузива — коренного источника уникальной иридисто-платиновой россыпи и находящегося в иной геодинамической обстановке.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Перфильев А.С. Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Южная Корякия) // Геотектоника. 1991. № 2. С. 47–62.
2. Батанова В.Г., Астраханцев О.В., Сидоров Е.Г. Дуниты Гальмознанского гипербазит-габбрового массива (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 24–35.
3. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. — Новосибирск: Наука, 1979.
4. Грановский А.Г., Гуляева Т.Я. Хромшпинелиды ветвейской группы гипербазитовых массивов (Корякское нагорье) // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 56–67.
5. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии / Л.В.Агафонов, А.И.Чеширов, Ю.Г.Лаврентьев и др. // Геология и геофизика. 1974. № 6. С. 49–60.
6. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. — Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 1997.
7. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платино-металлическая минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. — Л.: Недра, 1992.
8. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности размещения коренной платины / С.А.Кашин, С.С.Козак, Л.А.Николаева и др. — М.: НИГРИзолото, 1956.
9. Синмагматическая кристаллизация дунитов как альтернатива ортомагматическому — позднемагматическому и постмагматическому — автометасоматическому генезису минерализации иридисто-платинового минерало-геохимического типа / А.Г.Мочалов, В.П.Зайцев, А.Н.Перцев и др. // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М., 2002. С. 60–65.
10. Структура, состав и минералогия дунитов Гальмознанского платиноносного массива (Корякское нагорье) / А.Б.Макеев, В.С.Полянин, Т.А.Полянина и др. // Всерос. конф. «Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов». Сыктывкар, 1998. С. 111–112.
11. Федорова С.О. Особенности строения дунитового ядра Гальмознанского массива // Проблемы магматической и метаморфической петрологии: Тез. докл. на XI научных чтениях памяти профессора И.Ф.Трусовой, 2001.
12. Шапкин В.М., Желдакова С.О. Строение дунитового ядра Кондерского массива и генезис платиноносных щелочно-ультраосновных комплексов // Руды и металлы. 1993. № 1–2. С. 77–86.
13. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. — М.: Наука, 1977.
14. Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Зап. ВМО. 1980. Вып. 1. С. 98–105.
15. Nielsen T.F.D. The ultramafic cumulate series, Gardiner Complex, East Greenland Contrib // Mineral. Petrol. № 1. 1981.

УДК [550.42:553.41/.42]:553.9 (571.5/.6)

© В.А.Степанов, 2005

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В.А.Степанов (АмуркНИИ ДВО РАН)

*Приведены литературные данные о наличии золота, серебра и элементов платиновой группы в углях ряда месторождений Сибири и Дальнего Востока. Показано, что содержание Au в углях колеблется от 1,2 до 5,6 мг/т, редко превышает 10 мг/т. Разброс его содержаний в каменных углях несколько выше, чем в бурых. Кроме того, в углях обнаружены Os и Ir в количестве 0,2 и 0,5 г/т. Содержание Au более 1 г/т отмечается редко и требует тщательной проверки. Концентрации благородных металлов в золошлаковых отходах гораздо выше и нередко достигают величин, достаточных для попутной добычи.*

Геохимия благородных металлов в углях и углеродистых породах изучена очень слабо. Эта проблема привлекает внимание исследователей в связи с известными фактами приуроченности некоторых типов комплексных месторождений благородных металлов (Сухой Лог, Наталкинское и др.) к так называемым черносланцевым толщам, обогащенным углеродистым веществом. Она имеет как чисто теоретическое значение для понимания поведения благородных металлов в процессе угленакопления, так и практическое — угли и золошлаковые отходы (ЗШО) от их сжигания могут служить источником попутной добычи благородных металлов. Подсчитанный Я.Э.Юдовичем по литературным данным кларк золота в бурых и каменных углях составляет 2–3 мг/т [15], в черносланцевых породах он увеличивается до  $7 \pm 1$  мг/т [16]. В углях отдельных месторождений фоновые содержания золота нередко повышены. Они составляют около 10 мг/т при колебаниях от 1 до 100 мг/т. Наблюдается крайне неравномерное распределение золота в углях и тяготение повышенных его концентраций к кровле, подошве пласта, зонам нарушений, а также к углям низкой зольности и особенно к пиритизированным участкам угленосных пластов. За рубежом высокие концентрации золота до 100 мг/т установлены в углях из месторождений штата Вайоминг, Колорадо, Юта, Айдахо, но они обычно не более 20 мг/т, в том числе в лигнитах месторождений Японии, углях Новой Зеландии и др. [3]. Встречаются данные о содержании золота в золе, по которым путем пересчетов определяют его количество в угле. Это может исказить истинную картину золотоносности ввиду известной летучести органических соединений золота, способных возгораться при температурах 400–500°C [2]. Поэтому наиболее достоверными

считаются методы прямого определения золота в углях из больших навесок без стадии озоления, такие как нейтронно-активационный, инверсионный вольтамперометрический, сорбционный атомно-абсорбционный и др.

Гораздо меньше литературных данных о содержании в углях платиноидов. По данным В.Гольдшмидта (1933), содержание Os в отдельных пробах углей составляет 0,05–0,2 г/т, а Ir — 0,5 г/т. В углях некоторых месторождений Приморья установлены Pd и Pt с содержанием 0,01–0,2 г/т [3].

**Благородные металлы в месторождениях угля Сибири.** Данные о концентрациях благородных металлов в углях Кузбасского угольного бассейна приведены в работе [11]. Как известно, Кузнецкий угольный бассейн позднепалеозойского возраста относится к одному из крупнейших в мире. По разведанным запасам и добыче угля он является первым в России. Угли в основном каменные, нередко коксующиеся, длиннопламенные до антрацитов. Зольность их небольшая и изменяется от 7 до 20%. Содержания благородных металлов определялись инструментальными нейтронно-активационными (золото, серебро) и инверсионными вольтамперометрическими (золото, платиноиды) методами в лабораториях Томского политехнического университета (ТПУ). Данные многих сотен анализов показывают, что среднее содержание золота в углях Кузбасса колеблется от 3 до 10 мг/т.

Аномально высокие содержания золота установлены в двух пробах угля Ольжерасского месторождения — 0,8 и 1,2 г/т. Анализ золы отдельных пластов угля этого месторождения свидетельствует о повышенном содержании золота, которое изменяется от 10 до 13 мг/т (табл. 1). В пределах Ольжерасского месторождения наблюдаются признаки гид-

### 1. Содержание Au в золе угля Ольжерасского месторождения, по И.А.Арбузову и др., 1999

Характеристика пробы, место взятия	Au, г/т
Пласт III	0,012
Пласт IV-V	0,011
Пласт VI	0,011
Пласт XI	0,011
Пласт XVII	0,012
Уголь рядовой марки ОС	0,013
Концентрат марки ОС	0,010
Штыб	0,0097

Примечание. Анализ выполнен методом полярографии в геолого-аналитическом центре «Золото-платина» ТПУ (зав. лабораторией А.Я.Пшеничкин).

ротермальной деятельности, выраженной в наличии рассеянной сульфидной вкрапленности и окварцевания.

Содержание серебра в углях Кузбасса достоверно не установлено ввиду низкой чувствительности метода. Но анализ золы углей южной части Кузбасса (196 проб) показал среднее содержание Ag — 0,13 г/т. На содержание платиноидов угли Кузбасса изучены очень слабо. В единичных пробах, проанализированных вольтамперометрическим способом, отмечаются содержания Pt < 0,01 г/т, Pd от 0,0075 до 0,03 г/т (табл. 2).

### 2. Содержание элементов группы платины в углях юга Кузнецкого бассейна, по С.И.Арбузову и др., 1999

Пласт	Pt, г/т	Pd, г/т
VIa	<0,01	0,018
XX	<0,01	0,030
Новый	<0,01	0,0075

Более полные данные получены по золотоносности углей Минусинского угольного бассейна [2]. Верхнепалеозойские отложения бассейна находятся в обрамлении Восточного и Западного Саяна, а также Кузнецкого Алатау. Он объединяет более 10 месторождений каменного угля. Угли длиннопламенные и газовые, мало- и среднезольные (7–20%). Опробование углей и вмещающих пород произво-

### 3. Среднее содержание Au в углях, золах углей и углевмещающих породах различных месторождений Минусинского угольного бассейна, по С.И.Арбузову и др., 2002

Месторождение	Зольность, %	Au, г/т		
		Уголь	Зола	Углевмещающая порода
Бейское	11,8	0,0018	0,0096	0,0026
Изыхское	20,5	0,0024	0,012	0,0025
Черногорское	13,4	0,0033	0,025	0,0087
Среднее по бассейну	18,2	0,0028	0,015	0,0066

дилось бороздовым способом вкрест простирания угольных пластов. Определение содержания золота выполнено методом инструментального нейтронно-активационного анализа в лаборатории ядерно-геохимических методов исследования ТПУ. Контрольные пробы анализировались методами сорбционного атомно-абсорбционного анализа в институте геохимии им. В.И.Вернадского (г. Москва) и инверсионной амперометрии в ТПУ. Проанализированы 344 пробы углей, золы и вмещающих пород (табл. 3). Установлено, что среднее содержание Au в углях Минусинского бассейна составляет 2,8 мг/т, в золе значительно выше — 15 мг/т. В среднем по угленосным свитам содержание Au в углях 2,1–4 мг/т, а в золе 10–34 мг/т (табл. 4). Наибольшие концентрации золота характерны для малозольных (3–7%) углей. В некоторых частных пробах углей содержание Au возрастает до 127 мг/т, а в золе в ряде случаев превышает 1,4 г/т.

В разрезе угольных пластов содержание золота варьирует, хотя и в нешироких пределах. Для пластов простого строения наблюдается как последовательное уменьшение, так и увеличение содержания золота снизу вверх по разрезу. Иногда устанавливается обогащение золотом прикровельной или подошвенной частей пласта. Этот факт свидетельствует, по мнению авторов [2], о привносе, по крайней мере, части золота в угольный пласт в водных растворах, а не в кластогенной форме.

Кроме того, изучено концентрирование золота в отдельных фракциях угля одного из пластов (табл. 5). Характер распределения золота по фракциям показывает, что существуют, по крайней мере, две формы его нахождения в углях. В самой легкой фракции угля (1,2–1,3 г/см<sup>3</sup>) содержится 52% Au. В этой фракции золото, по-видимому, связано с органическим веществом и находится в виде металлоорганических комплексов или сорбировано углем.

В тяжелой фракции (1,6–1,8 г/см<sup>3</sup>) находится 36,6% Au, которое, вероятнее всего, имеет кластогенную природу и находится в самородном виде.

На юге Красноярского края расположены крупные месторождения угля Канско-Ачинского бассейна юрского возраста. Угли бурые гумусовые, малобитуминозные, низкзолные и малосернистые

4. Среднее содержание Au в углях и золах углей в разрезе угленосных отложений Минусинского бассейна, по С.И.Арбузову и др., 2002

Свита	Зольность, %	Au <sub>уголь</sub> , г/т	Au <sub>зола</sub> , г/т
Изыльская	16,2	0,0021	0,013
Нарылковская	21,8	0,0022	0,010
Белоярская	22,5	0,0035	0,015
Побережная	11,9	0,0040	0,034
Черногорская	18,4	0,0024	0,016
Среднее по разрезу	18,2	0,0028	0,015

5. Распределение золота в продуктах фракционирования угля, по С.И.Арбузову и др., 2002

Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Выход фракции, %	Зольность, %	Au, мг/т		Выход Au во фракцию, %
			В угле	В золе угля	
<1,2	0				
1,2–1,3	23,25	3,88	13	335	52,0
1,3–1,4	42,00	8,48	1	11,8	7,2
1,4–1,5	13,25	16,61	1	6,0	2,3
1,5–1,6	3,50	26,43	2	7,6	1,2
1,6–1,7	4,25	27,50	46	167	33,8
1,7–1,8	1,00	29,97	16	53	2,8
1,8–2,0	9,50	48,98	<0,1	0,1	0,1
>2,0	3,25	88,17	1	70	0,6

(содержание S 0,2–1,4%). А.М.Сазоновым изучено распределение благородных металлов в гравиконцентрациях сепаратора Кнелсона, извлеченных из 14 малых технологических проб золы углей Канско-Ачинского бассейна [10]. Для определения количества благородных металлов использован пробирный метод с чувствительностью 0,5–1 г/т (лаборатория завода цветных металлов г. Красноярск). Установлено, что промышленного значения концентрации благородных металлов не имеют (табл. 6). Тем не менее, содержание Au в полученных концентрациях достигает первых граммов на 1 т, Ag — десятков граммов на 1 т. В некоторых пробах отмечаются повышенные концентрации (до 1 г/т) Rh, реже Pt и Ir. Сделан вывод о повышенном фоне благородных металлов в углях бассейна и о том, что золото и платиноиды в углях могут иметь как хемогенно-сорбционное, так и кластогенное происхождение.

Интересные данные получены по платиноносности углей Кайерканского месторождения, входящего в состав платиносодержащего медно-никелевого Норильского рудного поля [8].

Содержание Au, Pt и Pd определялось в угле сорбционно-атомно-абсорбционным анализом после концентрирования на сорбенте ПОЛИОРГС 1У, а содержание Os — диффузионно-кинетическим методом после автоклавной пробоподготовки (табл. 7). Суммарная зольность исходной пробы угля соста-

вила 32,2%. В результате установлено, что для углей Кайерканского месторождения характерно повышенное содержание Au — 18 мг/т, а также высокое, близкое к промышленному, содержание суммы платиноидов. Содержание Pt в пересчете на золу составляет 2,5 г/т. Учитывая близость Норильских рудоносных интрузий к Кайерканскому угольному месторождению, авторы статьи полагают, что перенос благородных металлов происходил в форме летучих соединений во флюиде с последующей сорбцией их на угле по механизму комплексообразования. Этот механизм переноса металлов подтверждается результатами проведенных экспериментов.

**Золото и платина в углях месторождений Дальнего Востока.** Наиболее полно вопрос о золотоносности бурых и каменных углей десятков месторождений Дальневосточного региона рассмотрен в работах И.В.Китаева и М.А.Михайлова [4, 5]. Содержания золота в углях и золе от их сжигания определялись нейтронно-активационным и спектрохимическим методами. Результаты анализа более тысячи проб отражены в табл. 8.

Средние содержания золота в углях отдельных месторождений колеблются в нешироких пределах от 1,2 до 5,6 мг/т, при этом в бурых углях разброс содержаний несколько меньше (1,6–3,3 мг/т), чем в каменных (1,2–5,6 мг/т). Указанные средние содержания золота практически совпадают с его кларка-

6. Распределение благородных металлов в золах углей Канско-Ачинского бассейна,  
по А.М.Сазонову и др., 1997

Характеристика проб, место отбора	Масса проб, кг	Выход концентрата, %	Содержание, г/т						
			Au	Ag	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru
<i>Золоотвал ГРЭС, г. Красноярск (зола углей Бородинского разреза)</i>									
Проба 1	33,3	0,33	4,9	4,0	—	—	—	—	—
Проба 2	20,3	0,66	2,4	16,0	—	—	—	—	—
Проба 3	17,9	0,54	1,0	12,5	—	—	—	—	—
Угольная крошка с гидроподачи (20 сентября 1995 г.)	4,95	0,98	1,0	8,0	—	—	—	—	—
Шлак из котла (20 сентября 1995 г.)	12,1	0,52	2,4	19,0	—	—	—	—	—
<i>Золоотвал Назаровской ГРЭС (зола углей Назаровского месторождения)</i>									
Проба 1	10,0	0,61	0,5	8,0	—	—	1,0	1,0	—
Проба 2	15,0	0,31	—	10,0	—	—	1,0	—	—
Проба 3	18,25	0,42	0,5	9,0	1,0	—	1,0	—	—
Проба 4	13,8	0,37	6,0	14,0	—	—	1,0	1,0	—
Песчано-глинистые отложения вскрыши пласта углей Назаровского участка	23,3	0,38	12,5	11,0	—	—	1,0	—	—
<i>Золоотвал Березовской ГРЭС, г. Шарыпово (зола углей Березовского месторождения)</i>									
Проба 1	19,3	0,31	0,9	35,0	—	—	1,0	—	—
Проба 2	15,8	0,41	—	14,0	—	—	1,0	—	—
Проба 3	13,7	0,27	0,9	16,0	—	—	1,0	1,0	—
Проба 4	9,5	0,36	1,1	10,0	—	—	1,0	—	—

7. Химический состав угля месторождения Кайеркан, по Г.М.Варшал и др., 2002

Элемент	Содержание	Элемент	Содержание	Элемент	Содержание	Элемент	Содержание
<i>ЭПГ и Au, г/т</i>							
Pt	0,8	Pd	0,24	Au	0,018	Os	0,04–0,8
<i>Летучие компоненты, %</i>							
C	58,25	H	2,34	N	1,52	S	Не обн.
<i>Другие минеральные компоненты, %</i>							
SiO <sub>2</sub>	36,2	Al	9,42	Fe	10,35	Ti	0,44
Ca	3,35	Mg	0,52	K	0,32	Mn	0,18
Cr	0,68	Ni	0,047	Cu	0,025	V	0,020
Zn	0,057	Sr	0,027	Ba	0,058	Pb	0,006

ми в углях (2–3 мг/т) по Я.Э.Юдовичу [15]. Золотоносность зола, получаемой от сгорания углей, повсеместно выше в несколько раз. Содержание золота в золе бурых и каменных углей колеблется соответственно от 5,7 до 27,5 мг/т и от 5,9 до 39,2 мг/т. Пересчет содержаний золота в углях на золу показывает, что основное его количество остается в золе при сжигании углей, а не улетучивается.

И.В.Китаевым показано, что региональный геохимический фон средних содержаний золота в углях слабо варьирует в зависимости от возрастных, структурных и генетических характеристик бассейнов угленакпления и отдельных месторождений. В то же время,

накопление золота в углях коррелирует с металлогенической специализацией регионов. Так, в пределах Сихотэ-Алиня, Южного Приморья и Ханкайского массива содержание золота в углях и продуктах их сжигания примерно в два раза ниже по сравнению с золотоносностью углей из месторождений восточного окончания Монголо-Охотской складчатой области, на Буреинском срединном массиве и в близлежащих краевых частях Северного Сихотэ-Алиня, металлогеническая специализация которых на золото хорошо известна. Наиболее высокими содержаниями золота отличаются бурые и каменные угли палеогеновых и неогеновых месторождений Камчатки.



## 8. Среднее содержание Au и Ag в углях Дальнего Востока, по И.В.Кутаеву и М.А.Михайлову, 1979

Область развития угленосных прогибов и впадин	Возраст угленосной толщи	Средняя зольность проб, %	Содержание, мг/т				Au/Ag
			В неозоленной породе		В золе		
			Au	Ag	Au	Ag	
<i>Каменные угли</i>							
Область мезойской складчатости Южного Приморья	P <sub>2</sub> -T <sub>3</sub>	42,1	2,4	5,4	6,4	126	0,055
Окраина Ханкайского массива и Сихотэ-Алинская складчатая область	K <sub>1</sub>	30,7	2,2	2,4	7,1	83	0,129
Буреинский массив и Монголо-Охотская складчатая область	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	36,4	4,7	36	15,2	113	0,190
Окраины Сибирской платформы	J-K	15,7	3,8	7	23,9	40	0,497
Окраина Колымского массива и Чукотская складчатая область	K <sub>1</sub>	20,1	1,2	12	5,9	50	0,147
Чукотская складчатая область	K <sub>2</sub>	22,9	5,6	19	23,0	90	0,256
Корякско-Камчатская складчатая область	P	10,5	4,1	6	39,2	60	0,653
<i>Бурые угли</i>							
Ханкайский массив	P-N	23,1	1,7	39	5,7	210	0,034
Области мезозойской складчатости Южного Приморья и Сихотэ-Алиня	P-N	26,2	1,6	21	7,1	78	0,107
Буреинский массив и его окружение	K <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> P-N	12,2	2,7	14	27,5	125	0,226
		22,0	2,4	20	11,5	87	0,230
Корякско-Камчатская складчатая область	P-N	23,2	3,3	16	20,6	135	0,612

Концентрации серебра в углях и продуктах их сжигания для Дальневосточного региона существенно не меняются и находятся в пределах 7–54 мг/т для углей и 40–210 мг/т для золы. Распределение золота и серебра в углях с различной зольностью показало различие в поведении этих элементов в процессе угленакопления. Золото содержится преимущественно в одной фазе (минеральной или органической), которая тяготеет к малозольным углям и их фракциям. В отличие от золота серебро содержится в двух или более фазах, причем главным образом в высокозольных углях и фракциях [5].

Золотоносность углей ряда месторождений Верхнего Приамурья рассмотрена в статье В.М.Кузьминых и А.П.Сорокина [6]. Содержание золота в углях определялось новым запатентованным способом пробирного анализа, позволяющим предотвратить, по мнению авторов, потери от улетучивания золота при сгорании. В 120 пробах углей

этим способом определено аномально высокое содержание Au от 5 до 100 г/т. Средние содержания Au в отдельных месторождениях бурого угля Амурской области таковы, г/т: Сергеевское — 17, Свободненское — 15, Огоджинское — 30, Райчихинское — 53. Содержания золота в золе и зольность углей не определялись. Утверждается, впрочем, без каких-либо доказательств, что при озолении углей, т.е. при их сжигании, происходит почти полное улетучивание золота с продуктами горения.

Странно то, что каменные угли Огоджинского месторождения отнесены к бурым. Необычно высокие стабильные содержания золота в углях не подтверждены какими-либо другими традиционными и апробированными методами исследования (спектральным, нейтронно-активационным, атомно-абсорбционным, рентгенофлюоресцентным). Не сделали авторы и попыток найти в углях или продуктах их сгорания выделения самородного зо-

лота, хотя при указанных содержаниях эта задача не представляется неразрешимой.

Если верить полученным результатам золотоносности бурых углей Верхнего Приамурья, то придется признать, что они являются богатой рудой на золото. Используя цифры известных запасов угля указанных в статье месторождений (Минерально-сырьевая база, 2000), можно ориентировочно подсчитать ресурсы содержащегося в углях золота. Они составляют десятки тысяч тонн, что примерно отвечает запасам золота крупнейшего в мире месторождения Витватерсранд. Этого количества золота в углях Верхнего Приамурья хватило бы золотодобывающей промышленности России на сотни лет при современном уровне добычи. Если же учесть, что сотни миллионов тонн золотоносного угля уже сожжено в топках ТЭЦ, то вокруг них можно ожидать осаждение вместе с угольной пылью тысяч тонн золота. Данные этой статьи резко отличаются от результатов других публикаций по золотоносности углей Дальнего Востока и Сибири и требуют тщательной проверки.

Об уникальных находках наряду с золотом в бурых углях Павловского месторождения Приморья платиноидов сообщается в ряде работ В.В.Середина [12–14]. Золото-платиновая минерализация выявлена на десяти участках Павловского бурогоугольного месторождения. Содержание благородных металлов определялось различными методами — INAA, ICP MS, атомно-абсорбционным, хроматографическим, спектрохимическим. В результате установлено, что бурые угли с повышенным содержанием редкоземельных элементов и германия обогащены также золотом, платиной, палладием и другими элементами платиновой группы (табл. 9). Суммарные средние содержания благородных металлов в бурых углях варьируют от 0,4 до 6,3 г/т. В золе их содержание увеличивается до 1,5–22,3 г/т. Наиболее обогащены благородными металлами редкоземельные угли. Средние суммарные концентрации их на участке Прирезка составляют 4,51 г/т, а на участке Лузановский — 0,96 г/т. В золе углей со-

держание благородных металлов во всех случаях выше, чем в углях, что свидетельствует о низкой степени их летучести в процессе сгорания углей.

Минералы благородных металлов в угольных пластах представлены на Лузановском угольном разрезе почковидными наростами золота размером менее 1 мкм на поверхности аутигенных карбонатов. В пласте угля разреза Павловский-2 благороднометалловая минерализация более разнообразна. Она включает наряду с золотом самородную платину, изоферроплатину и куперит. Размер их выделения не превышает 5–7 мкм. Эти минералы были обнаружены в углях в период, предшествующий углефикации. Кроме них, в углях обнаружены и эпигенетические выделения благородных металлов. Они образуют правильные кристаллы, дендриты, иголки и пластинки, размеры которых нередко достигают 0,5 мм. В.В.Середин предполагает полигенную и полихронную природу благороднометалловой минерализации Павловского бурогоугольного месторождения. Ведущую роль в ее формировании играла гидротермально-флюидная деятельность, связанная с двумя вспышками позднекайнозойской вулканической деятельности [13].

**Золото и платиноиды в золошлаковых отвалах.** Исследование золото- и платиноносности золошлаковых отходов ТЭЦ г. Хабаровска проведено Ю.И.Бакулиным и А.А.Черепановым [1]. Ими опробованы золоотвалы ряда ТЭЦ, а также сжигаемые угли и золы в системах транспортировки от печей до золоотвалов. Содержание золота определялось спектральным, атомно-абсорбционным и пробирным анализами. Диагностика самородного золота, минералов платиновой группы, а также их сплавов проводилась с помощью микрозондового анализа в Институте вулканологии Камчатского научного центра ДВО РАН. По данным анализа среднее содержание Au в золоотвалах колеблется от 0,06 до 0,13 г/т в рядовых пробах и от 0,56 до 1,88 г/т — в групповых и технологических (табл. 10). Это показывает, что золоотвалы ТЭЦ г. Хабаровска являются бедной рудой на золото. Существенная

9. Содержание благородных металлов в пробах металлоносных углей с участков Прирезка и Лузановский (г/т), по В.В.Середину, 1999

Тип углей Материал	Редкоземельные				Германиевые					
	Зола		Уголь		Зола			Уголь		
Проба	8–6	10–4	8–6	10–4	723	729	389	723	729	389
Au	1.81	2.12	0.509	0.307	1.68	0.11	0.08	0.173	0.019	0.022
Pt	8.44	1.37	2.372	0.199	0.01	0.14	0.11	0.001	0.024	0.028
Pd	11.29	12.67	3.172	1.837	5.23	6.64	1.23	0.539	1.162	0.314
Rh	0.16	0.01	0.044	0.001	0.34	0.33	0.03	0.035	0.057	0.007
Ru	0.25	0.73	0.070	0.106	1.54	0.52	0.04	0.159	0.108	0.010
Os	0.24	1.67	0.068	0.242	0.57	0.01		0.100	0.003	
Ir	0.14	0.40	0.038	0.058	0.39	0.48	0.01	0.040	0.084	0.004
Сумма	22.33	18.97	6.27	2.75	9.19	8.88	1.52	0.95	1.55	0.39

10. Усредненное содержание Au в золоотвалах ТЭЦ (г/т), по Ю.И.Бакулину, А.А.Черепанову, 2003

Золоотвал	По результатам анализа проб					
	Рядовых			Групповых и технологических		
	От	До	Среднее	От	До	Среднее
ТЭЦ-1К	Сл.	1,3	0,095	0,32	1,84	0,92
ТЭЦ-1А	То же	0,3	0,06	0,25	2,99	1,15
ТЭЦ-1И	«	1,0	0,13	0,13	5,54	1,1
ТЭЦ-3	«	1,2	0,118	0,2	1,4	0,56
Бир. ТЭЦ	0,13	0,65	0,118	1,0	2,13	1,88

разница между содержаниями золота в рядовых пробах, с одной стороны, и групповых и технологических, с другой, объясняется разной степенью измельчения материала, наличием сложных металлоорганических соединений и крайне неравномерным распределением золота в золошлаковом материале.

Установлено, что большая часть золота связана со шлаковой составляющей. Среднее содержание Au в шлаках 1,93 г/т (18 проб), в том числе на ТЭЦ-1 — 0,345 г/т, ТЭЦ-3 — 3,96 г/т. В золе уноса ТЭЦ-3 — 0,152 г/т (12 проб), ТЭЦ-1 — 0,08 г/т, в золе с электрофильтров ТЭЦ-3 — 0,25 г/т. Это совпадает с данными С.Б.Леонова, изучавшего золоотвалы Рефтинской ГРЭС Урала. Основная часть золота там также содержится в шлаке (85%), выход которого составляет 20–25% [7].

Кроме того, Ю.И.Бакулиным и А.А.Черепановым выполнен анализ содержания золота в золе углей из различных месторождений Дальнего Востока (табл. 11). Зола практически всех исследованных углей содержит повышенные количества золота — от 0,1 до 1,78 г/т, которые в пересчете на уголь, по мнению авторов, надо уменьшать на порядок.

По данным минералогического анализа золото в золошлаковых отходах тонкое и пылевидное крупностью 5–40 мкм, редко более. Максимальные его размеры достигают 0,5×1 мм. Формы золотин неправильные, дендритовидные, пластинчатые, скорлуповатые, комковатые, редко имеют кристаллические очертания. Весьма характерны оплавленные очертания зерен. Наряду с золотом, хотя и гораздо реже, отмечаются зерна платиноидов. Они представлены, по данным микронзондовых определений, следующими минералами: железистой платиной, платино-иридийным осмием (Os 80–90%, Pt 0,5–15%, Ir 10–12%) и железо-платино-осмиевым иридием (Ir 50%, Pt 15–25%, Fe 1–3%, Os 20–25%). Зерна платиноидов имеют изометричную, каплевидную, комковидную и пластинчатую формы. Размеры их достигают 0,2–0,5 мм. Авторы указывают, что золото и платиноиды в ЗШО трудноизвлекаемы, требуют применения специальных концентраторов по их улавливанию.

Используя данные Ю.И.Бакулина и А.А.Черепанова о том, что в г. Хабаровске ежегодно складывается около 600 тыс. т ЗШО со средним содержанием в них Au около 1 г/т, можно ориентировочно определить ежегодные поступления золота в золоотвалы в 600 кг. Как сообщает С.Б.Леонов [7], на Рефтинской ГРЭС Свердловской области ведется опытная отработка подобных ЗШО на золото при содержании полезного металла 0,1–0,6 г/т.

Краткий обзор основных работ по определению содержания благородных металлов в углях месторождений Дальнего Востока и продуктах их сгорания показал следующее:

кларки золота в бурых и каменных углях составляют 2–3 мг/т, а в черносланцевых толщах — 7±1 мг/т;

в угле конкретных российских и зарубежных месторождений содержания Au колеблются от 1 до 100 мг/т, нередко составляя 20–30 мг/т;

данных о содержаниях платиноидов в углях очень мало. По единичным определениям содержание Os в углях достигает 0,05–0,2 г/т, Ir — 0,5 г/т. Содержание Pt и Pd в месторождениях угля Приморья 0,01–0,2 г/т;

в углях месторождений Сибири и Дальнего Востока содержание Au колеблется от 1,2 до 5,6 мг/т, редко более 10 мг/т. При этом разброс его содержания в каменных углях несколько шире, чем в бурых;

повышение содержания золота и платиноидов в углях часто объясняется гидротермальной деятельностью; содержание Au более 1 г/т отмечается очень редко и в каждом отдельном случае требует тщательной проверки;

на Павловском буругольном месторождении Приморья в углях, обогащенных редкоземельными элементами и германием, наблюдаются повышенные суммарные содержания золота и элементов платиновой группы до первых граммов на 1 т;

отмечаемые в некоторых работах средние содержания Au от 15 до 53 г/т в углях месторождений Верхнего Приамурья нуждаются в проверке;

концентрации золота в золе, получаемой от сжигания углей, значительно выше, чем в углях.

## 11. Содержание Au в золе углей, сжигаемых на ТЭЦ, по Ю.И.Бакулину, А.А.Черепанову, 2003

Номера проб	Место отбора		Au, г/т	Угли, сжигаемые на ТЭЦ
	ТЭЦ	Месторождение		
27-1	ТЭЦ-1	Азейское	0,17	Измельченная смесь
28	То же	То же	0,1	То же
29	«	«	0,3	«
30	«	«	0,1	«
31	«	«	0,17	«
143	ТЭЦ-3	Китайский	1,08	Дубликаты лабораторных проб ТЭЦ
144	То же	То же	0,22	То же
145	«	«	0,12	«
146	«	«	0,25	«
147	«	«	0,18	«
148	«	Нерюнгри	0,18	«
155	«	Вяземский ЛПХ	0,73	Древесный уголь
163	Бир. ТЭЦ	Смесь	0,6	Дубликаты лабораторных проб ТЭЦ
164	То же	Райчихинский	1,78	То же
171	Лучегорск, карьер		0,45	Бурый уголь
183	Бир. ТЭЦ	Уртуйское	0,57	Дубликаты лабораторных проб ТЭЦ
184	То же	Ушмунское	0,37	Из карьера
248	ТЭЦ-1	Харанорский	0,6	Дубликаты лабораторных проб ТЭЦ
249	То же	Азейский	0,33	То же

что свидетельствует о низкой летучести золота при горении углей;

золошлаковые отходы, скапливающиеся в районах ТЭЦ и ГРЭС, могут служить сырьем для попутной добычи благородных металлов, в первую очередь золота.

Проблема золотоносности углей и продуктов их сгорания далеко не новая, но весьма интересная и перспективная. Часть золошлаковых отходов уже сейчас используется в некоторых регионах России для попутной добычи золота. Однако подходить к этой проблеме следует чрезвычайно тщательно, используя известные новейшие методы исследования вещества. Только тогда могут быть получены заслуживающие доверия результаты.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю.И., Черепанов А.А. Золото и платина в золошлаковых отходах ТЭЦ г. Хабаровска // Руды и металлы. 2003. № 1. С. 60–67.
2. Золото в углях Минусинского каменноугольного бассейна / С.И.Арбузов, В.В.Ершов, Л.П.Рихванов и др. // Изв. Томского политехнического университета. 2002. Т. 305. Вып. 6. С. 143–165.
3. Иванов В.В. Экологическая геохимия. Кн. 5. Редкие d-элементы. – М.: Экология, 1997.
4. Китаев И.В. Золообразующие и малые элементы углей Дальнего Востока. – Владивосток: ДВО РАН, 1989.
5. Китаев И.В., Михайлов М.А. Геохимические закономерности распределения золота и серебра в осадочных породах и углях // Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 57–76.
6. Кузьминых В.М., Сорокин А.П. Миграция и накопление золота при гипергенных процессах // Вестн. ДВО РАН. 2004. № 2. С. 113–119.
7. Леонов С.Б., Федотов К.В., Сенченко А.Е. Промышленная добыча золота из золошлаковых отходов тепловых электростанций // Горный журнал. 1998. № 5. С. 67–68.
8. Механизм концентрирования платиновых металлов в углях месторождения Кайеркан близ Норильска: по данным модельных и натуральных экспериментов / Г.М.Варшал, Д.Н.Чхетия, Т.К.Велюханова и др. // Вестн. ОГГТН РАН. 2002. Т. 2. № 2 (12).
9. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков / И.А.Васильев, В.П.Капанин, Г.П.Ковтюк и др. – Благовещенск, 2000.
10. Нетрадиционная платиноидная минерализация Средней Сибири / А.М.Сазонов, О.М.Гринев, Г.И.Шведов и др. – Томск: ТПУ, 1997.
11. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна / С.И.Арбузов, В.В.Ершов, А.А.Поцелуев и др. – Кемерово, 1999.
12. Середин В.В. Золото и платиноиды в германий-угольных месторождениях Приморья: формы нахождения, условия накопления, перспективы освоения // Материалы Всероссийского симпозиума. М., 2002. С. 374–379.
13. Середин В.В. Au-PGE-минерализация на территории Павловского бурогоугольного месторождения, Приморье // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 43–73.
14. Середин В.В., Поваренных М.Ю. Первая находка минералов платины в углях // ДАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 801–803.
15. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. – Л.: Наука, 1985.
16. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. – Екатеринбург: Наука, 1994.

## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



2 мая 2005 г. исполнилось 70 лет **Алексею Михайловичу Гаврилову** — старшему научному сотруднику отдела экзогенных месторождений благородных металлов, кандидату геолого-минералогических наук, высококвалифицированному специалисту в области минералогии золоторудных месторождений, ветерану труда, ветерану ЦНИГРИ.

Трудовая деятельность А.М.Гаврилова началась в 1959 г. после окончания Московского геологоразведочного института в комплексной Тувинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1. С 1961 г. работает в ЦНИГРИ, изучает минералогию золоторудных месторождений и проявлений Забайкалья, Центральных Кызылкумов, Восточного Казахстана, Саха-Якутии, Примагданья, Камчатки, Енисейского края. Объектом его особого научного интереса служили перспективные, но малоизученные вкрапленные золото-мышьяковисто-сульфидные месторождения Кокпатас, Бакырчик, Нежданинское, Майское, Олимпиадинское. Кроме детального изучения вещественного состава руд, А.М.Гаврилов провел серию экспериментальных исследований поведения золота в гидротермальном процессе и выявил формы нахождения и закономерности концентрации золота в золото-мышьяковисто-сульфидных рудах. Им разработаны минералогические поисково-оценочные критерии вкрапленных руд с субмикроскопическим золотом. Результаты работ были успешно использованы при поисках, подсчете запасов и освоении месторождений Кокпатас, Майское, Олимпиадинское.



Итоги многолетних исследований легли в основу монографии, посвященной вкрапленному золото-сульфидному оруденению в черносланцевых толщах, которая стала настольной книгой для широкого круга геологов. А.М.Гаврилов — автор более 40 публикаций, соавтор изданного в 2003 г. «Атласа самородного золота рудных и россыпных месторождений России», ряда методических работ и рекомендаций по проведению минералогических исследований при геологоразведочных работах.

А.М.Гаврилов работал инженером-минералогом в Афганистане, выезжал в качестве эксперта в Чехословакию и на Кубу.

В институте хорошо знают и уважают А.М.Гаврилова не только как ученого, но и как прекрасного, отзывчивого человека, всегда готового прийти на помощь.

Сердечно поздравляем Алексея Михайловича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

# К ИСТОРИИ НАУКИ

УДК 546.92.000.93

© В.В.Столяренко, 2005

## ИЗ ИСТОРИИ ПЛАТИНЫ

**В.В.Столяренко (ЦНИГРИ МПР России)**

*На основе обобщения опубликованных и собственных материалов приводится обзор истории открытия и изучения металлов платиновой группы.*

Платина — серебристо-белый тяжелый, ковкий металл, открытый в 1748 г. Вместе с другими платиноидами входит в VIII группу Периодической системы Д.И.Менделеева, в которой выделяются две триады: легких платиноидов — рутений–родий–палладий (Ru–Rh–Pd) и тяжелых — осмий–иридий–платина (Os–Ir–Pt), занимающих пятый и шестой ряды. Все элементы платиновой группы имеют весьма близкие значения атомных радиусов, атомных объемов и плотностей, что определяет их общее геохимическое сходство. Наиболее широко распространены платина и палладий. На открытие всех элементов платиновой группы понадобилось почти 100 лет (1748 г. — Pt; 1803 г. — Rh и Pd; 1804 г. — Ir и Os; 1844 г. — Ru).

Платиноиды, как и золото, — элементы, стойкие к внешним воздействиям, за что и получили название «благородных». Однако золото было одним из первых, а по некоторым источникам — вообще первым металлом, обнаруженным и использованным человеком, о чем говорится в работах Страбона, Плиния, Геродота. При раскопках захоронений времен неолита были найдены примитивные украшения, представляющие собой мелкие самородки золота, обработанные методом холоднойковки. Знакомство человека с платиной и платиноидами и их освоение произошли позднее, а особые свойства этих металлов используются недавно.

Впервые платина попала в руки людей несколько тысяч лет назад, вероятнее всего из золотоносных россыпей. Самородки платины в разных странах называли по-разному: «белым золотом» в Египте и Абиссинии, «лягушачьим золотом» — на о. Борнео, «белым свинцом» — в Восточной Сибири. Уже тогда платину и ее сплавы с золотом использовали для изготовления зеркал, ювелирных изделий и украшений. Платина была известна и индейцам Южной Америки доколумбовой эпохи. При

раскопках в Чили (Атакама) и в других странах, например на севере Эквадора, были обнаружены платиновые изделия с различной степенью готовности, что позволило воссоздать процесс их изготовления. Мелкие самородки платины смешивались с золотой пылью, затем смесь обжигалась, при этом золото цементировало платиновые зерна. Дальнейшее прокаливание обеспечивало взаимную диффузию двух металлов с получением заготовки для проковки и изготовления изделий.

В середине XVI в. итальянский естествоиспытатель Жюль-Сезар Скалигер (1484–1558 гг.) писал в своем сочинении «Exercitationes» о новом, появившемся во Франкфурте-на-Майне, металле из Дариенских копий (Колумбия), который нельзя расплавить никаким способом — «nullo igni, nullis Hispanicis artibus». Это свидетельствует об утрате ранее приобретенных знаний о платине.

Некоторые исследователи допускали, что платина была известна в античном мире. Так, на заседании химической секции Американского общества естествоиспытателей, проходившем в июле 1900 г., президент секции профессор Вашингтонского университета Ли поднял вопрос о том, знали ли древние платину и не был ли платиной металл, который они называли «электрум». Ли отметил, что впервые вопросом тождества электрума и платины занялся в середине XIX в. химик Киртинуа. В 1850 г. Паравей представил в Парижскую академию наук записку, в которой утверждал, что свинцовые белила (plumbum candidum) Плиния были не что иное, как платина. В своем предположении Паравей опирался на слова Плиния о том, что «бруски этого металла имели вес золота». Того же мнения придерживался и известный английский естествоиспытатель Гоу, поэтому предположение о тождестве электрума и платины докладчик считал весьма вероятным.

Однако фактически второе открытие платины состоялось только в XVIII в. «Сей металл с начала света до сих времен совершенно оставался неизвестным, что без сомнения весьма удивительно. Дон Антонио де Уллоа, испанский математик, который сотовариществовал французским академиком, посланным от короля в Перу, ...есть первый, который упомянул об нем в известиях своего путешествия, напечатанных в Мадриде в 1748 г.». Так говорилось о платине в 1790 г. на страницах журнала «Магазин натуральной истории, физики и химии», издававшегося Московским университетом.

Именно Дону Антонио де Уллоа и Грациа дела-Тора, проводившему в Южной Америке работы по измерению длины меридиана, принадлежит честь вторичного открытия платины. В 1748 г. в «Relacion historica» он писал: «В округе Чоко (в Колумбии), где много рудников, имеется между другими металлами золото, которое извлекается из земли посредством ртути; иногда находят золотую руду, из которой золото не извлекается вследствие содержания в нем «платины» (минерал столь прочный, что его ни разломать, ни даже на наковальне под молотом раздробить невозможно), которую никакими средствами извлечь нельзя». Далее он упоминает об этом металле как о Platina del Pinto, при этом слово «platina» по-испански — уменьшительное от «plata» (серебро), а Pinto — название реки, в песках которой этот металл был впервые найден.

В Европу платина попала из г. Картагены в 1735 г. В течение какого-то времени ее не считали новым металлом. «...Вскоре по открытии платины, или белого золота, думали, что она не особенный металл, но смесь из двух известных металлов. Славные химики рассматривали сие мнение, и опыты их истребили оное...», — писал в 1790 г. журнал «Магазин натуральной истории, физики и химии». Одним из «славных химиков» был сэр Вильям Ватсон, английский физик, познакомившийся с зернами этого металла в 1741 г. и описавший его в 1750 г. как новый «полуметалл или металлоид». Однако в 1784 г. еще высказывались предположения, что платина представляет собой сплав золота, железа, ртути и мышьяка (L. de Buffon and von Milly, 1784).

В России, а именно в Сибири, слухи о платине существовали еще до ее действительного открытия. Об этом сообщал Гитон Морво в Парижском Национальном Институте в 1809 г. В 1814 г. появляется статья академика В.М.Севергина «Обозрение минерального кабинета Академии Наук», где отмечается, что «нет платины в России; разве что к сему роду причислять будем серо-желтое самородное золото, которое, по предположению Вернера, содержит в себе платину; таковое находят в Змеиногорс-

ке». Но через пять лет, в 1819 г., платину находят на Урале, причем совершенно случайно. В Верхне-Исетском округе в золотоносной россыпи она была обнаружена вместе с осмистым иридием и в таком небольшом количестве, что привлекла внимание лишь как новый минерал, который отделялся от золота только вручную и не растворялся в сильных кислотах. Сибирские горные офицеры называли его «белым сибирским металлом». Начальник екатеринбургских горных заводов О.С.Осипов поручил провести исследование этого металла аптекарю Гельму и практиканту И.И.Варвинскому. Последний опубликовал результаты в 1822 г. в журнале «Новый магазин естественной истории, физики, химии и сведений экономических, издаваемых Иваном Двигубским» (ч. III). Им была выявлена смесь трех различных металлов. По ряду свойств можно было заключить, что один из них — платина, а другой — осмистый иридий. Однако исследование не было закончено, и точный состав сплава не определен.

В 1823 г. «белый металл» был доставлен в Санкт-Петербург оберберггауптману К.П.Кованько I, обладавшему прекрасной коллекцией минералов. Тот сразу отметил сходство металла с колумбийской платиной и обратился к директору Горного Кадетского Корпуса Е.И.Мечникову с просьбой проанализировать этот металл. Бергпробирер лаборатории Горного Корпуса В.В.Любарский исследовал зерна и установил, что «загадочный сибирский металл принадлежит к особому роду сырой платины, содержащей значное количество иридия и осмия».

8 августа 1823 г. министр финансов Е.Ф.Канкрин предписал уральскому горному начальству: «Обратить особое внимание на появившиеся в России упомянутые зерна и произвести точнейшее над ними испытание, дабы с удостоверением, что это есть действительно сырая платина, можно было сделать распоряжение о извлечении оной из песков в казенную и частную выгоду». Далее было предписано высылать в Санкт-Петербург «оные зерна в большом по возможности количестве».

В конце августа 1824 г. маркшейдер Н.Волков, управляющий Баранчинского завода, отправляет поисковую партию на золото с нарядчиком мастеровым Андреевым. На р. Уралиха (или Орулиха), притоке р. Баранча, была открыта богатая золото-платиновая россыпь и заложен Царево-Александровский платиновый прииск — первый не только в России, но и в Старом Свете.

В сентябре гиттенфервалтером К.П.Голяховским была найдена золото-платиновая россыпь на р. Известная близ деревни Мостовая, где был заложен Покровский рудник. В начале ноября 1824 г. в Нижне-Турьинской даче Гороблагодатского округа.

на р. Мельничная около деревни Елкина, найдена платиновая россыпь с содержанием золота до 20% — впоследствии Царево-Елизаветинский рудник. Вскоре после этого им же открыта платиновая россыпь на р. Ис, впадающей в р. Тура, а в 1825 г. еще девять чисто платиновых россыпей на притоках р. Ис.

В июле 1825 г. последовало открытие платиновых россыпей в районе Нижнего Тагила, на р. Сухой Висим, берущей начало в Нижнетагильском мафит-ультрамафитовом массиве. В дальнейшем в пределах Среднего и Северного Урала был выделен так называемый Платиновый Пояс, состоящий из ряда подобных массивов и связанных с ними платиновых россыпей. К наиболее крупным, помимо Нижнетагильского, относятся Вересовоборский и Светлоборский массивы, с которыми также связаны уникальные по богатству платиновые россыпи бассейнов рек Ис и Тура.

Первые сведения о массивах Платинового Пояса относятся к 1735 г., когда генерал-лейтенант от артиллерии и кавалер ордена Святого Александра Георгий Вильгельм де Геннин сообщил о магнитных рудах Качканарского массива. В начале XIX в. М. Карпинский составляет карту Кытлымского массива, а Н.Р. Мамышев — Баранчинского. В 1859–1865 гг. Э. Гофман описал основные породы, слагающие массивы Платинового Пояса, указав на постепенные переходы между ними. Во второй половине XIX в. были открыты почти все массивы Пояса и определен состав наиболее распространенных пород — дунитов и клинопироксенитов. С середины второй половины XIX в. основное внимание стало уделяться исследованию дунитовых ядер массивов в связи с открытием в них коренных проявлений платины. В 1892 г. А.А. Иностранцев описал находки хромитовых жил с платиной в дунитах Нижнетагильского массива. В 1900 г. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг опубликовал данные о геологическом строении массива Денежкин Камень и выделил слагающие его породы в самостоятельную дунит-пироксенит-габбровую формацию. Позднее Л. Дюпарк исследовал Кытлымский массив, Н.К. Высоцкий — Каменушинский, Светлоборский, Качканарский и Нижнетагильский. Н.К. Высоцкий впервые было установлено концентрически-зональное строение массивов Платинового Пояса, состоящих из дунитового ядра и клинопироксенитовой оторочки. Полученный материал позволил приступить к первым обобщениям. Прекрасные монографии профессора Н.К. Высоцкого — двухтомная (1913 г.), посвященная россыпным месторождениям платины Урала, и шеститомная (к сожалению, не законченная из-за смерти автора) с обзором районов добычи платины, вышедшая в 1923–1933 гг., — не потеряли своей ценности до сих пор. В результате вы-

полненных работ было установлено четкое отличие платиноносных дунит-пироксенит-габбровых массивов Пояса от содержащих осмистый иридий апогарцбургитовых серпентинитовых. Позднее аналогичные зональные массивы были выявлены в других местах. В 1911 г. К. Камселлом в Британской Колумбии был открыт зональный массив Туламин, в 1920 г. Л. Дюпарком описан массив Юбдо в Эфиопии, А. Баддингтоном и Т. Чепиным — массивы Юго-Восточной Аляски.

Все зональные массивы сложены, как правило, породами трех главных петрографических типов — габбро, пироксенитами и дунитами. Количественные соотношения между ультрамафитами и габброидами непостоянны и меняются от 1:1 до 10:1. Площадь дунитов может составлять до 90% площади массива, хотя в ряде массивов они отсутствуют, а центральная их часть сложена клинопироксенитами. Дунитовое «ядро» неоднородно. Дуниты представлены несколькими фаціальными разновидностями, распределение которых подчеркивает концентрически-зональное строение массива в целом: центральная часть «ядра» сложена наиболее крупнозернистыми образованиями до пегматоидных; к внешним частям «ядра» зернистость пород уменьшается. Вдоль границы области развития крупнозернистых дунитов располагается зона с повышенными (>5%) содержаниями вкрапленного хромита, в ней же развиты массивные гнезда, линзы, шпир и жилы (протяженность до первых метров) хромитов. В единичных случаях с шпирами хромитов связаны мелкие коренные месторождения платины — гора Соловьева (Нижнетагильский массив). В незначительной степени платинометаллическая минерализация сопутствует и клинопироксенитам.

При разрушении зональных массивов минералы платиновой группы, устойчивые к химическому выветриванию, переходят в россыпи. По минеральному составу сростков платины с другими минералами и по ее морфологическим особенностям, особенно самородков, Н.К. Высоцкий в россыпях, связанных с Нижнетагильским, Вересовоборским и Светлоборским массивами, выделено пять морфологических типов шлиховой платины, которые свидетельствуют о ее происхождении из различных фаций и петрографических разновидностей ультрамафитовых пород массива. Среди платины, ассоциирующей с дунитами, им были выделены следующие типы:

хромитовый, представленный ксеноморфными выделениями в интерстициях зерен хромшпинелидов, что хорошо видно на разрезе самородков этого типа (рис. 1, а, б, в);

дунитовый, состоящий из идиоморфных выделений мелких классов среди зерен оливина и само-



родков, представленных плотными чисто платиновыми зернистыми агрегатами (рис. 2), приобретающими в процессе окатывания гладкую поверхность (рис. 3);

промежуточный, к которому относятся выделения с признаками как хромитового, так и дунитово-

го типов, т.е. зерна платины ксеноморфны по отношению к хромиту и идиоморфны к оливину.

Указанные типы встречаются совместно, но в пределах массива основная часть шлихового металла принадлежит к хромитовому типу платины. Доля дунитового типа постепенно возрастает при уда-

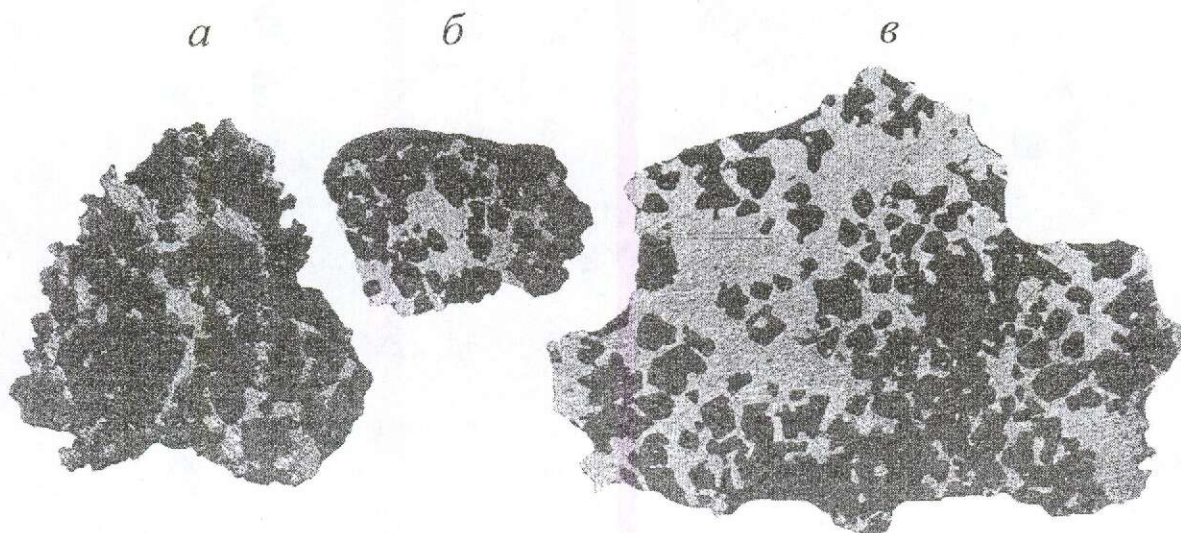


Рис. 1. Самородки платины хромитового типа из россыпей Седьмого Лога (а) и р. Малая Простокышенка (б, в), бассейн р. Ис [2]:

пришлифовка: черное — хромшпинелиды, белое — платина; ув. 8,5

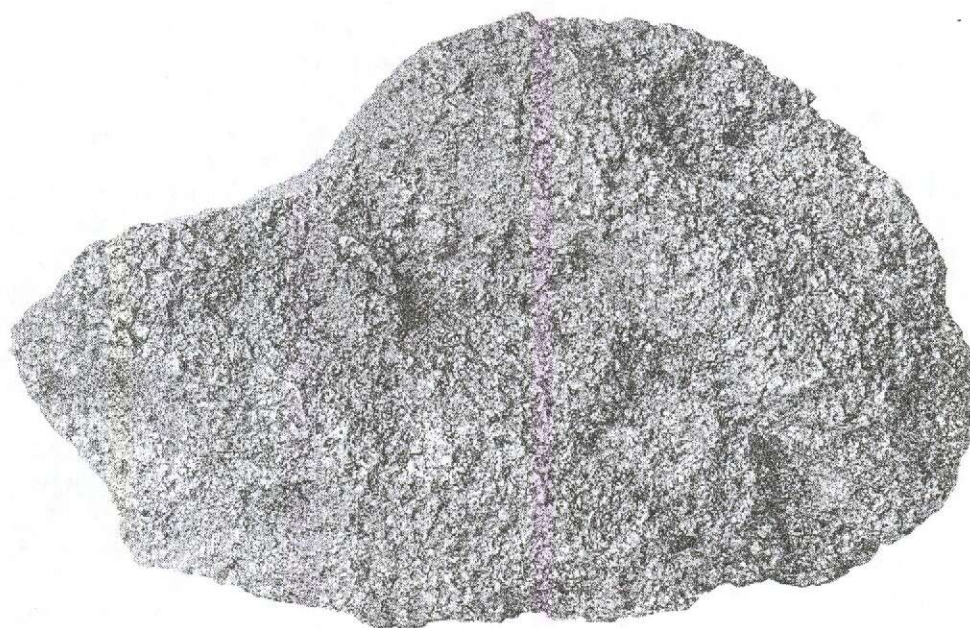


Рис. 2. Неокатанный самородок платины дунитового типа с зернисто-кристаллическим строением из нижне-тагильских россыпей [2]:

масса 5105,5 г; nat. вел.

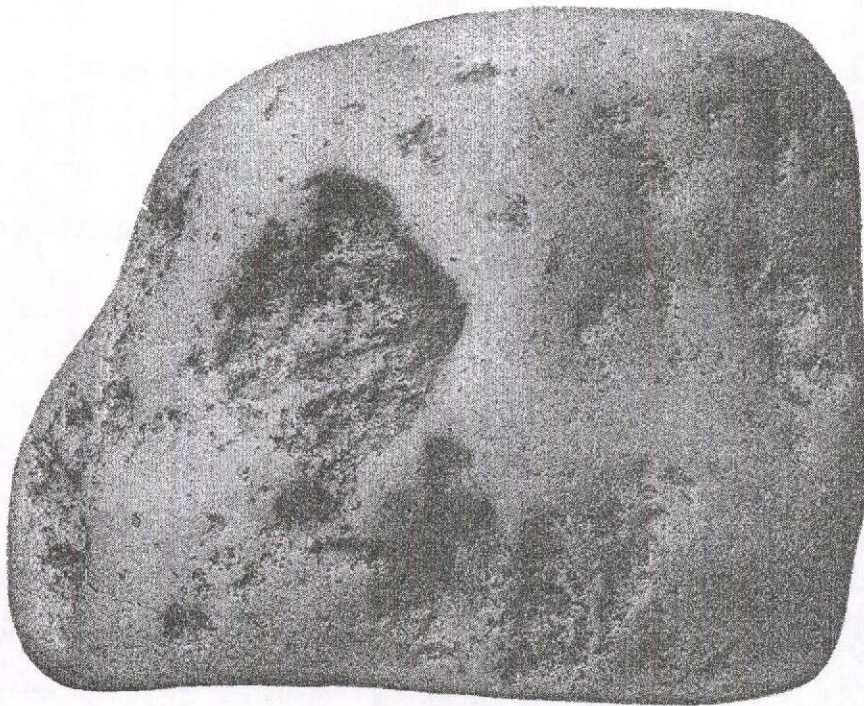


Рис. 3. Хорошо окатанный самородок платины дунитового типа из россыпи р. Ис [2]: масса 8390,9 г (второй по величине из уральских россыпей); нат. вел.

лении от массива. Основное количество самородков также относится к хромитовому типу, но самые крупные самородки из числа известных — к дунитовому.

В ассоциации с пироксенитами Н.К.Высоцкий выделил пироксенитовый тип ксеноморфных выделений платины, приуроченных к интерстициям зерен пироксена, и магнетитовый (аналогичный хромитовому) — ксеноморфные платиновые выделения приурочены к интерстициям зерен магнетита.

Подобные морфологические типы платины были выявлены работами ЦНИГРИ на зональном массиве Кондер в Хабаровском крае. С этим массивом связана уникальная по богатству россыпь платины, открытая в 1957 г. Как и в платиновых россыпях Урала, основное количество самородков в «автотонной» части россыпи принадлежит к хромитовому морфологическому типу, но самые крупные — массой до 3521 г — к дунитовому (рис. 4, 5). Отмечались также мелкие неокатанные самородки этого типа, представленные сростками кристаллов (рис. 6). В бассейнах ручьев, дренирующих границу дунитового ядра с пироксенитами, были найдены мелкие самородки массой до 30 г, имеющие характерную губчато-шлакообразную форму (рис. 7). Иногда они находились в сростании с пироксенитами и хромдиопсидом. Самородки практически чисто платиновые, более светлые, чем самородки дунитового типа. Платина, первично заполнявшая

промежутки в зернисто-кристаллическом агрегате пироксенитов, в россыпи высвобождалась из силикатных минералов пород и приобретала характерную ячеистую скульптуру, перегородки которой образованы выступающими ребрами платины, а пустотки представляют собой слепки поверхности кристаллов пироксена.

В одном ряду с крупнейшими платиновыми россыпями Урала и Кондера находятся россыпи, связанные с Гальмознанским зональным массивом в Корьякии, открытые в 1984 г. В правом притоке р. Тапельваям была обнаружена незначительная платиновая россыпь. Разведка, начатая в 1990 г., позволила выявить крупнейший россыпной узел.

Самыми богатыми платиновыми россыпями России считались россыпи Нижнетагильского массива. Основное количество самородков платины, а в первые годы отработки россыпей их количество исчислялось тысячами, происходит отсюда. Интерес к россыпям был огромный. «Горный журнал» в начале XIX в. помещал реестры платиновых самородков, добытых в течение года. Так, в журнале за 1828 г. (кн. IX) напечатана статья «О вновь открытых в Урале платиновых самородках» с реестром 55 самородков, найденных с 1 января по 22 июля в россыпях тагильских заводов Тайного Советника Н.Н.Демидова. Только в том году в России было добыто более 1,5 т платины. Это больше, чем за 100 лет в Южной Америке. В 1843 г. в нижнетагиль-

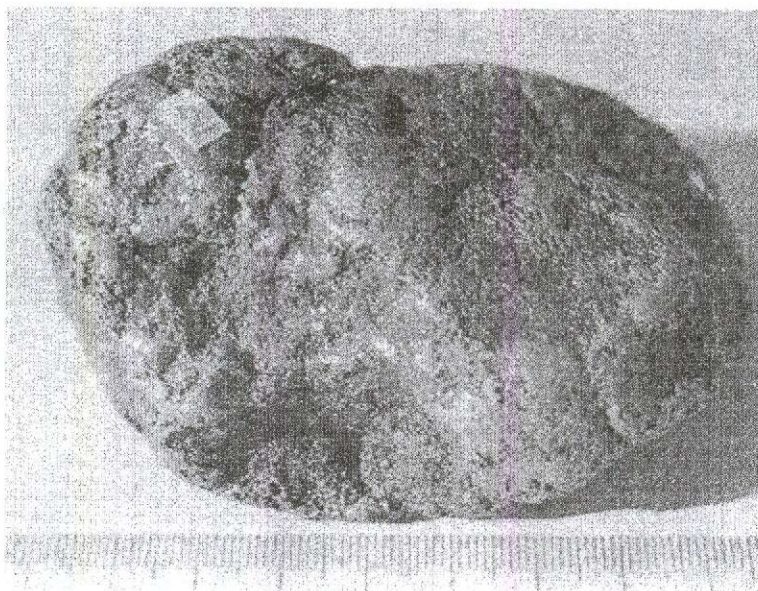


Рис. 4. Хорошо окатанный самородок платины дунитового типа, ручей Бегун бассейна р. Кондер:  
масса 1645,9 г

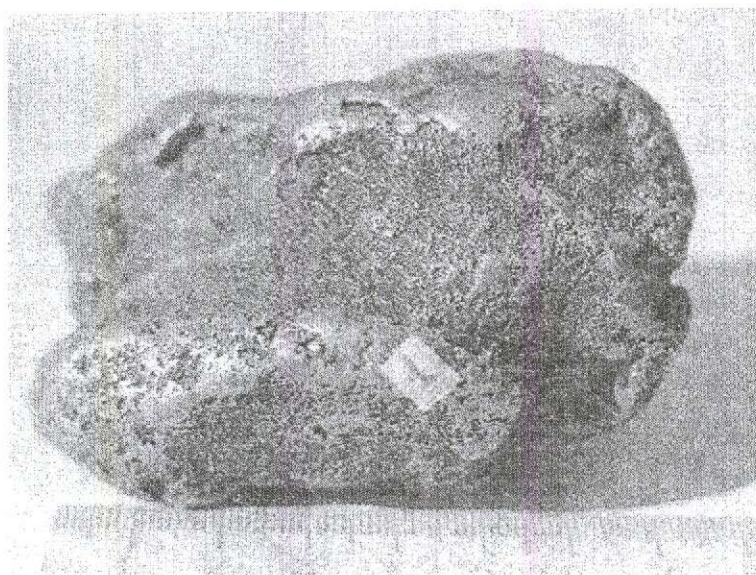


Рис. 5. Хорошо окатанный самородок платины дунитового типа, ручей Бегун бассейна р. Кондер:  
масса 1565,9 г

ских россыпях был найден самый крупный из известных самородков платины весом 23 фунтов 48,5 золотников (около 9615 г). Возможно, существовали еще более крупные самородки, так как, по сведениям Горного Департамента, а также данным судебных процессов, происходивших в Екатеринбурге, очевидно, что в отдельные годы при официальной добыче около 300 пудов сбывалось до 100 пудов ворованной платины.

Хищение платины на Урале, т.е. незаконная ее добыча и дальнейшая продажа, началось чуть ли не раньше официальных разработок россыпей. Зимой «хищники» пробивали круглые дудки и извлеченный из них платиносодержащий песок увозили домой для промывки. Летом они выплывали на плотках на середину реки и через специальное отверстие черпали ковшом песок и тут же промывали его на небольших станках, называемых «мутилка». В

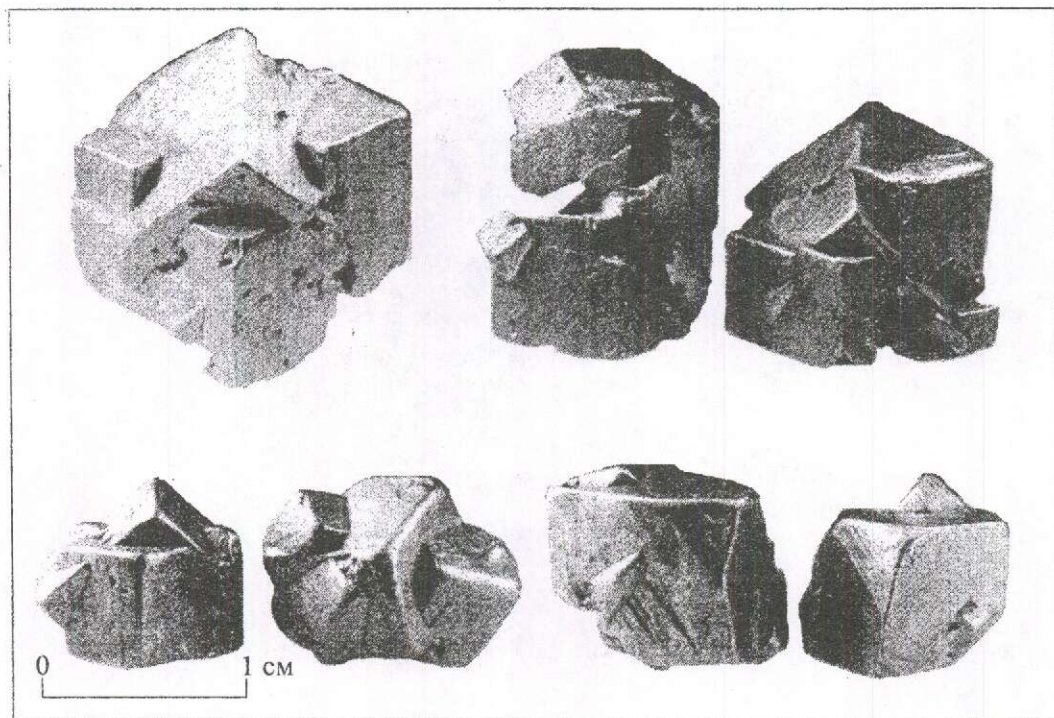


Рис. 6. Практически неокатанные самородки дунитового типа, бассейн р. Кондер [7]

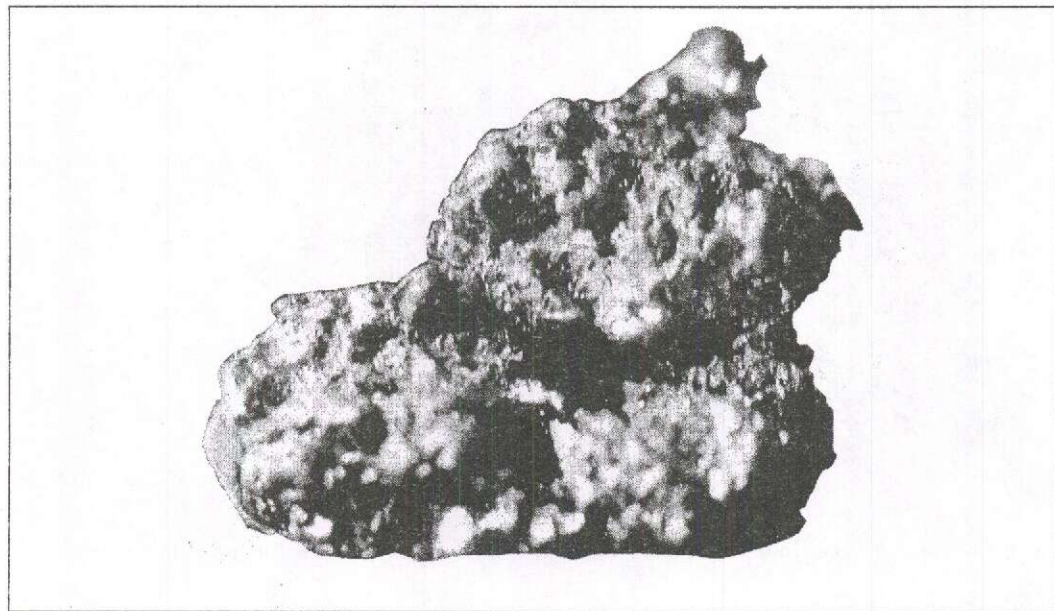


Рис. 7. Неокатанный самородок платины «пироксенитового» типа, верховья ручья Бегун, бассейн р. Кондер: масса 28,3 г.; ув. 4,5

случае опасности плоты сплавляли вниз по реке или направляли к берегу, чтобы скрыться. По сведениям Н.К.Высоцкого, в некоторых местах «хищники» намывали за ночь от 1 до 8 фунтов платины на «мутилку».

Благодаря уникальным уральским россыпям Россия вплоть до первой мировой войны была ведущим поставщиком платины. На ее долю приходилось более 90% всей мировой добычи. Среднегодовая добыча с 1908 по 1914 гг. составила 6220 кг.

Последовавшая за войной революция сильно подорвала платиновую промышленность в России. Производительность уральских предприятий упала с 6532 кг платины в 1912 г. до 171 кг в 1921 г. К 1926 г. производительность удалось поднять до 2882 кг. Второе место в мире по добыче платины (1700 кг) занимала Колумбия. Уральские и колумбийские россыпи в это время были практически единственными поставщиками платины на мировой рынок.

В начале XX в. появились сообщения о платиноносности Южной Африки. В 1919 г. на Моддерфонтенских рудниках началась добыча иридистого осмия. В 1923 г. Адольфом Эразмусом открыты жильные платиновые месторождения в Ватербергском округе (провинция Трансвааль), что послужило толчком к расширению поисков. В мае 1924 г. проспектором А.Ф.Ломбаардом в Лиденбургском округе той же провинции на ферме Маандагшек в шлиховых пробах из сухого руслу, дренирующего дунитовую трубку Мойихук, обнаружена платина. Вслед за этим Якобс и Ш.Шоэман под руководством Г.Меренского нашли платину в дунитовых трубках Мойихук и Дрикоп. В сентябре 1924 г. А.Ф.Ломбаард выявил горизонт пегматоидных пироксенитов, названный «рифом Ломбаарда». По настоянию Г.Меренского А.Ф.Ломбаард опробовал пироксениты и обнаружил в них платину. Позднее горизонт переименован в «риф Меренского». В честь первооткрывателя назван и один из платиновых минералов — меренскиит. В течение 1925 г. еще более значительные открытия были сделаны в округах Потгитерсрюст и Рустенбург.

В России в эти же годы Сибгеолком снаряжает в низовья Енисея геолого-поисковую партию на поиски каменного угля для снабжения судов в бухте реки. Возглавил партию Н.Н.Урванцев, окончивший в 1918 г. Томский Технологический Институт. В 1919 г. в ходе работ в долине р. Норилка были обнаружены выходы каменного угля и одновременно на северном склоне горы Рудная медно-сульфидных руд, сходных с рудами Садбери в Канаде, крупнейшего на то время коренного платиносодержащего месторождения никеля. Через Н.К.Высоцкого Н.Н.Урванцев передает образцы норильской руды в Горный институт в Петрограде для исследований на платиновые металлы, и в 1923 г. Н.П.Подкопаев обнаружил в образцах платину и палладий, причем в более значительных количествах, чем в рудах месторождения Садбери. Таким образом в России было открыто первое, ставшее крупнейшим в мире, месторождение платиноидно-медно-никелевых руд, давшее впоследствии основное количество платины и палладия.

С открытием коренных месторождений в ЮАР, Канаде и России россыпные месторождения плати-

ны начали постепенно терять свою ведущую роль. В настоящее время на долю россыпной платины приходится около 1% общей добычи.

На рубеже XVIII–XIX вв. изучением природной платины занимались известные ученые того времени. Очень скоро было установлено, что зерна, над которыми производились испытания, состояли не целиком из платины, а из сложной смеси нескольких металлов, похожих на платину, обладающих отличными и весьма ценными свойствами. Так были выявлены пять новых металлов, а именно — палладий, иридий, осмий, рутений и родий.

В России основателем химии платиновых металлов был вице-президент Берг-Коллегии, почетный член Санкт-Петербургской Академии Наук, член Лондонского Королевского общества граф Аполлос Аполлосович Мусин-Пушкин. Его первая работа по платине относится к 1797 г., когда он получил амальгаму платины из ее растворов в царской водке, о чем сообщил на заседании Академического собрания академик Т.Е.Ловиц. В 1798–1804 гг. А.А.Мусин-Пушкиным опубликовано около 20 статей в «Технологическом журнале» и французских «Annales de chimie», посвященных химии платины. Он впервые получил многие платиновые соединения: «тройные» соли платины  $MgPtCl_6$  и  $BaPtCl_6$ , сернистую и гремучую платину, а так же чистый кристаллический хлороплатинат натрия, считавшийся до тех пор некристаллизующимся. Исследователь принимал его «за самую красивую соль платины, полученную до сих пор: кристаллы около 4 дюймов длины и очень красивого алого цвета». А.А.Мусин-Пушкин открыл новые способы легкого и быстрого получения платиновых амальгам и изобрел новый способковки платины. Следует также отметить работы П.Г.Соболевского, В.В.Любарского, И.И.Варвинского, К.И.Раевского и др.

В чистом виде платина впервые была получена в 1803 г. секретарем Лондонского Королевского общества, известным врачом и химиком У.Г.Волластоном. Он же обнаружил в самородной платине родий, получивший название по розовато-красному цвету его солей (от греческого *rhodon* — роза), и палладий, названный в честь малой планеты Паллада, открытой в 1802 г.

Об открытии палладия У.Г.Волластон оповестил мир весьма необычным способом. В 1803 г. он анонимно предложил коллекционеру и торговцу минералами Форстеру приобрести слиток неизвестного ранее металла — палладия. Форстер продал слиток преуспевающему английскому химику Р.Ченевику, который решил проанализировать слиток, чтобы высмеять лжехимика, якобы открывшего новый металл. Вскоре Р.Ченевик выступил с сообщением, что так называемый палладий — не что иное как

сплав платины со ртутью. Однако другим химикам так и не удалось обнаружить в палладии платину и ртуть. Р.Ченевикс объяснил этот факт тем, что ртуть с платиной связана очень прочно, разделить их практически невозможно, и указал рецепт приготовления сплава. Позднее в одном из научных журналов появилось объявление, в котором предлагалась премия в 20 фунтов стерлингов тому, кто в течение года сможет приготовить палладий из платины и ртути. Однако сделать это никто так и не смог.

В 1804 г. на заседании Лондонского Королевского общества У.Волластон доложил, что при анализе платины в ней обнаружен металл с теми же свойствами, что и у палладия, купленного за год до этого Р.Ченевиксом. В начале 1805 г. в журнале, поместившем объявление о премии, появилось открытое письмо У.Волластона, в котором он признался, что именно он предложил Форстеру для продажи слиток открытого им палладия и дал объявление о премии.

В 1804 г. английский химик С.Теннант открыл еще два металла — иридий, получивший свое название благодаря разнообразию окраски его солей (от греческого *iris* — радуга), и осмий, названный так по резкому запаху его четырехоксида (*osme* — запах). Последний металл из платиновой группы был открыт в 1844 г. русским химиком, профессором Казанского университета К.К.Клаусом при исследовании самородной уральской платины и назван рутением в честь России (по-латински Россия в средние века — *Ruthenia*). За это открытие ему была присуждена Демидовская премия в размере 1000 руб.

В связи с этим стоит упомянуть, что еще в 1808 г. профессор химии Виленского университета А.Снядецкий определил в составе сырой платины из Южной Америки новый химический элемент, названный им «вестий» [4]. Н.Завидзкий впоследствии доказал, что именно А.Снядецкий впервые получил новый химический элемент — рутений, названный «вестием».

В течение XIX и начале XX вв. было еще несколько «открытий» новых металлов платиновой группы. В 1825 г. Е.Ф.Канкрин от имени российского правительства передал профессору Дерптского университета Готфриду Вильгельму Озанну 4 фунта уральской сырой платины для изучения. В статье «Исследование русской платины» Г.Озанн заявляет об открытии новых металлов — «рутения», «плурана» и «полина». Пробы своих препаратов он послал в Стокгольм тогдашнему знатоку платиновых металлов Г.Берцелиусу. Последний признал «плуран» за новый элемент, а «полин» и «рутение» определил как смесь кремнезема, оксидов титана, циркона и иридия. Причем «плуран» мог быть рутением, открытым позднее К.К.Клау-

сом (такую возможность допускал Н.К.Высоцкий) Сам Г.Озанн в 1829 г. отказался от своего мнения о существовании рутения. Позднее К.К.Клаус оставил за вновь открытым металлом его название «рутение». Таким образом, возможно, что рутений открывался трижды — А.Снядецким в 1808 г. (вестий), Г.Озанном в 1826 г. (плуран) и, наконец, К.Клаусом в 1844 г. (рутение).

Открытие рутения было встречено многими химиками с недоверием. Сам Г.Берцелиус вначале принял присланную ему пробу нового металла за нечистую окись иридия, но через некоторое время признал, что это новый элемент.

В дальнейшем новые металлы платиновой группы «открывались» неоднократно. В 1877 г. С.Керн публикует статью об открытии им «девия» [10]. Годом позже А.Жияр сообщает об «уралиуме» [9]. И, наконец, в 1911 г. А.Френч обнаруживает «канадий», который на проверку оказывается оксидом меди [8].

Долгое время платина не находила применения из-за того, что ее не умели обрабатывать и ценилась она ниже серебра. Пользуясь тем, что платина хорошо сплавлялась с золотом и серебром, ее стали подмешивать к этим металлам сначала в украшениях, а затем и в монетах. Узнав об этом, испанское правительство объявило войну платиновой «порче» и издало в 1735 г. закон, по которому запрещалось вывозить платину из Америки. Добываемый попутно с золотом металл чиновники монетных дворов в Санта-Фе и Папаяне при многочисленных свидетелях в торжественной обстановке топили в реках Боготе и Кауке, чтобы таким образом воспрепятствовать фальсификации золота. П.Соболевский так описывал это в «Горном журнале» (кн. IV): «Испанское Правительство, опасаясь подмеси нового металла к золоту, строжайше запретило употребление платины, и в продолжении многих лет все количество оной, полученное при промывке золотоносных песков, тщательно было отбираемо Королевскими чиновниками, которые, собрав оной известное количество, обязаны были бросать ее при свидетелях в реку Боготу, неподалеку от Сантафе, и в реку Кауку, близ Папайана. Сему обстоятельству предпочтительно приписать должно медленный успех в познании истинного состава сырой платины и малого распространения ее».

По разным сведениям в реки было сброшено от 3 до 7 т платины. В наше время предпринимались попытки обнаружить места ее затопления, но закончились они неудачей. Через 43 года закон был отменен, было приказано собирать всю добываемую платину и отправлять ее в Мадрид именно для фальсификации золотой и серебряной монет. В дальнейшем эта практика приняла широкий размах. Во вре-

мена правления королевы Изабеллы Российский государственный банк предостерегал своих клиентов с осторожностью относиться к испанской золотой монете. Банку было известно, что испанское правительство делало большие заказы крупнейшей в мире английской фирме по обработке платины «Джонсон, Маттей и К» на платиновые листы такой толщины, которая как раз соответствовала толщине обрабатывавшихся в Испании золотых монет.

В России также занимались фальсификацией золота, правда, не на правительственном уровне. В Нижнетагильском округе старатели подделывали платину под золото при помощи простого приема: платину смешивали с самым мелким золотом в ковше и, смочив смесь водой, начинали тереть ее обычной речной галькой. Благодаря этому происходило осветление золота и платины. Далее в смесь добавляли ртуть и продолжали трение. В результате золотая амальгама обволакивала поверхность платины, и отличить ее от золота после выпаривания остатков ртути можно было только с помощью царской водки.

Уникальные свойства платины, в конце концов, привлекли к ней внимание и обусловили ее применение в различных областях. Во второй половине XVIII в. были открыты ее ковкость и способность свариваться, что позволило применить платину для изготовления химической посуды. Первый платиновый тигель был изготовлен в 1784 г., а первая реторта для сгущения серной кислоты массой около 13 кг — в 1809 г. в Лондоне.

В 1820 г. Россия заказывает в Париже платиновый эталон метра. «В военно-топографическом Депо карт Главного штаба Его Императорского величества имеется полоса из платины, содержащая длину французского туаза и метра. Ширина ее почти в  $1\frac{1}{4}$  дюйма, толщина в полдюйма, весу в ней 15 фунтов 87 золотников. К ней принадлежит особый небольшой параллелепипед, весом в 37 золотников, на коем означены  $\frac{1}{2}$ ,  $\frac{1}{10}$  и  $\frac{1}{20}$  миллиметра. Полоса сия сделана в Париже механиком Фортенем в 1820 г. по приказанию князя П.М.Волконского; за нее заплачено 20 000 рублей» [3].

Дальнейший успех в обработке платины достигнут благодаря главным образом Г.Сен-Клер Девиллю, открывшему способ ее плавки. Появилась возможность отливки платиновых вещей. На Лондонской выставке 1862 г. можно было видеть образцы сплавленной платины массой до 200 кг.

Многое для создания новой техники переработки платины сделано в России Н.Р.Мамышевым. В своей статье «Краткое описание обретения платины в Сибири», напечатанной в 1827 г. в «Горном журнале (кн. I)», он писал: «Малая цена русской платины и большое ее количество позволяют за-

няться не только многоразличными над нею опытами, но и надеяться можно, что некогда она будет введена в употребление в хозяйственной экономии. Я думал также о пригодности платины к тиснению монеты».

В 1825 г. для опытов с платиной он привлекает обербергмейстера Кувшинского завода А.Н.Архипова. В той же статье Н.Р.Мамышев пишет: «Если заслуживает памяти заслуга того, кто первый открыл в Сибири платину, то не должно забывать и того, кто первый доказал там ее пользу и употребление, а сие неотъемлемо принадлежит г. Архипову».

Первое изделие из русской платины — кольцо, изготовленное А.Н.Архиповым, отправлено с Кувшинского завода в Петербург в 1825 г. В дальнейшем была изготовлена «чернильница из всех трех металлов Гороблагодатских заводов: чугуна, золота и платины, но преимущественно из платины». Изыскивая способы технического применения платины, А.Н.Архипов разработал приемы получения сплавов ее с медью. Из смеси  $\frac{1}{3}$  меди и  $\frac{2}{3}$  платины получали сплав «большой красоты» — «выполненные вещи из оного отливали нежным бледно-розовым цветом. Сии испытания дали мысль употреблять платину не только на дело галантерейных вещей, но и значительных военных украшений и домашних приборов, вместо золота, серебра и бронзы. Сие тем выгоднее, что цвет и блеск платины постоянны, а неистребимость их от огня учеными уже давно доказана» Из этой «сплавки», названной «уральским металлом», делали «ружейные и пистолетные стволы, полки, затравки».

Н.Р.Мамышев писал: «Употребление сплава для сих вещей основывали на том свойстве оного, что он имеет вязкость, плотность, тягучесть; следовательно, стволы будут без раковин; внутренние их стены примут наилучшую политуру, и они от разрывов будут безопасны. По упорности, с какой сей сплавок противится ржавчине, стволы из него сделанные не теряли бы действия, хотя бы заряженные в сырую погоду, долго оставались неразряженными».

Интересны опыты А.Н.Архипова по приготовлению сплавов платины со сталью. Нож из такой стали резал железо, а зубило обрабатывало жесткий чугун «без повреждения инструмента». В Петербурге пришли к заключению — «Сия сталь походит на индийскую, под названием «вутца» известную. На вещах, из нее сделанных, по закалке оных рисуются такие же неправильные бело-блестящие черты, как на индийской».

Несмотря на явные достижения в обработке платины в первой четверти XIX в., сбыт ее был затруднен. Стараясь помочь новой платиновой промышленности и увеличить государственные дохо-

ды, министр финансов граф Е.Ф.Канкрин предложил применить платину для чеканки монет. Монетный двор сделал пробные оттиски монеты, и 19 августа 1827 г. Николай I утвердил рисунки для нового вида монет с одной оговоркой. Император выразил желание, чтобы по этому вопросу было опрошено мнение компетентных лиц [1].

Е.Ф.Канкрин, находившийся в переписке с Александром фон-Гумбольдтом, посещавшем платиновые россыпи Колумбии, обратился к нему за советом в письме от 15 августа 1827 г. [5]. К письму были приложены 1,5 фунта уральской сырой платины и образцы чеканки на платине, выбитые на произвольных штемпелях. В письме Е.Ф.Канкрин пишет: «...продолжительные опыты привели...к тому, что платина мокрым путем и прессованием легко получается в чистом металлическом виде ковкою, и уже отчеканены разные пробные монеты и медали... Богатство Урала относительно платины в северных частях его значительно, но сбыт очень трудный, и поэтому платину ищут и моют мало. Это навело меня на мысль, у нас чеканить монету, но скорее монету роскоши, с добровольным оборотом, так как я думаю что, таким образом, и в Европе кое-что найдет себе сбыт. Технических и экономических трудностей и хлопот при этом не оказалось, но только два затруднения: 1) малая отличительность платины от серебра для менее опытных глаз и 2) неопределенная цена металла».

В письме, отправленном из Берлина 19 ноября 1827 г., А.Гумбольдт высказывал опасения относительно чеканки платиновых монет. Возражения сводились к следующим обстоятельствам: металл некрасивого внешнего вида, и потребление его вряд ли будет большим, поэтому, не приобретя положения золота или серебра, платина будет подвержена сильным колебаниям цен. Следовательно, монета может быть легко обесценена, что принесет убытки государству и частным лицам; для простолюдина чрезвычайно легко спутать платину с серебром; монета в 5 рублей слишком велика; платина была бы применима для выделки жетонов, орденов, медалей, крестов и т.п.

В ответном письме от 8 декабря 1827 г. Е.Ф.Канкрин пишет: «Я с большим вниманием читал и снова перечитываю интересное письмо Вашего Превосходительства от 19 ноября относительно употребления платины в виде монетного металла. С тем же свободомыслием и в полном сознании вескости этих причин, я все-таки признаюсь, что еще не совсем убежден в непригодности платиновой монеты».

Высказывая полное уважение к доводам, приведенным А.Гумбольдтом против чеканки платиновой монеты, Е.Ф.Канкрин решил произвести чеканку

в ограниченном количестве. 8 марта 1828 г. министр предписал Департаменту Горных и Соляных Дел приготовить штемпеля для платиновой трехрублевой монеты и изготовить ее в количестве нескольких десятков штук. 24 апреля был обнародован «именной указ о чеканке умеренного количества платиновой монеты». На лицевой стороне изображался государственный герб, на реверсе указывалось достоинство монеты — «3 рубли на серебро»; гурт у монеты зубчатый. Цена ее была принята в пять раз больше серебра, а величина — в серебряный четвертак.

В январе 1829 г. Е.Ф.Канкрин послал главнокомандующему на Кавказе графу Паскевичу тысячу трехрублевых монет с просьбой распространять их, меняя на серебро по три рубля. Одновременно такие же монеты были отправлены в Персию. Граф Канкрин пишет А.Гумбольдту: «Персы находят большое удовольствие в маленьком подарке платиновых монет и думают, что мы слишком мало оценили металл. Аббас-Мирза тотчас заказал себе полку к ружью. Я стараюсь распространять монету в Азии. Мы бьемся также с платиновой сталью; кажется, удастся...».

В конечном счете благодаря предприимчивости министра финансов Е.Ф.Канкрин с 1828 г. в России были введены в обращение платиновые монеты — платинки. Чеканились монеты из чистой платины достоинством в 3, 6 и 12 рублей, весом соответственно 2 золотника 41 доля; 4 золотника 82 доли и 9 золотников 68 долей (1 золотник=4,266 г, 1 доля=44,43 мг). Внедрение двенадцатикратного принципа в десятичную монетную систему объясняется соотношением тогдашних цен на платину и серебро, с одной стороны, и избранным для платиновых монет размером — с другой. Платиновая монета, по размеру равная серебряному рублю, стала двенадцатирублевой монетой; равные полтине и четвертаку — шести- и трехрублевыми монетами. Всего было выпущено платиновых монет на 4 251 843 рубля.

В чеканке платиновой монеты были заинтересованы Демидовы, на уральских приисках которых добывалось много платины, не находившей тогда применения в промышленности. Имеются также не слишком достоверные сведения о том, что в середине XIX в. производились опыты по запрессовке платиновых дисков внутрь заготовок для золотых монет.

В 1832 г. чеканка была прекращена, так как обозначенный на монете номинал оказался выше цены металла, что вызвало подделку платиновых монет за границей и вывоз ее в большом количестве в Россию. В современной России юбилейные платиновые монеты выпускались в ограниченном количестве. С 1983 г. в ЮАР чеканят платиновые мо-



неты в одну тройскую унцию (31,1 г) для США и Западной Европы.

Традиционно МПГ применяют в ювелирной промышленности, где для украшений широко используется сплав «белое золото» (1 часть палладия и 5 частей золота). Полудрагоценные и синтетические камни оправляют в коронки из палладия с добавлением 4% рутения и 1% родия, что вдвое увеличивает прочность сплава, который хорошо полируется и не тускнеет. Коронки из платины применяются для оправы драгоценных камней, особенно бриллиантов, так как она выявляет их настоящий цвет, в отличие от золота, придающего им нежелательный желтый оттенок. Такие коронки прочнее золотых.

Металлы платиновой группы применяются для изготовления орденов и медалей. В 1835 г. Лондонское геологическое общество учредило медаль им. У.Волластона. Сначала медаль чеканилась из золота, но после того как в 1846 г. английский металлург Джонсон извлек из бразильского палладистого золота чистый палладий, ее изготавливают только из этого металла. В 1943 г. такой медали был удостоен наш соотечественник академик А.Е.Ферсман; в 1967 г. от американского электрохимического общества палладиевая медаль вручена академику А.П.Фрумкину.

Иногда платине находили вовсе неожиданное применение. Речь идет об изготовлении платиновых пуль, причем борьба с нечистой силой не имеет к этому ни малейшего отношения. В 1904 г. житель села Ермаковское Минусинского уезда М.И.Митрофанов купил у охотника сойота (дореволюционное название тувинцев) две пули кустарного производства, очень твердые и тяжелые. Охотник имел с собой еще несколько подобных пуль и, по его словам, восполнял запас, добывая их где-то в реке. Инженер Г.В.Модзалевский привез одну из этих пуль в Екатеринбург для опробования. Оказалось, что «сойотская пуля» — именно под этим названием она вошла в историю — представляет собой самородок платины. Как чаще всего бывает в таких случаях, вторично найти охотника не удалось.

В книге Б.П.Торгашева [6] имеется следующая заметка: «В 1912 г. российскому правительству было донесено о нахождении платины в Монголии в двух местах возле г. Алкобека, где, будто бы, в руках монголов было найдено несколько слитков платины, которые они держали, не зная ее ценности, как материал, пригодный для пуль».

В настоящее время промышленность потребляет 94% платины, 89% палладия и всего 15% золота; в инвестиционных целях используется только 3%

платины и 40% золота.

Все элементы платиновой группы обладают рядом исключительных, присущих только им, физико-химических свойств, что ограничивает возможность замены их другими металлами и определяет широкое промышленное использование.

В последние годы с развитием новых тонких и наукоемких технологий, а также в связи с резко возросшими требованиями к промышленному производству с точки зрения охраны окружающей среды в мире произошло существенное изменение в структуре потребления МПГ. Так, в автомобилестроении потребляется 60% платины, 40% палладия и 12% родия, в химической, стекольной и нефтеперерабатывающей отраслях используется по 10% платины и палладия и до 1% родия, в электронной промышленности — 18% платины и палладия, в ювелирном деле — 10% платины и 35% палладия.

По единодушной оценке западных экспертов потребление МПГ промышленностью в ближайшие годы будет расти, несмотря на возрастающее повторное их использование из отработанных фильтров, катализаторов и демонтированного оборудования.

Тенденция возрастающего спроса на МПГ в связи с развитием наукоемких технологий предполагает увеличение их добычи, повышение извлечения при переработке руд и концентратов, наращивание запасов руд в недрах, интенсификацию геологоразведочных работ как в известных, так и в новых районах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вестник Европы*. 1871. Т. 4.
2. *Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. — С.-Пб., 1913.
3. *Горный журнал*. 1827. Т. II. С. 84.
4. *Снядецкий А.* О новом металле, найденном в зернах платины // *Технологический журнал*. 1809. Т. VI. Ч. 4. С. 81–98.
5. *Переписка Е.Ф.Канкрин с А.Гумбольдтом* // *Im Ural und Altai*. Leipzig, 1869.
6. *Торгашев Б.П.* Горная продукция и ресурсы Дальнего Востока. — Харбин, 1927.
7. *Cabri L.J. and Laflamme J.H.G.* Platinum-group minerals from the Konder massif, Russian Far East. // *The Mineralogical Record*. 1997. Vol. 28. P. 97–106.
8. *French A.* Discovery of a new element, probably of t. platinum group (canadium) // *Chem. News*. 1911. № 104. P. 283.
9. *Guyar A.* De l'uralium — un nouveau metal de la famille du platine // *Chem. News*. 1879. № 40. P. 59.
10. *Kern S.* Of t. new metal davyum // *Chem. News*. 1877. № 36: 1878. № 37.

**ПАМЯТИ ВЕРЫ ВЕНИАМИНОВНЫ ЮДИНОЙ**  
**(15.03.1926—16.11.2004)**



Вера Вениаминовна Юдина — старший научный сотрудник (1962–1980 гг.), кандидат геолого-минералогических наук, исследователь магматических комплексов и связанных с ними месторождений (в том числе Талнахского рудного поля) Сибири и других районов России. Ею описаны особенности постмагматических процессов платформенного траппового магматизма, редкие типы магниезальных скарнов, выявлены экзоконтактные образования, свойственные рудоносным интрузивам, внесен существенный вклад в разработку поисковых критериев месторождений норильского типа.

*Редколлегия журнала  
Друзья и коллеги*