

РУДЫ

И

МЕТАЛЛЫ

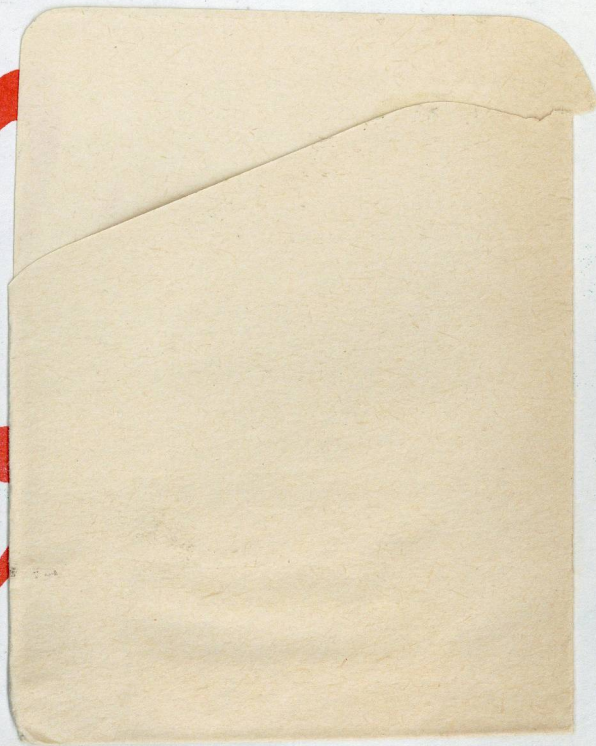


3/1996

ISSN 0869-5997

1945

**С ПРАЗДНИКОМ
ПОБЕДЫ !**



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/1996

Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э. К. БУРЕНКОВ
В. И. ВАГАНОВ
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
С. С. КАЛЬНИЧЕНКО
М. М. КОНСТАНТИНОВ
И. В. КРЕЙТЕР (отв. секретарь)
А. И. КРИВЦОВ (зам. главного редактора)
Н. К. КУРБАНОВ
Г. А. МАШКОВЦЕВ
В. М. МИНАКОВ
Н. И. НАЗАРОВА (зам. главного редактора)
Г. В. ОСТРОУМОВ
В. М. ПИТЕРСКИЙ
В. И. ПЯТНИЦКИЙ
Г. В. РУЧКИН
Ю. Г. САФОНОВ
Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В. И. СТАРОСТИН
И. А. ЧИЖОВА
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ

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 1996

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА ЦНИГРИ

Сдано в набор
15.04.96
Подписано в печать
15.05.96
Тираж 300 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная №1
Печать офсетная
Заказ

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Константинов М. М., Косовец Т. Н. 5
Золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии

Козлов А. В. 21
Пространственно-временные и генетические соотношения рудной и хрусталеносной минерализаций (на примере Приполярного Урала)

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Спorykhina Л. В., Орлова Н. И., Петровиченков А. А. 31
Методика поисков и прогнозирования полигенных россыпей олова и золота

Толстогузов А. Б., Ваганов В. И., Илупин И. П., Китаева Т. И., Паничкин И. Ю. 38
Применение масс-спектропии вторичных ионов (МСВИ) для анализа микропримесей в гранатах из кимберлитовых трубок Якутии

Строение рудных месторождений

Лихачев А. П. 48
Хараелакский интрузив и его платино-медно-никелевые руды

Кучеровский П. Г. 63
Вулканогенная щелочно-базальтовая формация и золото-сульфидное оруденение кокпатасского типа (Ц. Кызылкумы)

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Зданович Ю. С., Небольсин Д. Н., Сабиров Х. С. 68
Экспресс-анализ геологических образцов на золото

Хорев В. А. 73
Прогрессивная технология буровзрывных работ при проведении подземных выработок

Applied Metallogeny

Konstantinov M. M., Kosovets T. N.
Gold-quartz Deposits in Turbidites of Southern Yakutia

Kozlov A. V.
Spatial, Temporal and Genetic Relations Between the Ore- and Crystal-bearing Mineralizations (History Case: the Subpolar Urals)

Methods and Methodology of Prediction, Prospecting, Evaluation and Exploration of Mineral Deposits

Sporykhina L. V., Orlova N. I., Petrochenkov A. A.
A Methodology of Prospecting and Prediction of Polygenous Tin and Gold Placers

Tolstoguzov A. B., Vaganov V. I., Ilupin I. P., Kitayeva T. I., Panichkin I. Yu.
Application of Secondary Ion Mass Spectrometry (SIMS) in the Analysis for Microamounts of Trace Elements in Garnets from Kimberlite Pipes of Yakutia

Models of Ore Deposits

Likhachev A. P.
The Kharaelakhsky Intrusive Mass and Its Pt-Cu-Ni Ores

Kucherevsky P. G.
The Volcanogenic Alkaline-basaltic Formation and Kokpatassky-type Gold Sulfide Mineralization (Central Kizil Kum)

Equipment and Technology for Geological Prospecting

Zdanovich Yu. S., Nebol'sin D. N., Sabirov Kh. S.
Rapid Analysis of Geological Samples for Gold

Khorev V. A.
An Advanced Technology for Hole Firing in Driving Underground Workings

Дискуссии

Комаров П. В.
Минералогические закономерности
и развитие петро-геохимических и
геохимических методов поисков

76

Четвериков Л. И.
Методика дифференцированной
оценки погрешности пробы

82

Памяти Н. В. Глухоедова

86

Discussions

Komarov P. V.
Mineralogical Regularities and
Development of Petro-geochemical
and Geochemical Exploration Tech-
niques

Chetverikov L. I.
A Technique for Differentiated Estima-
tion of Sampling Error

Memorial to N. V. Glukhoedov



ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТУРБИДИТАХ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

М. М. КОНСТАНТИНОВ, Т. Н. КОСОВЕЦ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Охарактеризованы условия локализации месторождений в ритмично-переслаивающемся разрезе терригенных отложений верхоянского комплекса. Установлено, что рудные залежи приурочены к локальному палеопрогнбу конседиментационного заложения с резкой фациальной изменчивостью пород вкрест его простирания, обусловленной активным геодинамическим режимом накопления осадков и придонными мутьевыми потоками. Конформные золото-кварцевые тела характеризуются многоярусным залеганием и приурочены к основаниям терригенных ритмов. Показано, что с участками резкой смены фаций сопряжены ленты с богатыми золото-кварцевыми рудами. Развивается гипотеза гетерогенного формирования руд, включающая проявления гидротермально-осадочного и метаморфического процессов.

Стратиформные месторождения золото-кварцевого типа представляют большой интерес, поскольку имеют своим прототипом крупное месторождение Бендиго в Австралии, из которого добыто свыше 600 т золота.

Это месторождение состоит из серии многоярусных согласных со слоистостью золото-кварцевых залежей. На период его отработки высокие требования к содержанию металла в рудах определили ограничение продуктивности залежей замковыми частями мелких антиклинальных складок. Как отмечает С.Д.Шер [12], конформная золото-кварцевая минерализация сосредоточена не только в антиклинальных, но и в синклинальных структурах рудоносных терригенно-сланцевых толщ. Существенно, что В.Линдгрэн [15], изучавший это месторождение, не обнаружил на нем окорудных изменений боковых пород.

Изучение месторождений этого типа представляется необходимым для разработки критериев поисков в миогеосинклинальных областях, лишенных проявлений магматизма и поэтому не считавшихся ранее перспективными для поисков.

К сожалению, информация по месторождению Бендиго, отработанному в начале века, содержит очень мало данных об усло-

виях формирования руд и особенно о составе и строении рудовмещающих комплексов. Между тем современные представления о многообразии условий формирования промышленных золотых руд делают актуальным рассмотрение именно этой стороны проблемы. Авторами детально изучено геологическое строение Дуэт-Бриндакитского рудного поля в Южной Якутии. Аналогичные ему объекты часто описываются как «месторождения в турбидитах».

Геологическое строение района. Аллах-Юньский золотоносный район, в южной части которого располагается Дуэт-Бриндакитское рудное поле, выделен в 30-х годах Ю.А.Билибиным по наличию в нем россыпных месторождений золота. Он протягивается в субмеридиональном направлении от р.Юдома на юге до р.Тыры на севере более чем на 300 км под острым углом к складчатым структурам Южно-Верхоянского синклинория (рис. 1). В 50-е годы здесь были выявлены коренные источники золота, представленные кварцевыми телами в субпластовом залегании среди отложений верхоянского терригенного комплекса. В процессе геологической съемки масштаба 1:10000 Юдомской экспедицией треста «Золоторазведка» была установлена приуро-

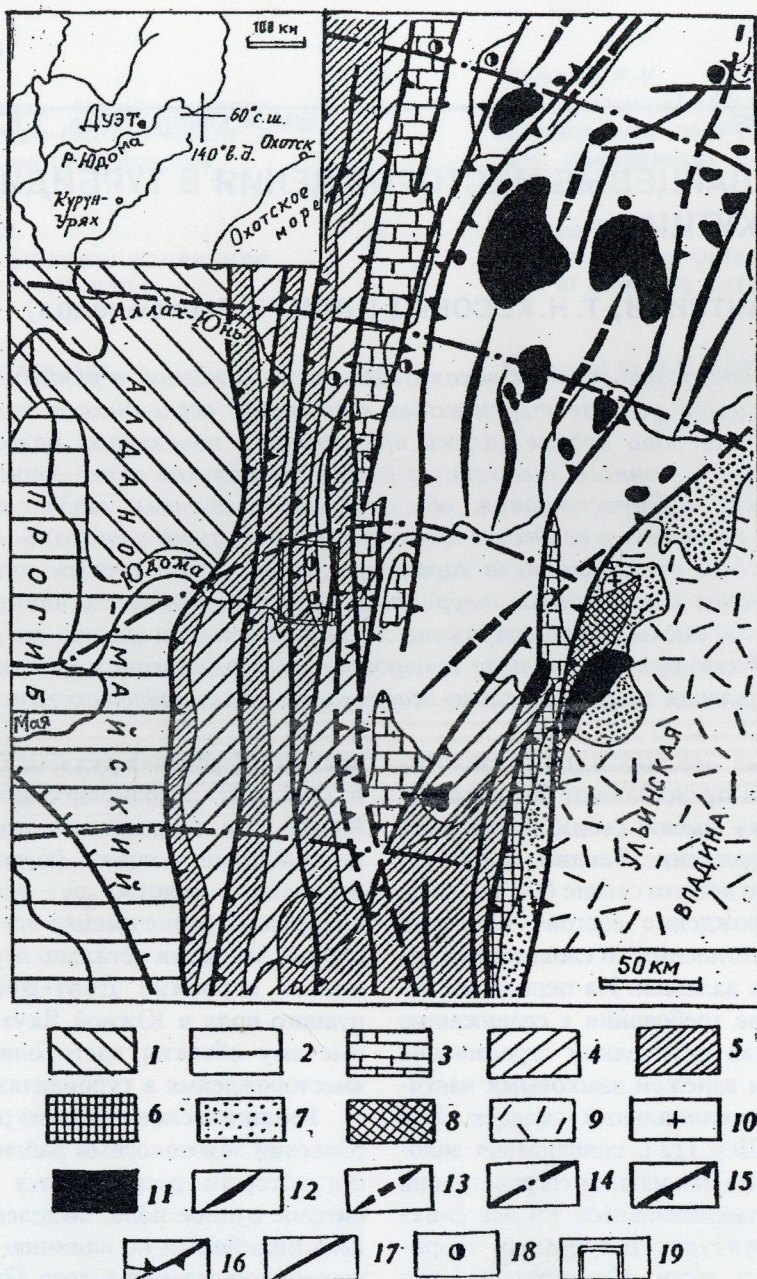


Рис. 1. Позиция золоторудных месторождений в региональных структурах (по А.А.Гусеву [8]):

Структурные ярусы: Сибирская платформа. 1 — триас — кайнозой, 2 — рифей — средний кембрий; Верхояно-Чукотская область (Юдомо-Майская, Сетте-Дабанская складчато-глыбовые зоны и северо-восточное окончание Монголо-Охотского пояса). 3 — верхний кембрий — нижний карбон (гурнейский ярус); 4 — венд — средний кембрий; 5 — рифей; 6 — средний палеозой; Южно-Верхоянский синклиниорий. 7 — нижний карбон (визейский ярус) — средняя юра; Охотский срединный массив. 8 — карбон — средняя юра; Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (переходная структура): 9 — эффузивы верхней юры — палеогена; магматические комплексы: 10 — верхнепалеозойский гранодиоритовый, 11 — верхнеюрский, ниже-среднемеловой гранодиоритовый, часто полигенный; прочие обозначения: 2 — линейные антиклинали; 13 — линейные синклинали; 14 — оси сквозных поперечных поднятий; 15 — глубинные взбросы и надвиги; 16 — глубинные сбросы; 17 — прочие разломы; 18 — золоторудные месторождения и проявления; 19 — границы рудного узла

ченность большинства кварцевых жил к пластам песчаников кукканской свиты нижней перми.

В пределах рудного поля протяженностью до 30 км и шириной в 1—1,5 км известно 3 месторождения, с юга на север — Дуэт, Юр, Бриндакит. Далее на север по простиранию золотоносной полосы эксплуатируются месторождения Оночалах, Кулар, представленные субпластовыми кварцевыми залежами.

Для характеристики геологического строения месторождений, наряду с данными авторов, использованы материалы многолетних исследований коллектива геологов Майской ГПП Аллах-Юньской геологоразведочной экспедиции (В.А.Слезко, Н.С.Каминской, В.М.Буйвола, И.П.Купстайтиса и др.).

Рудное поле соответствует объему развития рудоносной кукканской свиты P_1 в локальном палеопрогибе на западном крыле синклинория (Присеттедабанская зона), ограниченном поперечными перегибами складчатости. Кукканская свита состоит из шести пачек, представленных следующим набором пород: первая — алевролиты, песчаники, конгломераты, туфодиамиктиты, туфы (дацитового ?) состава; вторая и третья — алевролиты, песчаники, туфодиамиктиты; четвертая — алевролиты, песчаники, «рябчики»; пятая — песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; шестая — алевролиты, песчаники. Выходы на поверхность нижней границы свиты определяют геологические границы рудного поля с запада, юга и севера; с востока границей является региональная тектонически подновленная флексура, вдоль которой рудовмещающие горизонты погружаются к Центральной части синклинория (рис. 2).

Рудовмещающая толща мощностью 1—2 км имеет ритмично-грубофлишное строение и отличительные литолого-фациальные и текстурные особенности [4]. Мощность ритмопачек трансгрессивного типа — в среднем первые сотни метров. В низах разреза ритмопачек залегают грубообломочные и грубозернистые отложения — гравелиты, конгломераты, разнообразные песчаники, выше по разрезу они сменяются слоистыми алевролитами и затем — массивными алевролитами и аргиллитами. Мощность

грубозернистых пород от единиц до первых десятков метров; в разрезе значительно преобладают по объему глинистые разности. Внутри отдельных ритмопачек отмечается ритмика более высоких порядков (рис. 3).

Для толщи характерны: резкие изменения мощностей и фаций вкрест простирания; примесь вулканического материала; разнообразные типы слоистости (параллельная, косая, градационная турбидитовых потоков и др.) и текстур (седиментационного взламывания, взмучивания); явления локального размыва и переотложения слаболитифицированных гравелитов, конгломератов; конседиментационная складчатость. Эти особенности свидетельствуют об изменениях тектонического режима в процессе осадконакопления от относительного покоя до колебаний и, возможно, землетрясений.

Породы подвержены термодислокационному метаморфизму от серицит-хлоритовой субфации на севере до хлорит-биотитовой на юге. При этом стратифицированное оруденение располагается в породах переходной зоны, метаморфизованных до уровня не выше серицит-хлоритовой субфации [3]. По нашим наблюдениям на рудном поле это выражается в преобразовании цементирующей массы песчаников в регенерационно-кварц-слюдистый агрегат, отдельных прослоев среди аргиллитов — в филлитовые сланцы, что отвечает преобразованиям начальной стадии метаморфизма [7].

Рудовмещающая толща отличается рядом петрологических и геохимических особенностей от подстилающей и перекрывающей толщ. Так, в алевролитовой составляющей, преобладающей по объему, она несколько обеднена кремнеземом и глиноземом и обладает повышенной известковистостью, углеродистостью, а также содержит повышенные количества золота, мышьяка и других элементов-спутников золотого оруденения [2, 6]. По всему разрезу рудовмещающих отложений отмечается присутствие тонких рассеянных и сгустково-вкрапленных скоплений сульфидов (в основном пирита, в том числе фрамбоидального, пирротина, локально — арсенипирита), местами — микронных зерен золота. Хемогенное обогащение осадков карбонатной составляющей, а также сульфидами свидетельствует, по-видимому, об особенной фациальной

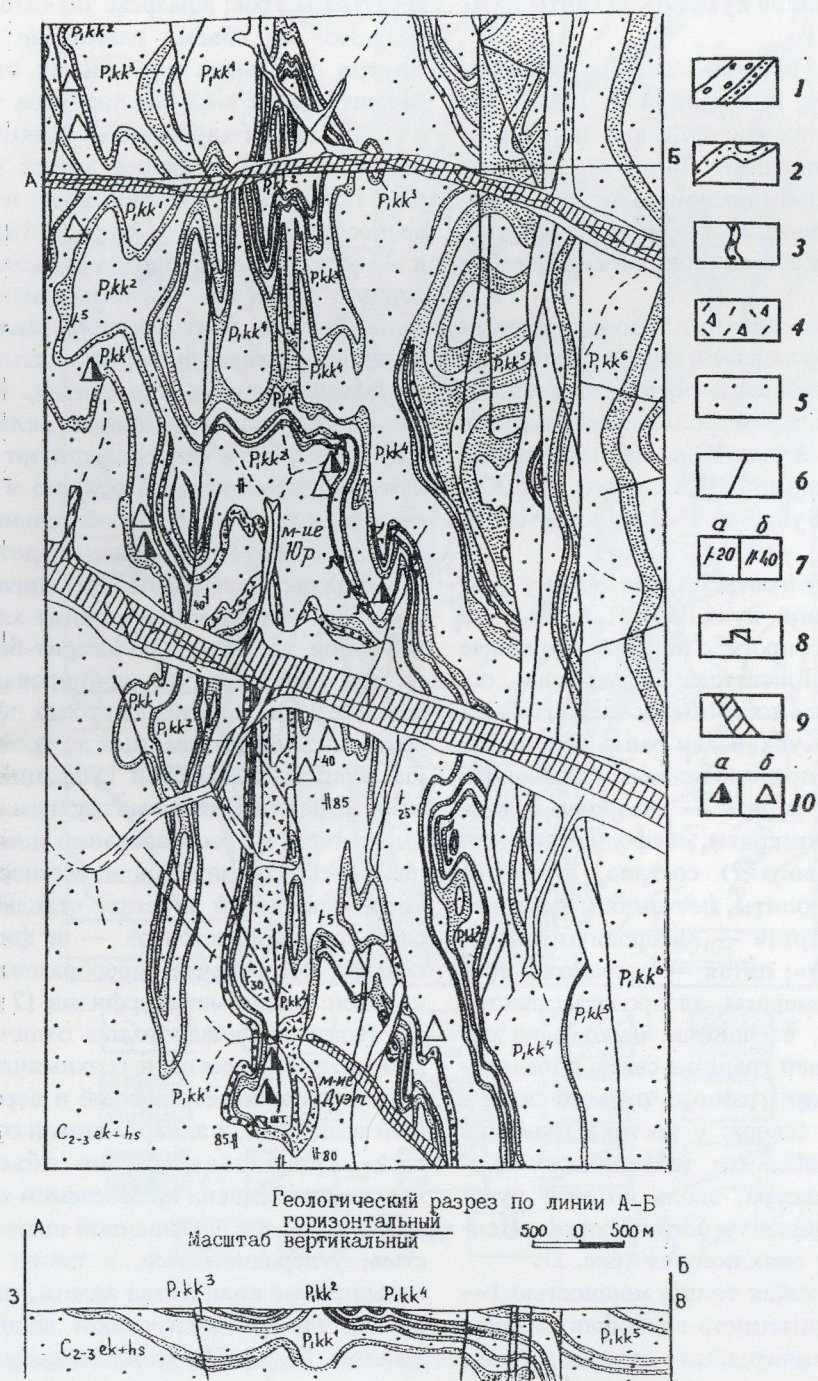


Рис. 2. Фрагмент геологической карты Дуэт-Бриндакитского рудного поля (центральная часть и южный фланг) (по материалам Аллах-Юньской ГРЭ):

маркирующие горизонты: 1 — конгломераты, «сланцевые конгломераты», 2 — песчаники, 3 — «рябчики»; 4 — туфодиамиктиты и туфы дацитового состава; 5 — алевролиты; 6 — тектонические нарушения; 7 — элементы залегания: а — слоистости, б — кливажа; 8 — подземные выработки; 9 — контуры отработанных россыпей золота; 10 — золотопоявления: а — месторождения и б — перспективные проявления

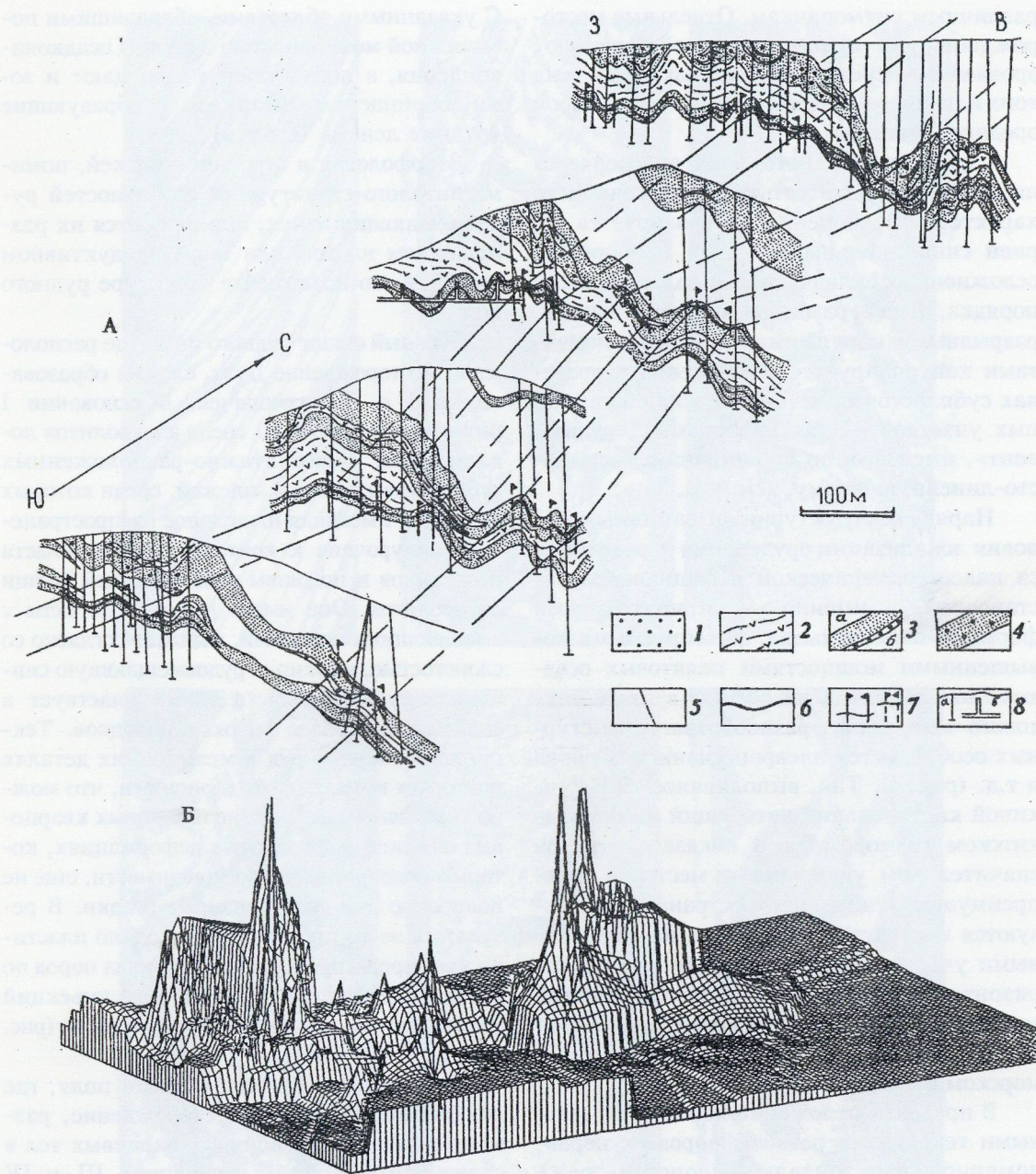


Рис. 3. Характер фациальной изменчивости рудовмещающей толщи и позиция рудных тел (лент) (А); распределение продуктивности в рудной ленте (Б) в разрезах Юрского месторождения (по данным Аллах-Юньской ГРЭ):

1 — алевролиты, углито-глинистые сланцы; 2 — то же, с примесью туфового материала; 3 — терригенные породы: а — песчаники, б — конгломераты, гравелиты; 4 — песчаники с брекчией алевролитов, так называемые «сланцевые конгломераты»; 5 — тектонические нарушения; 6 — золото-кварцевые внутрипластовые жилы; 7 — контуры рудных тел разных уровней; 8 — скважины, подземные горные выработки

обстановке осадконакопления рудоносной толщи, существовавшей, вероятно, в локальных впадинах палеобассейна и характеризующейся застойным сероводородным ре-

жимом водообмена в чередовании с периодическими тектоническими подвижками.

Оруденение локализуется на нескольких продуктивных уровнях, отвечающих

различным ритмопачкам. Отдельные месторождения на поверхности соответствуют эрозионным срезам золото-кварцевых жил того или иного уровня, при условии слабой эродированности.

Структура рудного поля определяется линейной складчатостью дисгармоничного характера. Оруденение контролируется серией синклинальных складок III порядка, осложненных складчатостью более высокого порядка, флексурами, кливажными зонами, разрывными нарушениями. Этими элементами контролируется размещение в пределах субпластовых залежей и жил обогащенных участков — так называемых «рудных лент», имеющих по простиранию прерывисто-линейную форму, (см. рис. 3).

Наряду со структурными факторами, условия локализации оруденения определяются палеогеографической и фациальной обстановкой, а именно — отрицательными формами палеорельефа, фиксируемыми повышенными мощностями пелитовых осадков, появлением в их составе вулканомиктового материала, разнообразием текстурных особенностей алевропесчанистых пород и т.д. (рис. 4). Так, выполненное Ю.Р.Ручкиной картирование литофаций на Бриндакитском месторождении показало, что на значительном удалении от месторождений преимущественным распространением пользуются неслоистые текстуры с непротяженными участками развития равномерной горизонтально-слоистой и пологоволнистой текстур. Такой рисунок пород характерен для областей спокойной седиментации в морском бассейне.

В пределах отложений пород с аномальными текстурами развиты породы с неравномерной горизонтально-слоистой, реже градиционной и косослоистой разнонаправленными текстурами, образующиеся в результате деятельности мутьевых потоков. Непосредственно на месторождениях они соседствуют с оползневыми и брекчиевыми текстурами, характерными для областей донных течений. К этим активным областям флишевых троговых впадин с донными течениями, мутьевыми потоками и повышенной мощностью рудовмещающих толщ, ограниченных продольными долгоживущими разломами, приурочены выявленные золоторудные месторождения и рудопроявления.

С указанными областями, обладавшими повышенной мобильностью в период осадконакопления, в последующем совпадают и зоны, обогащенные металлом и образующие «рудные ленты» (столбы).

Морфология и строение залежей, помимо литолого-структурных особенностей рудовмещающих пачек, определяются их размещением на том или ином продуктивном уровне и его позицией в структуре рудного поля.

Южный фланг рудного поля, где расположено месторождение Дуэт, сложен образованиями I и II ритмопачек. В основании I ритмопачки (I уровня) среди алевролитов локализуется серия этажно-расположенных субпластовых линз и залежей, среди которых основная, имеющая площадное распространение, приурочена к контакту кровли пласта песчаников и подошвы вышележащей толщи алевролитов. Она имеет четкие контакты с вмещающими породами, залегает согласно со слоистостью, маркируя рудовмещающую синклинальную складку, а также участвует в складчатости более высоких порядков. Тектурный рисунок руд в мельчайших деталях повторяет все элементы слоистости, что можно трактовать как участие пластовых кварцевых залежей в складчатых деформациях, которым подверглись по всей видимости, еще не полностью диагенезированные осадки. В результате этого процесса происходило пластическое перераспределение материала пород по тонким трещинам кливажа в виде инъекций глинистого материала в кварцевые тела (рис. 5).

В центральной части рудного поля, где локализовано Юрское месторождение, размещается серия послойных кварцевых тел в сближенных пластах песчаников III и IV ритмопачек, имеющих по сравнению с I незначительную мощность. В песчаниках субпластовая морфология жил сменяется послойной линейно-штокверковой, формирующейся из сочетания согласных жил и систем соединяющих их проводников, секущих слоистость прожилков выполнения, с преобладающей ролью первых.

В северной части рудного поля, где рудовмещающий разрез отличается существенным преобладанием песчаников, помимо согласных со слоистостью типичных пластовых тел, преобладают сочленяющиеся с ни-

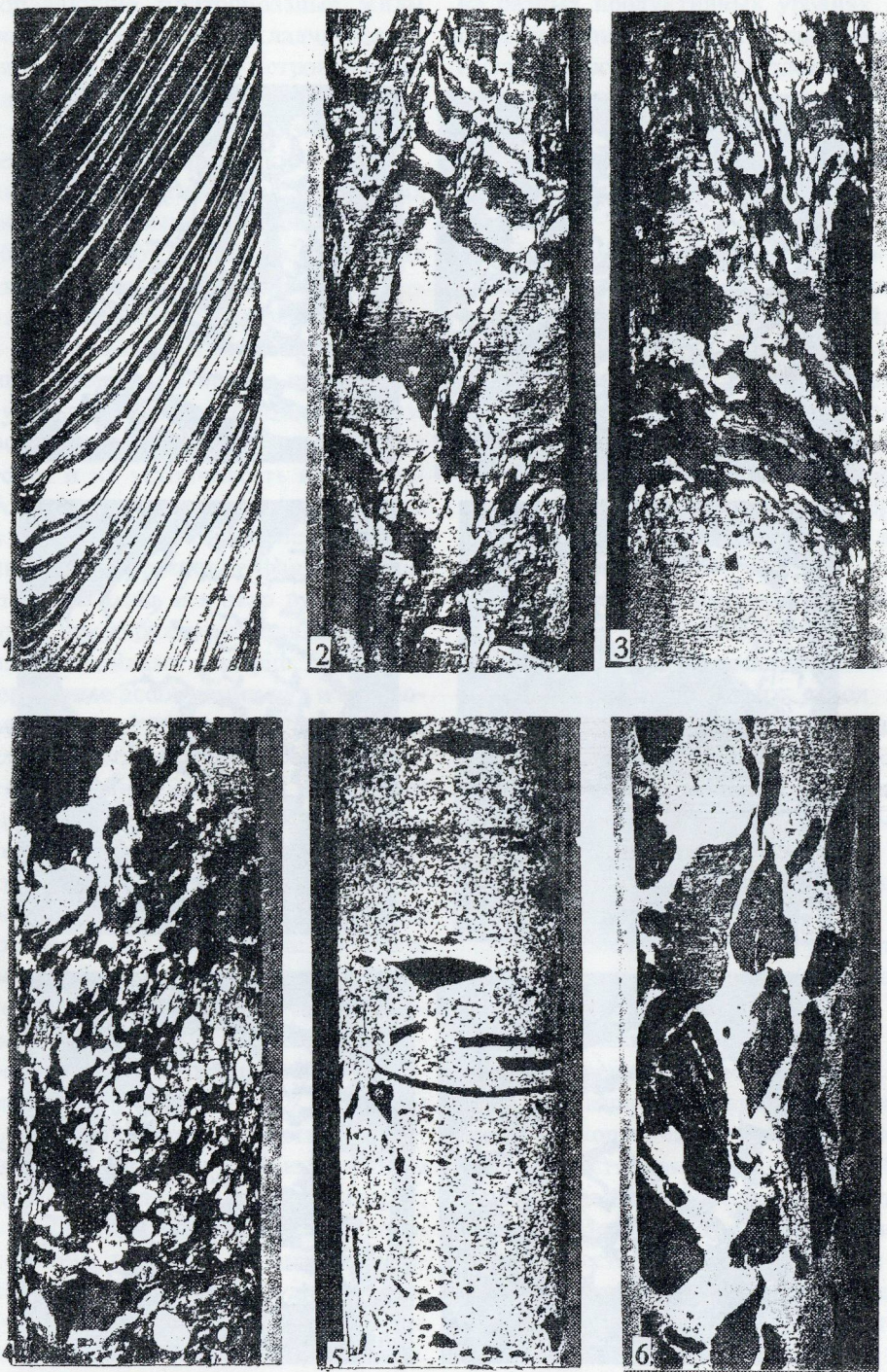


Рис. 4. Литолого-текстурные разновидности пород рудовмещающей толщи, 1/2 nat. вел. (фото из коллекции А.Г.Воларович):

1 — алевропесчаник (серое), переходящий в песчанистый алевролит (темное); слоистость параллельная и субпараллельная, с элементами косой; 2 — алевритистый песчаник с текстурами седиментационного взмучивания и проявлением грубого кливажа; 3 — песчаник, сменяющийся алевролитом с линзами и пропластками песчанистого материала; текстуры седиментационного взламывания, взмучивания; 4 — конгломерат, с алевро-песчанистой цементирующей массой; 5, 6 — песчаник и конгломерат с остроугольной брекчий алевролитов различной размерности («сланцевый конгломерат»)

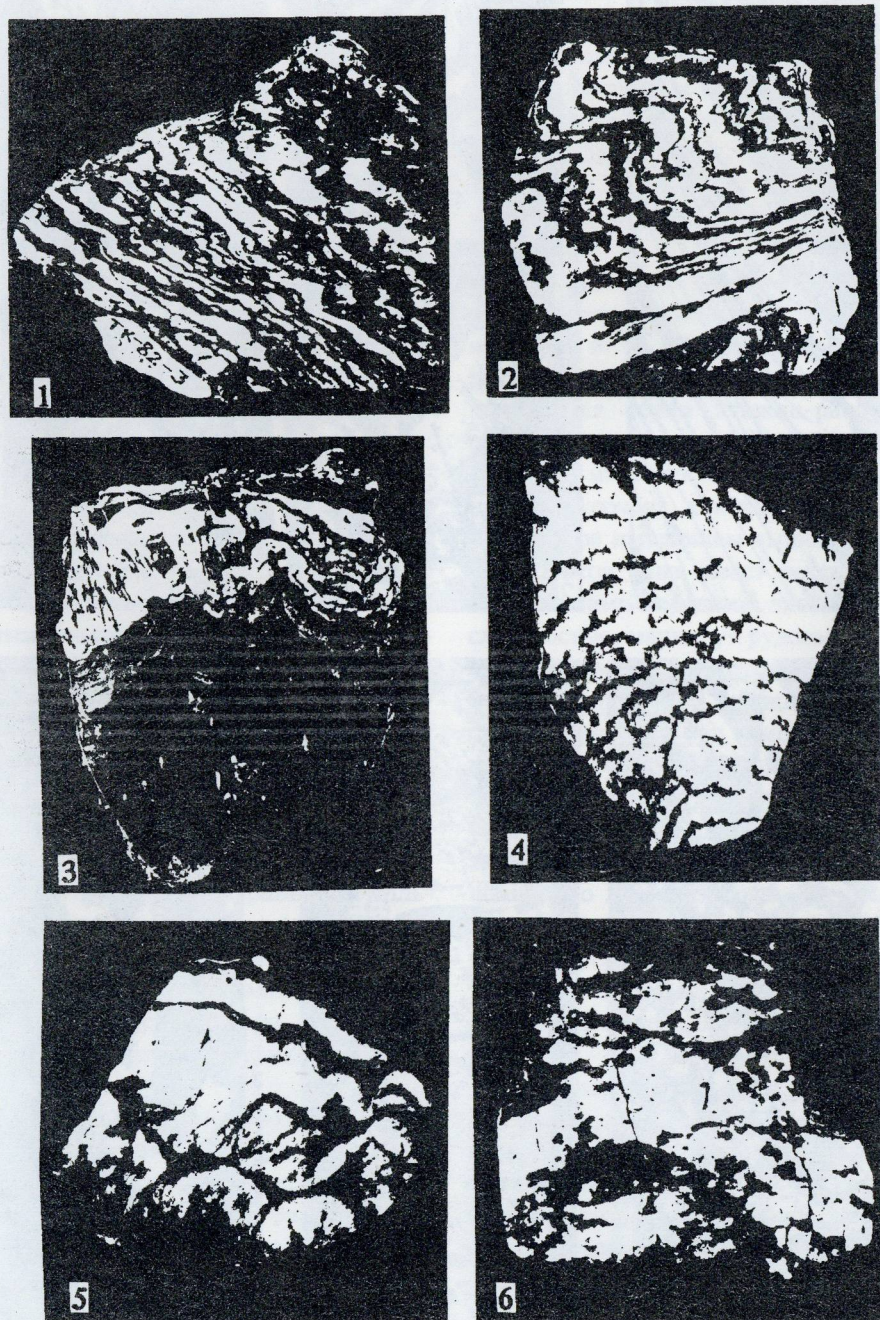


Рис. 5. Текстуры разновидности руд, 1/4 нат. вкл.:

1, 2 — тонкослоистый мелкоплойчатый кварц-алевролитовый агрегат; 3 — смятая в складки грубополосчатая кварцевая жила, с перераспределением, переориентировкой углисто-глинистого материала в кварце в процессе кливажа; 4 — метаморфизованный кварц реликтово-полосчатой текстуры; 5, 6 — метаморфизованный кварц грубополосчатой, псевдобрекчиевой текстуры с реликтами алевро-песчаникового материала, переориентированными в процессе рассланцевания и складчатых деформаций

ми крутопадающие плитообразные жилы выполнения, поперечные к складчатости и не выходящие за пределы 20-метровой мощности пласта песчаников. Они приурочены к сводам антиклинальных перегибов складок на месторождении Бриндакит.

Наблюдаемые соотношения разрывных нарушений с пластовыми кварцевыми телами (рис. 6) позволяют возраст их заложения трактовать как конседиментационный — син- или дорудный, с последующими последрудными смещениями. На перемещения по продольным разломам в период накопления осадков указывает резкая фациальная изменчивость пород вкрест простираения складчатости и их устойчивость по простираению. Активная деятельность продольных разломов в период осадконакопления, предопределявшая распределение фаций и мощностей, продолжилась и в этап рудообразования, когда эти структуры являлись рудоподводящими каналами (см. рис. 6).

Минеральные ассоциации руд и их пространственные соотношения. Рудные тела представлены обогащенными золотом узкими протяженными участками послойных кварцевых жил (т.н. «лентами»), совпадающими по простираению с направлением складчатых структур (см. рис. 3). Протяженность рудных лент от 200—300 м до 1,5 км по простираению, при ширине 40—60 м и мощности 0,7—1,5 м. Их положение определяется резкой фациальной изменчивостью вкрест простираения, что связано с активной ролью конседиментационных разломов. Рудные тела на 95—75 % сложены кварцем, в подчиненном количестве присутствует карбонат. Главные рудные минералы — арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, гематит, самородное золото, редко — халькопирит, крайне редко — аргентит и сульфосили серебра. Содержание рудных минералов — обычно не более 1 %, иногда возрастает до 3—5 % за счет арсенопирита. Продуктивная минеральная ассоциация — кварц-золото-галенит-сфалеритовая; средние содержания золота 15—30 г/т.

В строении послойных жил, залежей и околорудного пространства принимают участие несколько разновидностей кварцевого агрегата, различных по текстурным особенностям и находящихся в различных количественных соотношениях как в кварцевых телах

на разных продуктивных уровнях, так и в пределах одной залежи. В кварцевых телах среди алевролитов наблюдается смена тонкослоистого, мелкоплойчатого кварц-алевролитового материала от зальбандов к центральной части залежи тонкополосчатым «книжным» кварцем и далее — массивным белым.

Прослой глинистого вещества в кварцевом агрегате имеют отчетливо выраженную форму сутуровидных поверхностей, что отмечается и на многих однотипных зарубежных месторождениях и свидетельствует об их формировании при диагенетическом очищении кремнеземистого вещества. Такую же природу имеют овальные, скорлуповатые, а иногда отчетливо полусферические контакты кварцевых прожилков с вмещающими алевролитами.

Наблюдаются системы поперечных напластованию прожилков светло-серого кварца в тонкополосчатом, многоактная брекчия последнего и вмещающих пород в белом кварце. В кварцевых жилах среди песчаников, помимо перечисленных выше разновидностей, отмечаются сливной кварц пятнистой текстуры с «теньями» замещенных обломков песчаников и агрегат грубополосчатой текстуры с сериями пластин песчаников (см. рис. 6).

По особенностям текстурно-структурных разновидностей кварцевого агрегата, составу рудной минерализации и степени метаморфического преобразования выделяются 4 минеральных ассоциации:

1 — кварц-пирит-арсенопиритовая, слоистой мелкоплойчатой текстуры, развитая в краевых частях жил, содержит до 10—15 % слабо золотосодержащего арсенопирита и доли процента халькопирита и пирротина в виде вкрапленности в кварце низкой и средней степени метаморфизма, относительно насыщенном газовыми и газовой-жидкими включениями;

2 — существенно кварцевая ассоциация с реликтовой, полосчатой в различной степени, брекчиевой и массивной текстурой белого крупнозернистого кварцевого агрегата, претерпевшего интенсивные метаморфические преобразования, вплоть до превращения в гранулированный мелкозернистый агрегат с единичными газовыми включениями.

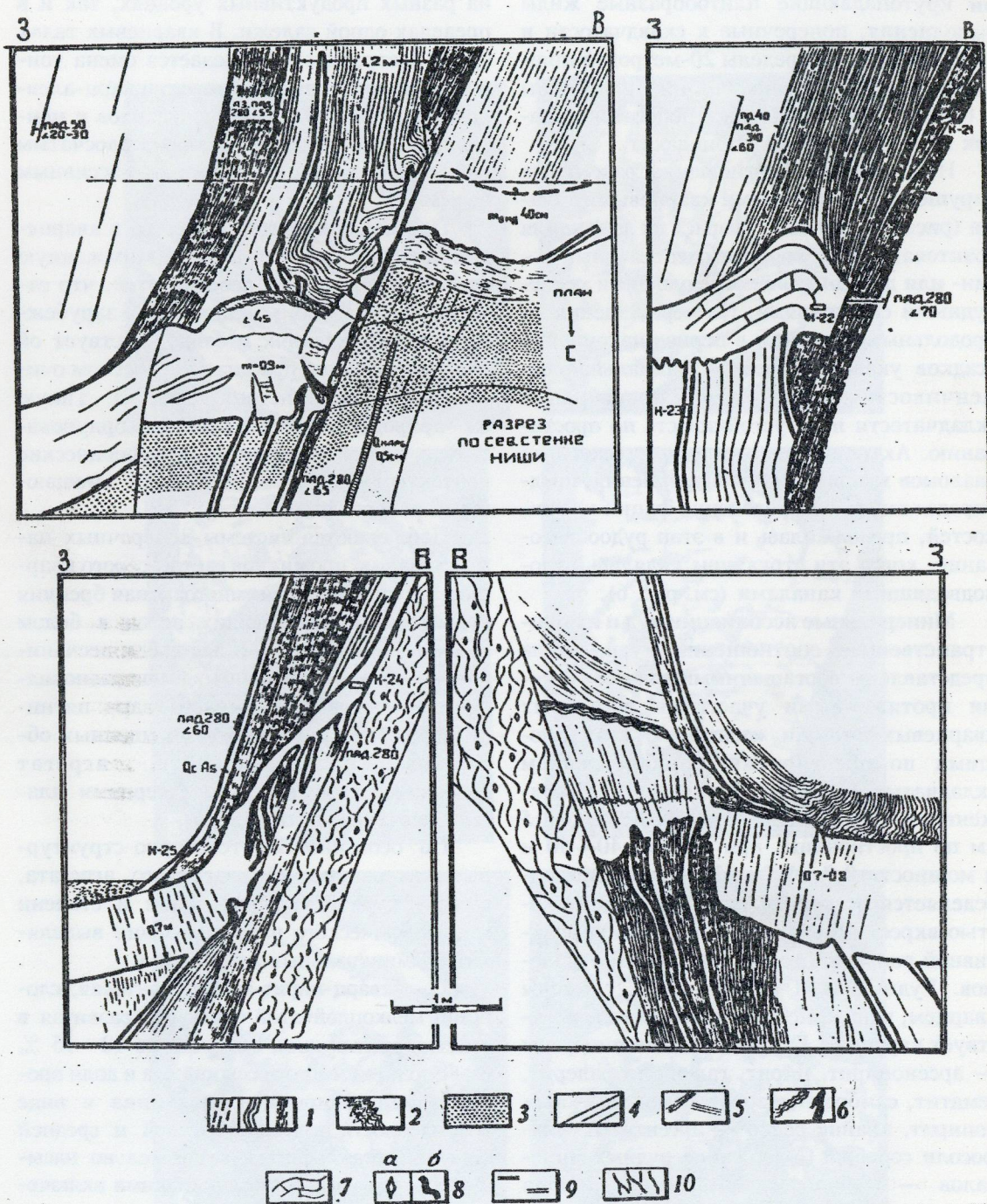


Рис. 6. Характер соотношений пластовой залежи с продольными нарушениями:

1 — в различной степени рассланцованные алевролиты; 2 — тонкоплойчатые «гофрированные» алевролиты; 3 — алевропесчаники; 4 — кварц массивный и с элементами полосчатости; 5 — реликты кварца полосчатой текстуры в массивном кварцевом агрегате; 6 — мелкоплойчатый агрегат алевролит-кварцевого состава (а), брекчия алевролитов в кварце (б); 7 — трещиноватость в кварце; 8 — вкрапленность во вмещающих породах: а — арсенопирита, б — массивного арсенопирита; 9 — элементы слоистости в алевролитах, проявленные прослойками песчанистого материала; 10 — тектонические нарушения с дресвой и глиной трения

Обе ассоциации участвуют в строении пластовых и послойных тел, в секущих жилах присутствует только вторая.

3 — продуктивная кварц-золото-галенит-сфалеритовая, тонкие прожилки которой приурочены к участкам наиболее высокой степени деформации кварцевого агрегата, вплоть до преобразования его в криптозернистый, с газово-жидкими и газовыми включениями; золотоносный арсенопирит, часто раздробленный и залеченный просечками самородного золота, сфалерит, галенит, аргентит и сульфосоли серебра;

4 — поздняя карбонат-кварцевая, слабая свиты маломощных прожилков лестничного типа в кварцевых залежах, с вкрапленностью слабозолотоносного арсенопирита, характеризующаяся признаками метаморфизма слабой и средней интенсивности, с большим количеством включений.

Золото является сквозным элементом рудного процесса и одним из самых распространенных рудных минералов. Оно присутствует в тонкодисперсной форме в арсенопирите, образующем оторочки крупных кристаллов около жил. Выделения самородного золота отмечаются в кварц-пирит-арсенопиритовой и продуктивной кварц-золото-галенит-сфалеритовой ассоциациях, оно присутствует в виде примесей в рудных минералах. На верхних продуктивных уровнях преобладает золото мелких классов крупности — 0,01—0,1 мм, на нижнем уровне — средних — 0,5—1 мм; значительно реже встречаются золотины крупнее 1—3 мм.

Главными морфологическими разновидностями самородного золота, по данным изучавшей его В.И.Щитовой, являются неправильные формы, подразделяющиеся на цементационные (80—90 %) и трещинно-прожилковые. Среди цементационных форм выделяются ячеисто-моховидные, губчатые, комбинированные и комковидные.

Цементационные формы золотины в целом изометричны со сложным рельефом поверхности и отпечатками минералов, которые наблюдаются в сростании с золотом. В отпрепарированном виде (растворение в HF и кипячение в HCl и HNO_3) такие золотины имеют пористое строение. Отмечаются также дендритовидные обособления и золотины, обладающие сложными, так называемыми смешанными формами, в которых на-

блюдается комбинация ксеноморфных выделений с хорошо образованными кристаллическими гранями или выступами. Подобные обособления образуют гирляндовые сростки, цементирующие, облекающие выделения галенита (нижний и верхний продуктивные уровни). В сростаниях самородного золота с галенитом встречаются и удлиненные выделения «иглоподобной» формы, со сглаженной поверхностью, иногда эти выделения золота «просекают» кристаллы галенита или нарастают на нем как на подложке.

Комковидные обособления неправильной формы распространены на нижнем и среднем продуктивных уровнях, как правило, в сростании с арсенопиритом, халькопиритом, реже с галенитом.

Трещинно-прожилковые формы самородного золота обычно имеют подчиненное значение. Они отличаются уплощенностью, сложной поверхностью, повторяющей неровности рельефа выполняемых ими трещин в арсенопирите, кварце. Для верхнего продуктивного уровня характерно пленочное золото (0,01—0,05 мм).

Изучение состава самородного золота проводилось атомно-абсорбционным методом (аналитики А.А.Чупахина, В.И.Платонова, 138 анализов). Проба самородного золота колеблется в интервале 600—980 на нижнем продуктивном уровне (средняя — 826) и 766—876 на верхних продуктивных уровнях (средняя — 828). При этом 96 % всех проб располагается в интервале 750—860, и лишь 4 % имеет разброс от 600 до 980.

Строение самородного золота, выявленное при помощи структурного травления раствором хромового ангидрита в соляной кислоте или царской водкой, характеризуется относительной однородностью, что согласуется с нешироким интервалом разброса его пробы. У единичных золотинов выявляется сложное строение, выражающееся в появлении более высокопробного золота в виде неясно очерченных пятен; реже — субграфических структур распада в виде сростаний двух разновидностей золота разной пробы. Внутреннее строение самородного золота верхних продуктивных уровней более сложное, отличается большим количеством неоднородностей, выражающихся в появлении: изометричных (0,01—0,03 мм) и прожилко-

видно-линзовидных обособлений более высокопробного Au-II, составляющего не более 1 % всего объема золотин; блокового строения с четкими границами блоков более высокопробного Au-II; тонких изогнутых полисинтетических двойников.

Химический состав самородного золота, по данным 35 количественных спектральных анализов на 18 элементов, характеризуется ограниченным набором элементов-примесей, включающим As, Cu, Pb, Sb; в единичных пробах отмечены Fe, Bi, Ni и Mn.

В пределах одного продуктивного уровня, погружающегося в северном направлении устанавливается зональность в размещении самородного золота. Она проявляется в изменчивости его размерности и набора элементов-примесей: так, на верхних гипсометрических отметках золото имеет размеры 0,01—0,2 мм, пробу порядка 790, в числе примесей отмечаются повышенные содержания свинца и сурьмы; на нижних отметках размеры золотин увеличиваются до 0,5—1,00 мм, проба 850, характерны примеси мышьяка и меди.

В совокупности описанные признаки морфологии и внутреннего строения золота: появление полисинтетических двойников, субграфических структур распада, высокопробных кайм и прожилков, а также (по данным [1]) притупление ребер и вершин кристаллов и появление каплевидных частиц, свидетельствуют об имевших место процессах частичной перекристаллизации (вплоть до возможной утраты золотом структурных неоднородностей на нижнем продуктивном уровне) в процессе интратрудного метаморфизма под действием интенсивных деформаций (литостатических, складчатых, термодислокационных и т.д.).

Результаты изучения остаточных вакуольных растворов в кварце методами хроматографии, гомогенизации и водных вытяжек позволяют предполагать, что рудообразующие растворы имели углеводородно-щелочно-хлоридный состав, с относительно высоким и стабильным содержанием углекислоты, а также метана, хлора и фтора на протяжении всего процесса минералообразования. Катионная часть растворов включала щелочи, при этом максимальные содержания калия характерны для ранних минеральных ассоциаций, а натрия — для

минеральных ассоциаций, образовавшихся до появления послерудного кварца. Температуры гомогенизации газожидких включений в кварце составляют от 380 до 100°C, примерно в таком же диапазоне варьируют температуры гомогенизации включений в «продуктивном» кварце. При этом в вакуолях содержатся лишь хлоридно-углеводородные растворы, щелочи же, видимо, выносятся в окружающее пространство.

Динамика изменчивости количества включений в кварце разных генераций свидетельствует об имевших место процессах их растрескивания и отжима растворов, с образованием метаморфогенных растворов, сформировавших поздние минеральные ассоциации.

Сопоставление с гидротермальными золоторудными месторождениями, например, в вулканогенных поясах, показывает, что кварцевый агрегат «терригенных» стратиформных руд на несколько порядков «суше», беднее газожидкими включениями, набор и состав последних много проще, чем в вулканогенных месторождениях, но при этом содержания углекислоты на порядок выше.

Зональность состава руд различных продуктивных уровней проявляется в обеднении снизу вверх набора рудогенных элементов, содержания которых на 1—2 порядка выше кларковых. Так, на нижнем уровне в него входят Au, As, Ag, Bi, In, на среднем уровне — Au, As, на верхнем — Au, As, Bi.

Руды различных продуктивных уровней отличаются также соотношением элементов-примесей в галените, арсенопирите, самородном золоте, вариациями свойств последнего, составом и характером включений в кварце. Наиболее вероятное объяснение этому явлению, по нашему мнению, заключается в эволюции геохимической обстановки и палеофациальных условий в период формирования той или иной ритмопачки рудовмещающего разреза, «материнской» для заключенного в ней оруденения, в совокупности с явлениями более позднего метаморфизма руд.

Выполненная С.Н. Жидковым и В.И. Лобачем детальная документация экспериментальных проб, отобранных задирковым способом, и анализ распределения золота показали, что основная часть золота

группируется в пределах довольно узкого (мощностью в первые сантиметры) «слоя» кварца, ограниченного песчано-алевритистыми прослоями. Этот слой может располагаться в любой части жилы и визуально не отличаться от основной массы жильного полосчатого кварцевого агрегата. Золото отмечается в виде отдельных вкраплений, а чаще в виде ореолов мельчайшей пыли. В основном видимое золото приурочено к песчано-алевролитовым прослоям в кварце, располагаясь на контактах. Иногда золото выходит за пределы обогащенного слоя, обычно по системе трещинок, ориентированных поперечно к мощности кварцевой жилы.

Для рудных тел характерны:

совмещение в пределах контура обогащенного участка вышеперечисленных минеральных ассоциаций;

«визуальное» присутствие минералов продуктивной ассоциации;

сочетание различных текстурных разновидностей кварцевого агрегата — полосчатой и массивной, при оптимальном соотношении их, по данным В.И.Лобача, около — 1:5;

мощность рудных залежей не менее 0,6 м.

Модель рудообразующей системы. Еще в 60-е годы месторождения этого типа безоговорочно относились к гидротермальным мезотермального класса с «наложенными» продуктивными ассоциациями.

В соответствии с приведенными выше геологическими характеристиками оруденения (контроль элементами палеогеографической обстановки, особенности строения рудовмещающей толщи, обусловленные спецификой тектонического режима, морфологические особенности жил и их строение и т.д.), начало формирования рудоносных тел следует, вероятно, связывать с периодом осадконакопления и одновременно диагенеза (для нижних слоев толщи), происходившего в активном тектоническом режиме, с поступлением на дно палеобассейна золотоносных растворов. Их плотная, кремнистая часть, вероятно, отлагалась на дне палеобассейна, другая — водно-флюидная поступала в воды морского бассейна и растворялась в них.

Гипотеза биоминерализации [9] и данные по сорбции золота глинистыми частицами, полученные Э.И. и В.П.Фишерами в 1984 г., позволяют предполагать возможность аккумуляции

микроорганизмами и сорбции глинистыми частицами коллоидного золота, поставляемого в морской бассейн гидротермальными растворами и обогащение им пелитовых осадков.

Схема преобразования морских терригенных осадков, при погружении на глубины 1—4 и более км и литогенезе включает в себя [12]:

дегидратацию глин с удалением поровых растворов, а затем и химически связанной воды, при переходе монтмориллонита в гидрослюда, а затем в серицит;

образование вследствие этого зон разуплотнения и аномально высоких пластовых давлений;

значительное обводнение глин и резкое усиление их пластичности, приводящие к возникновению ослабленных областей, вдоль которых возможны самые разнообразные тектонические деформации (дисгармоничная складчатость, срывы, надвиги и как результат катастрофических разгрузок — образование горизонтов с включениями).

Текстурные особенности песчаных пород, слагающих рудовмещающие горизонты, наличие в них своеобразных «сланцевых конгломератов» вполне отвечает механизму возникновения гидроразрывов и глубинных плывунов.

В процессе дегидратации из глин в разломы, трещины, в слабо уплотняющиеся песчаные прослои поступают газОВО-водные растворы, содержащие благодаря жизнедеятельности бактерий повышенные количества углекислоты, сероводорода и битумоидов, возникающих при разложении рассеянного органического вещества. Это увеличивает способность вод к мобилизации металлов, кальция и кремнекислоты, которая присутствует в глинистых осадках в виде раковин, зерен кварца или его коллоидных сгустков, заполняющих поры. Установлено, что при погружении глин на большие глубины с повышением температуры возрастает растворимость кремнезема.

Для определения источника серы нами выполнены, совместно с Н.М.Заири и А.П.Глуховым, изотопные исследования (20 проб). По составу и условиям нахождения анализируемого материала выделяются 3 группы проб, в которых на изотопный состав серы исследованы: арсениопирит из кварцевых залежей, арсениопирит из полуметрового по мощности около-

рудного ореола вкрапленности во вмещающих породах и разнообразные разновидности пирита из рудовмещающего разреза.

Разброс единичных значений σS^{34} , выраженный через стандартное отклонение, охватывает довольно узкий диапазон величин от +0,8 до -11,5 ‰. При этом отмечается несколько различная степень обогащения легким изотопом сульфидов из жил, околорудного ореола и вмещающих образований. Наибольшее обогащение легким изотопом серы наблюдается у тонкой рассеянной седиментационно-диагенетической вкрапленности пирита в углеродисто-терригенных осадках. Эта вкрапленность пирита возникла, вероятно за счет сероводорода биогенного происхождения: разброс величин σS^{34} от +0,6 до -11,5 ‰, преобладают средние и высокие абсолютные значения с отрицательным знаком, среднее — -5,1 ‰.

Непосредственно рудная минерализация в кварце, по сравнению с предыдущей группой сульфидов, незначительно обогащена легким изотопом серы: разброс значений σS^{34} от +0,5 до -5,6 ‰, преобладают низкие и средние абсолютные значения с отрицательным знаком, среднее σS^{34} — -1,9 ‰.

Крупнокристаллический (метаморфогенно-метасоматический?) арсенопирит из околорудного ореола обладает наиболее близкими к нулевым величинами σS^{34} : от +0,8 до -0,1 ‰, среднее (+0,3 ‰), незначительно преобладают низкие абсолютные значения с положительным знаком.

Выстроенные по горизонтальной шкале значения σS^{34} для трех вышеописанных групп сульфидов располагаются слева направо (от положительных к отрицательным) следующим образом: околорудная метаморфогенно-метасоматическая вкрапленность, с минимальным обогащением тяжелой, частично — легкой серой, с близкими к метеоритному стандарту соотношениями; затем — рудная вкрапленность, гидротермально-метаморфогенная, с невысокими значениями легкой серы, далее — рассеянная седиментогенно-диагенетическая вкрапленность пирита во вмещающих породах, наиболее существенно обогащенная легкой серой.

Имеющиеся данные позволяют высказать следующие предположения.

В процессе рудообразования происходит

перераспределение изотопов серы от седиментогенных образований к гидротермально-осадочным и метаморфическим. Среди седиментогенных скоплений наибольшее обогащение легким изотопом серы наблюдается в верхних частях разреза (на среднем горизонте σS^{34} равна -4,6 ‰, на верхнем горизонте — -11,5 ‰).

В качестве источников серы можно предполагать, с большей или меньшей степенью достоверности, коровую серу биогенного происхождения из вмещающих осадков, и глубинную серу, поступавшую в бассейн осадконакопления в процессе возможной подводной гидротермальной деятельности.

Процессы диагенеза, формирование продуктивной толщи и рудоотложения сопровождалось конседиментационной складчатостью, захватившей нелитифицированные осадки.

Важно отметить, что кливажные структуры, которым некоторые исследователи придают большое рудоконтролирующее значение, формировались уже при катагенетических преобразованиях пород в участках оползневой или приразломной складчатости, при этом по направлениям кливажирования глинистый материал инъецировал в кварцевые тела, что является еще одним аргументом в пользу сингенетического формирования последних.

Неоднократная активизация рудоподводящих разломов в период осадконакопления могла привести как к отложению на палеоперехватной поверхности дна бассейна прослоев, обогащенных рудогенными элементами и возможно, кремнеземом, при дальнейшем погружении подвергшихся литификации и диагенезу, так и к растрескиванию уже литифицированных песчаниковых прослоев и их окварцеванию под экраном вышележащих прослоев глинистых осадков, перекрывающих разломы в период относительного покоя.

Активизацией продольных разломов и вертикальными движениями по ним в период осадконакопления объясняется резкая фациальная изменчивость вкряст простирания структур и приуроченность к таким участкам богатых рудных лент.

На основании особенностей внутреннего строения жильного кварца и рудных минералов, в т.ч. золота, доказывается кристаллиза-

ция жил из вязких коллоидных растворов [11]. К этим особенностям относятся:

наличие в жилах линз (5×15 см) опалесцирующего халцедоновидного кварца, а также его сферических выделений, которые имеют диаметр около 2 мм и нередко фиксируются при отборе монофракций под биноклем;

наличие в газовой-жидких включениях кристалликов альфа-квистобалита, представляющего собой опаловидную модификацию кремнезема, в которой содержится большое количество конституционной воды;

часто наблюдаемые в жильном кварце полигональные трещины, обычно возникающие в процессе синерезиса коллоидных образований; вдоль них, а также на участках их сопряжения местами располагаются скопления ультрамелких вакуолей;

глобулярная микроструктура жильного кварца;

наличие желваковых выделений арсенипирита в замкнутых зонально построенных вакуолях кварца;

округлые выделения галенита с характерной скорлуповатой отдельностью, бугорчатым рельефом поверхности и концентрическими трещинками отдельности, подчеркнутыми треугольниками выкрашивания;

существование «твердого раствора» золото-арсенипирит, образующего дендриты золота;

наличие в сгустковых овально-каплевидных золотилах целого ряда зародышевых центров кристаллизации с ясно выраженным концентрически-зональным строением, которое имеет большое сходство с коллоидной структурой рудных минералов.

Конседиментационный характер тектонических движений в процессе чередования этапов сжатия и растяжения обуславливал, вероятно, возможность существования как открытых, так и закрытых гидротермальных систем, с поступлением растворов на дно палеобассейна и выполнением полостей отслаивания и трещин. Дальнейший динамо- и термодислокационный метаморфизм в процессе приразломной складчатости и внутрирудной тектоники привел к окончательному «оформлению» кварцевых тел (залей, послойных жил и штокверков) в их настоящем виде, характеризующемся признаками син- и эпигенеза, следами неоднократной ремобилизации и перегруппировки минерального веще-

ства в виде «наложенной» продуктивной минерализации, послепродуктивных лестничных жил кварц-карбонатного состава внутри алеврит-кварцевых залежей и кварцевых жил, текстурно-структурных особенностей кварцевого агрегата. В целом комплекс событий, приведших к формированию оруденения, следует, очевидно, рассматривать как цепь повторяющихся взаимосвязанных процессов: осадконакопление, сопряженное с поступлением рудоносных растворов и обогащением отдельных прослоев рудогенными элементами и коллоидным кремнеземом; метаморфизм погружения, отжим поровых вод и литификация осадков, с образованием пластичных и хрупких прослоев, в дальнейшем выполнявших роль экранов, либо коллекторов трещиноватости; складчатость различных этапов, дислокационный метаморфизм и метаморфогенная сегрегация, перегруппировка и переотложение минерального вещества, мобилизация и ремобилизация золота и рудогенных элементов.

Таким образом, золото-кварцевые рудные залежи в турбидитах имеют характерные признаки стратиформных рудных образований. Их геологические особенности сводятся к следующему.

1. Наличие узких грабен-синклинальных прогибов, в которых формирование пелитовых и алевритовых осадков и поступающих синхронно с осадконакоплением золотоносных растворов шло в активном тектоническом режиме на фоне конседиментационной и гравитационной складчатости.

2. Ритмичность рудовмещающей толщи и многократное поступление рудного вещества обуславливает многоярусное расположение рудных тел.

3. Резкая фаціальная изменчивость рудовмещающих толщ вкост простирания и наличие линейных палеопротгибов определяют положение обогащенных рудных лент в пределах залежей.

4. Тонкая ритмичность золото-кварцевых залежей и наличие маломощных, но прослеживающихся на большое расстояние обогащенных «слоев» кварца внутри рудной залежи характеризуют распределение золота в стратиформном типе оруденения.

5. Наиболее удовлетворительно приведенные фактические данные объясняются

длительным гетерогенным механизмом формирования руд, включающим параллельное и последовательное проявление гидротермального, осадочного и метаморфического процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозерцева Н.В., Силичев М.К. Минеральный состав и геохимические особенности стратифицированных золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклиниория // Сб. науч. трудов ЯФ АН СССР. 9 отд. минерал. о-ва. — Якутск, 1985. С. 10—16.
2. Кокин А.В. Мышьяковая Южно-Верхоянская геохимическая провинция // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 74—81.
3. Кокин А.В., Андриянов Н.Г. Золоторудная минерализация Юго-Восточной Якутии с позиций тектоно-фациального анализа / Тектонофации и геология рудных объектов. — Алма-Ата: Наука, 1989. С. 15—29.
4. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения / Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю., Щитова В.И., Жидков С.Н., Слезко В.А. // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 59—69.
5. Константинов М.М. Стратиформное золотое оруденение — достижения и проблемы построения моделей рудообразующих систем // Руды и металлы. 1993. № 1—2. С. 14—19.
6. Минералого-геохимические элементы поисковой модели стратиформного золото-кварцевого оруденения в терригенном комплексе / Косовец Т.И., Карпинский Н.И., Мухаметова Н.А., Орлова Г.Ю., Щитова В.И. // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 85—92.
7. Коссовская А.Г., Шутлов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозоя и верхнего палеозоя отложений Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103. № 6. С. 1085—1087.
8. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области / Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гудков А.А., Гусев Г.С., Деньгин Э.В., Штех Г.И. — М.: Наука, 1968.
9. Овчаренко Ф.Д., Ульберг З.Р., Гарбар С.В. и др. Механизм биогенного формирования аутигенных включений золота в тонкодисперсных осадках // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 3. С. 711—713.
10. Ручкина Ю.Р. Обстановка накопления и типы органического вещества золотоносных черносланцевых отложений // Руды и металлы. 1993. № 3—6. С. 25—27.
11. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Роль коллоидов в формировании согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Вып. 5. 1986. Ч. 115. С. 563—568.
12. Холодов В.Н. Стратисфера — источник рудоносных растворов? // Природа. 1990. № 4. С. 10—17.
13. Шер С.Д. Металлогения золота. — М.: Недра, 1972. Ч. 1.
14. Alan L. Sander. Light Stable Isotope for a Metamorphogenic Origin for Bedding-Parallel, Gold-Bearing Veins in Cambrian Flysch, Meguma Group, Nova Scotia // Pap. 8th Quadrennial Symp. Int. Assoc. Genes. Ore Depos. (IAGOD) (Ottawa, Aug. 12—18, 1990 y.). — Explor. Mining Geol. 1992. V. 1. № 1. P. 69—79.
15. Henderson J.K., Henderson M.N. Crack-seal texture in bedding-parallel, gold-bearing, columnar-quartz veins: evidence of fossil wafer sills // Pap. Geol. Surv. Can. 1990. P. 163—168.
16. Lindgren W. Mineral deposits, 4th ed. — New York, 1933.
17. Sheaker J.T. Carolin mines: a geological update // Western Miner. 1983. V. 58. № 11. P. 21—24.
18. Tomkinson Marcus J. Gold Mineralization in Phyllonites at the Haile Mine, South Carolina // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 1392—1400.
19. Smith P.K. Geology of the Cochrane Hill gold deposit, Guysborough County, Nova Scotia // Geol. Surv. Canada. 1983. № 83-1B.

Konstantinov M. M., Kosovets T. N.

GOLD-QUARTZ DEPOSITS IN TURBIDITES OF SOUTHERN YAKUTIA

The conditions of localization of ore deposits in a rhythmically alternating section of terrigenous deposits belonging to the Verkhoyansky complex are characterized. Ore-bearing deposits are found to be confined to a local paleotrough of consedimentation origin exhibiting sharp facial variability of rocks across its strike, which is due to the active geodynamic sedimentation regime and benthic turbid flows. The conform gold-quartz bodies feature multistage bedding and are confined to the bottoms of terrigenous rhythms. It is shown that bands with rich gold-quartz ores are related to the zones of sharp facies changes. A hypothesis of heterogenous formation of ores is developed; it involves the manifestations of hydrothermal-sedimentary and metamorphic processes.

УДК 553.875.065

© А. В. Козлов, 1996

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ РУДНОЙ И ХРУСТАЛЕНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

А. В. КОЗЛОВ (Санкт-Петербургский государственный горный институт)

Показано, что причины разобщенности в пространстве и времени рудной и хрусталеносной минерализаций заключаются в специфике порождающих их гидротермальных систем: высокоградиентных и энергоемких при рудообразовании и низкоградиентных со структурной перестройкой кремнезема при хрусталеобразовании.

Вопрос о взаимоотношениях хрусталеносной и рудной минерализаций был поставлен в 50-х годах в связи с углубленным изучением месторождений горного хрусталя и осмыслением их позиции в рамках группы эндогенных месторождений. Большинство исследователей был признан вывод об антагонизме хрусталеносной и рудной минерализаций [10, 8]. Позже при разработке методики прогнозирования хрусталеносных площадей этот вывод подтвердился, и было установлено, что характерной чертой геоантиклинальных поднятий складчатых областей и сводово-купольных поднятий щитов, в пределах которых находятся известные хрусталеносные провинции, является преобладание именно хрусталеносной минерализации, доля которой от общего количества гидротермальных проявлений всех полезных ископаемых составляет от 50 до 95 % [15]. Так, Л.В.Оганесян отмечает, что Алданская хрусталеносная провинция пространственно обособлена от Центрально-Алданского золотоносного района; в пределах провинции полностью отсутствуют также гидротермальные металлоносные жилы [13]. В последние годы исследования в этой области возобновились в связи с переоценкой рудности некоторых хрусталеносных районов Урала, которые ранее считались практически стерильными в отношении проявления промышленной рудной минерализации. По результатам этих исследований был сформулирован вывод о сопряженном образовании и совмещении в пространстве хрусталеносной и золоторудной минерализаций [14]. Таким образом, взгляд на проблему взаимоотношений хрусталеносной и рудной

минерализаций менялся от отрицания пространственно-временного совмещения этих минерализаций до утверждения их сопряженности в пространстве и времени. На углубленное изучение характера связи этих процессов и выявление генетических причин установленных взаимоотношений и были направлены исследования, результаты которых изложены в настоящей работе.

Прежде чем перейти к обсуждению основных результатов исследований, необходимо коснуться одного принципиального момента. Как кристаллы кварца, так и рудные минералы пользуются очень широким распространением на самых разнообразных гидротермальных минеральных объектах. На месторождениях горного хрусталя широко распространены рудные минералы, которых, по одной из последних сводок по месторождениям горного хрусталя Приполярного Урала, насчитывается более 40 видов [19]. Кристаллы же кварца — совершенно обычная для большого круга рудных объектов минеральная форма кремнезема. Такое совмещение рудных минералов и кристаллов кварца никем не оспаривается и совершенно естественно в связи с доминирующей распространенностью кремнезема в земной коре. Поэтому, когда ставится вопрос об антагонизме или сосуществовании рудной и хрусталеносной минерализаций, то имеется в виду отсутствие или наличие пространственно-временной связи промышленных рудных концентраций с промышленными скоплениями горного хрусталя.

На основе анализа многочисленных данных по месторождениям горного хрусталя и рудным объектам можно сформулировать два эмпирических вывода.

1. Не известно ни одного промышленного эндогенного месторождения горного хрусталя, на котором бы попутно добывалось золото или другие металлические полезные ископаемые, но в непромышленных количествах рудные минералы широко представлены среди минерального выполнения хрустальных гнезд.

2. На рудных месторождениях довольно часто проявляется хрусталеносная минерализация, иногда — в количествах, достаточных для попутной добычи. Добывается преимущественно плавочное, ограночное и коллекционное сырье, представленное кристаллами кварца довольно низкого качества, но очень редко и в небольших количествах — пьезокварцевое и оптическое сырье, блоки которого выкраиваются из наиболее высококачественных кристаллов.

Пространственно-временные взаимоотношения хрусталеносной и рудной минерализаций. В качестве базового региона для рассмотрения этой проблемы был выбран Урал, являющийся крупнейшей в России хрусталеносной провинцией и одной из ведущих рудных провинций. В соответствии с типизацией складчатых систем для металлогенических целей [17] Урал относится к I типу складчатых систем, характеризующихся полным проявлением цикла Вильсона, который включает в себя континентальный рифтогенез, океанический спрединг, формирование островных дуг, субдукцию океанической коры под континентальную, коллизию смежных континентальных плит. Земная кора складчатых систем данного типа имеет гетерогенный состав и включает в себя блоки, развивающиеся как на океанической, так и на континентальной или промежуточной коре. По характеру и степени последующих деформаций Урал относится [17] к слабо деформированным складчатым системам, в которых сохранились все основные структурно-формационные зоны.

В Уральской складчатой области хрусталеносная минерализация широко проявлена на территории Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий, в пределах которых выделяются соответственно Приполярно-Уральская и Южно-Уральская хрусталеносные субпровинции. Первая из них связана с комплексом доуралид внешних зон Уральского складчатого пояса, а вторая — с

доуралидами внутренних зон. Преобладающее же рудообразование на Урале, по данным Л.Н.Овчинникова [12], связано с Главным геосинклинальным поясом уралид и, в меньшей степени, с ограничивающим его с востока Восточно-Уральским поднятием, на долю которых при 30 % занимаемой ими общей площади Урала, приходится более 75 % суммарных учтенных запасов всех рудных месторождений в его пределах. По оценке А.В.Осинского, геосинклинальным поднятиям, в пределах которых размещаются хрусталеносные субпровинции Урала, кроме хрусталеносной свойственны только слабо проявленные золоторудная, молибденовая, вольфрамовая, редкометальная и амфибол-асбестовая минерализации, причем только золоторудная образует небольшие месторождения. Хрусталеносная минерализация в них составляет от 50 до 90 % всех известных в данной структуре проявлений и месторождений полезных ископаемых гидротермального генезиса, локализованных в прото- и геосинклинальных структурных комплексах [15]. Исходя из приведенных данных, можно констатировать, что в пределах Урала в целом ореолы максимального проявления хрусталеносной и рудной минерализаций разобщены.

Продолжим анализ этой проблемы на примере более локальной площади — крупнейшей на Урале Приполярноуральской хрусталеносной субпровинции, в пределах которой в последнее время активизировались поисковые работы на коренные источники рудной (преимущественно золоторудной) минерализации и более 10 лет идет отработка россыпных месторождений золота. В этом регионе все известные проявления и месторождения эндогенной рудной минерализации можно разделить на два основных типа.

1. Вольфрам-молибденовые (иногда с Та, Nb) проявления, связанные с эндо- и экзоконтактами гранитоидных интрузивов. Наиболее широко этот тип распространен в южной части Приполярного Урала, где он связан с массивами гранитоидов Сальнерско-Маньхамбовского комплекса, а наибольшего развития достигает в пределах Малопатокской вулканоплутонической структуры (проявления Малопатокское, Холодное и др.), которая практически лишена хруста-

леносной минерализации. В северной части провинции аналогичное молибденовое проявление выявлено в пределах Лапчавожского гранодиоритового массива.

2. Жильные золото-полиметаллические проявления в долгоживущих тектонических зонах. К этому типу относятся проявления Яротской рудоносной площади в пределах Вангыро-Маньинской зоны разломов; проявления Салеяхинской, Народнинской, Понъюсской и Пальникшорской рудоносных площадей, которые тяготеют к дуговым и кольцевым разломам, обрамляющим северную активизированную часть Хобеинского гранито-гнейсового купола, выделяемую в качестве Верхнекожимской кольцевой структуры; серия проявлений в северном эндо- и экзоконтакте Народнинского гранитного массива в пределах Косью-Тынаготской зоны разломов (рудопроявления Синилга, Пологое). Ряд проявлений, часть из которых изучается и в настоящее время, контролируется Росомахинской и Малдинской продольными долгоживущими тектоническими зонами.

В целом, судя по ситуации, отраженной на представленной схеме (рис. 1), можно отметить несовпадение геологической позиции хрусталеносной и рудной минерализаций и в этом масштабе. В самой северной части провинции отмечается некоторое перекрытие полей развития хрусталеносной и рудной минерализаций, но при более детальном анализе выявляется преимущественное развитие рудной минерализации в пределах зон долгоживущих разломов с преобладанием хрусталеносной минерализации внутри блоков, обрамляемых этими разломами.

Проанализируем эту ситуацию более детально на примере одного из наиболее богатых проявлениями хрусталеносной и рудной минерализаций Желаннинского хрусталеносного узла северной части Приполярноуральской хрусталеносной субпровинции. Детальное минералогическое картирование этой площади, при хорошей обнаженности и высокой насыщенности хрусталеносной минерализацией в ее пределах, позволили отобразить плотность развития хрусталепроявлений в виде изолиний (рис. 2), на основании статистической обработки пространственного положения 416 хрусталепро-

явлений. После вынесения на эту схему точек проявления рудной минерализации становится очевидной пространственная разобщенность хрусталеносной и рудной минерализаций и в этом масштабе, при очень незначительном перекрытии ореолов их распространения.

Для объективной оценки взаимоотношений рудной и хрусталеносной минерализации необходимо сопоставить их позицию не только в пространственных, но и во временных координатах. В ряде случаев этот вопрос решается достаточно просто. Например, все рудопроявления, пространственно-генетически связанные с интрузивным магматизмом, по возрасту близки последнему, рифей-вендскому, т.е. не моложе 570 млн. лет [18], в то время как достоверно установленный возраст хрусталеносной минерализации — пермский, 240—270 млн. лет [8]. Иногда отмечается пространственное совмещение разновозрастной хрусталеносной и рудной минерализаций. В этом случае наблюдается переотложение рудных минералов в гнездах, причем рудные минералы обычно переотлагаются на завершающих стадиях процесса хрусталеобразования [3]. Например, на месторождении Пелингичей-3, которое расположено в карбонатных породах рифея на их контакте с гранодиоритами Лапчавожского массива, отмечается шеелитовая минерализация скарноидного типа. Шеелит образует гнезда в скарированных доломитовых мраморах, где он представлен крупнокристаллическим агрегатом яркого янтарно-желтого цвета метасоматического происхождения. Шеелит из хрустальных гнезд обычно образует хорошо ограниченные кристаллы и имеет более бледную желтую окраску. На этом же месторождении совместно с горным хрусталем в небольших количествах отмечаются сфалерит, галенит и блеклая руда, а на его западном фланге (участок Левобережный) В.В.Букановым описан кристалл кварца с включением самородного золота [3]. С рассматриваемых позиций такая находка вполне естественна, поскольку участок Левобережный находится в непосредственной близости от контакта линзы доломитовых мраморов, вмещающих хрусталеносную минерализацию, и перекрывающих их метаморфизованных кор выветривания кембрийского возраста и базаль-

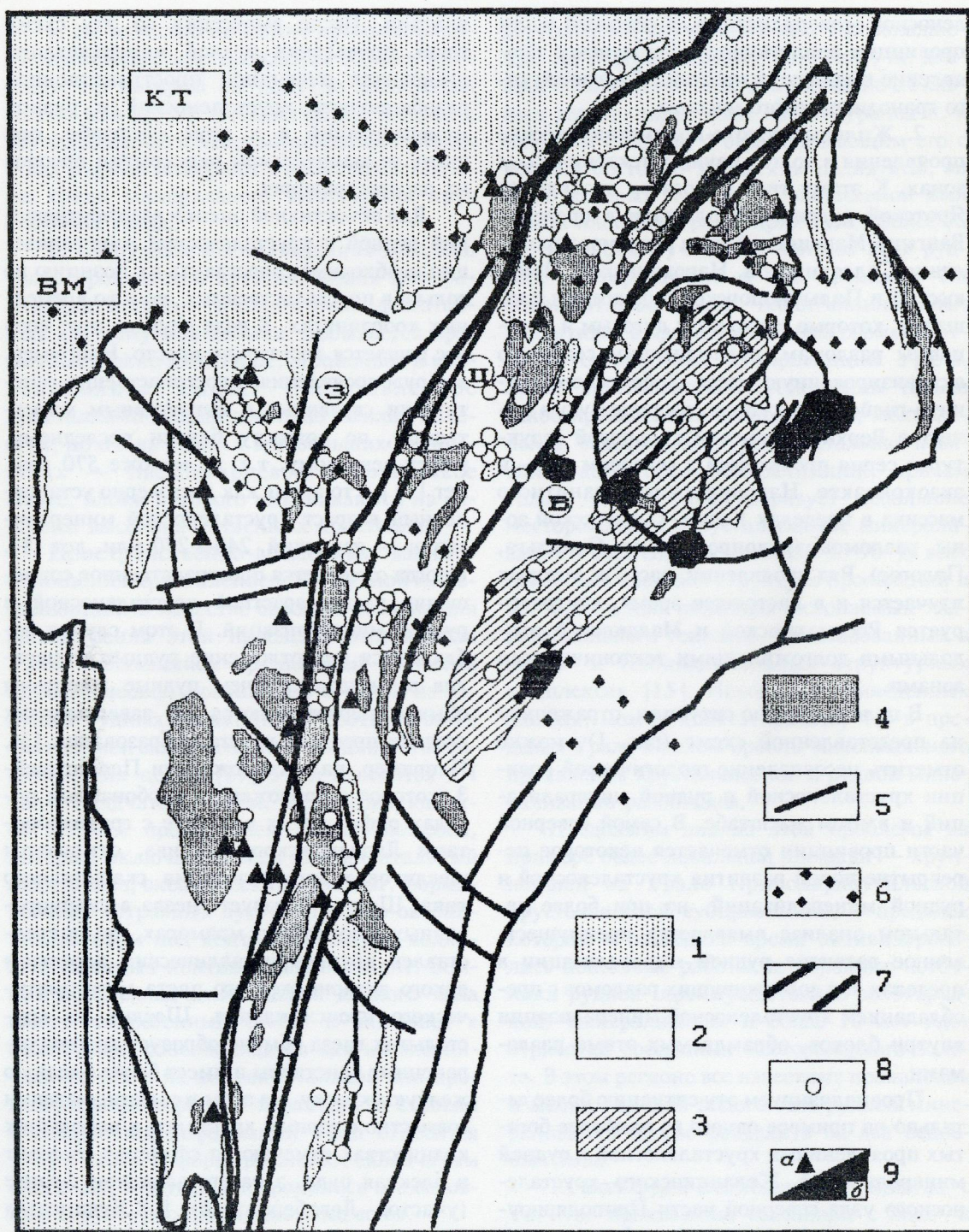


Рис. 1. Схема размещения проявлений горного хрусталя и рудной минерализации Приполярного Урала:

1 — палеозойский структурный этаж (тельпосская, хыдейская, щугорская свиты); 2 — рифей-вендский структурный этаж: маньхобеинская, щокурьинская, пуйвинская, хобеинская, мороинская, саблегорская, лаптатская свиты; 3 — нижнепротерозойский структурный этаж (няртинская свита); 4 — интрузивные массивы; 5 — тектонические нарушения; 6 — зоны долгоживущих поперечных разломов (по И.А.Шевченко): ВМ — Вангыро-Маньинский, КТ — Косью-Тынаготский; 7 — границы Центральной зоны тектоно-магматической активизации; 8 — месторождения и проявления горного хрусталя; 9 — рудная минерализация: а — рудопоявления; б — рудоносные площади; хрусталеносные пояса — западный (З), центральный (Ц) и восточный (В)

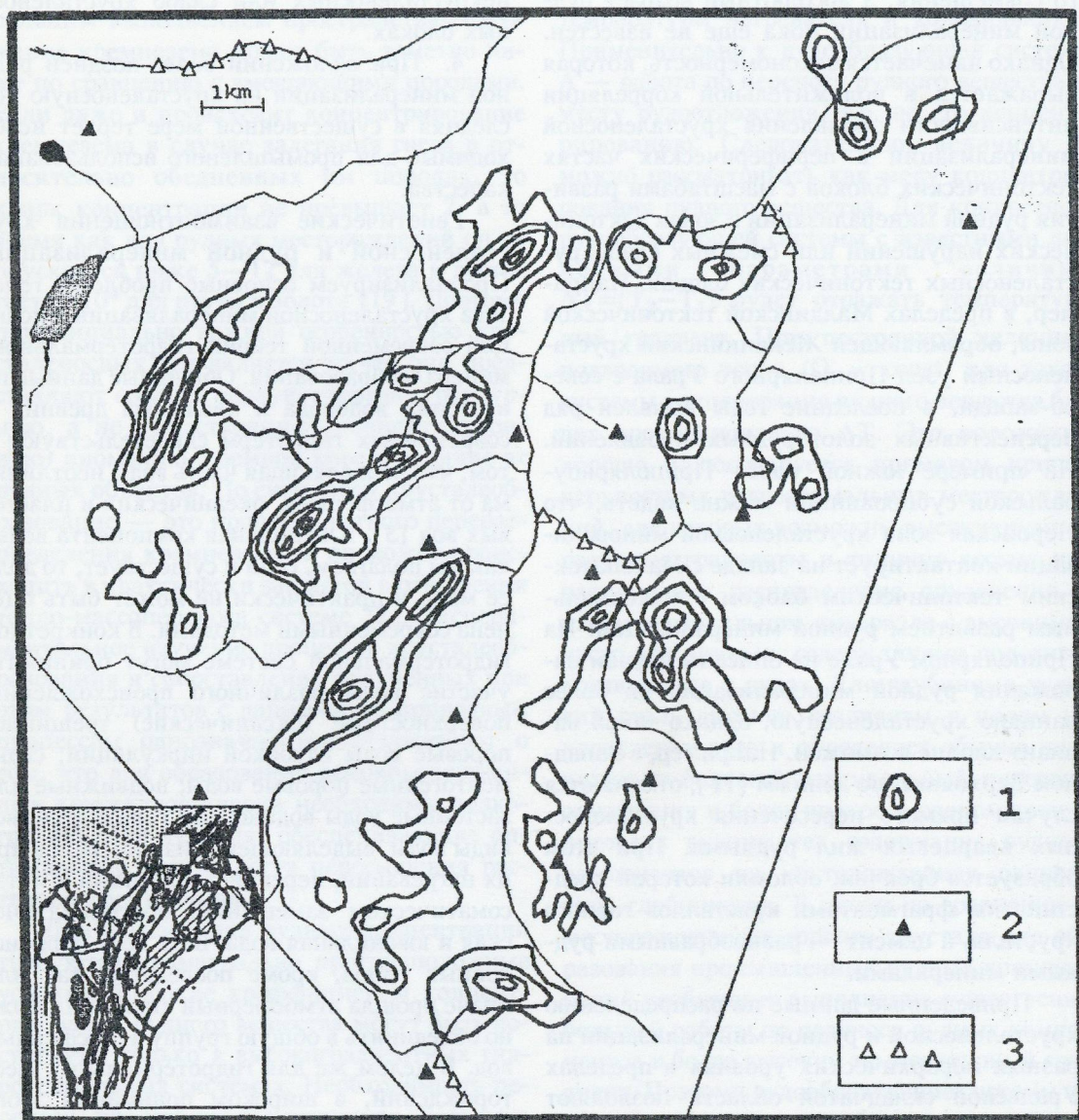


Рис. 2. Схема размещения хрусталеносной и рудной минерализаций Желаннинского хрусталеносного узла:

1 — изолинии плотности распределения хрусталепооявлений; 2 — коренные рудопооявления; 3 — частично отработанные россыпи золота

ных конгломератов ордовика, в которых установлена золоторудная минерализация.

Близкая ситуация наблюдается на месторождении Северная Лапча, в хрусталеносных гнездах которого встречаются халькопирит, пирротин и в незначительных количествах — сфалерит и галенит. Месторождение Северная Лапча пространственно совпадает с северным флангом выделяемой геологами объединения «Полярно-

уралгеология» зоны проявления стратиформной полиметаллической минерализации в рифейских породах, которые и служили источником данных минералов при хрусталеобразованиях.

Труднее поддаются расшифровке возрастные взаимоотношения хрусталеносной и рудной минерализаций, контролируемых крупными тектоническими зонами. В этом случае не наблюдается их пространственно-

го совмещения, а абсолютный возраст рудной минерализации пока еще не известен. Однако намечается закономерность, которая выражается в положительной корреляции интенсивности проявления хрусталеносной минерализации в периферических частях тектонических блоков с масштабами развития рудной минерализации в зонах тектонических нарушений или смежных слабохрусталеносных тектонических блоках. Например, в пределах Малдинской тектонической зоны, обрамляющей Желаннинский хрусталеносный узел Приполярного Урала с северо-запада, в последние годы выявлен ряд перспективных золоторудных проявлений. На примере южной части Приполярно-уральской субпровинции можно видеть, что Неройская зона хрусталеносной минерализации контактирует на западе с Малопатокским тектоническим блоком с максимальным развитием рудной минерализации. На Приполярном Урале не описаны случаи наложения рудной минерализации на более раннюю хрусталеносную, однако такой вариант вполне возможен. Например, в Западном Верхоянье, по данным [11], отмечаются случаи прямого пересечения хрусталеносных кварцевых жил рудными. При этом образуется брекчия, обломки которой представлены фрагментами кристаллов горного хрусталя, а цемент — разнообразными рудными минералами.

Приведенные данные по распределению хрусталеносной и рудной минерализаций на разных иерархических уровнях в пределах Уральской складчатой области позволяют сделать ряд выводов.

1. Во всех рассмотренных масштабах проявляется пространственная разобщенность промышленных хрусталеносной и рудной минерализаций.

2. При наложении хрусталеносной минерализации на породы, в которых в предшествующие периоды геологического развития проявилась рудная минерализация, рудные минералы могут переотлагаться в хрустальных гнездах, не создавая при этом промышленных концентраций и запасов.

3. Намечается корреляция масштабов проявления хрусталеносной и рудной минерализаций, когда последняя развивается в обрамляющих хрусталеносные блоки тектонических зонах или в примыкающих к ним

нехрусталеносных или слабо хрусталеносных блоках.

4. При наложении более поздней рудной минерализации на хрусталеносную последняя в существенной мере теряет необходимые для промышленного использования качества.

Генетические взаимоотношения хрусталеносной и рудной минерализаций. Проанализируем основные проблемы генезиса хрусталеносной минерализации с позиций современной теории гидротермального минералообразования. Обширные данные по изотопии водорода и кислорода древних и современных гидротерм свидетельствуют о том, что подавляющая часть воды неотличима от атмосферных, океанических и пластовых вод [5]. Ювенильная компонента воды, как мы полагаем, если и существует, то доля ее мала и практически не может быть оценена современными методами. В конкретной гидротермальной системе могут принимать участие воды различного происхождения: поверхностные (океанические) трещинно-поровые воды глубокой циркуляции; седиментогенные поровые воды; подвижные или застойные воды водоносных горизонтов; все виды воды, выделяющейся из минералов при их нагревании, перекристаллизации и метасоматическом замещении; постмагматическая и ювенильная вода. Вода всех перечисленных типов, кроме последнего, так или иначе прошла атмосферный цикл, и их можно объединить в общую группу атмосферных вод. В целом же для гидротермальных месторождений, в широком понимании этого термина, не столь важно происхождение воды гидротермальных растворов, а принципиален источник энергии, который определил возможность функционирования минералообразующей гидротермальной системы.

Применительно к месторождениям горного хрусталя отсутствует и проблема источника кремнезема: его всегда достаточно во вмещающих породах. Следует при этом подчеркнуть, что хрусталеобразование не является процессом концентрирования кремнезема. В ряде случаев содержание кремнезема в хрустальном гнезде в целом ниже, чем во вмещающих породах. Например, в хрустальных гнездах, залегающих в мономинеральных кварцитах, с учетом гнездовой массы и незаполненного мине-

ральным выполнением пространства содержание кремнезема может быть заметно ниже по сравнению с вмещающими породами. Если даже и происходит концентрирование кремнезема в случае залегания гнезд в относительно обедненных им породах, то кларк концентрации не превышает 2, в то время как для рудных месторождений он не опускается ниже 5—12 для железа и достигает $\times 10^4$ для ртути и золота [19]. Поэтому принципиально важной особенностью хрусталеносных тел является то, что они представляют собой в первую очередь структурную, а не вещественную (концентрационную) аномалию в земной коре в отличие от рудных объектов. По сути своей хрусталеобразование — это процесс местного перераспределения кремнезема, и он может происходить в практически закрытой в отношении тепло-массопереноса системе [2]. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования и сопоставление полученных при этом результатов с данными по природным процессам однозначно свидетельствуют о том, что для образования высококачественных кристаллов кварца необходимы низкоградиентные условия, обеспечивающие оптимальные для их роста пересыщения растворов кремнеземом.

Для образования рудных концентраций требуются диаметрально противоположные условия. Высокие коэффициенты концентрирования рудного вещества могут быть достигнуты только в высокоградиентных гидротермальных системах. Необходимость переноса из внешних источников большого количества рудного вещества на значительные расстояния к месту рудоотложения предопределяют открытость рудообразующей гидротермальной системы и ее значительную энергоемкость.

Сопоставим особенности хрустале- и рудообразования с самых общих позиций, для чего обратимся к разрабатываемой В.С. Голубевым концепции рудообразования [6]. Проанализируем выражение для работы A тепловой машины, записанное на основе теоремы Карно [6]

$$A = \frac{T_2 - T_1}{T_2} Q,$$

где Q — количество тепла, T_2 и T_1 —

температуры нагревателя и холодильника. Применительно к рудообразующей системе A — работа по переносу рудного вещества к месту рудоотложения, т.е. по его концентрированию. Следовательно, величину A можно рассматривать как меру концентрирования рудного вещества. Для конкретной рудообразующей системы с известными линейными параметрами величина $\Delta T = (T_2 - T_1)$ будет отражать температурный градиент. При постоянной величине подводимого тепла ($Q = \text{const}$) для такой системы концентрация рудного вещества будет пропорциональна ΔT . Это положение хорошо иллюстрируется примером приповерхностных гидротермальных месторождений, для которых возможны высокие температурные градиенты и типично весьма неравномерное распределение оруденения в узком вертикальном интервале с высокими, часто ураганскими, содержаниями полезных компонентов в рудах. Для глубинных условий столь высокие градиенты в целом не характерны, что и определяет обычно значительно больший вертикальный интервал оруденения и более низкое и равномерное в пределах рудных тел содержание рудных компонентов на месторождениях данного типа глубинности. В целом по сравнению с месторождениями горного хрусталя для образования промышленных рудных концентраций необходимо выполнение существенно большей работы по переносу рудных компонентов и более высокий температурный градиент. Поэтому рудообразующие системы по сравнению с хрусталеобразующими более энергоемки. Однако на заключительных стадиях функционирования таких систем температурные градиенты обязательно падают, и если данный низкоградиентный режим длится достаточно долго, то могут возникнуть благоприятные для хрусталеобразования условия. Поскольку хрусталеобразование в этом случае реализуется в значительно обогащенных рудными минералами породах (рудах), рудные компоненты принимают участие в хрусталеобразующих системах. По-видимому, этим процессом объясняются случаи широкого развития хрусталеобразования на заключительных стадиях функционирования рудообразующих гидротермальных систем. На таких ме-

сторождениях встречаются весьма эффективные коллекционные образцы, в которых кристаллы кварца находятся совместно с ограниченными кристаллами рудных минералов (Березовское, Иультин, Янзяолин (Китай)). Обратной ситуации — возникновения промышленных рудных концентраций на месторождениях горного хрусталя — не отмечается. С рассматриваемых позиций, при образовании хрустальных гнезд количество переносимого кремнезема и дальность его переноса невелики. Это определяет малую величину работы, а, следовательно, и затрачиваемой на ее реализацию энергии. Основные энергозатраты связаны с поддержанием в течение длительного времени термостатированных условий, необходимых для роста высококачественных кристаллов кварца. Точно также при синтезе кристаллов кварца основные энергозатраты сводятся к поддержанию автоклава в рабочем температурном режиме. Низкоградиентные и малоэнергоёмкие хрусталеобразующие системы неблагоприятны для рудообразования. Они всегда реализуются на регрессивной ветви развития материнских для них петрогенетических процессов, что исключает возможность возникновения и существования в течение достаточно длительного промежутка времени необходимых для рудообразования высокоградиентных условий.

Подводя итог обсуждению настоящей проблемы, можно констатировать, что условия гидротермального рудо- и хрусталеобразования существенно различны. Это и определило их пространственную разобщённость. Рудные минералы хрусталеносных месторождений могут иметь различную природу и нести важную генетическую информацию. Они могут переотлагаться в хрусталеносный этап из вмещающих пород, могут заимствоваться из ранее образованных рудных концентраций, на которые наложено хрусталеобразование, или привноситься растворами из более отдалённых источников. Переотложение из вмещающих пород наблюдается наиболее часто и свидетельствует лишь о минеральном составе последних. Наложение рудных и хрусталеносных минерализаций свидетельствует об их унаследованной приуроченности к единым долгоживущим структурным элементам, и поэтому в таких случаях можно ожидать более

значительных масштабов проявления хрусталеносной минерализации в долгоживущих тектоно-флюидных системах, что в ряде случаев и отмечалось [4]. Образование в хрустальных гнездах минералов, компоненты которых не характерны для вмещающих пород, может быть связано с глубинными источниками и свидетельствовать о значительном вертикальном размахе и больших масштабах хрусталеносной минерализации. Такая тенденция намечается на Приполярном Урале. Так, на крупнейшем в этом регионе месторождении горного хрусталя Желанное описаны тетрадимит, эмплектит, вольфрамит и ряд других рудных минералов [16], а на другом крупном месторождении Додо известны козалиит и ряд других сульфосоединений.

К сожалению, менее детально изучены кристаллы кварца на рудных месторождениях, хотя они могут быть важными источниками информации об особенностях рудообразующих гидротермальных систем. Имеющиеся данные по кристаллам кварца Никитовского ртутного месторождения [1], свидетельствуют о наибольшем его распространении на глубоких горизонтах, что возможно отражает вертикальную зональность рудообразования и свидетельствует о снижении с глубиной интенсивности проявления рудной минерализации. В других случаях зоны развития хрусталеносной минерализации на рудных месторождениях могут трассировать наиболее долгоживущие и, возможно, наиболее перспективные в отношении распространения оруденения на глубину тектонические зоны. По отрывочным сведениям, имеющимся в опубликованных работах [7], похожая ситуация намечается в верхних горизонтах одной из наиболее продуктивных Волховской оловоносной жилы на месторождении Хрустальном в Приморье. Судя по проанализированным публикациям, целенаправленные работы по комплексному изучению хрусталеносной минерализации на рудных месторождениях не проводились. Обсуждение же информативности кристаллов кварца на рудных месторождениях велось в основном на основе наблюдений над пространственно-временными их взаимоотношениями с рудной минерализацией. Довольно много работ, в которых изучались для разных целей флюид-

ные включения в кристаллах кварца рудных тел. Однако этим далеко не исчерпываются возможности использования кристаллов кварца при решении генетических вопросов, необходимых для построения структурно-генетических моделей рудообразования. Опыт их изучения на месторождениях горного хрусталя был бы полезен для этих целей.

Таким образом, установленная на большом фактическом материале разобщенность в пространстве и времени рудной и хрусталеносной минерализаций связана со спецификой хрусталеобразующих и рудообразующих гидротермальных систем. Рудообразование является процессом концентрирования элементов в той или иной минеральной форме, а хрусталеобразование — это процесс структурной перестройки кремнезема на минеральном и породном уровнях без существенного его накопления. Это различие определяет специфику соответствующих гидротермальных систем. Рудообразующие системы — более высокоградиентные и энергоемкие. На заключительных стадиях в них могут реализовываться и низкоградиентные условия, определяющие возможность появления хрусталеносной минерализации. В пределах рудных полей и месторождений зоны хрусталеносной минерализации могут указывать на пространственное положение наиболее мощных и длительно функционировавших (а, следовательно, и продуктивных в отношении рудной минерализации) гидротермальных струй. Смена по вертикали нехрусталеносных и хрусталеносных участков рудных зон может свидетельствовать о смене в этом направлении условий функционирования рудообразующей гидротермальной системы и нести информацию о продуктивности этих зон.

Высокоградиентные условия для хрусталеобразующих гидротермальных систем не характерны. Рудные минералы хрустальных гнезд могут нести информацию о составе вмещающих пород, специфике более ранней рудной минерализации, регенерированной при хрусталеобразовании, а также отражать геохимические особенности и возможную природу хрусталеобразующих гидротерм. Рудная минерализация на хрусталеносных месторождениях может быть использована при установлении типа хрусталеносных объектов и их возможных масштабов.

Хрусталеобразование и рудообразование нельзя рассматривать ни как полностью исключают друг друга, ни как элементарно совмещенные в пространстве и времени процессы. Детальное изучение рудных минералов на месторождениях горного хрусталя и кристаллов кварца на рудных месторождениях может существенно повысить эффективность минералогических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багатаев Р.М., Zubov В.И., Зинчук И.Н. Кварц глубоких горизонтов Никитовского ртутно-сурьмяного месторождения // *Минералогический журнал*. 1991. № 13. Вып. 1. С. 67—76.
2. Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. — М.: Недра, 1978.
3. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. — Л., 1974.
4. Буканов В.В., Буканова В.А. Козлов А.В. Минералогическое картирование хрусталеносных полей на стадии поисков // *Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых*. — Л., 1983. С. 57—63.
5. Виноградов В.И. Геологические концепции, изотопная геохимия и сверхглубокое бурение // *Советская геология*. 1991. № 8. С. 46—51.
6. Голубев В.С. Необратимые процессы и эндогенное рудообразование // *Сафроновские чтения*. — С-Пб. 1993. С. 57—66.
7. Дубровский В.Н., Полохов В.П. Некоторые особенности структуры и зональности Хрустального оловянного месторождения // *Мат-лы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии*. — М., 1959. С. 32—55.
8. Карякин А.Е., Смирнова В.А. Структуры хрусталеносных полей. — М.: Недра, 1967.
9. Кузнецов С.К., Буканов В.В., Юхтанов П.П. Топоминералогические закономерности хрусталеобразования. — Л.: Наука, 1988.
10. Лазыко Е.М. О хрусталеносных кварцевых жилах // *Докл. АН СССР*. 1956. Т. 108.
11. Мельников Б.Д., Попадич А.В. Возрастные взаимоотношения рудных и хрусталеносных кварцевых жил Орулганского антиклинария // *Советская геология*. 1969. № 5. С. 127—129.
12. Овчинников Л.Н. Формирование Уральской металлогенической провинции // *Тез. докл. I Всероссийского металлогенического совещ. по металлогении складчатых систем с позиции тектоники плит*. — Екатеринбург, 1994. С. 38—40.
13. Оганесян Л.В. Минералогические и методические основы многоуровневого прогноза гидротермальных хрусталеносных объектов. — М.: Недра, 1994.
14. Огородников В.Н., Сазонов В.Н. Соотношение золоторудных и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. — Свердловск, 1991.
15. Осинский А.В. Основные принципы обзорного про-

- гнозирования месторождений горного хрусталя // Тр. ВСЕГЕИ. 1976. Т. 258. С. 74—68.
16. Попова В.И., Попов В.А., Гурьянов В.Ю. Золото, тетрадимит, эмплектит, халькопирит и вольфрамит в хрусталеносных кварцевых жилах месторождения Желанное (Приполярный Урал) // Уральский минералогический сборник. 1993. № 2. С. 58—61.
 17. Прокин В.А., Пучков В.Н. Типизация складчатых систем для целей металлогении // Тез. докл. I Всероссийского металлогенического совещ. по металлогении складчатых систем с позиции тектоники плит. — Екатеринбург, 1994. С. 24—26.
 18. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. — СПб.: Наука, 1994.
 19. Сафронов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1978.

Kozlov A. V.

SPATIAL, TEMPORAL AND GENETIC RELATIONS BETWEEN THE ORE- AND CRYSTAL-BEARING MINERALIZATIONS (HISTORY CASE: THE SUBPOLAR URALS)

The causes of spatial and temporal disconnection between the ore and crystal-bearing mineralizations are shown to be due to the specificity of hydrothermal systems producing them: the systems giving rise to ore formation are high-gradient and energy-intensive, while those responsible for crystal formation show low gradients and exhibit certain restructurization of silica.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОПРОСВЕЧИВАНИЯ ДЛЯ ГЕОИНЖЕНЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика основана на томографическом восстановлении гетерогенных георазрезов по данным радиоволнового просвечивания (РП) между скважинами.

Методика работ включает проведение РП между скважинами и в одиночных скважинах не менее, чем на трех частотах для исключения артефактов, интерпретацию и изображение результирующих геолого-геофизических разрезов с помощью лучевой компьютерной томографии.

Основные технологические характеристики: расстояние между скважинами до 500 м, глубина скважин до 200 м, мощность прослеживаемых пластов порядка 1 м, размер неоднородностей 1—2 м.

Реализация методики позволяет проводить геолого-геофизическое картирование межскважинного пространства (прослеживание опорных и водонепроницаемых горизонтов, поиски карстовых полостей, подземных ходов и других локальных неоднородностей, мониторинг распространения фронта загрязненных вод и т. д.).

Результаты представляются в виде томографических номограмм распределения коэффициентов поглощения или экранирования и геолого-геофизических разрезов.

Методика апробирована на объектах подземного выщелачивания урана, при поисках карстовых полостей, при поисках и проследивании подземных ходов.

Область использования включает гидрогеологические, инженерно-геологические и экологические работы.

Вид реализации: инжиниринг.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.8:553.45.068.5.812

© Л. В. Спорыхина, Н. И. Орлова, А. А. Петроченков, 1996

МЕТОДИКА ПОИСКОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОЛИГЕННЫХ РОССЫПЕЙ ОЛОВА И ЗОЛОТА

Л. В. СПОРЫХИНА, Н. И. ОРЛОВА, А. А. ПЕТРОЧЕНКОВ (ВИМС Роскомнедра)

Среди полигенных рассмотрены россыпи тектонических уступов как наиболее крупные и перспективные. Изложены особенности их строения, формирования и локализации. Даны рекомендации по комплексированию и последовательности применения прогнозно-поисковых методов при оценке территории на россыпи данного геолого-промышленного типа.

Золотые и оловянные россыпи — близповерхностные или погребенные на небольшой глубине — являются высокоэффективным типом месторождений. В связи с относительной доступностью они в значительной мере отработаны, отрабатываются или каким-то образом учтены. Возможности же обнаружения новых месторождений такого рода в большинстве россыпных районов РФ исчерпаны. В связи с этим возросло значение месторождений со сложными условиями залегания и, соответственно, поисков. Такие россыпи по ряду причин ускользали от внимания поисковиков, но с ними могут быть связаны перспективы наращивания запасов россыпных месторождений не только в слабо опроискованных, но и в хорошо изученных олово- и золотороссыпных регионах.

Среди многообразия полигенных сложно залегающих россыпей на территории России наиболее масштабными, а следовательно, наиболее привлекательными являются россыпи тектонических уступов (РТУ). Это крупные и особо крупные образования, основная часть которых является глубокозалегающей, не проявленной на современной поверхности (рис. 1). По масштабам запасов они сопоставимы с целыми россыпными узлами и даже районами. Например, в Чаунском районе Чукотки из флювиальных россыпей за все время эксплуатации было добыто примерно столько же олова, сколько его заключено в одной Тирехтяхской россыпи. Таким образом,

РТУ привлекательны не только масштабами возможных запасов, но и их локальным размещением.

Впервые эти россыпи были выделены в самостоятельный геолого-промышленный тип в конце 70-х годов в Сев. Якутии в Тенкелийском оловоносном узле [2]. Затем в Якутии и на Чукотке практически случайно обнаружили и другие оловоносные россыпи тектонических уступов, а анализ материалов по россыпной золотоносности Амурской области позволил выделить и среди золотых россыпей месторождения, связанные с тектоническими уступами.

Рассматриваемые россыпи имеют чаще компактный единый плановый контур с преобладающим коэффициентом изометричности от 1,3 до 3 и мощный полигенный продуктивный пласт, объединяющий до 3—5 разновозрастных генетически неоднородных горизонтов, последовательно наслаивающихся друг на друга и укладывающихся во временной интервал от олигоцен (палеоцен)-миоцена до голоцена включительно. В россыпях Амурской области, где месторождения включают золотоносную кору выветривания, нижняя возрастная граница россыпеобразования опускается до мелового времени [1]. Разновозрастные горизонты в составе месторождений находятся в сложных взаимоотношениях. Встречаются случаи генетического замещения продуктивных осадков по латерали, наложения со слабым размывом (Чокурдахская, Тирехтяхская россыпи) или вложения молодых пластов в

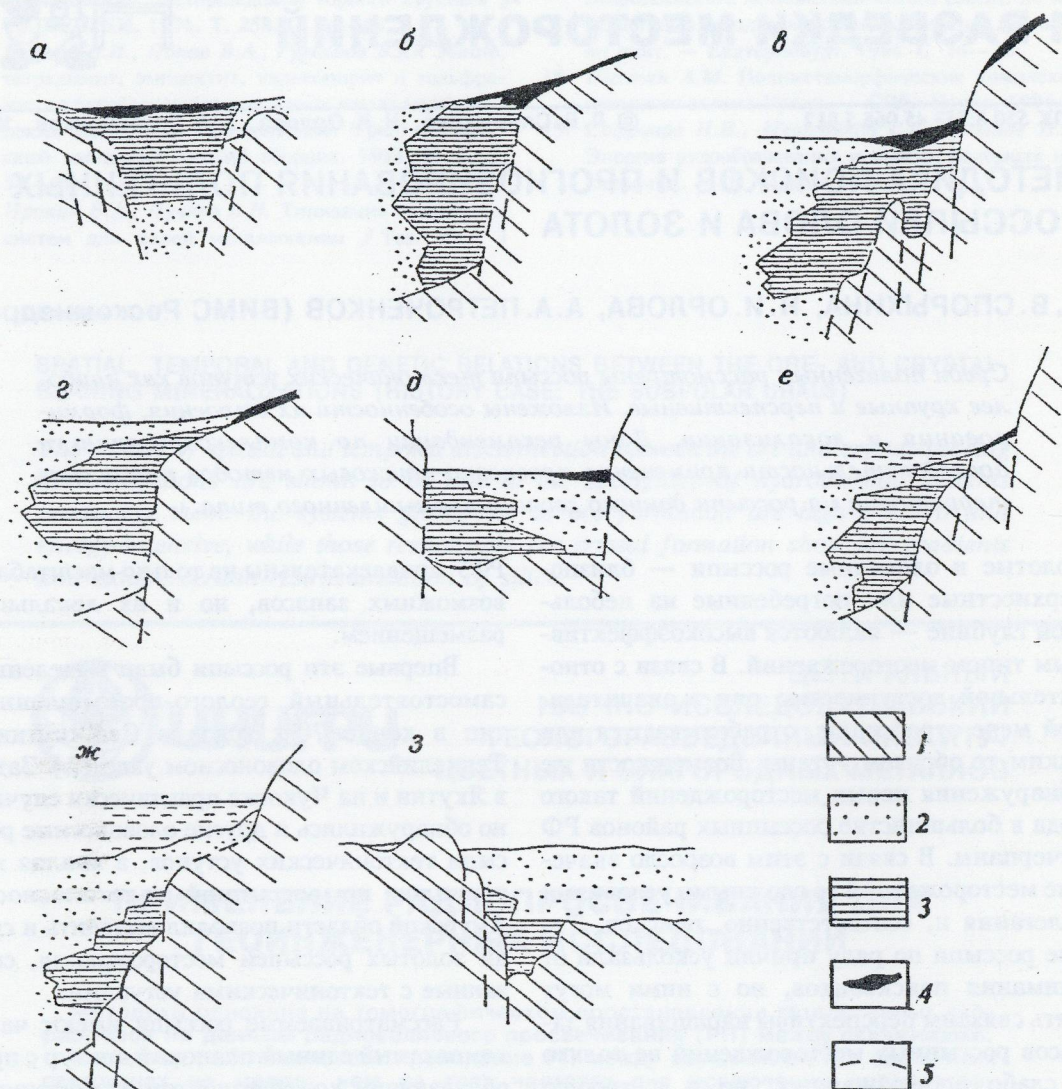


Рис. 1. Характер залегания россыпей тектонических уступов:

частичное погребение: *a* — полное плановое совмещение современного и погребенного пластов, *б, в* — частичное плановое совмещение современного и погребенного пластов, *г, д, е* — полная плановая разобщенность современного (ложкового — *г*, аллювиального — *д*, пляжевого — *е*) и погребенного пластов; *полное погребение*: *ж* — пласт затоплен морем, *з* — пласт локализован на коренном ложе аккумулятивной равнины. 1 — коренные породы; 2 — вмещающие рыхлые отложения; 3 — россыпь и погребенный пласт, не связанный с современным рельефом; 4 — россыпной пласт, связанный с современным рельефом и отложениями; 5 — разрывные нарушения, входящие в состав зоны тектонического уступа

более древние с существенным перемывом и даже уничтожением последних (россыпь Тенкели).

В связи с длительным и сложным накоплением РТУ в разрезе имеют форму либо неправильных полувысочных наклонных линз, либо ступенчато погружающихся суб-

горизонтальных залежей, где мощность песков достигает 30—96 м, убывая к внутренней стороне россыпи, примыкающей к коренному источнику, до первых метров. Глубина залегания погребенных частей месторождений колеблется от нескольких до многих десятков метров, превышая 200 м

для наиболее раннего палеогенового горизонта Тирехтахской россыпи. Характерны высокие и неравномерные концентрации полезного компонента, достигающие 10—14 г/т золота и $n \cdot 10$ кг/м³ олова.

РТУ, особенно оловянные, отличаются наиболее тесной связью с коренными источниками, когда наблюдается налегание, иногда существенное, продуктивной залежи на рудоносные коренные породы. Например, Чокурдахская россыпь на 2/3 площади залегает на погребенной части оловоносного штокверка; в грабене Ынгыры-Сала более 70 % контура россыпи совмещено с площадью коренного источника и т.д.

Рассмотрим кратко основные черты формирования РТУ, являющиеся базой разработки критериев их прогнозирования и поисков.

Эндегенные факторы локализации и формирования РТУ в принципе не отличаются от известных для золотых и оловянных россыпей других типов, но имеют некоторые особенности, состоящие в следующем.

На площадях, локализирующих РТУ, интенсивно проявлены разрывные нарушения — разновозрастные и разноориентированные разломы, по крайней мере один из которых — более ранний — является магмо- и (или) рудоконтролирующей структурой глубокого заложения. Другой, заложившийся или омоложенный в новейшее время разлом, непременно выражен в морфоструктуре современной или палеоперехности. Оптимальна для образования РТУ наибольшая пространственная совмещенность двух названных систем разломов. При этом молодые нарушения, контролирующие формирование новейших структур, в т.ч. тектонических уступов, становятся россыпелокализующими.

Коренные источники РТУ представлены мелкими, средними, иногда крупными месторождениями известных россыпеобразующих формаций. Какая-либо корреляция между масштабами питающих коренных источников и связанных с ними россыпей отсутствует. Хотя россыпи сформированы за счет уничтоженных частей месторождений, первоначальные масштабы коренного оруденения вряд ли были иными. Возможность формирования крупных россыпей за счет мелких и средних месторождений — важный в поисковом отношении критерий связи

россыпей данного типа с коренными источниками.

Характерной особенностью РТУ является способность формироваться при средне- и даже верхнерудном срезе коренных источников в связи с денудацией не только «сверху», но и «сбоку» со стороны развивающегося во времени тектонического уступа, а также наличие уникальной «ловушки» в виде опущенного блока устойчивой аккумуляции.

В отличие от других типов россыпей площадь вскрытия коренного источника на поверхности рельефа соответствующего времени при формировании РТУ определяющего значения не имеет. Более важен вертикальный размах вскрытого оруденения. При этом чем больше доля погребенной части, активно участвовавшей в россыпеобразовании, тем крупнее россыпь. Так, на россыпях Валькумейская и Лелювеевская, наиболее мелких в рамках данного типа, погребено 23—25 % общего размаха вскрытой части оруденения, а на Тирехтахской — самой крупной среди рассматриваемых россыпей — этот показатель достигает 67 %. Оптимальным для образования РТУ представляется случай, когда вертикальное распространение вскрытого оруденения превышает суммарную высоту тектонического россыпелокализующего уступа при условии их наибольшей плановой совмещенности.

Существенным фактором динамического влияния на образование РТУ является соотношение в плане рудовмещающих структур, рудных тел и россыпелокализующего уступа. Чем ближе угол их пересечения к прямому, тем компактнее в плане контур формирующейся россыпи. Однако нужно заметить, что изометричность очертаний не является обязательным признаком РТУ; известны и месторождения удлиненной формы.

В шлиховых ореолах РТУ проявлены неоднородно. Контрастные ореолы с достаточно высокими содержаниями на оловоносных РТУ обычно меньше по площади, либо смещены относительно основного погребенного контура россыпи, а золотые месторождения полностью находятся в пределах шлиховых ореолов, которые значительно шире самих россыпей. Это связано с более существенной ролью промежуточных коллекто-

ров и наличием определенного количества подвижного тонкого золота в составе коренных источников. Однако преобладание бедных шлиховых ореолов в поверхностных отложениях при большой общей мощности рыхлого чехла не отражает возможностей россыпеобразования более ранних эпох и должно интерпретироваться с осторожностью.

Формирование россыпей, определяющее методику их прогнозирования и поисков, обусловлено рядом специфических структурно-геоморфологических факторов, основным среди которых является локализация объекта в зоне активизированного или заложившегося в новейшее время тектонического нарушения, разделяющего блоки, характеризующиеся различным режимом неотектонических движений и вследствие этого имеющие различную современную геоморфологическую выраженность. При этом в сопряженных по зоне россыпелокализирующего разлома морфоструктурах одна обязательно опущена по отношению к другой. Высокая продуктивность РТУ обусловлена устойчивой и длительной денудацией коренного источника в относительно поднятом блоке и столь же устойчивой аккумуляцией в опущенном. Причем, если зона аккумуляции локализована, то возможно максимальное, практически полное улавливание сносимого с коренного источника полезного компонента, как это, видимо, происходило на оловянной россыпи Мамонт, заключенной в осадках, характерных для режима затрудненного стока.

В современном морфоструктурном плане известные россыпелокализирующие уступы приурочены к границам краевых частей шельфовых, предгорных, межгорных, в т.ч. рифтогенных, и внутригорных кайнозойских и унаследованных впадин. Общая высота этих уступов колеблется от 30—60 до 250 м, при этом их погребенные части, как правило, сопоставимы по высоте с экспонированными или даже больше их. Ширина зон от 70—100 м в случаях значительной (до 30°) крутизны уступа до 400—800 м для более пологих со ступенчатым и ступенчато-блоковым стросением. На формирование россыпи могут оказать влияние несколько уступов. Одновозрастные субпараллельные продуктивные уступы ограничивают грабе-

нообразные понижения, в которых локализируются Петровская и Нагиминская золотые россыпи. Разновозрастные субпараллельные разломы со ступенчатым однонаправленным смещением блоков установлены в плотике Валькумейской континентально-морской РТУ. На Тирехтяхском месторождении два пересекающихся блокоразделяющих разлома, формирующих уступы, существенно отличаясь по времени, последовательно влияли на накопление субмеридиональной и субширотной частей россыпи.

Как показано в работе Н.Г.Патык-Кара [3], режим неотектонических движений в зоне уступа, обуславливает динамику вскрытия коренных источников и темпы их денудации, самым непосредственным образом предопределяя богатство и минеральный состав соответствующих горизонтов РТУ.

Режим неотектонических движений в зоне уступа контролировал не только динамику вскрытия коренных источников, но также генезис и особенности накопления рыхлых, в т.ч. продуктивных отложений в пределах опущенных блоков — «ловушек». Например, достаточно интенсивным движениям, приводящим к существенным контрастам рельефа пограничной россыпелокализирующей зоны, соответствовало накопление крупнообломочных слабо сортированных пролювиальных, аллювиально-пролювиальных или делювиально-пролювиальных осадков, вмещающих россыпи Мамонт и Ынгыры-Сала и в других условиях мало благоприятных для крупномасштабного россыпеобразования. При более спокойных движениях формировались преимущественно аллювиальные пласты в долинах разной генерации, преобладающие в россыпи Тенкели и субмеридиональной части россыпи Тирехтях. При погружении прибрежных структур под уровень моря (россыпь Валькумейская) происходило замещение континентальных осадков на морские. При весьма слабых разнонаправленных движениях в сопряженных блоках денудации и аккумуляции в условиях почти равнинного рельефа накапливались тонкие существенно илисто-глинистые аллювиально-озерные, болотно-озерные осадки, вмещающие Нагиминскую золотую россыпь.

Таким образом, резкая морфологическая выраженность уступа для продуктивно-

го россыпеобразования не обязательна. Важны устойчивые по знаку малоамплитудные движения, обеспечивающие достаточную длительность процессов денудации источника и аккумуляции продуктивного материала. Для формирования наиболее мощных залежей благоприятно близодновременное заложение россыпелокализирующего нарушения и вскрытие коренного источника. Тогда продуктивной может стать вся толща рыхлых отложений, накапливающихся у подножья уступа. В целом режим движений в зоне тектонического уступа представляется оптимальным при некотором преобладании темпов погружения относительно опущенных структур, в результате чего происходит расширение зоны аккумуляции и ее продвижение в сторону рудоносного блока с погребением нижних горизонтов коренного источника и ранее накопленных россыпных концентраций под более молодыми осадками и продуктивными пластами.

Особенность геоморфологической позиции РТУ определяется их преимущественным расположением в пограничной зоне участков развития рельефа различных типов или с резко различной природной средой, например, на границе суши и моря. В условиях континента с одной стороны это всегда аккумулятивная равнина, а с другой — различные модификации денудационного рельефа — равнинного, низкорного, холмисто-останцового и т.д.

Определяя современную геоморфологическую позицию РТУ, необходимо подчеркнуть, что в большинстве случаев они имеют довольно слабую связь с элементами современного рельефа. При этом самые молодые части сложных длительно формировавшихся месторождений — пляжевые, ложковые, склоновые, пойменные пласты, не указывая на существование более крупных и древних залежей, являются в то же время прямыми поисковыми признаками РТУ.

При прогнозировании и поисках РТУ используется комплекс методов, предусмотренный для россыпных месторождений автохтонной группы в целом, подробно изложенный в ряде методических разработок ВИМСа, ЦНИГРИ, МГРИ и др. последнего десятилетия. Как и для других россыпей, с помощью традиционных, хорошо известных

специалистам методов оцениваются предпосылки наличия выведенного на поверхность оруденения россыпеобразующих формаций и выбираются площади, потенциально перспективные для выявления месторождений россыпного типа. Этот выбор базируется в основном на данных геологосъемочных работ.

При последующей разбровке потенциально перспективных площадей подход, применительно к РТУ, несколько отличается комплексированием и очередностью применения известных поисковых приемов и методов. В отличие от россыпей других морфогенетических типов, при прогнозировании РТУ основной задачей является выделение локальных линейно-вытянутых тектонически обусловленных зон их возможной локализации.

Предварительно выделить такие зоны можно камеральным путем, анализируя существующую информацию, полученную при геологосъемочных работах и некоторых специальных исследованиях. Прежде всего проводится анализ топографических карт масштаба 1:100000—1:500000, где выделяются все достаточно протяженные линейные пограничные зоны — прямолинейные борта долин, границы разновысотных ярусов рельефа, границы резкого изменения густоты эрозионного расчленения, ступени склонов достаточной ширины и т.д. С этой же целью анализируются результаты дешифрирования или дешифрируются аэрофото- и космоснимки, где также выделяются протяженные линейные зоны, иногда не проявленные в рельефе. Последнее особенно важно в областях повышенной аккумуляции, где выявление погребенных аномалий затруднено. Далее изучаются имеющиеся в наличии специальные карты — шлиховые, геохимические, геофизические с целью выявления достаточно протяженных линейных неоднородностей — прямолинейных или ломано-прямолинейных границ резкого изменения шлихового фона, геохимической специализации поверхностных осадков и подземных вод, уровня концентрации химических элементов, геофизических аномалий и неоднородностей, могущих быть связанными с линейными зонами повышенной трещиноватости и минерализации.

На следующем этапе проводится сопоставление

ставление всех полученных аномальных зон с металлогенической картой или картой полезных ископаемых. Участки максимального совпадения выявленных различных линейных неоднородностей, на которых присутствуют россыпеобразующие коренные источники или имеются прямые поисковые признаки соответствующего оруденения, и будут наиболее вероятными площадями локализации РТУ, которые и рекомендуются к дальнейшему изучению.

Если выявить линейные аномальные зоны указанным способом достаточно просто, то значительно сложнее оценить их происхождение и обнаружить среди них искомый неотектонический или активизированный уступ. Наиболее достоверным признаком активного разлома является резкое различие в мощностях рыхлых кайнозойских отложений по разные его стороны, т.е. наличие вдоль уступа зоны повышенной аккумуляции.

Задачи изучения и определения генезиса линейных неоднородностей осложняются различной выраженностью уступа в рельефе и морфоструктуре современной поверхности. Уступы могут быть хорошо проявлены в морфоструктуре и одновременно быть элементами современного рельефа — крутыми склонами, эрозионно-тектоническими бортами долин, абразионно-тектоническими морскими берегами и т.д. Однако чаще наблюдаются случаи, когда уступы хорошо выражены в морфоструктуре в виде границ структурных макроэлементов, но сглажены или завуалированы рыхлыми отложениями различной мощности (до 20 м в пределах Тасапского и Тирехтяхского оловоносных узлов), а рельеф над погребенными уступами представлен пологими склонами, выработанными в рыхлых отложениях. Наиболее сложный вариант нахождения тектонического уступа — полное погребение под чехлом рыхлых отложений и отсутствие связи как с современным рельефом, так и с современной морфоструктурой. Поиски таких уступов возможны только дистанционными методами, в т.ч. геофизическими, а характер выявленных неоднородностей определяется в ходе проведения буровых работ.

С учетом всех изложенных особенностей формирования и локализации РТУ в качестве основных критериев их типизации для прогнозно-поисковых целей предлагаются:

характер проявленности в рельефе россыпелокализирующих уступов и их взаимоотношение с коренными источниками и рудокализирующими структурами (рис. 2);

форма связи РТУ с элементами современного рельефа;

условия залегания россыпей (см. рис. 1).

Тесная связь с элементами морфоструктуры и динамикой развития собственно уступа предопределяет при прогнозировании и поисках этих месторождений приоритетную роль морфоструктурных и геоморфологических методов исследования. На базе морфоструктурных построений устанавливается степень унаследованности рудоносных структур и новейших морфоструктур и их современные пространственные взаимоотношения. С целью определения взаимосвязи процессов денудации и аккумуляции для оценки потенциальных возможностей возникновения россыпных концентраций реконструируется история развития рудоносных морфоструктур на неотектоническом этапе.

Большое значение принадлежит геофизическим методам при определении наличия россыпелокализирующих ловушек и оценки вероятности существования коренных источников — вскрытых и позднее погребенных под рыхлым чехлом.

В связи со специфическими условиями залегания промышленных пластов, слабо проявленных или непроявленных на поверхности, и относительно недавним выделением самого геолого-промышленного типа, имеются перспективы выявления РТУ и в достаточно хорошо изученных узлах и районах с коренными и россыпными месторождениями других морфогенетических типов, поскольку целенаправленных поисков таких россыпей не велось. При этом на участках развития мелких непромышленных проявлений их масштабы при благоприятной структурно-геоморфологической обстановке не должны служить обоснованием отрицательной оценки конкретного участка на выявление РТУ.

Представляется, что предлагаемую методику прогнозирования и поисков РТУ можно использовать в различных районах России и зарубежья, отличающихся контрастным современным морфоструктурным планом, и применительно не только к рос-

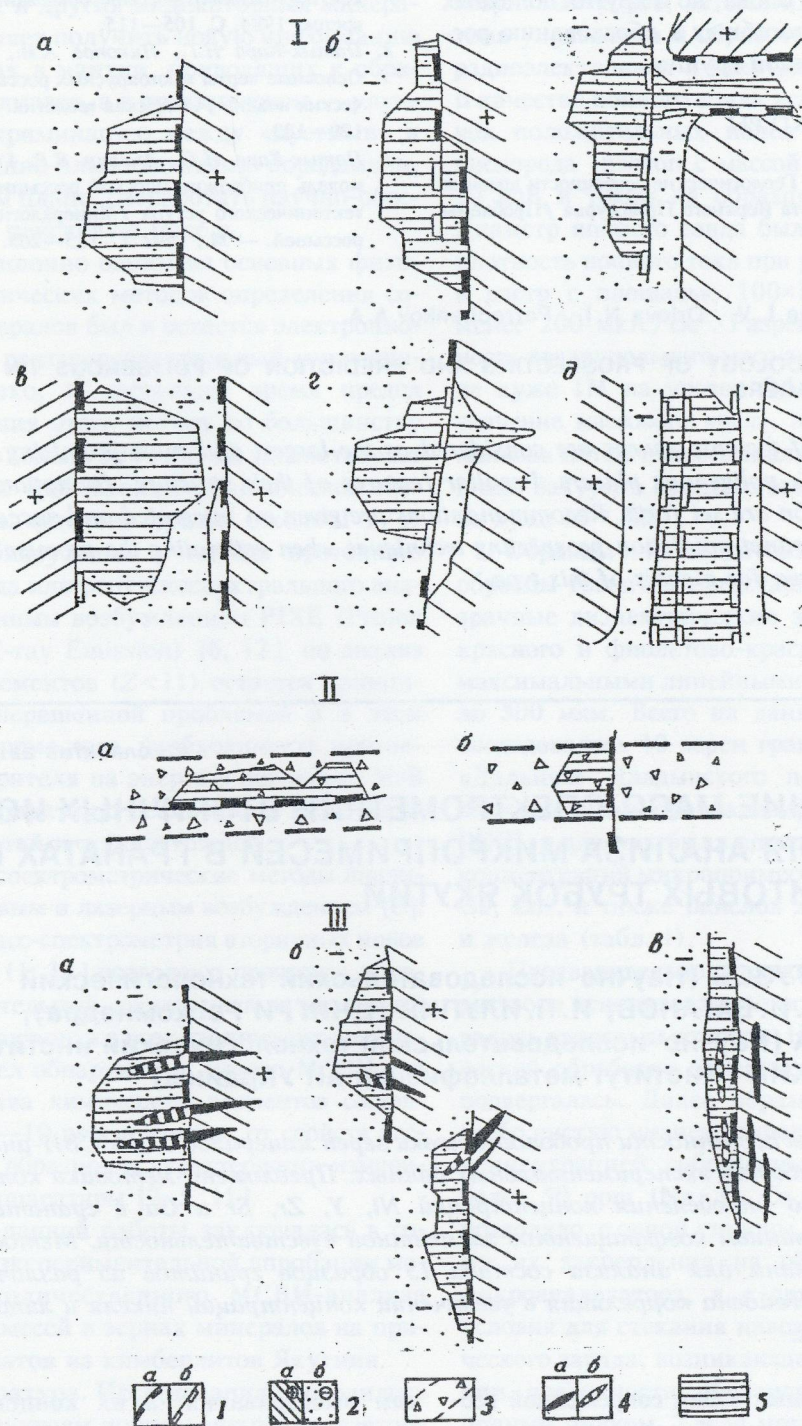


Рис. 2. Поисковые разновидности россыпей тектонических уступов:

I — по выраженности россыпелокализирующих уступов в морфоструктуре и рельефе современной поверхности; II — по соотношению россыпелокализирующих уступов с рудоконтролирующими структурами; III — по соотношению россыпелокализирующих уступов и питающих россыпи рудных тел; 1 — тектонический уступ: а — проявленный в современном рельефе, б — погребенный под рыхлыми отложениями; 2 — области: а — денудации в пределах поднятого рудоносного блока, б — аккумуляции в пределах опущенного блока; 3 — рудоносная зона; 4 — рудные тела: а — экспонированные в современном рельефе, б — погребенные под россыпью; 5 — россыпь

сыпям золота и олова, но и других полезных ископаемых, способных к образованию россыпей автохтонной группы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.И. Геологические особенности древних россыпей золота Верхнего Приамурья // Проблемы континентального россыпеобразования. — Владивосток, 1984. С. 105—115.
2. Патык-Кара Н.Г., Никонов А.И., Плахт И.О. Основные черты многоярусных россыпей тектонических впадин // Советская геология. 1976. № 8. С. 129—133.
3. Патык-Кара Н.Г., Анохин В.В. Геохимическая модель прибрежно-морской россыпи олова в зоне тектонического уступа // Минералогия и геохимия россыпей. — М., 1992. С. 183—205.

Sporykhina L.V., Orlova N.I., Petrochenkov A.A.

A METHODOLOGY OF PROSPECTING AND PREDICTION OF POLIGENOUS TIN AND GOLD PLACERS

Placers of tectonic scarps are considered as the largest and most promising ones among the poligenous placers. Peculiar features of their structure, formation and localization are set forth. Recommendations are given on integrated and successive use of distinct prediction-prospecting techniques when estimating the promise of a certain area for placers of this type.

УДК 537.534.8

© Коллектив авторов, 1996

ПРИМЕНЕНИЕ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ВТОРИЧНЫХ ИОНОВ (МСВИ) ДЛЯ АНАЛИЗА МИКРОПРИМЕСЕЙ В ГРАНАТАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЯКУТИИ

А. Б. ТОЛСТОГУЗОВ (Научно-исследовательский технологический институт), В. И. ВАГАНОВ, И. П. ИЛУПИН (ЦНИГРИ Роскомнедра), Т. И. КИТАЕВА (Научно-исследовательский технологический институт), И. Ю. ПАНИЧКИН (Институт металлофизики АН Украины)

Изложены особенности пробоподготовки зерен минералов для МСВИ-анализа и обработки экспериментальных данных. Предложена методика количественного определения концентраций Ni, Y, Zr, Sr и Ga в гранатах с использованием коэффициентов элементной чувствительности. Методика использована для анализа состава 15 образцов гранатов из различных трубок. Найдена корреляция в увеличении концентраций никеля и лития в гранатах.

Одной из основных задач современной геохимии алмазонасных объектов является определение концентраций микроэлементов в индикаторных минералах кимберлитов — гранатах, ильменитах, хромшпинелидах и т.д. [4]. Особую роль играют гранаты, в том числе гранаты, принадлежащие к «алмазной ассоциации». Они устойчивы по отношению к постмагматическим изменениям и процес-

сам выветривания, а их концентрация в кимберлитовых телах может достигать десятых долей процента (по массе).

Из микроэлементов интерес представляют в первую очередь различные переходные и редкие металлы, концентрации которых обычно не превышают нескольких сотен граммов на тонну. В теоретическом плане определение концентраций микроэлементов

в гранатах и других индикаторных минералах позволяет получить новую информацию о процессах в мантии, приводящих к образованию алмазов, а в практическом — улучшить дискриминацию между «пустыми» и промышленно-алмазоносными породами и, в конечном плане, разработать научно-обоснованную поисковую модель.

Традиционно одним из основных физико-аналитических методов определения состава минералов был и остается электронно-зондовый рентгеноспектральный микроанализ. Однако, в настоящее время предел обнаружения этого метода по большинству элементов (около 500 г/т) не удовлетворяет возросшим требованиям практической геохимии. Значительно лучше (около 1 г/т) предел обнаружения у метода протонного микрозонда или рентгеноспектрального анализа с ионным возбуждением PIXE (Proton Induced X-ray Emission) [6, 12], но анализ легких элементов ($Z < 11$) остается принципиально нерешенной проблемой и в этом методе. Кроме того, необходимость протонного ускорителя на энергию несколько МэВ делает аппаратную реализацию PIXE весьма непростой и дорогостоящей.

Масс-спектрометрические методы анализа с искровым и лазерным возбуждением [8], а также масс-спектрометрия вторичных ионов (МСВИ) [11, 13] позволяют проводить высокочувствительный элементный и изотопный анализ практически всех химических элементов. Предел обнаружения метода МСВИ для большинства химических элементов составляет 0,01–10 ppm и зависит от свойств исследуемых образцов и характеристик измерительной аппаратуры [2, 5, 11].

Цель данной работы заключалась в создании и экспериментальной апробации методики количественного МСВИ-анализа микропримесей в зернах минералов на примере гранатов из кимберлитов Якутии.

Аппаратура. Исследования проводились на сканирующем ионном микроанализаторе УАЭ.ОП.Э-0.0001-008 («Шиповник»), разработанном в Научно-исследовательском технологическом институте, г.Рязань.

Технические характеристики ионного микроанализатора подробно описаны в работе [9]. В его состав входили дуоплазматронная ионная пушка с масс-сепаратором типа фильтра Вина, квадрупольный масс-анализатор

вторичных ионов, автоматизированная система управления и обработки информации, радиоэлектронная и вакуумная аппаратура. В качестве ионного зонда использовался пучок положительных ионов молекулярного кислорода (изотоп с массой 16) с энергией 10 кэВ и током на образце 200–250 нА. Диаметр ионного зонда был около 30 мкм, плотность ионного тока при развертке пучка в растр с площадью 100×100 мкм — не менее 200 мкА/см². Разрешающая способность квадрупольного масс-анализатора была не хуже 1М на уровне $0,1 I_{\max}$, где М — значение массового числа, а I_{\max} — максимальная интенсивность анализируемого масс-пика. Вакуум в процессе экспериментов был не хуже 10^{-6} Па.

Образцы и их подготовка. Исследуемые образцы гранатов представляли собой прозрачные диэлектрические зерна оранжево-красного и фиолетово-красного оттенков с максимальными линейными размерами около 500 мкм. Всего на данном этапе нами исследовалось 10 зерен гранатов из трубки «Дальняя» Далдынского поля. Ранее эти образцы были проанализированы методом PIXE, и для них были определены значения концентраций микропримесей (Ni, Y, Zr, Sr, Ga, Zn), а также окислов хрома, марганца и железа (табл. 1).

Предварительно образцы промывались в растворе деионизованной воды и обезжиривались этиловым спиртом. Никакой механической обработке поверхность образцов не подвергалась. Далее образцы втирались в особо чистую индиевую фольгу с суммарной концентрацией собственных примесей не более 50 ppm (Na, K, Ca, C, O, Cl), что позволяло, с одной стороны, решить проблему их закрепления на объектодержателе микроанализатора, а с другой — создать условия для стекания наведенного электрического заряда, возникающего при распылении поверхности образцов зондирующим ионным пучком. Такая методика пробоподготовки достаточно успешно использовалась нами при анализе различных объектов окружающей среды, в криминалистике и экологии. Отметим, что одновременно в вакуумную камеру микроанализатора загружалось до 20 различных образцов, а их позиционирование в зону анализа масс-спектрометра осуществлялось прецизион-

1. Значения концентраций примесей в зернах гранатов из трубки "Дальняя"
Далдынского поля (метод PIXE)

| Образец | Концентрация примесей, ppm | | | | | | %* | | |
|---------|----------------------------|------|------|------|------|------|--------------------------------|------|-------|
| | Ni | Zn | Ga | Sr | Y | Zr | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO |
| dmx-52 | 30,1 | 16,4 | 11,6 | — | 31,7 | 22,8 | 1,40 | 9,12 | 0,446 |
| dmx-53 | 73,9 | 15,5 | 14,2 | — | 21,8 | 135 | 5,82 | 8,01 | 0,578 |
| dmx-58 | 60,8 | 12,9 | 16,5 | 3,16 | 8,52 | 15,5 | 5,53 | 6,87 | 0,464 |
| dmx-59 | 116 | 18,9 | 12,3 | 1,19 | 17,6 | 141 | 9,88 | 8,43 | 0,632 |
| dmx-60 | 49,0 | 17,0 | 7,61 | 0,3 | 17,2 | 127 | 8,68 | 7,59 | 0,605 |
| dmx-63 | 88,7 | 17,7 | 11,8 | 1,0 | 11,7 | 51,7 | 5,45 | 8,16 | 0,458 |
| dmx-65 | 26,7 | 14,8 | 6,91 | 0,3 | 0,56 | 1,79 | 5,89 | 9,07 | 0,689 |
| dmx-68 | 24,5 | 16,0 | 6,40 | 0,8 | 0,82 | — | 4,10 | 10,0 | 0,687 |
| dmx-76 | 102 | 15,0 | 8,73 | 1,58 | 5,48 | 71,6 | 10,2 | 7,49 | 0,643 |
| dmx-79 | 42,4 | 23,8 | 21,2 | 1,64 | 27,4 | 117 | 2,31 | 12,6 | 0,578 |

* Содержания определялись в % на массу минерала.

ным манипулятором с телемикроскопическим контролем.

Условия исследований. Сначала поверхность исследуемых образцов очищалась ионным пучком в растре 200×200 мкм² в течение 10 минут. Далее в уменьшенном растре 100×100 мкм² в режиме накопления (3 реализации) регистрировался масс-спектр положительных вторичных ионов в диапазоне массовых чисел 1—100 а.е.м. Полное время анализа составляло 200 с, суммарная доза ионного облучения была около 10^{18} ат/см². Масс-спектр записывался в счетном режиме регистрации в диапазоне 1— 10^6 имп/с, количество отсчетов на 1 а.е.м. — 10, время интегрирования на один отсчет — 0,2 с. Погрешность определения интенсивностей масс-пиков составляла в диапазонах: свыше 10^4 имп/с — менее 3 %; (10^3 — 10^4) имп/с — 5—7 %; (10^2 — 10^3) имп/с — 10—15 %; ниже 10^2 имп/с — 20—30 %. Для каждого образца проводилось 3—4 измерения.

На рис. 1 представлен типичный экспериментальный масс-спектр для образца dmx-63. Помимо масс-пиков атомарных ионов основных компонентов гранатов, примесей и микропримесей в состав спектра входят пики двузарядных и многоатомных кластерных ионов, образованных основными и примесными элементами, а также ионами зондирующего пучка (кислорода). Эти пики затрудняют следовый МСВИ-анализ, т.к. они интерферируют с аналитическими пиками искоемых микропримесей.

Методика обработки экспериментальных результатов. Рассмотрим основные проблемы, с которыми сталкиваются исследователи при анализе микропримесей в геологических объектах методом масс-спектрометрии вторичных ионов [15], и способы их решения, которые были реализованы в данной работе.

Компенсация заряда. Как и большинство геологических объектов, зерна гранатов являются диэлектриками, поэтому большое значение имеет проблема компенсации наведенного потенциала. В наших экспериментах она решалась за счет «погружения» исследуемых зерен в хорошо проводящую индиевую фольгу. Критерием полноты компенсации принималось отсутствие изменений в энергии настройки энергофилтра на входе масс-анализатора вторичных ионов при переходе от анализа индиевой фольги к анализу зерен гранатов.

Масс-спектральная интерференция. Очень важная проблема, которая не решается до конца даже при повышении разрешающей способности масс-анализатора до 7000. Кроме того, улучшение разрешающей способности сопровождается потерей чувствительности прибора в режиме следового анализа. Необходимо использование сложного и дорогостоящего прибора с секторным магнитным анализатором большого радиуса (например, IMS 10F фирмы Самеса, Франция), обеспечивающего хорошее пропускание в режиме высокого разрешения.

Другим способом решения проблемы на-

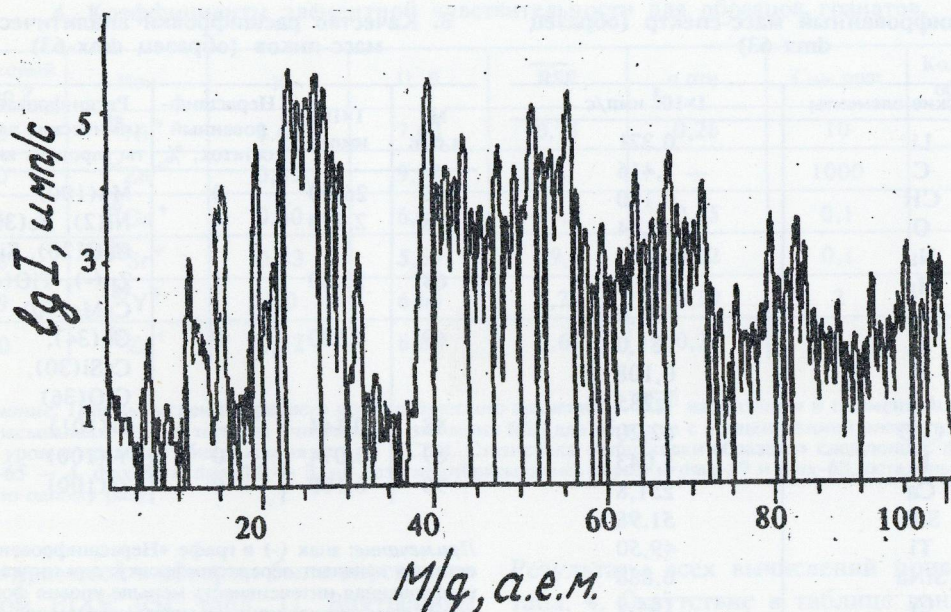


Рис. 1. Масс-спектр положительных вторичных ионов для образца dmх-63.

ложения является расшифровка масс-пиков с использованием ЭВМ [7], позволяющая разделить вклады различных ионов в интенсивность экспериментального масс-пика. Этот способ уступает по качеству первым двум, но он более прост и широко используется в приборах с плохой разрешающей способностью, к которым относятся квадрупольные масс-спектрометры [2]. Все алгоритмы расшифровки масс-спектров вторичных ионов строятся на предположении о том, что соотношение пиков масс-спектра однозначно соответствует природной распространенности изотопов элементов.

Нами использовалась программа расшифровки, разработанная одним из авторов статьи (И.Ю.Паничкиным) и основанная на решении системы линейных уравнений по методу наименьших квадратов с неотрицательным решением. Главное отличие данного подхода от остальных — это активное участие в расшифровке исследователя, который сам задает и корректирует набор возможных ионов, добиваясь улучшения качества расшифровки.

Экспериментальный масс-спектр подвергался стандартным процедурам сглаживания и преобразования в гистограммную

форму и загружался в память ЭВМ. Время полной расшифровки масс-спектров гранатов обычно составляло не более 10 минут для IBM компьютера с 386 процессором. Далее в табл. 2 даны результаты расшифровки спектра образца dmх-63 (с суммированием интенсивностей по изотопам для каждого элемента), а в табл. 3 — оценки качества расшифровки аналитических пиков Mn, Ni, Y, Zr, Sr, Ga и Zn.

Определение концентраций микропримесей. Количественный анализ методом МСВИ остается серьезной проблемой, несмотря на то, что на ее решение направлены значительные усилия исследователей и теоретиков, опубликовано большое количество оригинальных работ, обзоров и монографий [2, 8, 11, 13] и др. Это обусловлено значительной сложностью явления вторично-ионной эмиссии (ВИЭ), ее зависимостью от различных факторов [1]. Попытки реализации безэталонного количественного анализа сдерживаются отсутствием теоретических моделей ВИЭ, полностью доведенных до практического использования. Единственно приемлемым способом количественного МСВИ-анализа, особенно сложных многокомпонентных объектов, остается метод ис-

2. Расшифрованный масс-спектр (образец dmx-63)

| Химические элементы | 1×10^3 имп/с |
|---------------------|-----------------------|
| Li | 0,321 |
| C | 1,416 |
| CH | 0,170 |
| O | 18,44 |
| Na | 28,50 |
| Mg | 462,0 |
| Al | 321,0 |
| Si | 281,0 |
| P | 0,108 |
| O ₂ | 1,285 |
| CaO | 62,20 |
| K | 5,043 |
| Ca | 251,8 |
| SiO | 51,98 |
| Ti | 49,50 |
| SiNa | 6,888 |
| Cr | 164,9 |
| Al ₂ | 20,21 |
| Mn | 26,00 |
| Fe | 25,52 |
| Si ₂ | 56,14 |
| CaMg | 6,904 |
| AlO ₂ | 0,529 |
| SiO ₂ | 1,779 |
| Cu | 0,719 |
| TiO | 6,995 |
| Ni | 0,065 |
| CaSi | 29,57 |
| Ga | 2,558 |
| Al ₂ O | 0,529 |
| MnO | 0,715 |
| FeO | 5,622 |
| CrO | 17,11 |
| CrAl | 0,220 |
| FeMg | 2,515 |
| CaAlO | 1,021 |
| FeSi | 0,801 |
| Rb | 0,017 |
| Sr | 0,176 |
| Y | 0,074 |
| Zr | 0,216 |
| Ca ₂ O | 0,785 |

Примечание: невязка расшифровки (общий нерасшифрованный остаток) — 75,68 тыс. имп/с.

пользования стандартных образцов состава [14], в том числе внутренних элементов-стандартов, т.е. элементов, содержание которых в исследуемых образцах определено с помощью других методов. Формально такой подход сводится к определению коэффициентов элементной чувствительности (в ино-

3. Качество расшифровки аналитических масс-пиков (образец dmx-63)

| M, а.е.м. | 1×10^3 имп/с | Нерасшифрованный остаток, % | Расшифрованные химические элементы (процент вклада) |
|-----------|-----------------------|-----------------------------|---|
| 55 | 26,00 | 0 | Mn(100) |
| 58 | 2,770 | -1 | Ni(2), Fe(3), CaO(20), Si ₂ (76) |
| 64 | 10,50 | 1 | Zn(-), TiO(49), CaMg(50) |
| 69 | 4,530 | 0 | Ga(34), CaSi(30), CrO(36) |
| 88 | 0,144 | -1 | Sr(101) |
| 89 | 0,074 | 0 | Y (100) |
| 90 | 0,109 | 0 | Zr(100) |

Примечание: знак (-) в графе «Нерасшифрованный остаток» означает перерасшифровку; для цинка расшифрованная интенсивность меньше уровня фона системы регистрации ионного микроанализатора ($I_{\min} = 10$ имп/с).

странной литературе используется сокращение RSF — Relative Sensitivity Factor)

$$RSF_i = \left(\frac{I}{C} \right)_i \left(\frac{C}{I} \right)_s, \quad (1)$$

где I_i и I_s — интенсивности сигналов, а C_i и C_s — концентрации определяемого элемента и стандарта соответственно.

Вычислив RSF для нескольких элементов-стандартов, можно затем, опираясь на экспериментально доказанную корреляцию [8] относительного выхода вторичных ионов с потенциалами ионизации химических элементов U , построить зависимость

$$\ln(\alpha RSF) = -k_1 U + k_2, \quad (2)$$

где α — коэффициент, учитывающий зависимость пропускания массанализатора от массы вторичных ионов; k_1 и k_2 — калибровочные коэффициенты.

Далее по этой зависимости вычисляются RSF для других элементов и проводится количественный МСВИ-анализ. Такой подход был ранее нами успешно использован при разработке методики количественного МСВИ-анализа полупроводниковых материалов — Si и GaAs [5], причем в качестве стандартных применялись образцы, легированные методом ионной имплантации [10]. В данной работе стандартными образцами служили сами образцы гранатов, концент-

4. Коэффициенты элементной чувствительности для образцов гранатов

| Порядковый номер Z | Ион | γ | U, В | \overline{RSF} | σ отн. | C_{min} ppm | Количество образцов |
|--------------------|--------------------|----------|------|------------------|---------------|---------------|---------------------|
| 28 | $^{58}\text{Ni}^+$ | 0,68 | 7,63 | 0,11 | 0,26 | 10 | 8 |
| 30 | $^{64}\text{Zn}^+$ | 0,49 | 9,39 | — | — | 1000 | — |
| 31 | $^{69}\text{Ga}^+$ | 0,60 | 6,00 | 17,9 | 0,45 | 0,1 | 8 |
| 38 | $^{88}\text{Sr}^+$ | 0,83 | 5,69 | 39,6 | 0,32 | 0,1 | 4 |
| 39 | $^{89}\text{Y}^+$ | 1,0 | 6,60 | 1,21 | 0,19 | 2 | 6 |
| 40 | $^{90}\text{Zr}^+$ | 0,52 | 6,80 | 0,69 | 0,22 | 5 | 7 |

Примечание: При вычислении среднего арифметического значения \overline{RSF} наибольшая и наименьшая величины отбрасывались. Кроме того, не учитывались значения RSF для образцов с концентрацией элементов ниже или на уровне пределов обнаружения метода МСВИ. Статистика «отбраковки образцов» следующая: dmx-68 — 5, dmx-65 — 4, dmx-58 и dmx-76 — 3, ни разу не отбрасывались образцы dmx-59 и dmx-63, остальные образцы — по одному разу.

рация примесей в которых была определена методом PIXE (см. табл. 1). Внутренним стандартом были выбраны марганец и окись марганца, концентрация которой также измерялась методом PIXE. Выбор Mn связан с тем, что он имеет один изотоп, масс-пик положительного иона которого практически не интерферирует с другими масс-пиками, а содержание окиси марганца достаточно велико, но не превышает одного процента. В принципе возможны варианты с использованием других внутренних стандартов (например, Fe или Cr) и их окислов.

Для всех 10 исследуемых гранатов нами были вычислены средние значения \overline{RSF} шести химических элементов (Ni, Zr, Y, Sr, Ga, Zn), их относительные стандартные отклонения δ и пределы обнаружения C_{min} . Коэффициенты элементной чувствительности вычислялись по формуле

$$RSF_i = \frac{I_i C_{MnO}}{I_{Mn}(Cy)_i}, \quad (1.1)$$

где γ_i — изотопный коэффициент искомой примеси.

Предел обнаружения рассчитывался в предположении, что надежно регистрируемый относительно уровня фона аналитический сигнал масс-пика изотопа искомой примеси составляет $I_{min} = 10$ имп/с, что соответствует техническим характеристикам ионного микроанализатора «Шиповник».

Результаты всех вычислений приведены в табл. 4. Отсутствие в таблице данных для цинка связано с большим значением потенциала ионизации этого элемента. Определение концентраций электроотрицательных элементов ($U > 9$ В) затруднено при использовании в качестве зондирующего пучка положительных ионов кислорода, стимулирующих эмиссию положительных вторичных ионов электроположительных элементов. Экспериментально эта проблема решается при переходе к зондирующим ионам цезия и регистрации отрицательных вторичных ионов.

Методом линейного парного регрессивного анализа [3] по данным табл. 4 были вычислены значения коэффициентов в выражении (2): $k_1 = 3,164$ и $k_2 = 21,54$ при коэффициенте парной корреляции $R = -0,9858$ (рис. 2). Используя полученные значения коэффициентов, были определены RSF для других элементов, например, для лития $RSF = 88,8$. Результаты расчетов концентрации Li для исследуемых образцов приведены в табл. 5 (расчетное значение предела обнаружения для лития 0,05 ppm).

Локальность анализа. МСВИ относится к локальным методам определения концентраций. В наших экспериментах результаты измерений усреднялись по площади раstra сканирования ионного пучка (100×100 мкм²) и по глубине (3—5 мкм). Технические характеристики ионного микроанализатора позволяли уменьшить латеральное разрешение до 30 мкм, а при переходе к

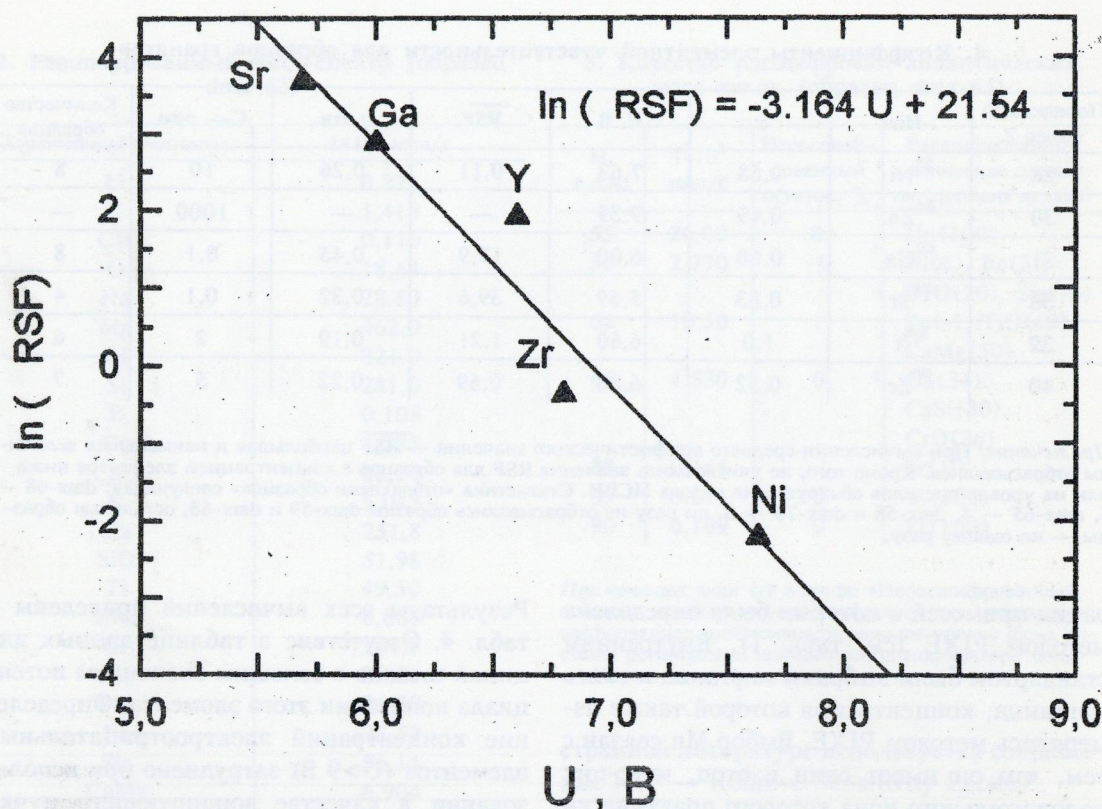


Рис. 2. Экспериментальная зависимость коэффициента элементной чувствительности RSF от потенциала ионизации U определяемых примесей.

жидкометаллическому источнику первичных ионов — до 1 мкм [9]. Разрешение по глубине при соответствующих экспериментальных условиях могло быть снижено до 0,01—0,02 мкм. При интегральном определении концентраций примесей в зернах исследуемых гранатов, малый объем анализируемой пробы может сделать ее непредставительной, особенно если примесь

распределена в образце неомогенно. Для таких образцов необходимо проведение послойного МСВИ-анализа с распылением поверхности образцов зондирующим ионным пучком. Возможен также послойный анализ в режиме получения микроизображений исследуемого участка в ионах определяемой примеси и переход к моделированию объемного распределения примеси в анализируемой пробе.

5. Концентрация лития в исследуемых образцах гранатов (метод МСВИ)

| Образец | C, ppm |
|---------|--------|
| dmx-52 | 0,5 |
| dmx-53 | 0,4 |
| dmx-58 | — |
| dmx-59 | 40 |
| dmx-60 | 0,2 |
| dmx-63 | 1,3 |
| dmx-65 | 1,7 |
| dmx-68 | 2,5 |
| dmx-76 | 8,0 |
| dmx-79 | 0,3 |

Апробация методики. Методика МСВИ-определения следовых примесей была использована при изучении 15 образцов гранатов из кимберлитов Якутии. Из них 9 образцов — из кимберлитовых трубок южных (алмазоносных) полей: БТ-Т-8, БТ-Ан-21, НИ-Рг-20, ИС-Св-12, АЛ-Нч-37, ДД-З-11, ДД-Д-16, МУ-Зм-4, МУ-Зп-18; 6 образцов из северных (убого-алмазоносных) полей: Ч-Олп-38, УК-Кб-1, МЭ-Пд-1, Кй-Вт-3, ЛУ-Лх-29, АН-Мкр-20.

Результаты исследований приведены в табл. 6 и на рис. 3. Концентрации оксидов

6. Результаты анализа гранатов из кимберлитовых трубок Якутии (метод МСВИ)

| Образец, трубка | Примеси, г/т (МСВИ) | | | | | | Оксиды, мас% | | |
|--------------------|---------------------|-----|----|-----|----|-----|--------------------------------|-------|------|
| | Li | Ni | Ga | Sr | Y | Zr | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO |
| БТ-Т-8 | 0,2 | 72 | 17 | 0,6 | 6 | 21 | 4,94 | 6,37 | 0,32 |
| Таежная | | | | | | | | | |
| БТ-Ан-21 | 4 | 83 | 8 | 1,5 | 15 | 21 | 6,14 | 7,86 | 0,53 |
| Амакинская | | | | | | | | | |
| НИ-Рг-20 | 5 | 65 | 13 | 0,6 | 15 | 108 | 2,53 | 8,84 | 0,31 |
| Радиогеодезическая | | | | | | | | | |
| ИС-Св-12 | 0,3 | 54 | 8 | 0,4 | 9 | 20 | 2,49 | 8,88 | 0,39 |
| Светлая | | | | | | | | | |
| АЛ-Нч-37 | 65 | 136 | 3 | 2 | 11 | 54 | 0,70 | 9,63 | 0,19 |
| Начальная | | | | | | | | | |
| ДД-З-11 | 1 | 61 | 12 | 0,6 | 6 | 25 | 3,69 | 7,43 | 0,30 |
| Зарница | | | | | | | | | |
| ДД-Д-16 | 23 | 90 | 8 | 1,5 | 15 | 73 | 8,08 | 6,24 | 0,39 |
| Долгожданная | | | | | | | | | |
| МУ-Зм-4 | 7 | 76 | 6 | 3,5 | 12 | 55 | 1,26 | 8,85 | 0,25 |
| Зимняя | | | | | | | | | |
| МУ-Зп-18 | 50 | 156 | 5 | 0,6 | 13 | 35 | 3,00 | 6,25 | 0,29 |
| Заполярная | | | | | | | | | |
| Ч-Олп-38 | 0,2 | 40 | 4 | 0,4 | 10 | 42 | 1,01 | 8,40 | 0,20 |
| Олимп. | | | | | | | | | |
| УК-Кб-1 | 6 | 63 | 9 | 1,0 | 15 | 32 | 2,59 | 9,20 | 0,28 |
| Кубанская | | | | | | | | | |
| МЭ-Пд-1 | 1,2 | 35 | 10 | 0,8 | 14 | 7 | 3,33 | 7,06 | 0,25 |
| Подснежная | | | | | | | | | |
| Кй-Вт-3 | 3,1 | 53 | 6 | 1,8 | 10 | 114 | 5,04 | 7,08 | 0,34 |
| Второгодница | | | | | | | | | |
| ЛУ-Лх-29 | 1,2 | 79 | 3 | 0,2 | 14 | 57 | 0,07 | 12,92 | 0,34 |
| Лыхчан | | | | | | | | | |
| АН-Мкр-20 | 2 | 87 | 18 | 0,7 | 5 | 25 | 6,25 | 6,98 | 0,45 |
| Макаровская | | | | | | | | | |

Примечание: концентрация оксидов определена методом электронно-зондового анализа, лаборатория ЦНИГРИ.

железа, хрома и марганца определялись методом электронно-зондового анализа и использовались в качестве внутренних стандартов. На рис. 3 видно, что полученные нами концентрации микроэлементов в гранатах в общем соответствуют часто встречающимся значениям, полученным для гранатов Далдынского поля методом PIXE. Некоторые отклонения (например, высокие содержания никеля в двух наших образцах) могут быть связаны с реально существующими различиями между гранатами разных трубок, разных кимберлитовых полей. Безусловно, представленные результаты из-за недостаточной статистики не претендуют на использование в практике поисков алмазных месторождений. Однако, уже сейчас

просматривается некоторая закономерность в обогащении 9 первых образцов никелем и взаимосвязь между повышенными содержаниями никеля и лития. Последнее обстоятельство представляет большой интерес, и его подтверждение требует дополнительных экспериментов с образцами гранатов из одной алмазоносной трубки.

Таким образом, проведенные исследования позволили разработать методику количественного МСВИ-анализа зерен гранатов. С использованием стандартных образцов (измеренных методом PIXE) были определены коэффициенты элементной чувствительности и построена зависимость $RSF = f(U)$, что позволяет теперь определять концентрацию примесей в образцах гранатов

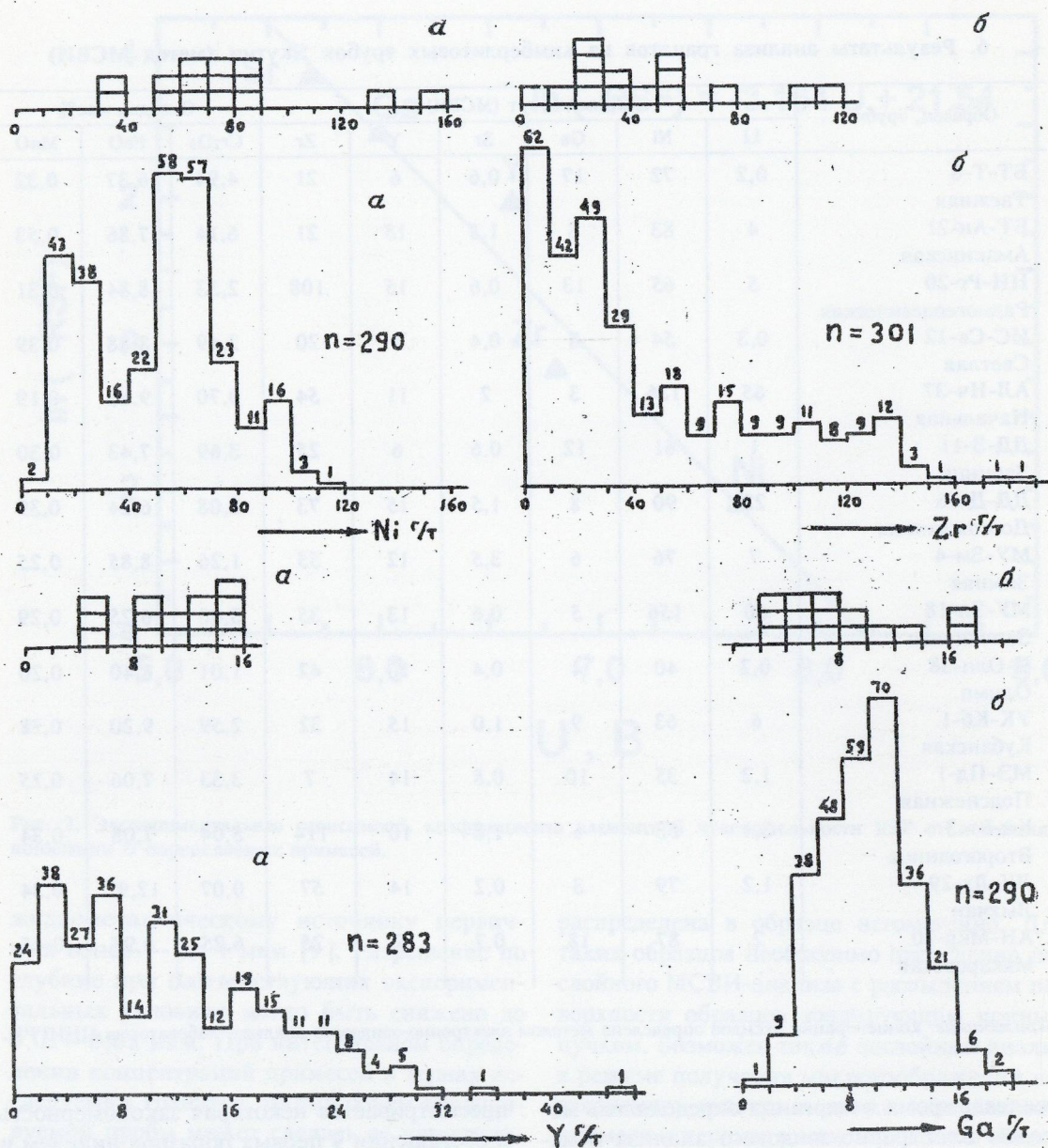


Рис. 3. Сопоставление содержаний микроэлементов в гранатах из кимберлитов Далдынского поля (трубки Удачная, Дальняя, Геофизическая):

a — гистограммы содержаний микроэлементов в гранатах, проанализированных авторами; каждый прямоугольник — 1 образец; $б$ — гистограммы концентрации микроэлементов в гранатах по данным метода PIXE (материалы У.Л.Гриффина); цифры вверх — число образцов; n — количество проанализированных проб

неизвестного состава. Необходимым условием для проведения таких измерений является определение независимым методом (например, методом рентгеноспектрального электронно-зондового анализа) концентрации внутреннего стандарта — оксида марганца. Разработанная методика наиболее подходит для образцов с однородным рас-

пределением примесей. Наилучшие результаты достигаются для примесей с потенциалом ионизации в диапазоне $U = 4-8$ В. Возможно построение аналогичной калибровочной зависимости для электроотрицательных примесей (исключая газообразующие).

Другим перспективным направлением продолжения данной работы представляется

локальный МСВИ-анализ микровключений в гранатах.

Критерием правильности разработанной методики будет служить ее практическая реализация в геохимии алмазонасных объектов — при поисках новых кимберлитовых тел и для оценки практической ценности трубок (еще на стадии изучения шлиховых ореолов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Векслер В.И. Вторичная ионная эмиссия металлов. — М.: Наука, 1987.
2. Волков С.С., Денисов А.Г., Толстогозов А.Б. Вторично-ионные масс-спектрометры // Обзоры по электронной технике. Сер. Технология, организация производства и оборудование. 1987. Вып. 9 (1283).
3. Дьяконов В.П. Справочник по алгоритмам и программам на языке бейсик для персональных ЭВМ. — М.: Наука, 1987.
4. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. Справочник — М.: Недра, 1990.
5. Количественный анализ полупроводниковых материалов методом масс-спектрометрии вторичных ионов / Волков С.С., Китаева Т.И., Соловьев А.В., Толстогозов А.Б. // Поверхность. 1993. № 6 С. 38—44.
6. Коляда В.М., Зайченко А.К., Дмитренко Р.В.

Рентгеноспектральный анализ с ионным возбуждением. — М.: Атомиздат, 1978.

7. Метод качественного анализа вторично-ионных масс-спектров / Баталов Б.В., Кунилов В.А., Колемейцев М.И., Наумов А.Э. // Поверхность. 1986. № 5. С. 102—109.
8. Рамендик Г.И. Элементный масс-спектрометрический анализ твердых тел. — М.: Химия, 1993.
9. Сканирующий ионный микрозонд и особенности его применения в микроэлектронике / Волков С.С., Денисов А.Г., Кратенко В.И. и др. // Электронная промышленность. 1990. № 10. С. 13—16.
10. Стандартные образцы для масс-спектрометрии вторичных ионов / Бородина О.М., Гимельфарб Ф.А., Орлов П.Б., Ухорская Т.А. // Журнал аналитической химии. 1986. Т. 41. Вып. 12. С. 2164—2174.
11. Черепин В.Т. Ионный микрозондовый анализ. — Киев: Наукова Думка, 1992.
12. Application of the proton microprobe to diamond exploration and genesis / Griffin W.L., Ryan C.G., Cousens D.R., Sie S.H., Suter G.F. // Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. B 1990. V. 49. P. 318—322.
13. Benninghoven A., Rudenauer F.G., Werner H.W. Secondary Ion Mass Spectrometry (Basic Concept). Chichester: J.Wiley and Sons, 1986.
14. Leta D.P., Morrison G.H. Ion implantation for in situ quantitative ion microprobe analysis // Anal. Chem. 1980. V. 52. № 2. P. 277—280.
15. Reed S.J.B. Geological applications of SIMS // SIMS-IV: Proc. 4th Intern. Conf. (Osaka, Nov.13—19, 1983). Springer-Verlag. 1984 P. 451—455.

Tolstoguzov A. B., Vaganov V. I., Ilupin I. P., Kitayeva T. I., Panichkin I. Yu.

APPLICATION OF SECONDARY ION MASS SPECTROMETRY (SIMS) IN THE ANALYSIS FOR MICROAMOUNTS OF TRACE ELEMENTS IN GARNETS FROM KIMBERLITE PIPES OF YAKUTIA

Peculiar aspects of mineral grains' sample preparation for SIMS analysis and experimental data treatment are set forth. A technique of quantitative determination of Ni, Y, Zr, Sr and Ga concentrations in garnets using elemental sensitivity coefficients is proposed. The technique has been employed to analyse the compositions of 15 garnet samples taken from distinct pipes. A correlation was found between the increases in Ni and Li concentrations in garnets.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.48'43:553.491.8(571.51)

© А. П. Лихачев, 1996

ХАРАЕЛАХСКИЙ ИНТРУЗИВ И ЕГО ПЛАТИНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ РУДЫ

А. П. ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Проведен анализ распределения рудных компонентов в сульфидной и силикатной составляющих Хараелахского интрузива в сравнении с Талнахской интрузией. Показано различие в количестве и составе рудных веществ между Талнахским и Хараелахским интрузивами. Установлено многоканальное строение Хараелахского интрузива. Сделан вывод, что формирование Хараелахской интрузии происходило путем последовательного смещения русла магматического потока в южном направлении при многократной смене магматических масс. Различие в составе рудного вещества между Талнахским и Хараелахским интрузивами, а также между ветвями последнего, вероятнее всего, связано с гетерогенностью глубинного магматического источника.

Хараелахский рудоносный интрузив сопровождается уникальным скоплением платино-медно-никелевых руд: связанная с ним массивная залежь Октябрьского месторождения достигает мощности 56 м при распространении на площади 4×2 км (рис. 1). Выяснению закономерностей и причин концентрации рудных веществ в этом интрузиве посвящены проведенные нами исследования, результаты которых изложены ниже. Основой для выполнения работы послужили разведочные данные.

Обработка и анализ имеющихся материалов проводились аналогично тому, как это делалось для Талнахского интрузива [2]: определялись концентрация и распределение сульфидных масс и рудных компонентов в поперечных блоках шириной 400 м, ориентированных перпендикулярно вытянутости магматического тела. В связи со сложностью конфигурации интрузива, для анализа выбраны два направления (см. рис. 1): юг-юго-западное (I—I) и запад-северо-западное (II—II). Первое охватывает тело, вытянутое в юг-юго-западном (южная ветвь), а второе в запад-северо-западном (западная ветвь) направлениях.

Распределение рудных масс по длине магматических тел. Распределение рудного

(сульфидного) вещества по выбранным выше направлениям отражено на рис. 2.

Как видно, по своей длине магматические тела изменяются в поперечном сечении: наблюдается чередование суженных участков с расширенными, подобно Талнахскому интрузиву [1, 2].

В северной части магматического тела I—I (рис. 2, А) максимальная концентрация рудного вещества, как и в Талнахском интрузиве, приурочена к месту перехода от суженного к расширенному участку интрузии (линии 21—25). Но на втором к югу более расширенном участке (линии 13—18) соответствующего концентрирования сульфидов не наблюдается.

В западной магматической ветви II—II (рис. 2, Б) также имеются суженные и расширенные участки, но распределение рудного вещества здесь более сложное. В западной части тела сохраняется приуроченность максимального скопления сульфидов к месту перехода от суженного к расширенному участку (линии 6'—10'), тогда как в восточной части наблюдается искаженная картина — приуроченность максимальных скоплений сульфидов к суженному участку (линии 3'—6'). Запад-северо-западное тело (II—II) отличается от тела I—I, как и от Талнах-

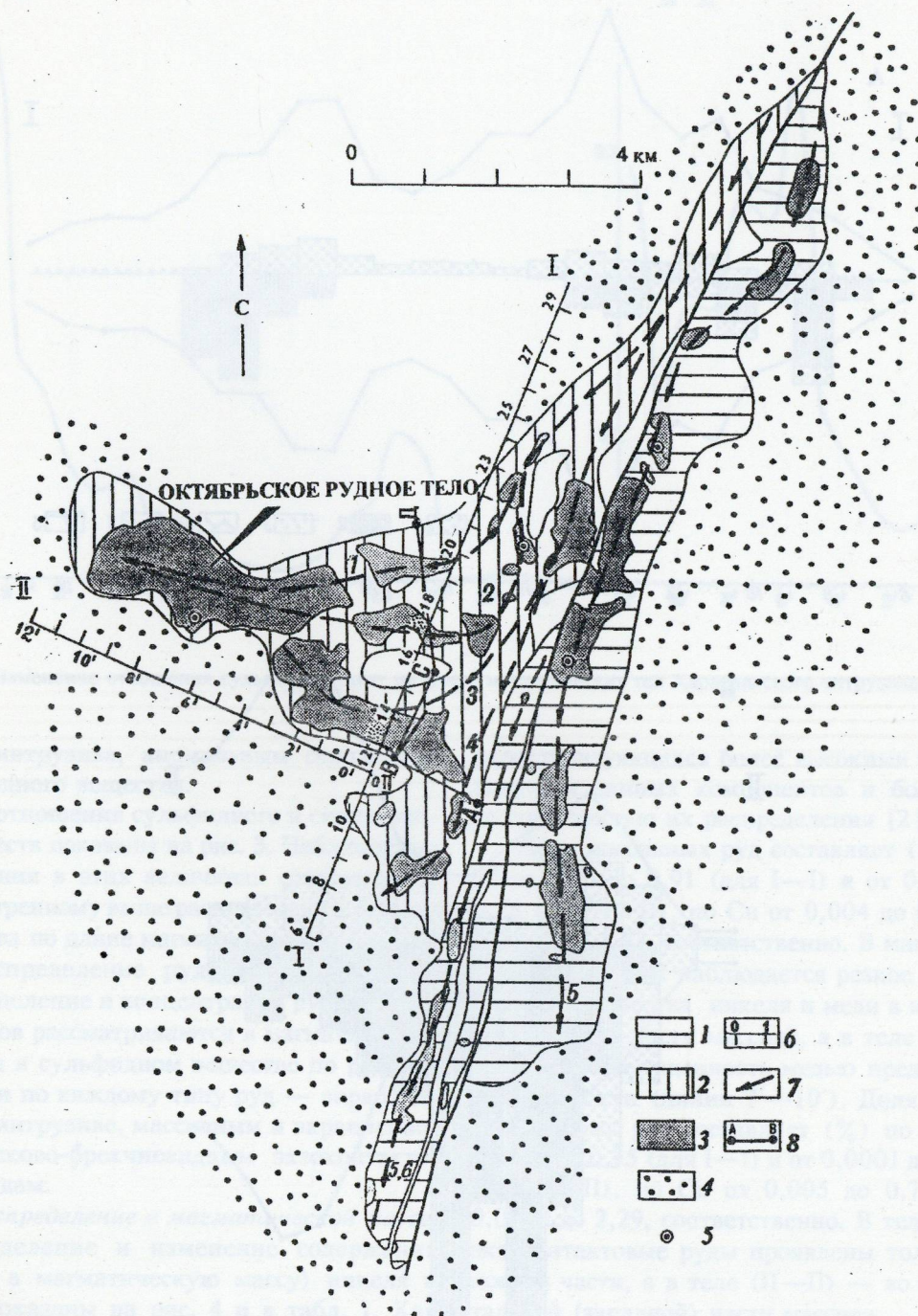


Рис. 1. План Талнахской и Хараелахской рудоносных интрузий:

1 — Талнахская интрузия; 2 — Хараелахская интрузия; 3 — массивные залежи сульфидных руд; 4 — периферическая часть рудоносных интрузий — силл лейкократового габбро; 5 — опорные скважины детальных геохимических исследований; 6 — границы блоков количественной оценки рудной и силикатной составляющих Хараелахской интрузии; 7 — направления и номера магматических потоков; 8 — линия поперечного разреза магматических потоков. I—I — направление южной ветви Хараелахской интрузии, II—II — направление западной ветви Хараелахской интрузии

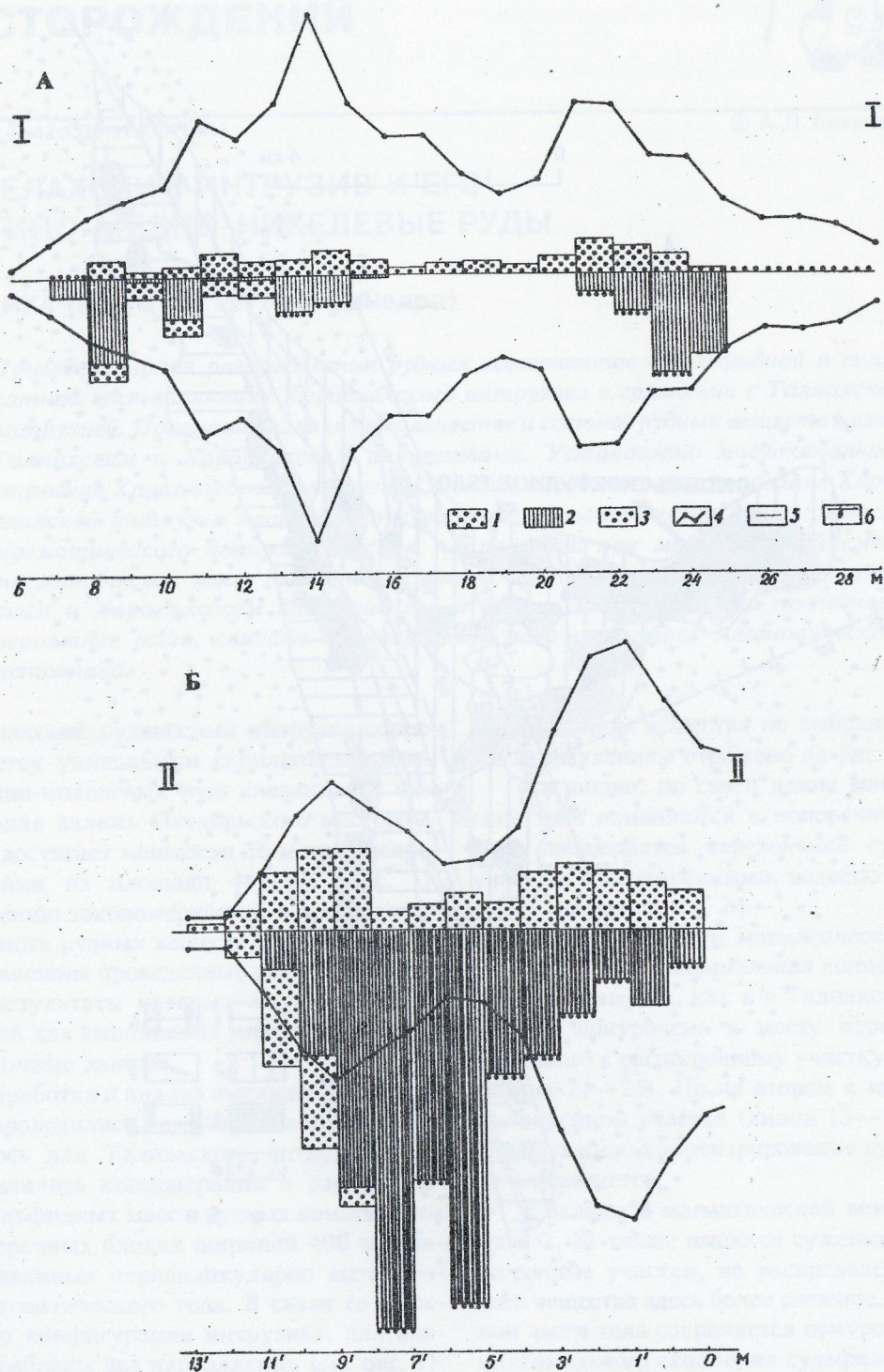


Рис. 2. Изменение площади поперечного сечения и распределение рудного вещества по длине южной — А (I—I) и западной — Б (II—II) ветвей Хараелахской интрузии (диаметр максимального сечения, приведенного к форме круга, по телу I—I составляет ≈ 900 м, а по телу II—II — ≈ 950 м; распределение масс рудного вещества, показано в том же масштабе, что и по Талнахской интрузии [2]. 1 — контур интрузива; масса сульфидов (млн. т); 2 — вкрапленных в интрузии, 3 — массивных, 4 — экзоконтактовых руд; 5 — осевая линия интрузива; 6 — границы блоков магматических тел (расстояние между линиями 400 м)

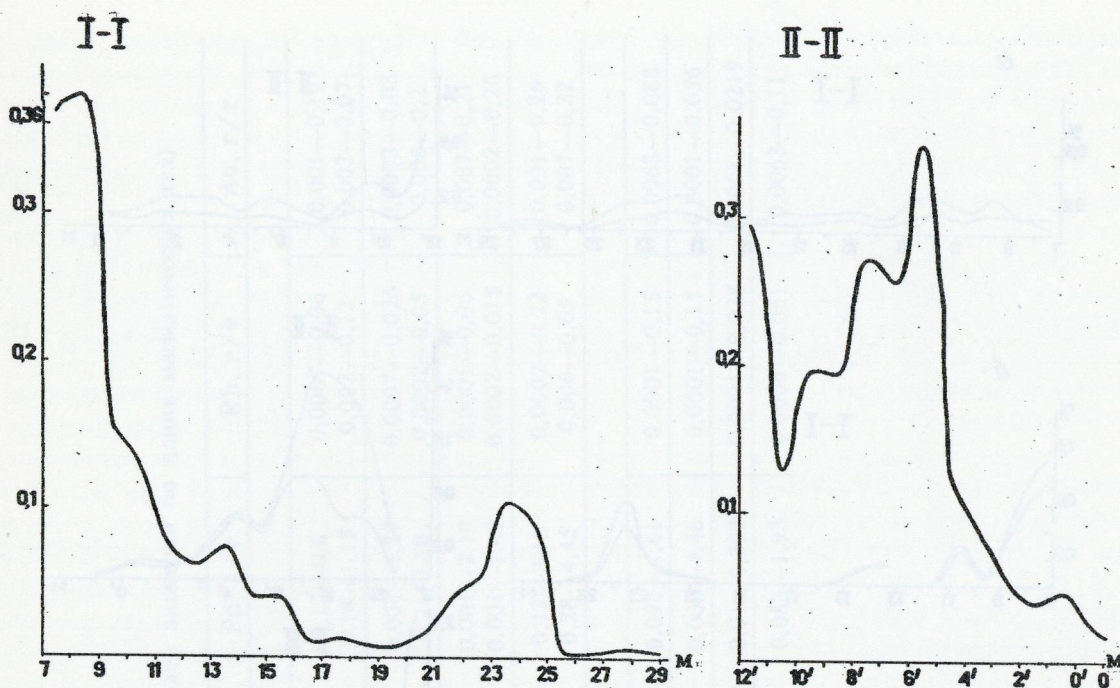


Рис. 3. Изменение отношения сульфид-силикат по длине магматических тел Хараелахского интрузива.

ского интрузива, аномальным скоплением сульфидного вещества.

Соотношения сульфидного и силикатного веществ показаны на рис. 3. Наблюдаемые изменения в этих величинах соответствуют рассмотренному выше распределению рудного вещества по длине магматических тел.

Распределение рудных компонентов. Распределение и концентрация рудных компонентов рассматриваются в магматической массе и в сульфидном веществе по рудам в целом и по каждому типу руд — вкрапленным в интрузиве, массивным и вкрапленно-прожилково-брекчиевидным экзоконтактовыми рудам.

Распределение в магматической массе. Распределение и изменение содержания (вклад в магматическую массу) никеля и меди показаны на рис. 4 и в табл. 1. Как видно, вклад вкрапленных в интрузии сульфидов изменяется (%) по Ni от 0,01 до 0,15 (для ветви I—I) и от 0,03 до 0,2 (для ветви II—II), по Cu от 0,02 до 0,27 и от 0,06 до 0,7, соответственно. При общем невысоком содержании никеля и меди наблюдается незначительное изменение их количества по длине магматических тел, в отличие от вкрапленных руд в Талнахской интрузии,

характеризующихся более высокими содержаниями данных компонентов и большей контрастностью их распределения [2].

Доля массивных руд составляет (%) по Ni от 0,05 до 0,91 (для I—I) и от 0,05 до 0,75 (для II—II), по Cu от 0,004 до 0,75 и от 0,06 до 1,53, соответственно. В магматическом теле I—I наблюдается резкое повышение количества никеля и меди в южной фронтальной части массива, а в теле II—II — резкая обогащенность медью предфронтальной части (линии 7'—10'). Доля экзоконтактовых руд составляет (%) по Ni от 0,0006 до 0,25 (для I—I) и от 0,0001 до 0,42 (для II—II), по Cu от 0,005 до 0,7 и от 0,0003 до 2,29, соответственно. В теле I—I экзоконтактовые руды проявлены только в южной части, а в теле (II—II) — во фронтальной (западной) части массива.

Количество всего сульфидного вещества в магматической массе составляет (%) по Ni от 0,02 до 0,97 (для I—I) и от 0,12 до 0,78 (для II—II), по Cu 0,035 до 1,02 и от 0,17 до 2,99, соответственно. Наибольшее концентрирование никеля и меди приурочено к фронтальным и предфронтальным частям магматических тел.

Распределение Pt, Pd, Rh и Au в магма-

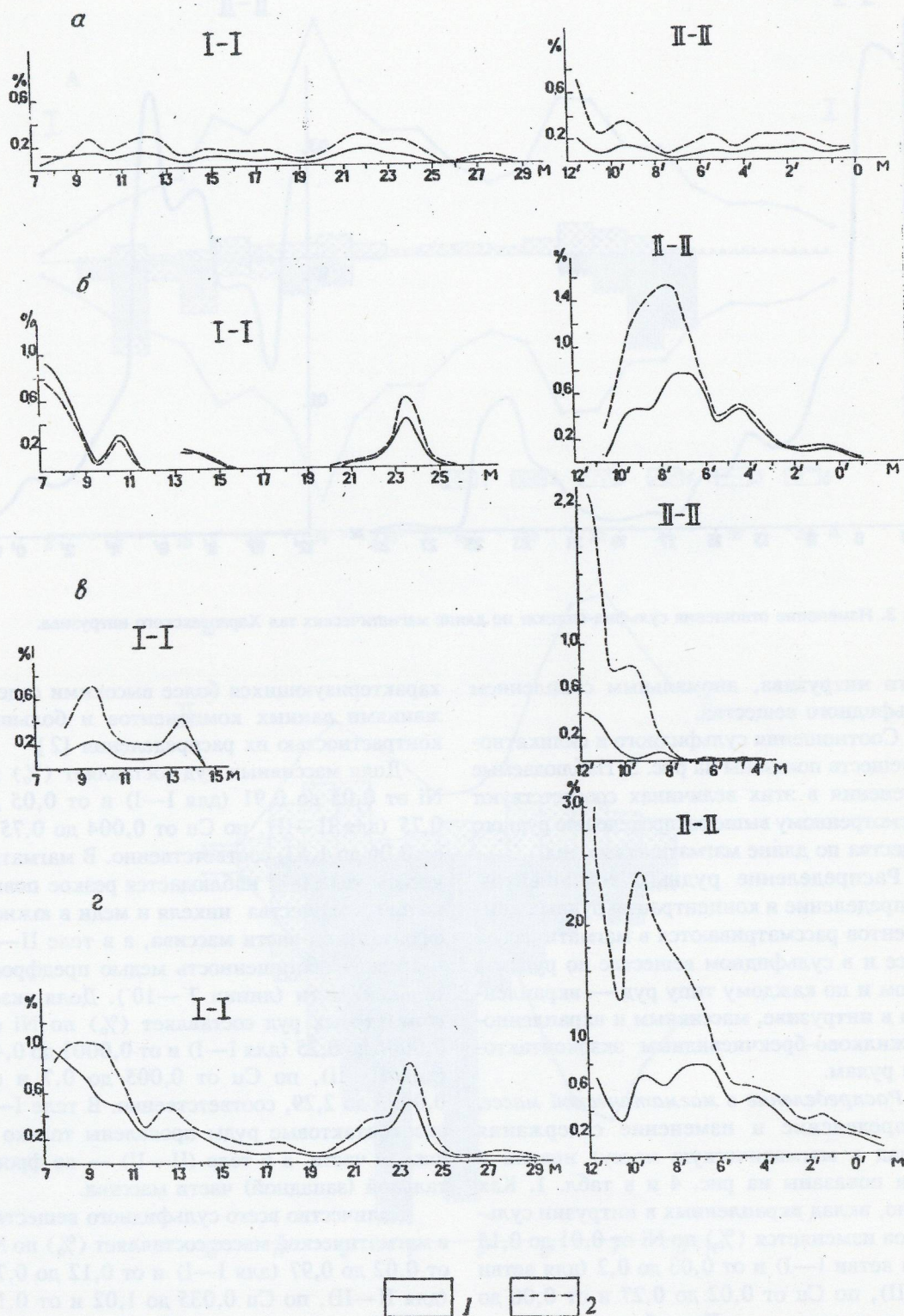


Рис. 4. Содержание и распределение Ni и Cu в общей магматической массе по ветвям Хараелахской интрузии: а — вкрапленные в интрузиве руды; б — массивные руды, в — экзоконтактовые руды, г — сульфиды в целом; 1 — Ni, 2 — Cu

1. Доля металлов различных типов руд в общей магматической массе (диапазон значений по длине магматических тел)

| Типы руд | Тела | Ni, % | Cu, % | Pt, г/т | Pd, г/т | Rh, г/т | Au, г/т |
|-------------------------|------|-------------|--------------|-------------|------------|--------------|---------------|
| Хараелахский интрузив | | | | | | | |
| Вкрапленные в интрузиве | I | 0,01—0,15 | 0,02—0,27 | 0,03—0,37 | 0,15—0,8 | 0,0007—0,06 | 0,001—0,19 |
| | II | 0,03—0,2 | 0,06—0,7 | 0,07—0,35 | 0,14—1,18 | 0,002—0,12 | 0,002—0,07 |
| Массивные | I | 0,005—0,91 | 0,004—0,75 | 0,002—0,24 | 0,007—1,27 | 0,0007—0,026 | 0,0003—0,03 |
| | II | 0,04—0,75 | 0,06—1,53 | 0,02—0,63 | 0,1—2,80 | 0,0002—0,05 | 0,005—0,2 |
| Экзоконтактовые | I | 0,0006—0,25 | 0,0005—0,7 | 0,0001—0,65 | 0,001—2,19 | 0,0001—0,06 | 0,007—0,21 |
| | II | 0,0001—0,42 | 0,0003—2,29 | 0,0001—0,91 | 0,001—1,40 | 0,0002—0,018 | 0,0002—0,26 |
| Руды в целом | I | 0,02—0,97 | 0,035—1,02 | 0,03—0,86 | 0,13—3,13 | 0,0007—0,22 | 0,001—0,26 |
| | II | 0,12—0,78 | 0,17—2,99 | 0,008—1,26 | 0,28—4,45 | 0,006—0,05 | 0,007—0,32 |
| Талнахский интрузив | | | | | | | |
| Вкрапленные в интрузиве | | 0,007—0,188 | 0,05—0,36 | 0,023—0,54 | 0,093—1,61 | 0,0001—0,15 | 0,0063—0,088 |
| | | 0,01—0,43 | 0,03—0,58 | 0,001—1,24 | 0,003—4,46 | 0,0001—0,15 | 0,0001—0,056 |
| Массивные | | 0,002—0,04 | 0,0005—0,097 | 0,03—0,256 | 0,01—0,393 | 0,0001—0,038 | 0,0001—0,0219 |
| | | 0,002—0,56 | 0,051—0,77 | 0,023—1,713 | 0,083—1,93 | 0,0006—0,061 | 0,0063—0,11 |

тической массе показано на рис. 5 (см. табл. 1). Вклад вкрапленных в интрузии руд изменяется (г/т) по Pt от 0,03 до 0,37 (для I—I) и от 0,07 до 0,35 (для II—II); по Pd от 0,15 до 0,8 и от 0,14 до 1,18; по Rh от 0,0007 до 0,06 и от 0,002 до 0,12; по Au от 0,001 до 0,19 и от 0,002 до 0,07, соответственно.

Количество массивных руд в г/т составляет по Pt от 0,002 до 0,24 (для I—I) и от 0,02 до 0,63 (для II—II); по Pd от 0,007 до 1,27 и от 0,1 до 2,8; по Rh от 0,0007 до 0,026 и от 0,0002 до 0,05; по Au от 0,0003 до 0,03 и от 0,005 до 0,2, соответственно.

Экзоконтактовые руды в магматической массе составляют (г/т) по Pt от 0,0001 до 0,65 (для I—I) и от 0,001 до 0,91 (для II—II); по Pd от 0,001 до 2,19 и от 0,001 до 1,4; по Rh от 0,0001 до 0,06 и от 0,0002 до 0,018; по Au от 0,007 до 0,21 и от 0,0002 до 0,26, соответственно.

Сульфиды в целом содержатся в магматической массе в следующих количествах (г/т): по Pt от 0,03 до 0,86 (для I—I) и от 0,008 до 1,26 (для II—II); по Pd от 0,13 до 3,13 и от 0,28 до 4,45; по Rh от 0,0007 до 0,22 и от 0,006 до 0,05; по Au от 0,001 до 0,26 и от 0,007 до 0,32, соответственно.

Как видно из приведенных выше данных, характер распределения металлов платиновой группы и золота подобен распределению никеля и меди — максимумы и минимумы на кривых распределения тех и других совпадают.

Распределение рудных компонентов в сульфидной составляющей. Содержание и распределение рудных компонентов в сульфидной составляющей отражены на рис. 6 и 7 и в табл. 2. На рис. 6 показано распределение никеля и меди. Вкрапленные руды в интрузии проявляют волнообразное изменение содержаний металлов с более значительными колебаниями для меди, чем для никеля и более высокими содержаниями никеля и меди в теле I—I, чем в теле II—II. Вариации концентраций в % составляют по Ni от 2,93 до 9,2 (для I—I) и от 2,9 до 5,8 (для II—II); по меди от 5,78 до 17,10 и от 6,66 до 11,26, соответственно.

Массивные руды тела I—I характеризуются близкими и относительно низкими содержаниями Ni и Cu по сравнению с вкрапленными рудами в интрузии и с массивными рудами тела II—II. В последних проявляется

резкий максимум концентрации меди в предфронтальной части интрузива. Содержания металлов в % изменяются по Ni от 2,52 до 5,36 (для I—I) и от 3,68 до 6,14 (для II—II); по Cu от 2,0 до 7,8 и от 4,5 до 18,35, соответственно.

В сульфидах экзоконтактовых руд концентрации меняются в % по Ni от 2,64 до 5,39 (для I—I) и от 1,64 до 7,3 (для II—II); по Cu от 4,47 до 10,28 и от 3,9 до 28,35, соответственно.

Сульфиды в целом характеризуются неравномерным распределением рассматриваемых элементов с общим увеличением содержания меди и в меньшей мере никеля в северном направлении (для тела I—I) и резким повышением концентрации меди во фронтальной и предфронтальной (западной) части тела II—II. Содержания колеблются (%) по никелю от 2,85 до 8,46 (для I—I) и от 1,77 до 4,46 (для II—II); по меди от 3,16 до 15,19 и от 2,4 до 14,81, соответственно.

Распределение металлов платиновой группы и золота показано на рис. 7.

Во вкрапленных рудах тела I—I наблюдаются наибольшие изменения содержаний для Pd и Au и умеренные для Pt и Rh при общем увеличении концентрации рассматриваемых элементов в северном направлении. Рудные компоненты тела II—II менее изменчивы в своем распределении и характеризуются более низкими содержаниями по сравнению с телом I—I. Вариации концентраций составляют (г/т) по Pt от 3,06 до 18,96 (для I—I) и от 3,86 до 9,9 (для II—II); по Pd от 13,26 до 46,5 и от 13,12 до 25,47; по Rh от 0,2 до 0,61 и от 0,08 до 0,25; по Au от 0,75 до 3,01 и от 0,13 до 1,8, соответственно.

В массивных рудах тела I—I наблюдаются относительно низкие содержания всех рассматриваемых элементов при незначительном их колебании. Сульфиды же тела II—II отличаются высокими содержаниями Pd и Au в его предфронтальной части. Содержания (г/т) составляют по Pt от 0,65 до 2,64 (для I—I) и от 0,57 до 7,97 (для II—II); по Pd от 3,78 до 13,85 и от 8,06 до 31,67; по Rh от 0,12 до 0,78 и от 0,07 до 0,53; по Au от 0,08 до 0,45 и от 0,08 до 2,58, соответственно.

В экзоконтактовых рудах содержания варьируют (г/т) по Pt от 1,15 до 7,71 (для

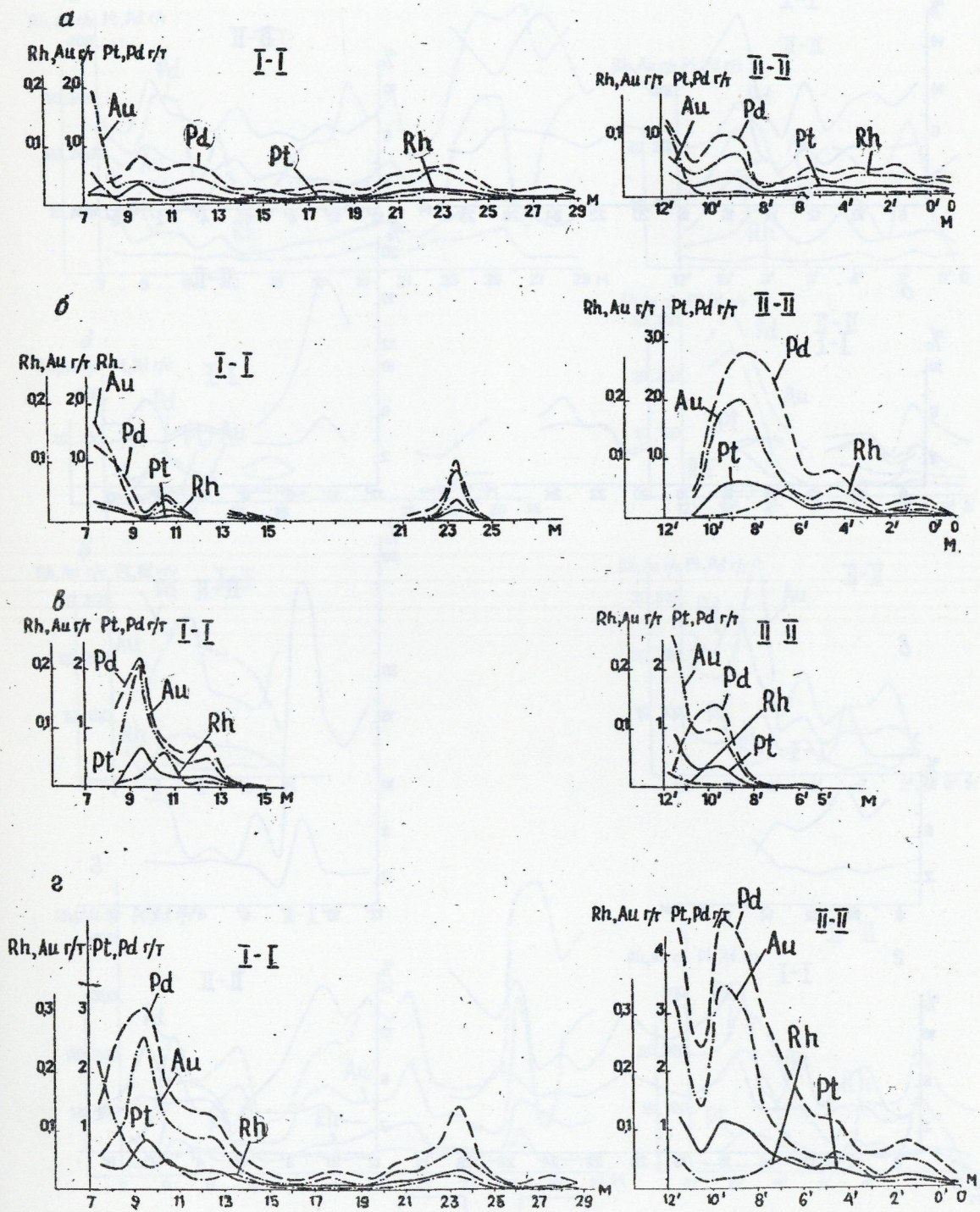


Рис. 5. Содержание и распределение Pt, Pd, Rh и Au в общей магматической массе, г/т:

Усл. обозн. см. рис. 4

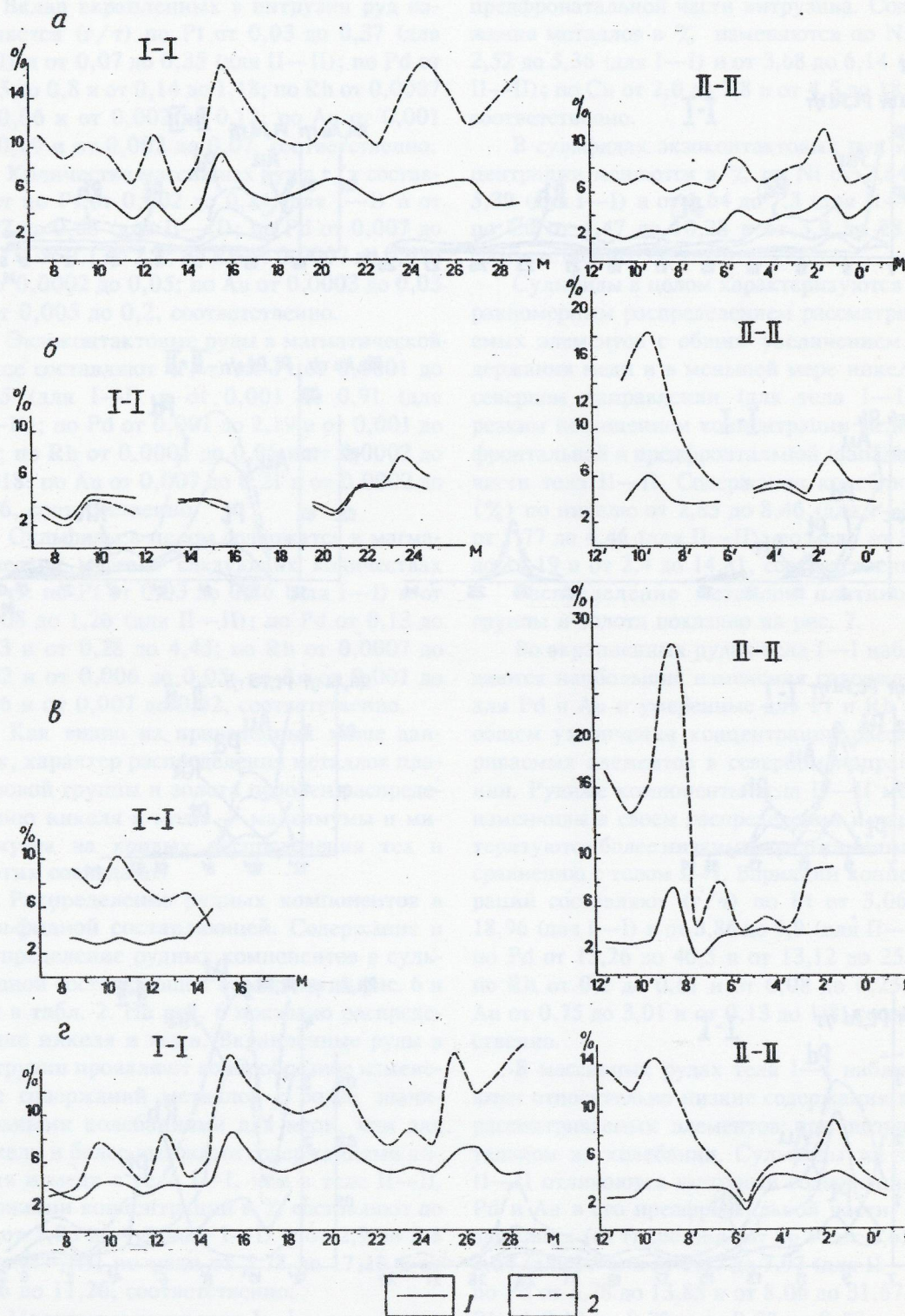


Рис. 6. Содержание и распределение Ni и Cu в сульфидной составляющей Хараелахской интрузии:

Усл. обозн. см. рис. 4

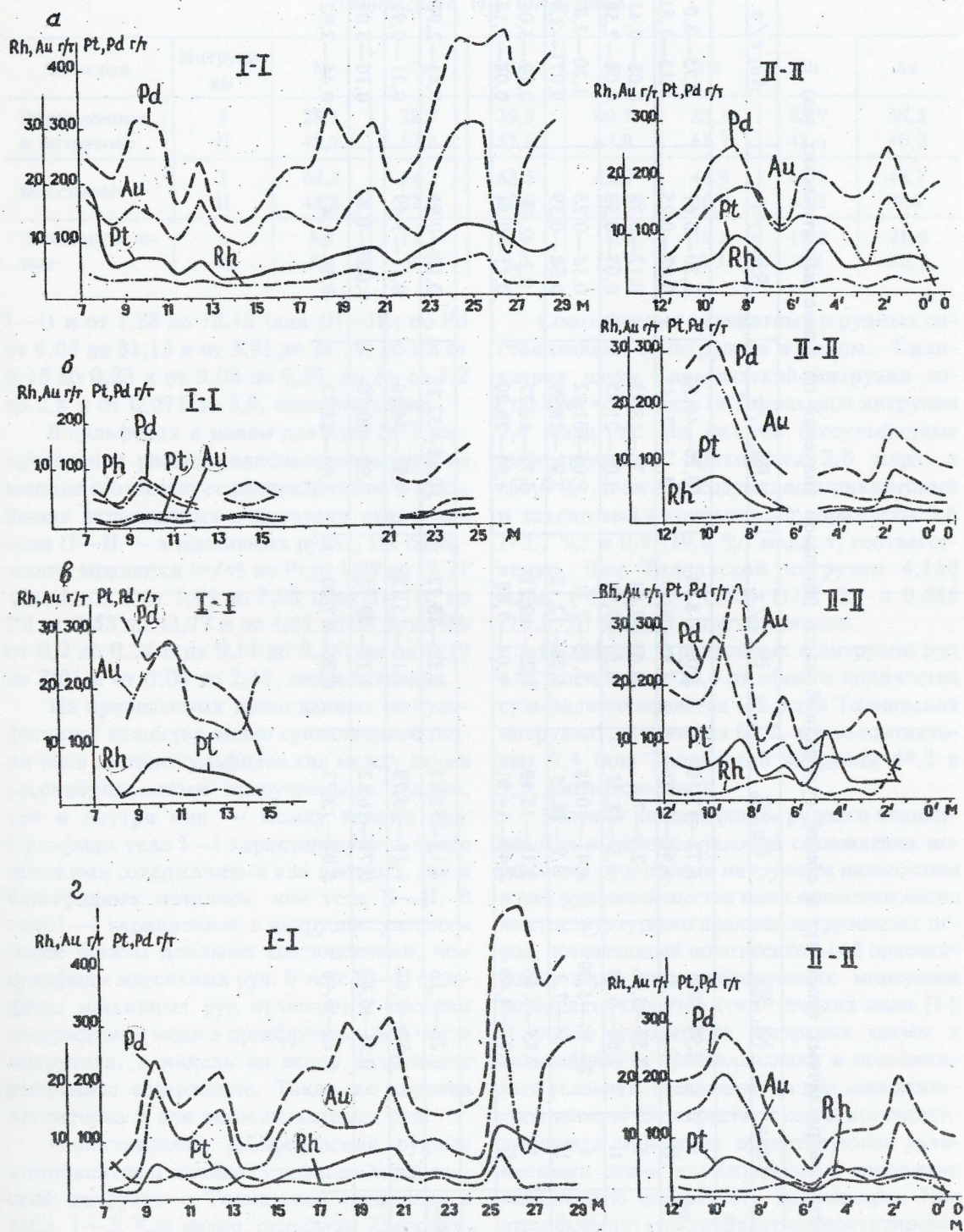


Рис. 7. Содержание и распределение Pt, Pd, Rh и Au в сульфидной составляющей Хараелахской интрузии:
Усл. обозн. см. рис. 4

2. Доля металлов различных типов руд в общей сульфидной массе (диапазон значений по длине магматических тел)

| Типы руд | Тела | Ni, % | Cu, % | Pt, г/т | Pd, г/т | Rh, г/т | Au, г/т |
|-------------------------|------|-----------|------------|------------|-------------|------------|-----------|
| Хараклахацкий интрузив | | | | | | | |
| Вкрапленные в интрузиве | I | 2,93—9,2 | 5,78—17,10 | 3,06—18,96 | 13,26—46,50 | 0,20—0,61 | 0,75—3,0 |
| | II | 2,9—5,8 | 6,66—11,26 | 3,86—9,90 | 13,12—25,47 | 0,08—0,25 | 0,13—1,81 |
| Массивные | I | 2,52—5,36 | 2,0—7,8 | 0,65—2,64 | 3,78—13,85 | 0,12—0,78 | 0,08—0,45 |
| | II | 3,68—6,14 | 4,5—18,35 | 0,57—7,97 | 3,06—31,67 | 0,07—0,53 | 0,08—2,58 |
| Экзоконтактовые | I | 2—64—5,39 | 4,47—10,28 | 1,15—7,71 | 9,05—31,12 | 0,15—0,23 | 1,20—2,8 |
| | II | 1,64—7,3 | 3,9—28,35 | 1,38—12,12 | 3,91—28,39 | 0,08—0,59 | 0,071—3,9 |
| Руды в целом | I | 2,85—8,46 | 3,16—15,19 | 1,29—12,21 | 5,73—43,77 | 0,2—0,74 | 0,19—3,01 |
| | II | 1,77—4,46 | 2,40—14,81 | 1,04—7,08 | 4,68—28,20 | 0,11—0,54 | 0,08—2,13 |
| Талнахский интрузив | | | | | | | |
| Вкрапленные в интрузиве | | 0,26—7,16 | 6,15—13,47 | 2,89—23,22 | 10,48—53,22 | 0,13—0,91 | 0,44—2,98 |
| Массивные | | 4,62—7,01 | 4,10—13,79 | 1,10—15,12 | 4,91—54,16 | 0,11—1,49 | 0,21—0,91 |
| Экзоконтактовые | | 0,51—5,83 | 0,71—16,12 | 4,18—29,92 | 1,99—60,70 | 0,003—0,81 | 0,10—3,07 |
| Руды в целом | | 0,26—6,46 | 5,02—13,73 | 0,26—17,30 | 8,66—53,22 | 0,14—1,43 | 0,44—2,92 |

3. Распределение рудных компонентов (% на массу) в типах руд Хараелахского (I) и Талнахского (II) интрузивов

| Типы руд | Интрузивы | Ni | Cu | Co | Pt | Pd | Rh | Au |
|-------------------------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|
| Вкрапленные в интрузиве | I | 28,1 | 28,7 | 29,9 | 40,7 | 35,3 | 23,9 | 35,3 |
| | II | 49,2 | 52,8 | 57,0 | 63,0 | 61,7 | 42,6 | 40,3 |
| Массивные | I | 63,8 | 54,2 | 63,5 | 43,3 | 48,4 | 65,9 | 43,7 |
| | II | 45,4 | 37,5 | 40,3 | 25,1 | 30,0 | 53,2 | 9,0 |
| Экзоконтактовые | I | 8,1 | 17,1 | 6,6 | 16,0 | 16,3 | 10,2 | 21,0 |
| | II | 5,4 | 9,7 | 2,7 | 11,9 | 8,3 | 4,2 | 50,7 |

I—I) и от 1,38 до 12,12 (для II—II); по Pd от 9,05 до 31,12 и от 3,91 до 28,39; по Rh от 0,15 до 0,23 и от 0,08 до 0,59; по Au от 1,2 до 2,8 и от 0,071 до 3,9, соответственно.

В сульфиде в целом для тела I—I распределение рассматриваемых элементов во многом соответствует распределению в сульфиде вкрапленных в интрузии руд, а для тела II—II — в массивных рудах. Их содержания меняются (г/т) по Pt от 1,29 до 12,21 (для I—I) и от 1,04 до 7,08 (для II—II); по Pd от 7,53 до 43,77 и от 4,68 до 28,2; по Rh от 0,2 до 0,74 и от 0,11 до 0,54; по Au 0,19 до 3,01 и от 0,08 до 2,13, соответственно.

Из приведенных выше данных по сульфидному веществу видно существенное различие в составе сульфидов как между двумя рассматриваемыми интрузивными телами, так и внутри них — между типами руд. Сульфиды тела I—I характеризуются более высокими содержаниями как цветных, так и благородных металлов, чем тела II—II. В теле I—I вкрапленные в интрузии сульфиды более богаты ценными компонентами, чем сульфиды массивных руд. В теле II—II сульфиды массивных руд отличаются высоким содержанием меди в предфронтальной части интрузива, а никель по всему телу имеет умеренное содержание. Такая же картина характерна и для экзоконтактовых руд.

Сопоставление распределений рудных компонентов и состава сульфидов Хараелахской интрузии с Талнахской приведено в табл. 1—3. Как видно, сульфиды Хараелахской интрузии имеют свою специфику в распределении и содержании рудных компонентов. Но им свойственны и однотипные черты, выраженные, в частности, в волнообразной неоднородности распределения по длине интрузива.

Соотношения силикатных и рудных составляющих в интрузиве в целом. Силикатная часть Хараелахской интрузии составляет 4,5 млрд. т (в Талнахской интрузии 5,4 млрд. т). Из них на бессульфидные дифференциаты приходится 3,0 млрд. т (66,4 %), а на рудосодержащие пикритовый и такситовый + контактовый горизонты 0,6 (13,7 %) и 0,9 (19,9 %) млрд. т, соответственно. Для Талнахской интрузии 4,153 млрд. т (77,7 %), 0,636 (11,7 %) и 0,586 (10,6 %) млрд. т, соответственно.

Сульфиды вкрапленных в интрузии руд в % составляют 25,4 от общего количества сульфидного вещества (48,5 для Талнахской интрузии), массивных 65,2, а экзоконтактовых 9,4 (для Талнахской интрузии 44,2 и 7,3, соответственно).

Условия концентрации рудного вещества. Для выяснения условий становления норильских рудоносных интрузий и накопления в них рудного вещества нами применен метод микроструктурного анализа интрузивных пород, позволяющий по относительной ориентировке зерен породообразующих минералов определять характер (тип) течения магм [1]. В случае одноактного внедрения магмы и дальнейшей ее кристаллизации в неподвижных условиях, оседающие на дно магматической камеры фенокристы и зерна кристаллизующихся минералов ориентируются удлиненными осями и уплощенными сторонами параллельно поверхности дна камеры. При этом формируется плоскостная ориентировка зерен породообразующих минералов. Внедрение с последующим ламинарным течением магмы сопровождается образованием линейной ориентировки зерен. А при турбулентном течении образуются породы и горизонты с

неориентированным расположением зерен породообразующих минералов.

Для Талнахской интрузии установлено многократное резкое изменение площади поперечного сечения по длине магматического тела и приуроченность рудных концентраций к местам перехода от суженных к расширенным участкам [1, 2]. Суженные участки имеют неориентированное расположение зерен породообразующих минералов (оливина в пикритовом горизонте), указывающее на турбулентное течение здесь магмы, а расширенные участки — четкую линейную ориентировку зерен оливина, свидетельствующую о ламинарном течении магмы [1]. Изменение скорости течения магмы в местах перехода от суженных к расширенным участкам достигало одного порядка. Было также показано, что в тупиковых (апофизных) ответвлениях от основного магматического тела зерна породообразующих минералов имеют линейную ориентировку, а в подводящих и отводящих магму каналах — неупорядоченную, соответствующую турбулентному течению.

Аналогичная работа по определению ориентировки зерен оливина в пикритовом горизонте была выполнена и для Хараелахской интрузии [1].

Как было показано выше, в теле I—I имеет место чередование расширенных и суженных участков (см. рис. 2, А). В северной части этого тела скопление сульфидного вещества приурочено к месту перехода от суженного к расширенному участку, подобно Талнахскому интрузиву. Но в средней его части, при наличии более крупного расширения, концентрация сульфидного вещества низкая.

Проведенным микроструктурным анализом установлено, что в самой северной суженной части тела I—I зерна оливина проявляют неориентированное расположение, свидетельствуя о турбулентном течении магмы и нахождении здесь питающего канала. В расширенных местах фиксируется линейная ориентировка зерен, указывающая на ламинарное течение магмы.

Западная ветвь (тело II—II) также имеет суженные и расширенные участки при сложном (нарушенном) распределении рудного вещества. Если в западной ее части проявляется тенденция к концентрации

сульфидов в месте перехода от суженного к расширенному участку, то в центральной части эта закономерность нарушена — большое количество рудного вещества приурочено к суженной части интрузива, проявляя наложенный характер.

Микроструктурным анализом установлена линейная ориентировка зерен оливина в расширенных участках тела II—II, соответствующая ламинарному течению магмы. Линейную же ориентировку зерен имеют западные относительно маломощные ответвления от основного интрузива. Это свидетельствует о том, что данные ответвления являются тупиковыми апофизами и никогда не представляли собой каналы, выводящие магму на более высокие горизонты.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что Хараелахский интрузив питался магмой через северо-восточную суженную его часть. В западном и южном направлениях он не имел выходов на земную поверхность, т.е. представлял собой закрытую магматическую систему.

В плане интрузии рудное вещество распределено неравномерно. Устанавливается несколько осей концентрации массивных сульфидов: 1 — северная, 2 — промежуточная, 3 — южная, 4 — восточная (см. рис. 1). Как следует из данных по Талнахскому интрузиву [1], скопления массивных руд трассируют собой линию потока магмы (фарватер магматического русла). Вероятнее всего, подобную же природу имеют и скопления массивных руд Хараелахского интрузива, строго приуроченные к нескольким отдельным магматическим потокам (рис. 8).

С другой стороны, из рис. 2, А видно, что в средней части тела (I—I) «исчезло» рудное вещество, которое должно было здесь скапливаться. В связи с тем, что в этом месте тело I—I расположено гипсометрически выше тела II—II приблизительно на 200 м, можно допускать миграцию рудного вещества в западную депрессию. Это увеличивало количество рудного вещества в западной ветви, изменяя процентное соотношение между вкрапленными в интрузиве и массивными сульфидами (в пользу последних), и нарушало закономерность концентрации сульфидов в местах перехода от суженных к расширенным участкам.

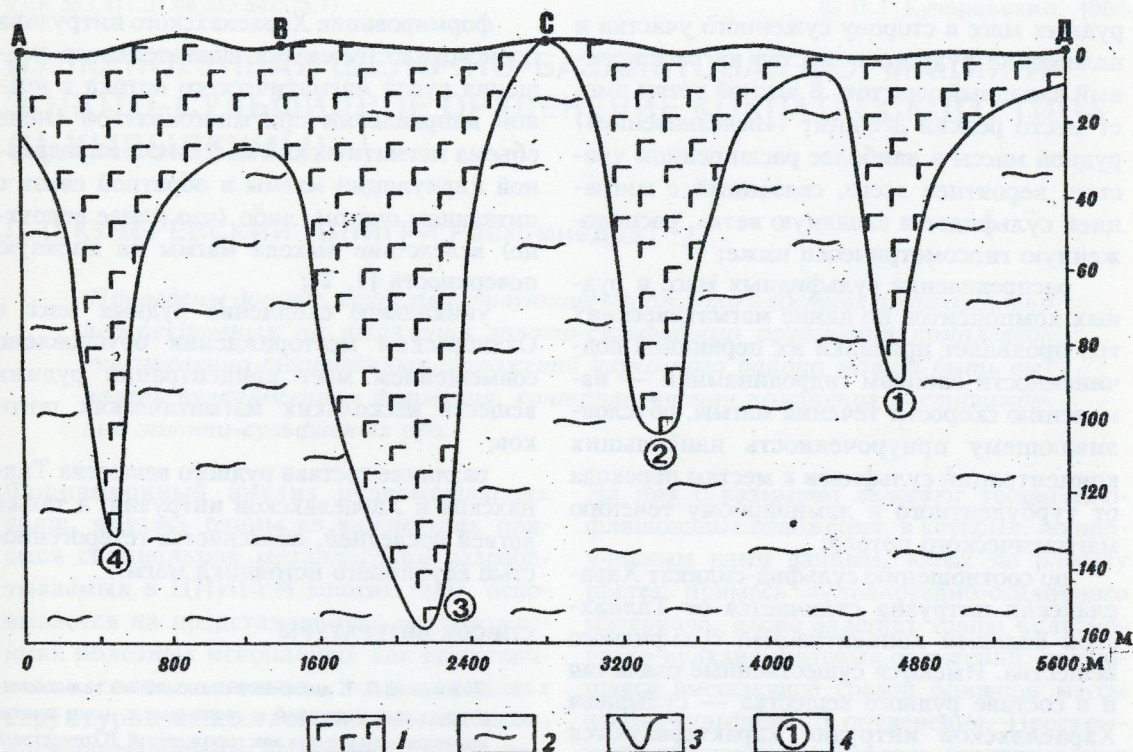


Рис. 8. Изменение мощности магматических тел Хараелахской интрузии по линии А—В—С—Д (см. рис. 1): 1 — магматическое тело; 2 — вмещающие породы; 3 — линия изменения мощности магматического тела; 4 — потоки (каналы) течения магмы

Таким образом, есть основания полагать, что поток магмы, поступающей из питающего канала, находящегося в северо-северо-восточной части Хараелахской интрузии, подобно реке, неоднократно менял свое русло, мигрируя в южном и восточном направлениях и оставляя «старицы» на северо-западе (одновременное действие нескольких разветвленных потоков не могло быть обеспечено из-за малого сечения питающего канала). Тупиковая запад-северо-западная часть интрузии являлась «заводью» — местом, в котором сходились и замыкалось несколько циркулирующих потоков. Вследствие этого здесь происходило максимальное накопление рудного вещества и сбрасываемых магмой флюидов. Туда же поступало рудное вещество, мигрирующее из южной ветви.

Наложение рудного вещества и флюидов на ранее сформированную западную часть Хараелахской интрузии проявлено в формировании верхних брекчиевидных руд и в образовании по интрузивным породам ро-

виков и магнезиально-известковых метасоматитов.

Механизм течения магмы и накопления рудного вещества был аналогичен таковому Талнахской интрузии [2].

Приведенные материалы позволяют сделать следующие выводы:

Хараелахский интрузив представляет собой сложную многоканальную магматическую систему, развитую в виде двух ветвей западного и южного направлений;

западная ветвь состоит из трех тел (потоков, каналов), смыкающихся в единую массу в западной части — в поле развития Октябрьской рудной залежи. Южная ветвь имеет одноканальное строение;

в каждой из ветвей проявляются признаки концентрации рудного вещества в местах перехода от суженных к расширенным участкам магматического канала, подобно Талнахскому интрузиву. Но в них имеются свои усложнения — особенности в распределении и составе рудного вещества;

в западной ветви проявляется смещение

рудных масс в сторону суженного участка и наложение рудного вещества на расширенный западный участок. В южной ветви имеет место резкий дефицит («исчезновение») рудной массы в наиболее расширенном участке, вероятнее всего, связанный с миграцией сульфидов в западную ветвь, расположенную гипсометрически ниже;

распределение сульфидных масс и рудных компонентов по длине магматических тел проявляет признаки их первичной подчиненности законам гидродинамики — изменению скорости течения магмы, обуславливающему приуроченность наибольших концентраций сульфидов к местам перехода от турбулентного к ламинарному течению магматического потока;

по соотношению сульфид-силикат Хараелахская интрузия отличается от Талнахской большей концентрацией сульфидного вещества. Имеются существенные различия и в составе рудного вещества — сульфиды Хараелахской интрузии характеризуются меньшим содержанием Ni, Pt, Pd и Rh;

проявляется значительное различие в составе сульфидного вещества между западной и южной ветвями Хараелахской интрузии: последняя более богата всеми ценными компонентами по сравнению с первой;

формирование Хараелахского интрузива происходило путем последовательного смещения русла магматического потока в южном направлении при многократной смене объема магматических масс за счет продольной циркуляции магмы и обратной связи с питающим очагом, либо (что менее вероятно) вследствие выхода магмы на дневную поверхность [1, 2];

уникальное скопление рудных масс в Октябрьском месторождении обусловлено совмещением мест концентрации рудных веществ нескольких магматических потоков;

различие состава рудного вещества Талнахской и Хараелахской интрузий, а также ветвей последней, объясняется гетерогенностью глубинного источника магм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лихачев А.П. К динамике становления талнахских рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 25—35.
2. Лихачев А.П., Ямнова В.В. Распределение металлов платиновой группы и других рудных компонентов в Талнахской рудоносной интрузии // Гр. VI Международного платинового симпозиума. — М. 1996.

Likhachev A. P.

THE KHARAEALAKHSKY INTRUSIVE MASS AND ITS PT-CU-NI ORES

The distribution of ore components in the sulfide and silicate constituents of the Kharaelakhsky intrusive mass has been analyzed in comparizon with that of the Talnakhsy one. The two intrusive masses are shown to exhibit dissimilar amounts and composition of ore matter. The Kharaelakhsky intrusive mass features multichannel structure. It has been concluded that the formation of the Kharaelakhsky intrusion proceeded through a successive southward displacement of the magmatic flow channel with repeated replacement of magmatic masses. It is most likely that the distinctions in ore matter compositions between the Talnakhsy and Kharaelakhsky intrusive masses and between the branches of the latter mass are due to the heterogeneity of the deep-seated magmatic source.

УДК 553.411.07.08:553.54(575.1)

© П. Г. Кучеровский, 1996

ВУЛКАНОГЕННАЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КОКПАТАССКОГО ТИПА (Ц. КЫЗЫЛКУМЫ)

П. Г. КУЧЕРЕВСКИЙ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Приведены данные, свидетельствующие о том, что в составе потенциально перспективных на выявление золото-сульфидного оруденения комплексов вулканогенно-терригенных отложений изученного района может быть выявлена вулканогенная формация, контролирующая положение месторождений золото-сульфидных руд.

Формационный анализ рудовмещающих толщ, являясь одним из важнейших приемов специальной металлогении разрабатываемых в ЦНИГРИ многие годы, основывается на представлении о месторождениях полезных ископаемых как естественных составляющих определенных структурно-вещественных комплексов, претерпевающих с начальной стадии становления и в дальнейшем сложную историю деформаций, метаморфизма и регенерации слагающих вещественных ассоциаций. Метод формационного анализа используется нами при изучении месторождений золото-сульфидного оруденения гор Букантау (Ц.Кызылкумы). Выявление геологических особенностей золоторудных месторождений кокпатасской группы и рудопроявлений Северо-Букантауской структурно-формационной зоны позволило сделать вывод о том, что многие особенности их строения могут объясняться, с одной стороны, парагенетической связью оруденения и эффузивного нижне-, среднекарбонowego базальтоидного процесса, а с другой — многообразием явлений, вызываемых метаморфизмом первичного рудообразующего вещества [5, 6].

Ведущей структурно-морфологической разновидностью рудных тел золото-сульфидных месторождений и рудопроявлений кокпатасского типа являются линзовидные и линзовидно-пластовые залежи. Руды локализованы в комплексе пород карашакской свиты, датированной нижним, средним карбоном. К основанию комплекса рудоносных отложений относятся известняки с фауной верхневизейского возраста.

На них с размывом залегают терригенно-флишеидные отложения, в которых, по полученным нами данным, вверх по разрезу растет примесь вулканогенно-осадочного материала. Выше залегает толща вулканогенно-вулканомиктовых отложений, являющаяся вмещающей средой основной массы золото-сульфидного оруденения. Перекрывают рудоносный комплекс терригенные и кремнисто-карбонатно-сланцевые отложения, известные в литературе под названием «кокпатасской свиты».

Залежи золото-сульфидных руд характеризуются однообразием минерального состава: главные рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом; в качестве второстепенных обычно присутствуют халькопирит, сфалерит, блеклые руды. Общее количество сульфидов в рудной массе варьирует в пределах 5—25 %. Оксидорудные изменения выражаются главным образом в окварцевании, хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. Субдисперсное золото в рудах в основном концентрируется в пирите и арсенопирите. Содержание его в рудах составляет в среднем 1—5 г/т.

Детальное изучение условий залегания линзовидно-пластовых залежей золото-сульфидных руд в разрезах вулканогенно-вулканомиктовых отложений показало, что они являются компонентами определенных его частей, локализуясь преимущественно среди наиболее тонкообломочных образований (вулканомиктовых алевролитов и др.), залегают согласно с ними и выклиниваются с выклиниванием последних. Характерно при этом то, что руд-

ные агрегаты участвуют совместно с вмещающими породами в разновозрастных деформациях, выраженных в изгибах и будинаже слоистых пород и вкрапленных руд вблизи синвулканических разрывных нарушений. Кроме того, обращает на себя внимание ассоциация руд с субвулканическими телами и лавами базальтоидного состава. Обособленность в структурном и возрастном отношении ассоциации вулканогенных отложений с залежами золото-сульфидных руд позволяет, с нашей точки зрения, предполагать существование индикаторной, для оруденения данного типа, вулканогенной формации, в основу выделения которой могут быть положены следующие общие характеристики.

Геологическое положение. Рудовмещающие вулканогенные отложения сформированы в нижне-, среднекарбовое время, в период активизации в районе щелочно-базальтового вулканизма [9], развивавшегося либо в узких унаследованных прогибах (в пределах Северо-Букантауского нижне-, среднепалеозойского рифтогенного трога) и протягивающихся вдоль зоны Северо-Букантауского глубинного разлома; либо в наложенных прогибах вдоль скрытых разломов фундамента (зона Кокпатасского глубинного разлома). Вулканизму этого времени присуща линейность контролирующих структур, трещинный тип излияний, слабая дифференцированность. О характере структур, контролировавших положение выделяемой формации в пределах детально разведанного кокпатасского рудного поля, позволяют судить особенности распределения мощностей вулканогенных отложений в разрезах рудоносного комплекса пород (по результатам структурно-поискового и разведочного бурения). Уверенно могут быть выделены фрагменты ветвящихся желобов (рис. 1), в осевых частях которых общая мощность базальтоидов лавовых фаций может оцениваться в первые сотни метров, при этом суммарная мощность отложений формации максимальна. В прибортовых частях прогиба суммарная мощность пород формации резко изменчива (от первых метров до 70—100 м и более), при этом доля лавовых фаций, как правило, не превышает 10—15 % объема отложений. Близинхронно с накоплением вулканитов за пределами

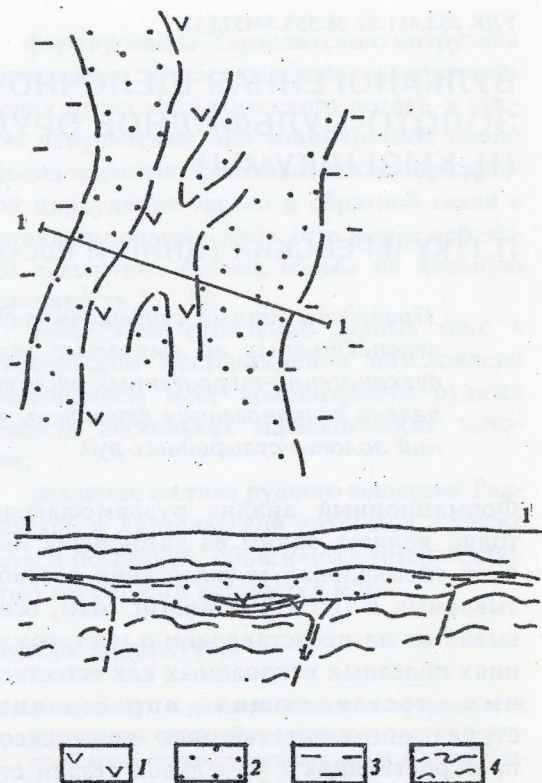


Рис. 1. Схема желобообразной структуры, контролирующей положение вулканогенной формации в южной части Кокпатасского рудного поля:

1 — область наибольшего развития лавовых фаций; 2 — область преимущественного развития вулканомиктовых отложений; 3 — область преобладания вулканогенно-осадочных отложений; 4 — комплексы подстилающих и перекрывающих терригенных, терригенно-карбонатных и кремнистых отложений

ареалов их распространения накапливались толщи терригенно-флишoidных, нередко обогащенных углеродистым и карбонатным веществом, отложений.

Фациальный состав и особенности разреза. В основании разреза формации наблюдались шарово-подушечные и агломератовые лавы базальтового состава, гилокlastиты. В сочетании с лавокластическими встречаются тела массивных и флюидных хорошо раскристаллизованных пород, близких долеритовидным базальтам, иногда габбро-диабазам. По имеющимся данным, это тела с уплощенной кровлей, усложненные со стороны подошвы крутопадающими апофизами, очевидно, являющимися подводящими каналами экструзивных тел. Выше по разрезу во многих случаях характерно переслаивание

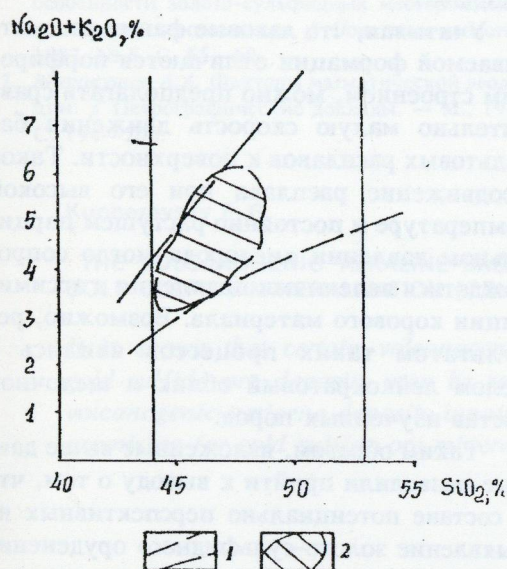


Рис. 2. Особенности распределения составов базальтоидов вулканогенной формации в координатах $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$:

1 — область, отвечающая породам субщелочного ряда;
2 — поле распределения точек состава базальтоидов

лавокластических и вулканомиктовых пород, по-видимому, указывающее на прерывисто-пульсационный характер вулканизма, при котором массовые кратковременные излияния лав чередовались с периодами относительного покоя и накопления продуктов разрушения лавовых построек. Доля вулканомиктовых отложений (различных по гранулометрическому составу) заметно растет вверх по разрезу. Изучение особенностей положения стратиформного золото-сульфидного вкрапленного оруденения в разрезах формации [6] показало его приуроченность к определенным уровням, характеризующимся сменой фаций, очевидно, вызванной приостановками активного вулканизма и накоплением вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных отложений. Общая мощность отложений формации (по результатам бурения) достигает 500 м. Доля лавовых фаций в изученных разрезах изменяется от 3—5 до 50—70 % объема формации.

Петрохимические особенности пород формации. Петрохимические данные (использованы результаты более ста силикатных анализов, выполненных в ЦНИГРИ)

позволили сделать вывод об однородности состава лавовых и вулканомиктовых составляющих формации, характеризующейся преобладанием пород базальтового состава. В классификации, разработанной Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР (1981), базальтоиды рассматриваемой ассоциации по комплексу признаков занимают следующее место.

Согласно диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 2) они относятся к субщелочному ряду и семейству субщелочных базальтов. Величина отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,05—3,33) определяет принадлежность к калиево-натриевой серии.

Коэффициент глиноземистости — $(\text{al}') = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ и коэффициент фермичности — $(\text{f}') = \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ ($\text{al}' > 0,75$; $\text{f}' = 14,3-17,5$) подчеркивают относительно высокую глиноземистость пород и принадлежность их к ряду субщелочных лейкобазальтов.

Характерной особенностью данного типа является повышенное содержание в них титана ($\text{TiO}_2 = 2,0-3,5\%$).

Петрографическое изучение показало принадлежность пород к микро- и макропорфировому структурному типу; во вкрапленниках — авгит и кислый плагиоклаз (причем авгит преобладает над плагиоклазом). Вкрапленники составляют до 15 % объема пород. В основной массе, как правило, повышена доля плагиоклаза (до 50—60 %), характерны высокие содержания (до 7—10 %) рудных минералов (титаномagnetит, ильменит).

Некоторые особенности распределения золота в базальтоидах формации. Кларк золота для базальтоидных пород (по А.П.Виноградову) $4,0 \cdot 10^{-7}\%$. Концентрация золота в относительно малоизмененных базальтоидах рассматриваемого типа (по результатам анализа радиохимическим и инструментальным нейтронно-активационным методом, полученным в лабораториях ЦНИГРИ) составляет в среднем $9,5 \cdot 10^{-7}\%$. Прослеживая особенности распределения золота в изученных породах, можно отметить приуроченность относительно высоких его концентраций к разновидностям, отличающимися самыми

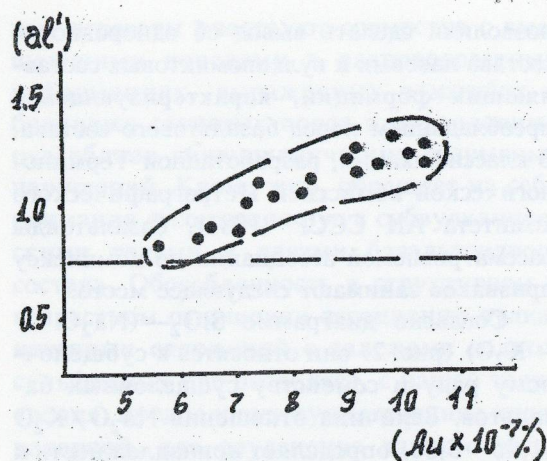


Рис. 3. Соотношение содержаний золота и глиноземистости в базальтоидах формации.

высокими значениями коэффициента глиноземистости (рис. 3), наибольшей величиной суммы щелочей, при относительно высокой кремнеземистости пород. Такая зависимость, очевидно, указывает на обогащенность золотом наиболее лейкократовых составляющих формации.

Полученный материал позволяет кратко коснуться некоторых петрогенетических особенностей рассматриваемой естественной ассоциации базальтовых пород. К настоящему времени способ образования щелочно-базальтовых пород различными исследователями объясняется по-разному. Согласно модели Х.Куно [3], субщелочные высокоглиноземистые базальты по глубинности формирования занимают промежуточное место между собственно щелочными (глубинными) и толеитовыми (выплавками относительно малых глубин). По А.А.Маракушеву [7], щелочные базальтовые магмы первичны, толеиты — продукты их дифференциации. По оценке В.А.Кутолина [4], допускается привнос щелочей и других легких элементов глубинными флюидами с обогащением ими толеитовой магмы. Многие петрологи (А.Ф.Белоусов, [1], Т.И.Фролова и др., [8]) для объяснения специфических черт вулканических ассоциаций предлагают учитывать неоднородность состава субстрата, возможность выноса кремнекислоты и щелочей при процессах эклогитизации и амфиболизации, способствующих высокому потенциалу щелочных

металлов, особенно калия, в базальтовых расплавах.

Учитывая, что лавовые фации рассматриваемой формации отличаются порфировым строением, можно предполагать сравнительно малую скорость движения базальтовых расплавов к поверхности. Такое продвижение расплава при его высокой температуре и постоянно растущем парциальном давлении кислорода могло сопровождаться явлениями плавления и ассимиляции корового материала. Возможно, результатом таких процессов явились в целом лейкократовый облик и щелочной состав изученных пород.

Таким образом, изложенные выше данные позволили прийти к выводу о том, что в составе потенциально перспективных на выявление золото-сульфидного оруденения комплексов вулканогенно-терригенных отложений изученного района могут быть выделены обособленные в структурном и возрастном отношении природные ассоциации петрохимически однородных вулканогенных пород, вмещающих значительные объемы золото-сульфидного оруденения.

Проникновение золоторудной минерализации за пределы таких толщ носит, чаще всего, локальный характер и проявляется в сочетании с эпигенетическими структурами и процессами.

Повышенная золотоносность изученных пород может рассматриваться как критерий потенциальной рудоносности выделяемой щелочно-базальтовой формации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов А.Ф. Проблема генезиса базальтовых магм. //Геодинамика, магмообразование и вулканизм. — Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 95—102.
2. Классификация и номенклатура магматических горных пород. / О.А.Богатиков, В.И.Гоньшакова, С.В.Ефремова и др. — М.: Недра, 1981.
3. Куно Х. Серии изверженных пород // Химия земной коры. — М., 1964. Т. II. С. 107—121.
4. Кутолин В.А. Проблема петрохимии и петрологии базальтов. — Новосибирск, 1972.
5. Курбанов Н.К., Кучеревский П.Г. Особенности локализации стратиформного золото-сульфидного оруденения в позднегеосинклинальных вулканогенно-осадочных формациях //Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений. — Фрунзе, 1985. С. 67—69.

6. Кучеревский П.Г., Минкин К.М. Геологические особенности золото-сульфидных месторождений в сланцевых комплексах // Советская геология. 1987. № 8. С. 55—69.
7. Маракушев А.А. Факторы магматической эволюции. // Петрографические доклады. — М., 1972. С. 194—203.
8. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. — М., 1977.
9. Шпотова Л.В., Ушаков В.И. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. — Ташкент: ФАН, 1981.

Kucherevsky P. G.

THE VOLCANOGENIC ALKALINE-BASALTIC FORMATION AND KOKPATASSKY-TYPE GOLD SULFIDE MINERALIZATION (CENTRAL KIZIL KUM)

It is shown that certain volcanogenic formation controlling the localization of gold-sulfide ore deposits may be revealed in the composition of complexes of volcanogenic-terrigenous deposits innate to the region studied which are presumably promising for gold sulfide ore mineralization occurrences.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 543.42:546.59

© Ю. С. Зданович, Д. Н. Небольсин, Х. С. Сабилов, 1996

ЭКСПРЕСС-АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ НА ЗОЛОТО

Ю. С. ЗДАНОВИЧ, Д. Н. НЕБОЛЬСИН, Х. С. САБИРОВ (ЦЛ ГГП
«Ташкентгеология»)

Описаны установка и методика экспрессного массового анализа геологических проб на золото с пределом обнаружения 0,001 г/т.

Наиболее распространенным методом анализа геологических проб, без сомнения, является спектральный анализ. Основу эмиссионного варианта спектрального анализа составляет связь между содержанием элементов, составляющих горную породу, и измеренным значением аналитического сигнала (энергии излучения) на выходе аналитического устройства.

$$I = KC$$

Традиционные методы регистрации спектрального излучения — фотографический, фотоэлектрический — используют интегрирование энергии измеряемой спектральной линии за всю экспозицию. Совокупный сигнал дает информацию о количестве исследуемого элемента. Однако при интегрировании утрачиваются все сведения о свойствах единичного сигнала, заключенные в изменениях интенсивности линий во времени и отражающие в той или иной степени индивидуальные особенности анализируемой пробы [1].

Исследование свойств единичных сигналов, их пространственного и временного распределения может расширить наши представления о процессах формирования сигнала и позволит увеличить информативность метода анализа.

Изучение временного распределения отдельных сигналов навело на мысль о возможности уменьшения предела обнаружения некоторых элементов на несколько порядков [2].

Бинесом [2] предложено регистрировать сцинтилляции возбужденных атомов отдельных частиц. Эта идея получила раз-

витие в Советском Союзе: Я. Д. Райхбаум с учениками разработали эмиссионный вариант [3—7], а В. Н. Морозов и др. [8—10] — атомно-абсорбционный вариант сцинтилляционного способа спектрального анализа. Сцинтилляционный спектральный анализ развивался также в Бишкеке [11] и Ташкенте [12—13].

В результате многочисленных исследований разработаны несколько вариантов сцинтилляционных установок [6, 12, 11, 9].

Установка для сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа (СЭС-анализа), разработанная нами, внедрена в ряде геологоразведочных организаций стран СНГ. Опыт, приобретенный в процессе ее эксплуатации, позволяет сделать некоторые обобщения.

Метод основан на существенном различии между суммарной длительностью полезных импульсов и временем измерения одной пробы. В СЭС-анализе используется метод непрерывного введения порошковых проб в плазму дуги постоянного тока (или плазмотрона). Время прохождения одной частицей разрядного промежутка — около 10 мсек, что составляет наибольшую длительность импульса от одной частицы. Суммарное время прохождения всех частиц, содержащих искомый элемент, в зависимости от его концентрации, составляет доли секунды, а экспозиция — десятки и более секунд. В СЭС-анализе прибор задействован только в моменты сцинтилляции искомого элемента, за счет этого соотношение сигнал-шум резко увеличивается. Согласно расчетам предел обнару-

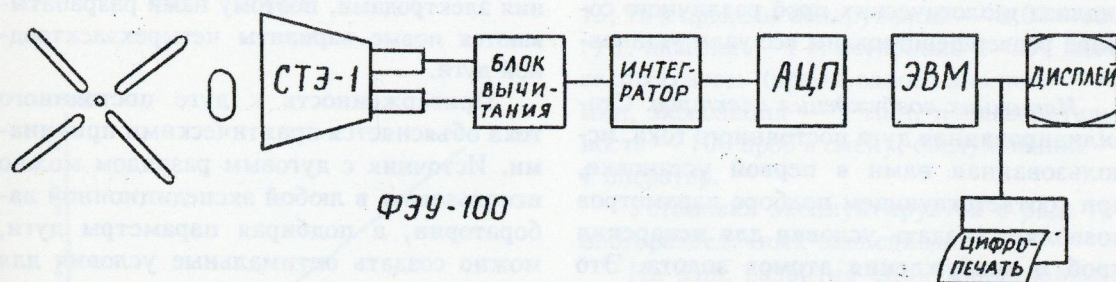


Рис. 1. Блок-схема установки для сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа.

жения понижается в $\sqrt{T/\tau}$ раз, где: T — экспозиция, τ — длительность отдельных импульсов.

Если экспозиция составляет минуты, а длительность импульсов миллисекунды, то чувствительность метода может быть улучшена в 10^2 — 10^3 раз.

В геологической службе Узбекистана работы по СЭС-анализу были начаты в 1982 году в САИГИМСе (ныне Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУ), а с 1985 года — они проводятся в Центральной лаборатории Государственного геологического предприятия «Ташкентгеология». Здесь последовательно развивается эмиссионный вариант СЭС-анализа.

В эмиссионном варианте сцинтилляционного анализа, с использованием дуги постоянного тока [6, 12], геологическая проба, истертая до 200 меш, равномерно (с помощью транспортера) просыпается в зону разряда (рис. 1). Трехлинзовая система освещения проектирует изображение источника на входную щель спектрографа СТЭ-1. В фокальной плоскости спектрографа устанавливается приспособление с двумя выходными щелями, перемещающимися в горизонтальной плоскости на расстояние до 10 мм. Ширина щели 20—40 мкм. При анализе на золото аналитической линией выбрана линия 267,594 нм. В варианте установки с двумя каналами регистрации (один регистрирует полезный сигнал, второй — фон), полезный сигнал настраивается на эту линию в пятом порядке спектра (третья строка), а фоновый регистрируется рядом с этой линией в четвертом порядке

спектра (вторая строка). Сигналы регистрируются фотоэлектронными умножителями ФЭУ-39А или ФЭУ-100 со спектральной чувствительностью 160—600 нм. Сигналы с ФЭУ поступают на блок вычитания, в котором из полезного сигнала с фоном ($I_{\text{пол}} + I_{\text{фон}}$) вычитается фоновый сигнал ($I_{\text{фон}}$), и на выходе блока присутствует только полезный сигнал.

В первоначальном варианте СЭС-анализа [6] предполагалось, что амплитуда будет пропорциональна массе сгоревшей частицы золота. Однако исследования показали, что импульсы от золотинок могут иметь совершенно разную форму и длительность (от долей до десятков мсек), что отражает кинетику процесса горения золотинок в плазме дуги.

Таким образом, амплитуда импульса не может служить мерой содержания золота в пробе. Поэтому был разработан и внедрен интегратор импульса, который на выходе выдавал короткий импульс, амплитуда которого пропорциональна площади импульса, поступающего на его вход с блока вычитания. Анализ сигналов с интегратора электронной системой прямо указывает на содержание золота в пробе.

Для анализа импульсов с интегратора нами были разработаны 32-канальный анализатор импульсов, микропроцессорное устройство, программное обеспечение к процессору с выводом данных на экран дисплея и цифропечать. В результате обработки данных на экран дисплея выводится гранулометрический состав золотинок и содержания золота в граммах на тонну. В процессе разработки прибора и методики

анализа геологических проб различного состава усовершенствованы все узлы установки.

Источник возбуждения спектров. Стабилизированная дуга постоянного тока, использованная нами в первой установке, при соответствующем подборе параметров позволяет создать условия для испарения проб и возбуждения атомов золота. Это видно из метрологической экспертизы результатов СЭС-анализа [12]. Кроме того, была проведена скоростная киносъемка дуги постоянного тока при просыпании в нее «пустой» породы с частицами меди от 1 до 30 мкм, которая показала обоснованность сомнений авторов [1, 8, 14] в возможностях использования дуги постоянного тока в качестве источника возбуждения.

Просмотр киноплёнки показал, что мелкие частицы меди (медь светится зеленым светом) полностью испаряются в верхних участках плазмы за 0,5 мсек, а крупные частицы диаметром порядка 30 мкм испаряются за 1,5—2 мсек. Средняя скорость движения частиц в зоне разряда — 2 м/с. Эффективная длина факела — 12—15 мм. Длительность импульсов ≈ 10 мсек. Траектория движения частицы — практически прямая линия [12].

Однако двухэлектродная дуга постоянного тока имеет один недостаток — за экспозицию 1 мин можно просыпать около 200 мг пробы. Такая навеска для ряда месторождений является непредставительной, поэтому нами разработана четырехэлектродная дуга постоянного тока (со специальным штативом), которая дает возможность в пять раз увеличить навеску. Четырехэлектродная дуга представляет собой комбинацию из трех двухэлектродных разрядов с электронной стабилизацией режима разряда. Испытания четырехэлектродного источника показали, что его мощность в 2—2,5 раза больше двухэлектродной дуги. Сила тока в отдельных цепях составляет 7—8 А, а в нулевой цепи — 23—24 А. Амплитуда флуктуаций 5—6 В. Методом Ориштейна оценена температура плазмы в четырехэлектродной дуге, в пределах 5500—6000°K.

Однако данный источник имеет свои недостатки, такие как температурная неоднородность разряда и сложность управле-

ния электродами, поэтому нами разрабатываются новые варианты четырехэлектродной дуги.

Приверженность к дуге постоянного тока объясняется практическими причинами. Источник с дуговым разрядом можно использовать в любой экспедиционной лаборатории, а подбирая параметры дуги, можно создать оптимальные условия для испарения и возбуждения атомов искомых элементов в пробах различного валового состава.

Основная задача нашей методики анализа — это достижение однозначной зависимости между массой золотинки, поступающей в зону разряда и величиной выходного сигнала.

Так как в основе разработанной нами методики лежит спектральный анализ, то нужно было решить все проблемы, связанные с этим видом анализа: влияние основы, «третьих» элементов, формы вхождения золота на результаты анализа.

Для испытания метрологических характеристик установки были получены золотинки крупностью от 1 до 150 мкм. Добавляя отдельные частицы золота в «пустую» породу различного состава, получали эталонные пробы с содержанием золота от 0,01 до 50 г/т [12].

Для выяснения зависимости аналитического сигнала от массы сгорающей золотинки была проведена калибровка установки, которая заключалась в сжигании золотинок определенной крупности. Минимальный сигнал, статистически отличный от фона, был получен от золотинок диаметром 1 мкм. Эта величина была принята за абсолютный предел обнаружения по крупности для данной установки. На самый верхний канал анализатора (32-й) попадают золотинок размером 40 мкм.

Результаты калибровочных измерений описываются логарифмической зависимостью (рис. 2):

$$y = K \lg m + b, \text{ или}$$

для наших условий:

$$U = 2050 \lg m + 200,$$

где U — амплитуда выходного сигнала (мВ);

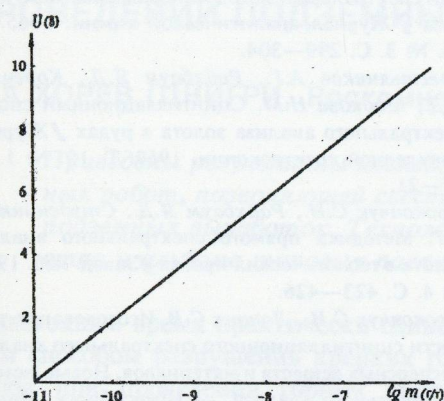


Рис. 2. График зависимости величины аналитического сигнала от массы золотой частицы.

$$K = 2050 \frac{\text{мВ}}{\lg m};$$

m — масса золотинки в граммах; b — 200 мВ.

В соответствии с этой зависимостью в каждый канал анализатора попадают импульсы от частиц с определенной массой. Отсюда, содержание золота в навеске

$$m_{Au} = \sum_{i=1}^{32} K_i N_i,$$

где K_i — коэффициент для i -того канала; N_i — число отсчета в i -том канале.

Так как навеска равна 1 г, то массу золота легко пересчитать в граммы на тонну, для этого достаточно умножить полученную величину m_{Au} на коэффициент 10^6 .

Эти зависимости запрограммированы в ПЗУ микропроцессора, что позволяет получать на экране дисплея содержания золота в пробе в г/т.

Представительность навески — главный вопрос при анализе на золото — решается для каждого месторождения особо. Для большинства золоторудных месторождений Восточного Узбекистана навеска в 1 грамм является представительной при массовых поисках. В результате разработана методика анализа, утвержденная по V категории точности со следующими параметрами [12,

15, 16]: пределы обнаружения — 0,01—100 г/т, навески — 1 г, истирание — 200 меш, экспрессность (время одного анализа) — 5 мин, экспозиция — 1 мин, производительность — 100 проб в смену, обслуживание — 1 оператор.

Установка эксплуатируется в ряде геологоразведочных экспедиций.

На заре развития сцинтилляционного метода предполагалось его использование в минералогическом анализе для подсчета числа зерен минералов в пробе [4]. Нами эта идея была использована для исследования возможности анализа шлиховых проб при поисках месторождений россыпного золота. В шлиховых пробах золото находится в виде золотинок крупностью 10—15 мкм и выше. Вмещающей пустой породой служит обычно мелкий обломочный материал коренной породы (плотик). Суть СЭС-анализа, применительно к шлиховым пробам, заключается в определении числа золотинок разной крупности и суммарной концентрации в граммах на тонну. Ввиду того, что в процессе механической подготовки проб к анализу часть золотинок истирается в присутствии твердой вмещающей породы, результат анализа может не соответствовать действительному распределению золотинок в пробах.

Для проверки наших предположений были приготовлены серии проб с природными шлиховыми золотишками, крупностью от 15 до 100 мкм, введенными в пустую породу (кварц и плотик). Усиление прибора подбиралось таким образом, чтобы на 32-й канал попадали импульсы от золотинок размером 100 мкм. Анализ проводился в обычном режиме. Гранулометрический состав золотинок и их количество, полученное в результате СЭС-анализа, оказались в хорошем соответствии с расчетным содержанием в пробе. Анализ также показал, что часть крупных золотинок уменьшилась в размере за счет истирания. Об этом также свидетельствует присутствие в пробах большого количества мелких золотинок.

Особой разработки требует СЭС-анализ металлометрических проб, которые в основном отбираются по рыхлым отложениям и являются продуктами разрушения и переноса коренных пород и по своему

среднему химическому составу не отличаются от коренных.

В отличие от других химических элементов, золото при разрушении пород не образует равномерно распределяющихся солевых ореолов рассеяния. Золото, как один из наиболее инертных элементов, высвобождается, и каждая золотинка может находиться в свободном, не связанном с породой, состоянии. В отличие от коренных пород, в металлометрических пробах разрушение породы может быть настолько сильным, что каждая золотая частица будет меньше 1 мкм, и в таком случае СЭС-анализ невозможен. Поэтому для каждого конкретного поискового участка необходимо исследование возможности проведения СЭС-анализа.

Нами была отобрана партия металлометрических проб с Кочбулакского рудного поля, которая была проанализирована различными методами, в том числе и методом СЭС-анализа.

Погрешность СЭС-анализа укладывается в пределах допуска по V категории точности [17].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Райхбаум Я.Д. Физические основы спектрального анализа. — М.: Наука, 1980.
2. Бинек Б. Stanb 20, 184 (1960) Чехослов. патент 1959 № 92467.
3. Райхбаум Я.Д., Малых В.Д., Лужнова М.А. Сцинтилляционный метод спектрального анализа тантала и ниобия в рудах. //Завод. лаб. 1963. Т. 29. № 6. С. 677—680.
4. Райхбаум Я.Д., Стахеев Ю.И. Сцинтилляционный спектральный метод минералогического анализа // Журнал аналитической химии. 1965. Т. 20. № 3. С. 299—304.
5. Крестьяников А.Г., Райхбаум Я.Д., Корецкая А.Д., Маркова Н.М. Сцинтилляционный способ спектрального анализа золота в рудах // Журнал прикладной спектроскопии. 1969. Т. 10. № 1. С. 17—21.
6. Прокопчук С.И., Райхбаум Я.Д., Студенникова Т.Г. Методика прямого спектрального анализа золота в геологических пробах //Завод. лаб. 1978. № 4. С. 423—426.
7. Прокопчук С.И., Лонщик С.В. Исследование точности сцинтилляционного спектрального анализа дисперсных веществ и материалов. Новые методы спектрального анализа. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 143—145.
8. Понялковская Л.К., Лифлянд М.Р., Морозов В.Н., Малых В.Д. Новые методы спектрального анализа. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 140—143.
9. Сайченко А.Н., Сайченко Л.А., Энгельшт В.С. Автоматизированное прямое определение золота в геологических пробах //Завод. лаб. 1987. № 2. С. 28—30.
10. Зданович Ю.С., Небольсин Д.Н., Сабиров Х.С. Исследование возможностей сцинтилляционного способа спектрального анализа на золото //Экспресс-информация. ВИМС. 1988. Вып. 12. С. 1—11.
11. Зданович Ю.С., Небольсин Д.Н., Сабиров Х.С. Сцинтилляционный эмиссионный спектральный анализ на золото //Узбекский физический журнал. 1994. № 5.
12. Русанов А.К. Основы количественного спектрального анализа руд и минералов. — М.: Наука, 1978.

Zdanovich Yu. S., Nebol'sin D. N., Sabirov Kh. S.

RAPID ANALYSIS OF GEOLOGICAL SAMPLES FOR GOLD

An equipment set and methodology developed for mass rapid analysis of geological samples for gold with a detection limit of 0.001 ppm are described.

УДК 622.235

© В. А. Хорев, 1996

ПРОГРЕССИВНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ БУРОВЗРЫВНЫХ РАБОТ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВЫРАБОТОК

В. А. ХОРЕВ (ЦНИГРИ, Роскомнедра)

Приведены результаты исследований по разработке технологии буровзрывных работ, позволяющей свести к минимуму разрушения пород за контуром подземных выработок. Технология оформлена в виде специального руководства и альбома типовых паспортов буровзрывных работ.

В настоящее время практически единственным способом разрушения крепких горных пород при проведении горных выработок является буровзрывной. Такое положение сохранится, по-видимому, и в обозримой перспективе. Поэтому проблеме совершенствования технологии буровзрывных работ, разработке и внедрению инженерных методов рационального управления действием взрыва постоянно уделяется большое внимание.

Совершенствование буровзрывных работ при проведении подземных разведочных выработок в последние годы в основном шло по пути разработки и внедрения более прогрессивных конструкций врубов, технических средств бурения шпуров, взрывчатых материалов, способов заряжания и взрывания, а также организации работ. Это позволило существенно увеличить коэффициент использования шпуров, темпы и скорость проходки выработок, уменьшить трудоемкость работ и расход материалов, повысить экономическую эффективность.

Однако при исследованиях и в практической деятельности производственных геологических предприятий крайне мало внимания уделялось вопросам оценки степени вредного воздействия взрывных работ на породный массив за контуром выработок. Применение нерациональных параметров буровзрывных работ может привести к разрушению и ослаблению пород законтурной части массива, и, как следствие, — к вывалам и обрушениям. Значительное снижение естественной прочности и устойчивости окружающих выработку пород вызывает увеличение затрат материалов, труда и времени на погрузку и транспортировку излишней породы, оборудование и содержание отваль-

ного хозяйства, а также существенное увеличение затрат на крепление и поддержание выработок в процессе их эксплуатации.

Кроме того, именно в результате обрушений и вывалов породы происходит большинство смертельных и тяжелых несчастных случаев при горноразведочных работах. Поэтому столь актуальна разработка технологии буровзрывных работ, которая обеспечивала бы уменьшение степени нарушенности законтурного породного массива.

Чтобы снизить отрицательное воздействие взрыва на законтурный массив пород, сначала нужно каким-то образом это воздействие оценить или измерить. С этой целью в условиях экспериментальной базы ЦНИГРИ были проведены специальные опытные работы, позволяющие выяснить степень нарушенности пород за контуром подземной выработки при взрывании в забое различных групп зарядов (врубовых, отбойных и оконтуривающих). Был использован акустический импульсный метод зондирования массива на рабочей частоте 5—10 кГц, позволяющий получать информацию об изменении состояния законтурного массива по изменениям упругих характеристик горных пород (скорости распространения упругих волн и коэффициента поглощения).

Характер изменения коэффициента поглощения в пространстве между двумя измерительными шпурами позволяет определить размеры и контуры зоны нарушенных пород после воздействия взрыва. Измерения производили с помощью комплекта опытного образца портативной акустической аппаратуры.

В процессе экспериментов в законтурном пространстве регистрировались до и после взрыва зарядов определенной массы три

параметра: максимальная амплитуда принятых импульсов, возбуждаемых в массиве; время прохождения упругих продольных волн через массив; преимущественная частота упругих колебаний. Степень нарушения пород за контуром выработки замерялась каждый раз перед взрывом и после взрыва зарядов. Замеры производились по синхронной (параллельной) и веерной схемам. Обработка экспериментальных данных (около 300 замеров в четырех опытных забоях) проводилась расчетным методом с помощью компьютера IBM PC/AT-386.

Экспериментами было установлено, что в породах подземного полигона ЦНИГРИ (граниты с коэффициентом крепости $f = 12-14$ и объемной массой $2,58-2,62$ г/см³), зона нарушенных пород за контуром выработки при обычной технологии находится в интервале $0,45-1,05$ м. Выявлено также, на каких расстояниях от контура выработки взрывающиеся заряды не вызывают существенной нарушения массива.

В результате обобщения полученных данных была выявлена аналитическая зависимость, позволяющая прогнозировать ожидаемые размеры зоны законтурных нарушений от взрыва шпуровых зарядов в породах различной крепости (f от 3 до 20).

На основании проведенных исследований была предложена новая технология буровзрывных работ. Идея ее заключается в том, чтобы, не уменьшая величины коэффициента использования шпуров и уходки забоя за взрыв, выбирать такие параметры буровзрывных работ, которые позволили бы свести к минимуму нарушение законтурного массива пород.

Разработанная в ЦНИГРИ технология оформлена в виде специального руководства и альбома паспортов буровзрывных работ. В руководстве содержатся указания и требования к процессу бурения шпуров и схем их расположения. Приведены рекомендуемые величины диаметров врубовых, отбойных и оконтуривающих шпуров. Указаны наиболее эффективные марки буровых коронок, самоходных и переносных бурильных установок, а также перфораторов. Даны рекомендации по давлению сжатого воздуха и промывочной воды.

В зависимости от поперечного сечения выработок рекомендованы соответствующие

конструкции врубов. С учетом крепости пород и размеров выработки указывается оптимальное место расположения вруба в забое. Обоснована глубина шпуров, углы их наклона и их количество, расстояния между ними и от контура выработки.

В руководстве приведена методика расчета величины шпуровых зарядов, перечень и характеристика рекомендуемых взрывчатых веществ и средств инициирования. Дано описание конструкций зарядов, особое место уделено зарядам оконтуривающих шпуров. Указаны способы и очередность взрывания зарядов, в частности, интервалы замедления при электрическом способе взрывания.

В руководстве даны также рекомендации по схемам проходки камерных выработок и предложения по оценке качества буровзрывных работ. Приведены некоторые константы и классификации горных пород, необходимые для расчета рациональных параметров БВР.

Представленные в альбоме типовые паспорта буровзрывных работ предназначены для проведения горизонтальных горных выработок трапецевидной и прямоугольно-сводчатой формы. Принятый ряд поперечных сечений выработок включает 13 типовых размеров, от 2 до 14 м². Паспорта разработаны для горных пород с коэффициентом крепости по шкале М.М.Протодяконова от 4 до 20, разной степени трещиноватости: сильнотрещиноватых, среднетрещиноватых и относительно монолитных. Альбом содержит все необходимые расчеты для типовых паспортов (размеры периметров выработок, количество оконтуривающих, врубовых и отбойных шпуров, массы заряда и т.д.) в зависимости от величины поперечного сечения и формы выработки, крепости и трещиноватости пород. Приведенные в альбоме данные позволяют спроектировать более 700 вариантов паспортов буровзрывных работ.

Альбом включает также пояснительную записку, образцы типовых паспортов с необходимыми рисунками и табличными данными и примеры пользования типовыми паспортами.

Использование материалов руководства по новой технологии буровзрывных работ и альбома типовых паспортов позволит в несколько раз уменьшить переборы породы,

значительно сократить затраты труда и времени на уборку и транспортирование породы. Это дает возможность увеличить производительность труда и темпы проходки, снизить расход ВМ и крепежных материалов. Вместо монолитной бетонной, металлической или сплошной деревянной крепи можно

будет использовать облегченные виды крепи — штанговую, набрызг-бетонную, сталеполимерную и т.п. В итоге может быть достигнут значительный экономический эффект. Кроме того, повысится безопасность работ как в процессе проходки выработок, так и при их эксплуатации.

Khorev V. A.

AN ADVANCED TECHNOLOGY FOR HOLE FIRING IN DRIVING UNDERGROUND WORKINGS

A new hole firing technology has been elaborated and tested to provide for minimization of rock disintegration outside the underground workings' outlines. The technology has been documented in the form of a specialized user's guide and a manual set of standard working's hole firing charts.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПРОГРЕССИВНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ БУРОВЗРЫВНЫХ РАБОТ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВЫРАБОТОК

Оформлена в виде Руководства и альбома типовых паспортов буровзрывных работ.

Предназначена для проектирования и организации буровзрывных работ при проведении горизонтальных горных выработок сечением от 2 до 14 м² в скальных породах любой крепости и трещиноватости.

Не уменьшая величины коэффициента использования шпуров и уходки забоя за взрыв, предлагаются параметры буровзрывных работ, позволяющие свести к минимуму нарушенность законтурного массива пород.

Приведенные в альбоме данные позволяют спроектировать более 700 вариантов паспортов буровзрывных работ.

Использование предлагаемой технологии обеспечивает:

оптимизацию параметров буровзрывных работ в различных горно-технических условиях;

снижение расхода материальных ресурсов и денежных средств; резкое снижение не только переборов породы, но и нарушенности породного массива за контуром выработок, а следовательно, возможность применения экономичных видов и конструкций крепи;

повышение безопасности работ.

ЦНИГРИ готов рассмотреть предложения по формам сотрудничества при внедрении указанной технологии.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129Б, ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И РАЗВИТИЕ ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ

П. В. КОМАРОВ (ИГЕМ РАН)

Рассмотрена закономерная последовательность минерализации различных генетических типов и этапов месторождений, связанных с гранитами. Охарактеризованы их соотношения с этапами становления конкретного гранитного интрузива. Показано, что анализ закономерной последовательности минерализаций и петрогеохимических особенностей пород позволяет обнаруживать минеральные залежи, устанавливать генетические типы и этапы минерализации.

В настоящее время в геохимических поисках наибольшее распространение получила металлметрия. Естественно, что на основании одних металлметрических данных не могут быть получены сведения о составе вмещающих пород или генетических типах и периодах минерализации. С появлением петрогеохимического метода и применением его в геохимических поисках такая возможность появилась.

Рассмотрим последовательность минерализации, связанной с гранитами, и ее петрогеохимические характеристики на примере месторождений Кличкинского рудного поля.

В Кличкинском рудном поле (Восточное Забайкалье) выделяются: Северное — магнетитовое, Савинское № 5 — полиметаллическое, Гарсонуйское, Дарьинское, Олимпийское, Начирское — флюоритовые месторождения. Следует также отметить акцессорную бериллиевую минерализацию на Олимпийском и Гарсонуйском, шеелитовую и касситеритовую на Гарсонуйском и Северном месторождениях. Разнообразное оруденение ассоциирует с магнезиальными и известковыми скарнами, полевошпатовыми метасоматитами, грейзенами, березитами и аргиллизитами, соотношения между которыми изучены довольно детально [2]. Месторождения Кличкинского рудного поля относятся к объектам со сложным магматиз-

мом и минералообразованием. Сложные полиминеральные рудные залежи определяются совмещением в пространстве разновозрастной минерализации. Магматические породы рудного поля (Урулюнгуевский гранитоидный массив) сформировались в течение пермского, триасового и юрского периодов. Связанная с магматизмом минерализация устанавливается в каждом из названных периодов, но значительные рудные концентрации элементов проявились здесь лишь в юрско-меловое время. В рудном поле отмечается прерывистость процессов минералообразования, зависящих от прерывистости магматизма [2]. Если полихронная минерализация рудного поля связана с магматическими образованиями, сформировавшимися в различные геологические эпохи, то широко отмечаемая здесь полигенная и полиэтапная минерализация часто связана с этапами становления отдельных интрузивов, относящихся к одной эпохе. Так, на Северном участке Кличкинского рудного поля картируется интрузив биотитовых гранитов позднеюрского возраста, внедрившийся в нижнепалеозойские доломиты. В контакте гранитов сформировалась разнотипная минерализация. Соотношение этапов становления интрузива, генетических типов и этапов минерализации приведены в табл. 1.

Как видно из таблицы, 1-й этап становления интрузива отвечает времени, когда с

1. Минерализация различных генетических типов и этапов одного плутогенного цикла, связанная с этапами становления интрузива

| Этапы становления интрузива и характерные геологические признаки | Генетические типы минерализации | Этапы минерализации |
|---|--|---------------------|
| 1. Магматический, взаимодействие магмы с доломитами | Магнезиальных скарнов | |
| 2. Консолидация поверхностного слоя интрузива | Известковые скарны с магнетитом | Известковых скарнов |
| 3. Консолидация верхней части при сохранении пластических деформаций | Полевошпатовые метасоматиты | |
| 4. Обширная консолидация, проявление ранних хрупких деформаций | Грейзены с редкометальной минерализацией | Грейзенов |
| 5. Глубокая консолидация, завершающаяся проявлением даек лампрофиров и порфиров | Березиты с сульфидной минерализацией | Березитов |

доломитами контактирует еще гранитный расплав. В этот период (этап минерализации) образуются магнезиальные скарны. 2-й этап — верхняя часть интрузива затвердела, но еще характерны пластические деформации. В этот период образуются известковые скарны и магнетитовое оруденение (ранний щелочной этап). 3-й этап — консолидация гранитного интрузива продолжалась, однако температура его еще достаточно высока и возникшие разломы залечиваются. В этот этап после скарнов нередко формируется полевошпатовая минерализация (щелочной полевошпатовый этап минералообразования). 4-й этап — остывание интрузива распространяется на большую его часть, сохраняются лишь очаги остаточной магмы. Возникают дизъюнктивные нарушения, вдоль которых формируются грейзены с минерализацией редких металлов (грейзеновый этап высокотемпературного кислотного выщелачивания) [5]. 5-й этап — интрузив застыл, разломы достигают базальтового слоя земной коры, проявляются дайки щелочного и основного составов. С остывающим интрузивом пространственно и во времени ассоциируют березиты и незначительная сульфидная минерализация (березитовый этап среднетемпературного кислотного выщелачивания). С дайками и ассоциирующими березитами парагенетически связывается интенсивное свинцово-цинковое оруденение.

Генетический тип минерализации периодически менялся на фоне изменяющихся

геологических и физико-химических условий и зависел от условий, проявившихся в каждый этап становления интрузива. В данном случае к одному генетическому типу относятся минералы, если они образовались в близких физико-химических условиях, связаны с одним источником минералообразующих компонентов, одним этапом становления интрузива и минералообразования. Состав и условия образования этих минералов определяются характерной, повторяющейся в земной коре геологической обстановкой.

Как и во многих рудных телах месторождений Забайкалья и других регионов, на Северном месторождении отмечается совмещение разнотипной и разноэтапной минерализации. В этих телах наблюдается наложение известковых скарнов на магнезиальные. На отдельных участках на них накладываются полевошпатовые метасоматиты, затем последовательно, в этих же зонах фиксируются флюорит-слюдястые и (или) турмалин-флюоритовые грейзены. По биотиту гранитов, флогопитам магнезиальных скарнов, полевым шпатам и мусковиту грейзенов устанавливается одинаковый геологический возраст 148—142 млн. лет. Вся полиэтапная и полигенная, проявляющаяся в закономерной последовательности, минерализация связана с конкретным интрузивом и характеризует интрузивный или плутогенный цикл минералообразования. Циклы полигенной плутогенной минерализации устанавливаются здесь также в перми и в

триасе [2]. На Северном месторождении Кличинского рудного поля различные генетические типы минерализации проявлены в наиболее полном виде. В других местах число различных типов и этапов минерализаций, связанных с гранитами, может оказаться сокращенным. Например, на месторождении Железный Кряж (Восточное Забайкалье) проявились магнезиальные и известковые скарны, но нет минерализации грейзенового этапа. На многих месторождениях в различных контактах интрузива есть известковые скарны и грейзены, но нет магнезиальных скарнов. В контакте гранитов с алюмосиликатными породами распространены полевошпатовые метасоматиты, грейзены и березиты, но нет скарнов. То есть образование типов минерализации зависит от вмещающих пород, состава гранитоидов и интенсивности проявления растворов в различные этапы становления интрузива. При ведении поисков или исследованиях на новых участках месторождений геологическая обстановка недостаточно ясна, поэтому в контакте гранитов с различными вмещающими породами необходимо проводить учет всех закономерных проявлений минерализаций (см. табл. 1). Характерные признаки каждой из минеральных ассоциаций можно выявить путем анализа содержания и соотношения петрогенных или петрогенных и летучих элементов. Это позволяет опознать и определить на новых объектах проявившиеся там различные генетические типы минерализации. Последовательность образования и химический состав минеральных тел различных типов изучались на месторождениях Железный Кряж, Узун-Ташты, Вознесенском, месторождениях Кличинского рудного поля и других [2]. Полученные результаты использованы при составлении разрезов в контактах гранитов и карбонатных пород на месторождениях Макмал, Досатуй и различных разрезах месторождения Майхура [4].

Петрогеохимический метод, используемый автором при поисках [3, 4], опирается на то положение, что минерализующие флюиды, воздействуя на вмещающие породы, изменяют их, создавая отличия в составе по сравнению с неизмененными породами. Различные соотношения петрогенных и непетрогенных элементов использованы как

индикаторы для выявления рудных зон. Четыре определяющих петрогенных элемента (или окисла) SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO в сумме содержатся в горных породах в количестве всегда более 60 %. Поэтому интервалы, в которых эта сумма составляет менее 60 %, представляют собой залежи, включающие в себя рудные элементы [3, 4]. Как индикаторы оруденения могут использоваться семь основных петрогенных элементов: Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, K. Их содержания определяются любым известным экспрессным аналитическим методом, например, ядерно-физическим, рентгено-флуоресцентным, количественным спектральным или химическим при более детальных исследованиях. По результатам определения составляются таблицы и строятся кривые распределения содержаний элементов по разрезу. Петрогенные элементы, содержания которых по кривым распределения в данном профиле варьируют относительно состава вмещающих пород, принимаются за индикаторы. Наибольшие колебания в содержании отражают характерные признаки аномальных зон, по которым можно судить о характере изменений в породах и о генетических особенностях минерализации.

Проиллюстрируем это на примере конкретного месторождения контактово-метасоматического генезиса. Нами был проведен химический анализ порошков из проб по одной из скважин скарнового оловянно-вольфрамового месторождения Майхура в Таджикистане (рис. 1).

В результате по скважине выделено семь интервалов с различными содержаниями определяющих элементов, из них к неизмененным горным породам может быть отнесен только седьмой интервал. Породы на этом интервале по соотношению четырех элементов относятся к гранитам. В соответствии с вышесказанным, на интервалах III, IV, V сумма определяющих петрогенных элементов менее 60 %, т.е. на этих интервалах обнаружены рудные тела. При обнаружении минеральных рудных залежей или вообще при необходимости более детального изучения минерализации производится определение всех семи основных петрогенных элементов. В данном случае дополнительно были определены еще Fe, Na и K, а также летучие F и S. Как показано выше, первыми

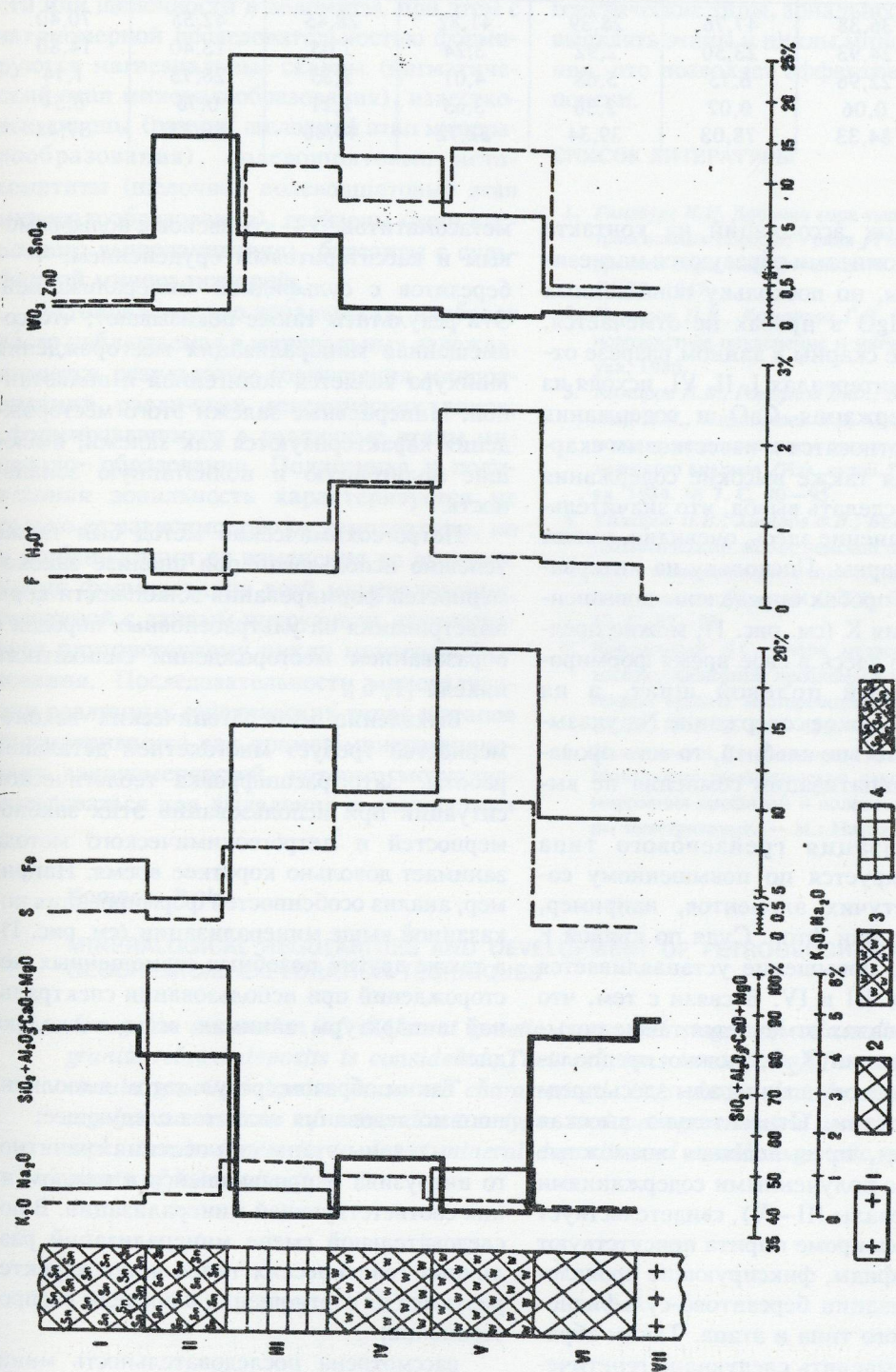


Рис. 1. Распределение WO_3 , SnO_2 , ZnO , K_2O , Na_2O , суммы SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , а также Fe , S и H_2O в рудном теле месторождения Майхура:

1 — гранит; 2 — гранат-пироксеновые скарны; 3 — грейзенизированные скарны с шеслитом и сфалеритом; 4 — скарны полевошпатизированные, грейзенизированные и безгитизированные с шеслитом, касситеритом и сфалеритом; 5 — скарны альбитизированные, окварцованные с касситеритом

2. Распределение содержаний и сумма (%) определяющих петрогенных элементов по интервалам разреза (см. рис. 1)

| Окислы | Номера интервалов | | | | | | |
|--------------------------------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII |
| SiO ₂ | 36,38 | 47,76 | 28,39 | 41,82 | 28,45 | 42,55 | 70,40 |
| Al ₂ O ₃ | 24,93 | 23,50 | 2,92 | 3,24 | 7,05 | 13,40 | 14,80 |
| CaO | 22,96 | 6,75 | 5,68 | 4,01 | 2,35 | 26,73 | 1,74 |
| MgO | 0,06 | 0,02 | 2,36 | 3,65 | 2,21 | 0,75 | 0,54 |
| Σ 4х | 84,33 | 78,03 | 39,34 | 52,72 | 40,06 | 83,25 | 87,48 |

из минеральных ассоциаций на контакте гранитов с доломитами образуются магнезиальные скарны, но поскольку повышенных содержаний MgO в пробах не отмечается, магнезиальные скарны в данном разрезе отсутствуют. В интервалах I, II, VI, исходя из высокого содержания CaO и содержания SiO₂, породы относятся к известковым скарнам. Учитывая также высокие содержания Al₂O₃, можно сделать вывод, что значительное распространение здесь, очевидно, имеют гранатовые скарны. Поскольку на интервалах III и IV в пробах определены повышенные содержания K (см. рис. 1), можно предположить, что здесь в свое время формировался калиевый полевой шпат, а на интервале II высокое содержание Na указывает на присутствие альбита, то есть проявление полевошпатизации сомнения не вызывает.

Минерализация грейзенового типа обычно фиксируется по повышенному содержанию летучих элементов, например, таких как бор или фтор. Судя по кривой F на рис. 1, это повышение устанавливается на интервалах III и IV. В связи с тем, что на этих интервалах отмечается также повышение содержания K₂O, можно предполагать, что грейзеновые минералы здесь представлены слюдами. Относительно высокая аномалия серы, превышающая возможные соотношения с полученными содержаниями железа (интервалы III—V), свидетельствует о том, что здесь кроме пирита присутствуют и другие сульфиды, фиксирующие проявление минерализации березитово-сульфидного генетического типа и этапа. Таким образом удалось выделить следующие генетические типы и этапы минерализации: 1 — известковых скарнов, 2 — полевошпатовых

метасоматитов, 3 — грейзенов с вольфрамовым и касситеритовым оруденением, 4 — березитов с сульфидной минерализацией. Эти результаты также показывают, что совмещенная минерализация месторождения Майхура является полигенной и полиэтапной. Минеральные залежи этого месторождения характеризуются как залежи, имеющие полигенную и полиэтапную зональность.

Петрогеохимический метод был также успешно использован при анализе закономерностей формирования зональности коры выветривания на ультраосновных породах с образованием месторождений силикатного никеля [1, 6].

Выявление минерагенических закономерностей требует многолетней детальной работы. Зато расшифровка геологической ситуации при использовании этих закономерностей и петрогеохимического метода занимает довольно короткое время. Например, анализ особенностей формирования показанной выше минерализации (см. рис. 1), а также других подобных совмещенных месторождений при использовании спектральной аппаратуры занимал всего несколько дней.

Таким образом, результатом выполненного исследования является следующее:

выделены этапы становления гранитного интрузива и проявившейся в каждом из них соответствующей минерализации. В последовательной смене минерализаций различных генетических типов четко характеризуются их соотношения и пределы распространения;

рассмотрена последовательность минерализации различных генетических типов и этапы минерализации, связь которых с кон-

клетным гранитным интрузивом доказываются геохронологическими данными. Наиболее полная минерализация, связанная с гранитными интрузивами, проявляется при внедрении гранитов повышенной кислотности или щелочности в доломиты, при этом с закономерной последовательностью формируются магнезиальные скарны (магматический этап минералообразования), известковые скарны (ранний щелочной этап минералообразования), полевошпатовые метасоматиты (щелочной полевошпатовый этап минералообразования), грейзены (этап кислотного выщелачивания), березиты с сульфидной минерализацией;

установлено, что зональность, наиболее часто наблюдаемая в минеральных залежах, является результатом совмещения минерализаций различных генетических типов, сформировавшихся в различные этапы минералообразования. Полигенная и полиэтапная зональность характеризуется не только ее зависимостью от температуры, но и особенностями ее изменения во времени. Время формирования всей минерализации, связанной с данным интрузивом, соответствует плутоногенному циклу минералообразования. Последовательность минерализации различных генетических типов и этапов рассматривается как пример минерагенических закономерностей, которые могут использоваться для выявления и диагностики

подобных минеральных ассоциаций при петрогеохимическом методе поисков. Использование минерагенических и петрогеохимических закономерностей позволяет обнаруживать минеральные залежи, устанавливать их генетические типы, зональность рудных тел, выявлять этапы и циклы минералообразования, что позволяет эффективней проводить поиски.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург И.И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала // Геология и геохимия древней коры выветривания. Ч. 2. — М., Изд. АН СССР, 1947.
2. Комаров П.В., Комарова Г.Н. Совмещенное разновозрастное оруденение и магматизм. — М.: Наука, 1986.
3. Комаров П.В., Горбунов В.Ф., Варик В.И., Казанский В.И., Нартиков В.Д. Опыт глубинных поисков с использованием экспрессного ядерно-физического анализа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 7. С. 90—95.
4. Комаров П.В., Хитров В.В., Белоусов Г.Е. Петрогеохимический метод поисков полезных ископаемых с использованием количественного спектрального анализа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 87—93.
5. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов / Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М., Изд. АН СССР, 1955. С. 335—453.
6. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. — М.: Наука, 1971.

Komarov P. V.

MINERALOGICAL REGULARITIES AND DEVELOPMENT OF PETROGEOCHEMICAL AND GEOCHEMICAL EXPLORATION TECHNIQUES

A regular succession of different genetic types and stages of mineralization in granite-related deposits is considered. Their relations to stages of formation of a certain granite intrusive mass are characterized. It is shown that the analysis of regular successions of mineralization types and petrogeochemical peculiarities of rocks involved permits to detect mineral deposits and establish genetic types and stages of mineralization.

УДК 550.85.012

© Л. И. Четвериков, 1996

МЕТОДИКА ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ ОЦЕНКИ ПОГРЕШНОСТИ ПРОБЫ

Л. И. ЧЕТВЕРИКОВ (Воронежский Государственный Университет)

Проба является специфическим измерением, техника и методика производства которого непосредственно влияют на результат опробования. В связи с этим большое практическое значение имеет дифференцированная оценка погрешности пробы. Рассмотрены составные части погрешности пробы и предложена методика их раздельной оценки. Дан критерий определения достоверности и представительности пробы.

Термин «проба» является термином широкого пользования, поэтому имеет определенный смысл первоначально оговорить, что в данном случае под ним понимается исключительно материальное измерение содержания компонента в руде и породе, т.е. такое измерение содержания, при котором в процессе его производства берется порция материала (например, валовая, бороздовая и керновая пробы) [4]. Результаты опробования используются как при геохимических построениях, так и при подсчете запасов. При этом очень редко кого интересует, а достоверны и представительны ли подобные измерения содержания? Не является ли, например, фиксируемое по результатам геохимического опробования поле содержания какого-либо компонента просто отражением низкой достоверности и представительности проб?

Сколько раз случалось, что геологические выводы и построения, сделанные на основе математической и компьютерной обработки геохимического опробования, в действительности оказывались следствием плохой достоверности проб (т.е. недопустимо большой технической погрешности измерений содержания геохимического признака).

Погрешность пробы ($\pm \Delta_p$) складывается из ее технической погрешности ($\pm \Delta_t$), обусловленной качеством техники производства измерения содержания, и погрешности аналогии ($\pm \Delta$), обусловленной характером размещения измеряемого признака в объекте исследования [4]. В свою очередь, техническая погрешность пробы включает в себя погрешность, возникающую при взятии ма-

териала пробы ($\pm \Delta_b$), погрешность, образующуюся при обработке этого материала ($\pm \Delta_o$), и погрешность его анализа ($\pm \Delta_a$). Каждая из этих погрешностей может быть как случайной, так и систематической. Погрешность аналогии по своей природе носит случайный характер [4]. Таким образом, полная структура погрешности пробы представляется следующим образом:

$$\Delta_p = |\Delta_t| + \Delta; \quad \pm \Delta_t = |\Delta_{t1}| + |\Delta_{t2}|;$$

$$\Delta_{t1} = |\Delta_{b1}| + |\Delta_{o1}| + |\Delta_{a1}|;$$

$$\Delta_{t2} = \Delta_{b2} + \Delta_{o2} + \Delta_{a2};$$

$$\Delta_p = [(|\Delta_{b1}| + |\Delta_{o1}| + |\Delta_{a1}|) + \Delta] + \\ + (|\Delta_{b2}| + |\Delta_{o2}| + |\Delta_{a2}|) = |\Delta_1| + |\Delta_2|,$$

где Δ_{t1}, Δ_{t2} — случайная и систематическая составляющие технической погрешности; $\Delta_{b1}, \Delta_{o1}, \Delta_{a1}$ — случайные составляющие погрешностей взятия, обработки и анализа материала пробы; $\Delta_{b2}, \Delta_{o2}, \Delta_{a2}$ — систематические составляющие тех же погрешностей; Δ_1, Δ_2 — случайные и систематические части погрешностей пробы.

Дифференцированная оценка погрешности пробы заключается в следующем: вначале устанавливается наличие систематической составляющей погрешности пробы и оценивается ее величина ($\pm \Delta_p$); затем оценивается случайная составляющая ($\pm \Delta_1$); после этого определяется, какая доля случайной погрешности приходится на техническую погрешность и на погрешность аналогии; в заключении фиксируются случайные и систематические погрешности

анализа, обработки и взятия материала пробы. Ввиду «невоспроизводимости» [5] материальных проб [4] прямая эмпирическая оценка фактической погрешности конкретной пробы практически невозможна. В связи с этим приходится использовать косвенный способ, при котором фиксируется не фактическая погрешность, а производится ее вероятностная оценка [2]. Оценка базируется на двух исходных положениях, основывающихся на практике разведочного опробования.

Во-первых, распределение случайных погрешностей подчиняется нормальному закону. Во-вторых, для практических целей вполне достаточна оценка с вероятностью в 0,68, т.е. при квантиле нормального распределения, равном единице [2, 4]. Эмпирическая часть заключается в производстве не менее 10 (для надежной статистики) контрольных проб заведомо лишенных технической погрешности, т.е. проверенных особо тщательным образом. Контрольная и контролирующая пробы должны представлять собой пару «совмещенных проб», т.е. находиться в непосредственной близости одна от другой. Это необходимо для нейтрализации влияния на оценку различия в расположении внутри объекта опробования тех и других проб [4]. Подобные пары проб располагаются в пределах одного типа или сорта руды. Это связано с возможностью наличия разной погрешности для различных типов и сортов руды [1].

Определение наличия систематической погрешности (Δ_2). Для этого по данным контролируемых проб вычисляются среднее содержание (c_1) и дисперсия содержания в пробах (δ_1). То же делается и по данным контрольных проб (c_2) и (δ_2). Наличие систематической погрешности фиксируется по разности $\pm\Delta_2 = c_2 - c_1$, а при условии

$$\pm\Delta_2 > \frac{\sqrt{\delta_2}}{\sqrt{n}},$$

где n — количество пар контрольных и контролируемых измерений. Это усредненная оценка.

Нередко систематическая погрешность в бедных рудах одна, а в богатых — другая. Наиболее простым и наглядным способом решения данного вопроса является построение

корреляционного графика. На вертикальной оси подобного графика откладываются содержания в контролируемых пробах, а на горизонтальной — в контрольных. Таким образом, точки на графике выражают данные по парам «совмещенных» проб. Линия регрессии, построенная по совокупности таких точек, характеризует поведение систематической погрешности в зависимости от содержания компонента в руде или породе [3].

Оценка случайной составляющей технической погрешности пробы ($\pm\Delta_{t1}$). Учитывая, что согласно исходному условию контрольные пробы практически лишены технической погрешности

$$\pm\Delta_t = \sqrt{\sigma_1 + \sigma_2},$$

где σ_1 и σ_2 , соответственно дисперсии содержания в контролируемых и контрольных пробах.

В тех случаях, когда геометрии контрольных и контролируемых проб существенно различаются, приходится вводить соответствующую поправку, и тогда

$$\pm\Delta_{t1} = \sqrt{\sigma_1 - \frac{l_2}{l_1 \sigma_2}},$$

где l_2 , l_1 — линейные эквиваленты геометрии [4] контролируемых и контрольных проб. Возможны три случая. Первый, когда $\sigma_1 > \sigma_2$. Подобная оценка означает, что фактические случайные (технические) погрешности контролируемых проб лежат в пределах от $-\Delta_{t1}$ до $+\Delta_{t1}$. Второй, когда $\sigma_1 \approx \sigma_2$, даже с учетом поправки на геометрии проб, означает, что случайная техническая погрешность у контролируемых проб практически отсутствует. Третий, наиболее редкий случай, когда $\sigma_1 < \sigma_2$, говорит или о некачественном производстве контрольных проб, или о невыполнении условий по «совместимости» проб, или о том и другом вместе взятом.

Погрешности анализа материала пробы, как известно, устанавливаются посредством внутреннего (случайная погрешность Δ_{a1}) и внешнего контроля (систематическая погрешность Δ_{a2}).

Определение погрешности обработки материала пробы. Оставшийся после сокращения материал собирается, и после его дробления отбирается квартованием или иным делением контрольная навеска. Разница между данными, полученными по основной навеске и контрольной, указывает на наличие или отсутствие погрешности обработки. Подобным способом можно зафиксировать наличие погрешности, но невозможно установить ее природу (случайная, систематическая или комбинированная). Единственным способом, которым эмпирически можно решить данный вопрос, является получение контрольных навесок на каждом этапе обработки пробы. Для этого на каждом этапе его сокращения отработываемый материал подвергается дроблению до конечного диаметра, и из него делением отбирается контрольная навеска. Иногда простым анализом полученных таким образом данных по содержанию компонента на каждом этапе обработки удается зафиксировать наличие систематической погрешности и ее характер.

Оценка систематической и случайной погрешности обработки материала. Вначале по значениям содержания на соседних этапах обработки берутся первые разности:

$$c_1 - c_2, c_2 - c_3 \dots c_i - c_{i+1},$$

где c_1 — значение содержания в навеске, отображенной на первом этапе обработки, c_2 — то же на втором, c_3 — на третьем и т.д.

Оценка систематической погрешности производится по сумме первых разностей с учетом их знаков, т.е. $\Delta_{02} = \sum (c_i - c_{i+1})$.

В качестве оценки случайной погрешности можно принять половину значения среднего арифметического полученного от суммы абсолютных значений первых разностей,

т.е. $\Delta_{01} = \frac{1}{2n} \sum |c_i - c_{i+1}|$, где n — количество разностей [5].

Наиболее сложным является определение погрешностей, возникающих при взятии (отборе) материала пробы. В данном случае это оказывается невозможно сделать прямым эмпирическим путем, как для погрешностей анализа и обработки материала пробы. Приходится применять косвенный ме-

тод. Систематическая погрешность взятия устанавливается по разности

$$\Delta_{b2} = \Delta_{t2} - (\Delta_{02} + \Delta_{a2}),$$

где Δ_{t2} — систематическая техническая погрешность; Δ_{02} , Δ_{a2} — соответственно систематические погрешности обработки и анализа материала пробы.

Случайная погрешность взятия

$$\Delta_{b1} = \sqrt{\Delta_{t1}^2 - (\Delta_{01}^2 + \Delta_{a1}^2)},$$

где Δ_{t1} — случайная техническая погрешность; Δ_{01} , Δ_{a1} — соответственно случайные погрешности обработки и анализа материала пробы.

Определение погрешности аналогии. Если исходить из положения, что контрольные пробы практически лишены технической погрешности, то при равенстве геометрий у контролируемых и контрольных проб погрешность аналогии первых $\pm \Delta \approx \sqrt{\sigma_2}$, где σ_2 — дисперсия содержания в контрольных пробах. В случае, когда геометрии тех и других проб сильно отличаются, например, контролируемые пробы имеют длину борозды в 1 м, а контрольные в 2 м, приходится вводить соответствующие поправки и тогда

$$\pm \Delta = \sqrt{\frac{l_2}{l_1 \sigma_2}},$$

где l_2 , l_1 — линейные эквиваленты геометрии [3] контролируемых и контрольных проб. Обратим внимание на то, что погрешность аналогии по своему характеру является случайной погрешностью [4].

В заключение остановимся на одном вопросе, имеющем большое практическое значение. Это вопрос о том, какие же пробы считать достоверными и представительными, а какие недостоверными и неrepresentative? И могут ли быть достоверные, но неrepresentative пробы и, наоборот, не-dостоверные, но представительные пробы?

Понятно, что проба, несущая в себе систематическую погрешность, не может считаться достоверной, даже в том случае, если эту погрешность удастся зафиксировать. Дело в том, что нет ничего более субъективного, чем введение поправок в ре-

зультаты опробования. Естественно, что подобное измерение содержания является также непредставительным. В отсутствие систематической погрешности все зависит от соотношения технической погрешности и погрешности аналогии. Если техническая погрешность превышает погрешность аналогии, то в этом случае значение содержания, фиксируемое пробами, определяется качеством техники производства подобного измерения, а не природной изменчивостью данного параметра в объекте опробования. Понятно, что подобные пробы нельзя признать представительными, а также, ввиду большой технической погрешности, и достоверными. Если техническая погрешность меньше погрешности аналогии, то картина резко меняется. В этом случае изменчивость содержания в пробах отражает специфику строения объекта опробования, характер поведения в нем измеряемого параметра. Подобные пробы можно считать представительными и достоверными. Таким образом, представительность и достоверность измерений содержания тесно связаны друг с другом. Поэтому не может быть достоверных, но непредставительных проб и, наоборот, недостоверных, но представительных проб.

Исходя из вышесказанного, в реальных условиях практики опробования представительные и достоверные пробы должны отвечать следующему условию

$$\pm \Delta_2 \approx 0, \leq \pm \Delta_1 \pm \Delta_g > 2\Delta_{11},$$

где Δ_2 — систематическая погрешность про-

бы, Δ_1 — случайная погрешность пробы, Δ_g — допустимая, согласно требованиям, погрешность пробы, Δ_{11} — случайная техническая погрешность пробы.

В заключение следует сказать, что полная дифференцированная оценка погрешности материальной пробы (материального измерения содержания компонента в руде и породе) представляет собой довольно трудоемкую и дорогостоящую операцию. Но на нее приходится идти хотя бы один раз при постановке опробования в новых условиях, чтобы в дальнейшем не делать «глубокомысленных научных выводов» на основе недостоверного, непредставительного опробования. А когда случайная техническая погрешность превышает или равна погрешности аналогии пробы (т.е. $\Delta_{11} > \Delta$), данное измерение просто оказывается неинформативным.

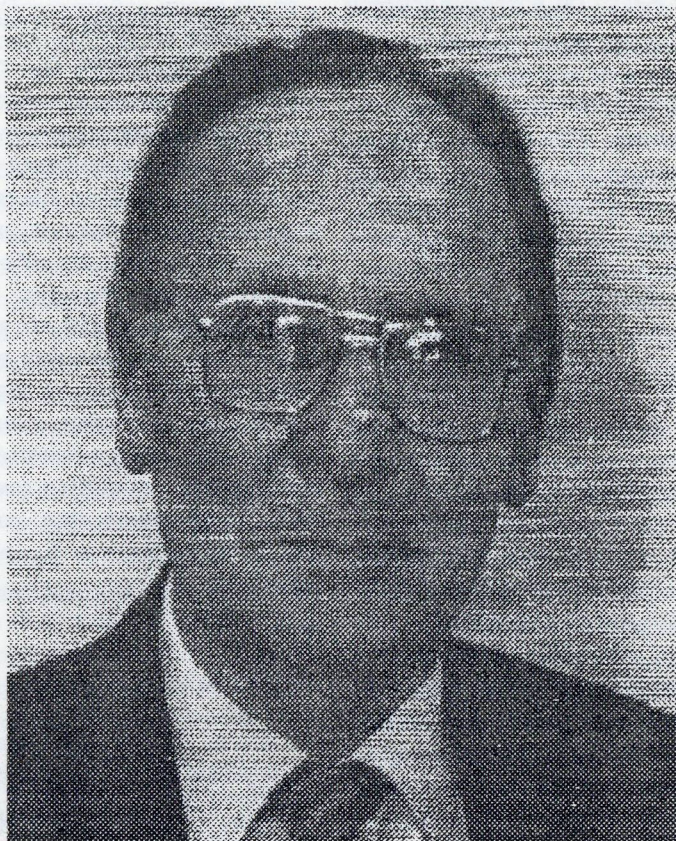
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каждан А.Б. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых (производство геологоразведочных работ). — М., 1985.
2. Коган Р.И. Интервальные оценки в геологических исследованиях. — М., 1986.
3. Справочник по математическим методам в геологии / Под ред. Родионова Д.А. — М., 1987.
4. Четвериков Л.И. Методологические основы опробования пород и руд. — Воронеж, 1980.
5. Юдин М.Ф., Селиванов М.Н., Тищенко О.Ф., Скороходов А.И. Основные термины в области литологии. — М., 1989.

Chetverikov L.I.

A TECHNIQUE FOR DIFFERENTIATED ESTIMATION OF SAMPLING ERROR

Sampling represents a peculiar kind of measurement; its procedure and methodology have direct bearing on sampling results. In this connection, of high practical importance is differentiated estimation of sampling error. Individual components of sampling error are considered. A technique of their separate estimation is proposed. A criterion is given to determine sampling reliability and representativity.



ПАМЯТИ Н. В. ГЛУХОЕДОВА
(3.10.1934–23.04.1996)

23 апреля 1996 года после продолжительной тяжелой болезни ушел из жизни замечательный человек, специалист — геолог высочайшей квалификации, Заслуженный геолог Российской Федерации, член коллегии, начальник Управления развития минерально-сырьевой базы Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр Николай Васильевич Глухоедов.

Свою трудовую деятельность Николай Васильевич начал в 1953 году после окончания Старооскольского геологоразведочного техникума с должности участкового геолога шахты одного из заграничных предприятий. Проявив склонность к самостоятельной аналитической работе, он в 1958 году был принят в один из ведущих научно-исследовательских геологических институтов отрасли — ВИМС, где работал до 1977 года. За период работы в этом институте он был командирован в Иран, где руководил геологоразведочными работами группы советских специалистов.

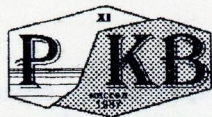
В 1977 году Николай Васильевич был приглашен в центральный аппарат Министерства геологии РСФСР, где работал в должностях главного геолога, заместителя начальника Геологического управления. С 1981 года его, как опытного специалиста и руководителя, переводят в отдел геологии Госплана СССР. В этом отделе на протяжении 10 лет Николай Васильевич занимался вопросами планирования развития минерально-сырьевой базы

СССР, координацией геологоразведочных работ, проводившихся в зарубежных странах. Именно в эти годы в нашей стране были открыты крупнейшие месторождения нефти, газа, алмазов, платины и многих других полезных ископаемых, что позволило создать мощную отечественную минерально-сырьевую базу.

С 1991 года Николай Васильевич Глухоедов возглавлял одно из важнейших подразделений Роскомнедр — Управление развития минерально-сырьевой базы.

Ушел из жизни великий труженик, отзывчивый и очень скромный человек, надежный друг и товарищ.

Коллегия Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр, Ученый Совет ЦНИГРИ, коллеги по совместной работе выражают соболезнования семье, близким, друзьям и товарищам Николая Васильевича Глухоедова.



**XI СОВЕЩАНИЕ ПО ГЕОЛОГИИ РОССЫПЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ**
ВАЖНЕЙШИЕ ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССЫПЕЙ И КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
(Москва, 16-19 сентября 1997 г.)

Организаторы Совещания:

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК:

Научный Совет по металлогении и рудообразованию ОГТТГ;

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ);

Всероссийское минералогическое общество;

Комиссия по изучению четвертичного периода.

КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО ГЕОЛОГИИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР:

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ);

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС);

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК.

СОЮЗ СТАРАТЕЛЕЙ РОССИИ.

На совещании предполагается обсудить следующие темы:

- (А) Условия формирования и вещественный состав главных промышленных и потенциально промышленных типов россыпей и месторождений кор выветривания.
- (Б) Возраст и эволюция россыпей и месторождений кор выветривания.
- (В) Новые типы, районы и провинции россыпей и месторождений кор выветривания.
- (Г) Комплексное изучение и новые методы поисков, оценки и отработки россыпей и месторождений кор выветривания.
- (Д) Геолого-экономическая оценка главных промышленных типов россыпей и месторождений кор выветривания.
- (Е) Экологические последствия отработки россыпей и месторождений кор выветривания и пути их минимизации.
- (Ж) Проблема извлечения тонкого золота из россыпей и месторождений кор выветривания.

Форма демонстрации: Доклады и сообщения могут быть представлены в форме устных сообщений и для стендовой демонстрации. Предполагается заслушивание некоторого числа заказных докладов по основным темам Совещания.

Предварительно планируются следующие экскурсии:

1) Тур А. Трехдневная экскурсия по месторождениям кор выветривания и ископаемым россыпям Воронежской области и карьеров КМА. Отъезд в пятницу вечером 19.09, возвращение в Москву утром в понедельник 22.09. Ориентировочная стоимость US \$ 200.

2) Тур Б. Двухдневная экскурсия по золотосодержащим ледниковым песчано-гравийным месторождениям Московской и Смоленской области. Отъезд утром в субботу 20.09, возвращение вечером в воскресенье 21.09. Ориентировочная стоимость US \$ 80-100.

3) Для желающих может быть организован индивидуальный предконгрессный 5-дневный тур (Тур В) по золотым и платиновым россыпям Среднего Урала. Сроки 11-15.09. Ориентировочная стоимость US \$ 500-600.

Культурная программа: Программа включает посещение театров и музеев Москвы. Для сопровождающих лиц будет также организована экскурсия по городу и культурно-историческим музеям Московской области.

Вечером третьего рабочего дня совещания (четверг 18.09) состоится банкет.

Регистрационный взнос:

Для Российских участников и гостей из ближнего зарубежья - US\$ 30 (в рублях, по курсу на момент внесения).

Для гостей из дальнего зарубежья - US\$200, для сопровождающих лиц - US\$ 80. Регистрационные взносы не включают оплату банкета, экскурсий и культурной программы.

| | | |
|---------------|---------------------------------------|--------------------|
| Сроки: | Предварительная регистрация | 1 сентября 1996 г. |
| | Рассылка 2-ого информационного письма | 1 ноября 1996 г. |
| | Представление тезисов | 1 февраля 1997 г. |
| | Оплата регистрационных взносов | 1 мая 1997 г. |

Банковские реквизиты для перевода взносов будут сообщены во II информационном письме. Заявки на участие в Совещании просим направлять до 1 сентября 1996 г.

д.г.м.н. **Н.Г. ПАТЫК-КАРА**
Россия, 109017 Москва,
Старомонетный пер., 35, ИГЕМ РАН

Тел.: (095)-230-8427, (095)-230-8442
Факс: (095)-230-2179
E-mail: pkara@igem.msk.su



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПРОГНОЗ АЛМАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Обнаружение в России Архангельской алмазонасной провинции несомненно принадлежит к «открытиям века». Эта провинция стала четвертым в мире крупнейшим алмазонасным регионом после Южной Африки, Якутии и Австралии.

Восточно-Европейская платформа, на севере которой находится Архангельская алмазонасная провинция, отличается широким развитием посткимберлитового осадочного чехла, что определяет сложности прогнозных построений, которые должны быть нацелены на скрытые объекты. Комплексное геолого-геофизическое изучение Восточно-Европейской платформы гравиметрическими и магнитометрическими методами, системой геотраверзов, глубокими и сверхглубокими скважинами создало необходимую информационную базу для прогноза потенциально алмазонасных площадей. Для этих целей созданы и реализованы компьютерные технологии обработки комплексной информации, позволяющие строить прогнозные карты с выделением перспективных площадей различных рангов (кимберлитовых провинций, субпровинций, зон, полей и групп кимберлитовых тел) на основе их комплексных моделей. Эти модели и критерии используются для построения карт соответствующих масштабов с последовательным увеличением их детальности и повышением достоверности прогноза.

Прогноз алмазонасности северной части Восточно-Европейской платформы основан на контроле кимберлитового и лампроитового магматизма глубинными структурами мантии и земной коры, строением последней, а также зонами специфических аномалий геофизических полей. Наибольшими перспективами обладают узлы пересечения магмоактивных зон мантийного заложения.

Аналогичные методические приемы были использованы для предварительной оценки перспектив алмазонасности части территории Венесуэлы по данным традиционных геолого-геофизических исследований. Выделенные перспективные площади подтверждаются результатами металлогенических построений Геологической службы США.

Геологами и геофизиками России создан комплекс методов и методик прогноза и поисков алмазонасных площадей и алмазонасных тел. Этот комплекс может быть использован в любых регионах мира.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ
Телетайп: 114142 АДУЛЯР,
Телефон: (095) 313-18-18,
Факс: (095) 315-27-01



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОПРОСВЕЧИВАНИЯ ДЛЯ ГЕОИНЖЕНЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика основана на томографическом восстановлении гетерогенных георазрезов по данным радиоволнового просвечивания (РП) между скважинами.

Методика работ включает проведение РП между скважинами и в одиночных скважинах не менее, чем на трех частотах для исключения артефактов, интерпретацию и изображение результирующих геолого-геофизических разрезов с помощью лучевой компьютерной томографии.

Основные технологические характеристики: расстояние между скважинами до 500 м, глубина скважин до 200 м, мощность прослеживаемых пластов порядка 1 м, размер неоднородностей 1—2 м.

Реализация методики позволяет проводить геолого-геофизическое картирование межскважинного про-

странства (прослеживание опорных и водонепроницаемых горизонтов, поиски карстовых полостей, подземных ходов и других локальных неоднородностей, мониторинг распространения фронта загрязненных вод и т. д.).

Результаты представляются в виде томографических номограмм распределения коэффициентов поглощения или экранирования и геолого-геофизических разрезов.

Методика апробирована на объектах подземного выщелачивания урана, при поисках карстовых полостей, при поисках и прослеживании подземных ходов.

Область использования включает гидрогеологические, инженерно-геологические и экологические работы.

Вид реализации: инжиниринг.

RL 13.8.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, 1993