

2-й 3кв.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



1/1997

ISSN 0869-5997

Минилитотека уникальных алмазоносных пород

Минилитотека характеризует месторождение технических алмазов, не имеющее мировых аналогов и принципиально отличающееся от месторождений кимберлитового, лампроитового и импактного типов. ЦНИГРИ обладает уникальной каменной коллекцией, составленной по керну скважин и подземным горным выработкам за 15 лет изучения месторождения.

Алмазоносные породы - гнейсы, флогопит-карбонатные, биотит-кварцевые, гранат-пироксеновые метасоматиты и измененные эклогиты, содержат от 10 до 1000 карат алмазов на тонну. Алмазы представлены монокристаллами разнообразной морфологии, их размеры - от первых микрон до 1 мм.

Происхождение алмазов и алмазоносных толщ дискутируется: решение этой проблемы имеет фундаментальное и прикладное значение.

Минилитотека включает:

- Геологическую схему месторождения с указанием положения объектов минилитотеки.

- Коллекцию алмазоносных пород - 5 разновидностей руд (образцы размером 6 x 4 x 2 см).

- Атлас алмазоносных метаморфических пород - микрофотографии разных типов алмазоносных пород и алмазов, снятых в растровом режиме.

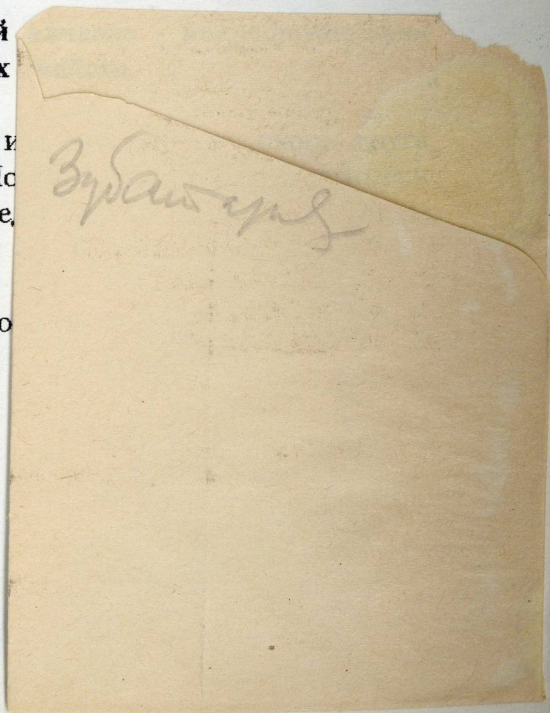
- Коллекцию прозрачных шлифов алмазосодержащих пород с кристаллами алмазов различной морфологии - 5-10 шлифов

- Атлас-определитель алмазов в прозрачных шлифах, в котором приводятся микрофотографии с подробным описанием пород и алмазов (от 45 до 100 микрофотографий)

- Атлас морфологических разновидностей алмазов с описанием морфологии и характерных

Материалы минилитотеки представляют интерес для геологов, а также для образовательных целей. Помимо любых вариантов набора ее материалов предлагается на коммерческой основе.

Адрес: Россия, 113545, Москва, Варшавский
отдел геологии алмазов



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

1/1997

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

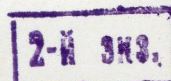
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)

Издается при участии

Международной Академии минеральных ресурсов,

фонда им. академика В. И. Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1997



КОНКУРС НА СОИСКАНИЕ ПРЕМИИ ИМЕНИ С.С.СМИРНОВА

Российской академией наук объявлен конкурс на соискание премии имени С.С.Смирнова 1997 г., присуждаемой отечественным ученым за лучшие научные работы по изучению месторождений полезных ископаемых и металлогении.

Премия присуждается за отдельные лучшие научные работы, открытия, изобретения, а также за серии научных работ по единой тематике, как правило, отдельных авторов. При предоставлении коллективных работ могут выдвигаться только ведущие авторы и не более трех.

Право выдвижения кандидатов на премию предоставляется: академикам и членам-корреспондентам Российской академии наук; научным учреждениям; высшим учебным заведениям; научным и инженерно-техническим обществам; научным советам РАН и других ведомств по важнейшим проблемам науки; научно-техническим советам государственных комитетов, министерств и ведомств; техническим советам промышленных предприятий; конструкторским бюро.

Организации или отдельные лица, выдвинувшие кандидата на соискание премии имени С.С.Смирнова 1997 г., должны до 16 июня 1997 г. представить в Экспертную комиссию (по адресу: 117901, Москва, Ленинский проспект, 32а. ОГГГН РАН) с надписью «на соискание премии имени С.С.Смирнова» следующие материалы:

мотивированное представление, включающее научную характеристику работы (серии), ее значение для развития науки и народного хозяйства;

опубликованную научную работу (серию работ);

сведения об авторе (перечень не более 10 основных научных работ, место работы и занимаемая должность, ученое звание, телефоны, домашний адрес);

справку, удостоверяющую, что представляемая на данный конкурс работа (серия) ранее не удостоивалась государственных премий, а также именных государственных премий (при представлении серии работ в их число не могут включаться работы, за которые кандидату была присуждена Государственная или именная государственная премия).

Все документы представляются в двух экз., а опубликованная работа — в трех экз.

Экспертная комиссия по присуждению премии имени С.С.Смирнова
Справки по тел. 938-18-84

Технический редактор Н. П. Кудрявцева
Редакция: Н. И. Назарова, И. В. Крейтер, А.Э.Седельникова

Сдано в набор
30.12.96
Подписано в печать
29.11.96
Тираж 250 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

Беневольский Б.И., Стороженко А.А., Шабаршов П.Я., Щепотьев Ю.М.

5

Районирование территории России по стоимостным показателям минерально-сырьевой базы (МСБ) алмазов, благородных и цветных металлов

Benevolsky B.I., Storozhenko A.A., Shabarshov P.Ya., Shchepotyev Yu.M.

Subdivision of Russia into districts based on value indices of diamond, precious and base metals mineral base (MB)

Прикладная металлогения

Мстиславский М.М., Рахманов В.П.
Роль генетических концепций при прогнозировании месторождений марганца

16

Applied Metallogeny

Mstislavsky M.M., Rakhmanov V.P.
The role of genetic conceptions in the prediction of manganese ore deposits

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б.
Ионо-потенциометрические съемки на золоторудных полях

26

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

Milyayev S.A., Chekvaidze V.B.
Ion-potentiometric surveying in gold ore-bearing fields

Левин А.Ю.
Математическая модель поведения тяжелых минералов в активном слое аллювия

35

Levin A. Yu.
A mathematical model of heavy minerals' behaviour in an active alluvium layer

Исаев В.А., Дубинчук В.Т.
Исследование и количественная оценка газово-жидких включений в кварце методом растровой электронной микроскопии (РЭМ)

43

Isayev V.A., Dubinchuk V.T.
Examination and quantitative estimation of fluid inclusions in quartz using scanning electron microscope (SEM)

Строение рудных месторождений

Дунаев В.А.
Закономерности размещения бадделит-апатит-магнетитовых руд

50

Structure of Ore Deposits

Dunayev V.A.
Regularities of localization of baddeite-apatite-magnetite ore deposits

Черемисин А.А.,
Злотник-Хоткевич А.Г.
Воронцовское золоторудное месторождение

59

*Cheremisin A.A.,
Zlotnik-Khotkevich A.G.*
The Vorontsovskoe gold deposit

Комплексное использование минерального сырья

Клименко Н.Г., Кязимов Р.А.
Новое в гидрометаллургической технологии переработки окисленных цинковых руд

71

All-round Utilization of Mineral Products

Klimenko N.G., Kyazimov R.A.
An innovation in hydrometallurgical technology for the processing of oxidized Zn ores

Симаков В.А., Вахонин Н.С., Исаев В.Е.

Рентгенофлуоресцентное определение основных и примесных компонентов бокситов

76

Simakov V.A., Vakhonin N.S., Isayev V. Ye.

X-ray-fluorescence-based determination of essential and accessory constituents in bauxites

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Зинчук Н.Н., Гарат Н.М., Пыстин А.Б.

Петрофизическая характеристика околотрубного пространства кимберлитовой трубы Восток Сибирской платформы

82

Bondarenko A.T., Kovalev Yu.D., Zinchuk N.N., Garat N.M., Pystin A.B.

Petrophysical characterization of the circum-pipe space at the Vostok kimberlite pipe, Siberian platform

Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Хроника

Научно-практическая конференция «Эволюционно-геологические факторы рудообразования и прогноз месторождений полезных ископаемых», Москва, ВИМС, май 1996

91

«Evolution-geological factors in ore formation and prediction of mineral deposits»: Applied science conference, Moscow, VIMS, May 1996

Chronicle

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

93

CONGRATULATIONS

УДК 553.043(47 + 57)

© Коллектив авторов, 1997

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ПО СТОИМОСТНЫМ ПОКАЗАТЕЛЯМ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ (МСБ) АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ, А. А. СТОРОЖЕНКО, П. Я. ШАБАРШОВ,
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены вопросы геолого-экономического анализа и оценки совокупного минерально-сырьевого потенциала (алмазы, благородные и цветные металлы) недр отдельных субъектов РФ и России в целом, определены стоимостные значения ценности (по мировым ценам) запасов и ресурсов, годовой добычи и приростов запасов. Предложены методологические подходы к геолого-экономическому картографированию МСБ на основе компьютерных технологий. Проведено геолого-экономическое районирование Российской Федерации с ранжированием субъектов РФ по суммарному показателю значимости сырьевого потенциала (на основе территориальных индексов), определены необходимые уровни затратно-инвестиционных показателей на освоение и воспроизводство МСБ указанных полезных ископаемых.

Переходные экономические и правовые условия недропользования в России, усиление региональных аспектов в использовании природных ресурсов требуют принципиально новых решений по воспроизводству и развитию МСБ.

В рыночной экономике механизм федерального регулирования инвестиционного процесса геологического изучения недр должен основываться на систематическом геолого-экономическом анализе и оценке (мониторинге) внутрифедеральной минерально-сырьевой конъюнктуры и тенденций развития мирового сырьевого рынка.

Геолого-экономическая оценка (переоценка) внутрифедеральной минерально-сырьевой конъюнктуры призвана обеспечить решение следующих основных задач в системе управления развитием МСБ:

обоснование перспективной федеральной стратегии и разработка методологии прогнозирования темпов воспроизводства, использования и качественного улучшения МСБ полезных ископаемых (ПИ);

оценка места и роли в структуре МСБ России отдельных субъектов РФ по величине сырьевого потенциала, объемам добычи и переработки минерального сырья (МС), обеспеченности разведанными запасами и прогнозными ресурсами с выделением ре-

сурсонесущих, добывающих, перерабатывающих и потребляющих регионов;

выявление и геолого-экономическая оценка комплексного (совокупного) минерально-сырьевого потенциала недр (ресурсонасыщенности) отдельных субъектов РФ и России в целом в натуральном и стоимостном выражении для установления их суммарных ценностных характеристик;

проведение систематической геолого-экономической переоценки МСБ на основе современных методик, принятых в мировой практике, с учетом динамики мировых цен и конъюнктурных возможностей внутреннего и внешнего сырьевого рынка;

создание федерального резервного фонда месторождений стратегического, валютного, дефицитного и экспортного сырья с определением перспективных уровней добычи ПИ.

Для принятия управленческих решений по перечисленным федеральным и региональным проблемам сбалансированного развития минерально-сырьевого и горно-промышленного комплексов авторами разработаны и предложен комплект карт размещения минерально-сырьевого потенциала РФ, горнодобывающих и перерабатывающих предприятий, геолого-экономического районирования ресурсонесущих территорий, стоимостной оценки сырьевого потенциала

отдельных регионов, субъектов РФ, России в целом и других статических и динамических показателей развития МСБ в многовариантных сочетаниях.

Геологической службой России накоплен достаточный опыт картографирования минерально-сырьевых ресурсов важнейших видов ПИ. Вместе с тем, в прежних разработках мало использовались стоимостные характеристики сырьевых ресурсов различных регионов, недостаточно учитывалось их влияние на выбор предпочтительных территорий для освоения МСБ. Наряду с традиционными методами анализа и районирования МСБ, авторами предлагается применение экономико-математических, компьютерных и экранно-картографических методов анализа, оценки (переоценки) МСБ и построения соответствующих карт.

Такие методологические подходы к построению комплексных геолого-экономических карт минерально-сырьевых ресурсов позволяют рассматривать их в качестве системных моделей развития МСБ субъектов РФ и России в целом [1]. Соответственно производится отбор качественных и количественных показателей, наиболее полно отражающих условия размещения, освоения и воспроизводства МСБ.

Комплексные геолого-экономические карты минерально-сырьевых ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов* включают следующие блоки показателей: геотектоническая обстановка нахождения месторождений; состояние минерально-сырьевой базы; размещение добывающих и перерабатывающих предприятий; основные технико-экономические показатели по крупным месторождениям, предприятиям, субъектам РФ (рис. 1).

Геотектонические обстановки отражают специфику установленных закономерностей размещения каждого из рассматриваемых видов минерального сырья. Среди них выделяются щиты и прилегающие части фундамента платформ, чехлы древних и молодых платформ, геосинклинально-складчатые области (мио- и эвгеосинклинали), срединные массивы и вулканоплутонические пояса.

Сведения о состоянии МСБ включают

набор информации, отражающей распределение месторождений и рудоносных площадей по субъектам РФ, наличие и величину запасов и прогнозных ресурсов, степень освоенности и способы отработки объектов. На карту выносятся горно-металлургические (ГМК) и горно-обогатительные комбинаты, обогатительные фабрики и прииски, а также специализированные металлургические заводы (вне ГМК) и предприятия попутного и вторичного производства. Среди предприятий выделяются действующие, строящиеся и возможные новые. Проводится разграничение их по классам крупности, обеспеченности запасами, а также импорту-экспорту руды и концентратов. К карте прилагаются поясняющие схемы главных грузопотоков сырья и полуфабрикатов от источников к потребителю.

Информационный блок включает количественные и качественные технико-экономические показатели для трех уровней: разведываемых месторождений; добывающих и перерабатывающих предприятий; субъектов РФ.

Проведенный анализ структуры МСБ алмазов, благородных и цветных металлов РФ и ее соотношений с производственной инфраструктурой показал, что эта структура отражает различную долю отдельных ПИ в экономике субъектов РФ и России в целом и может влиять на федеральный статус каждого из них. Так, благородные металлы и алмазы имеют статус валютного сырья. Среди цветных металлов медь и никель относятся к экспортным, свинец и цинк — к дефицитным. Все перечисленные ПИ представляют собой стратегические виды сырья.

Полученные при составлении «Комплексной карты...» данные были использованы в качестве основы для построения «Карты геолого-экономического районирования территории РФ на алмазы, благородные и цветные металлы» (рис. 2).

Геолого-экономическое районирование России (ГЭР РФ) базируется на следующих общих принципах:

учет, системный анализ и совместное использование природных, техногенных и социальных факторов — геолого-металлогенетических, географо-экономических, инфраструктурно-производственных, экологических, социально-экономических;

* Здесь и далее под цветными металлами понимаются медь, свинец, цинк, никель, кобальт.

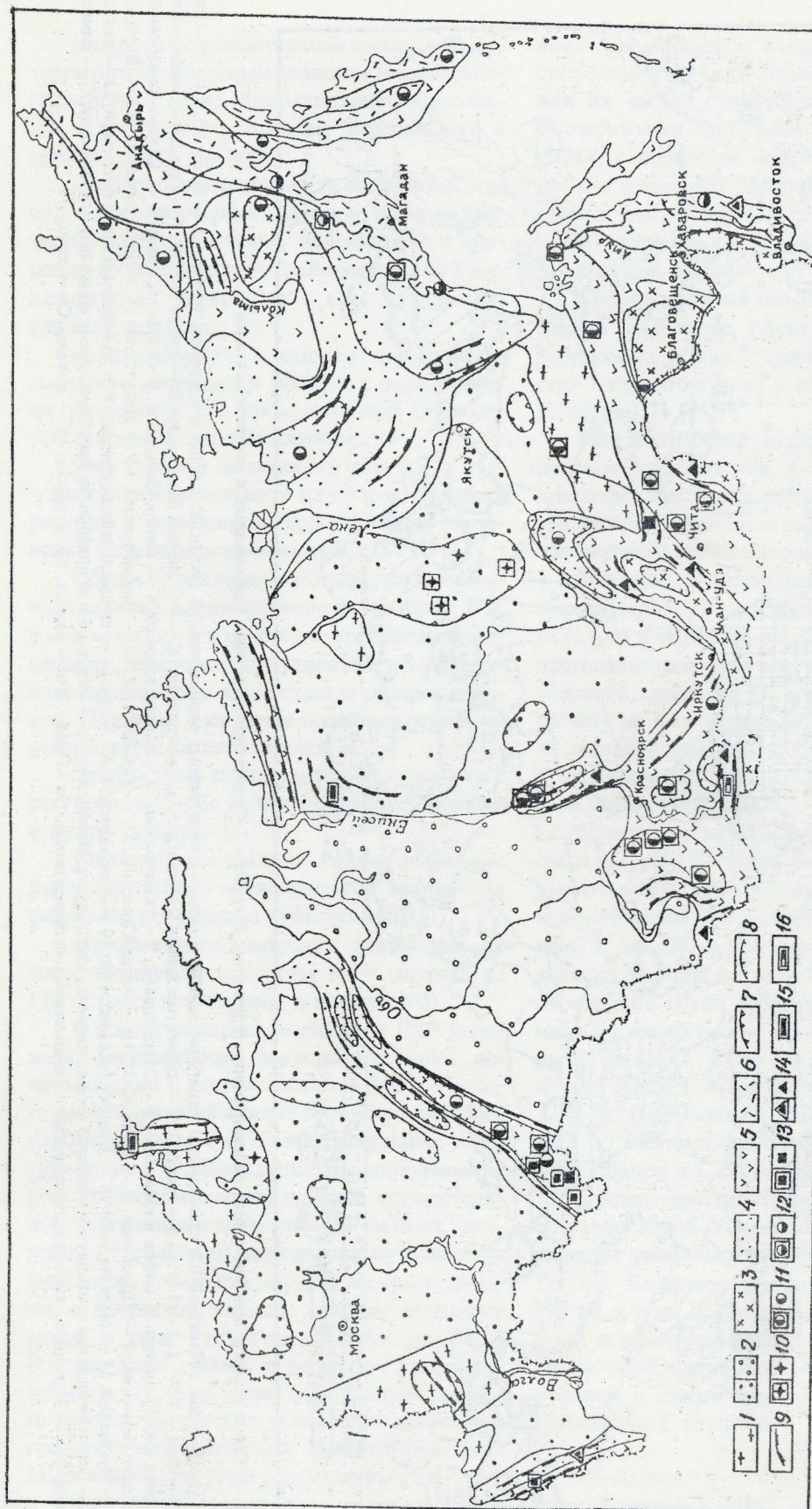


Рис. 1. Схема размещения минерально-сырьевых ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов Российской Федерации:

геотектонические обстановки: 1 — щиты и прилегающие части платформ, 2 — чехлы платформ (а — древних, б — молодых), 3 — срединные массивы, 4 — миогеосинклинали, 5 — эвгеосинклинали, 6 — вулканоплутонические пояса; основные рудоносные площади: 7 — алмазов, включая россыпные районы, 8 — благородных металлов, включая россыпные районы, 9 — цветных металлов; основные месторождения (а — разрабатываемые, б — резервные): 10 — алмазов, 11 — коренного золота, 12 — серебра, 13 — меди, 14 — свинца и цинка, 15 — никеля, 16 — кобальта

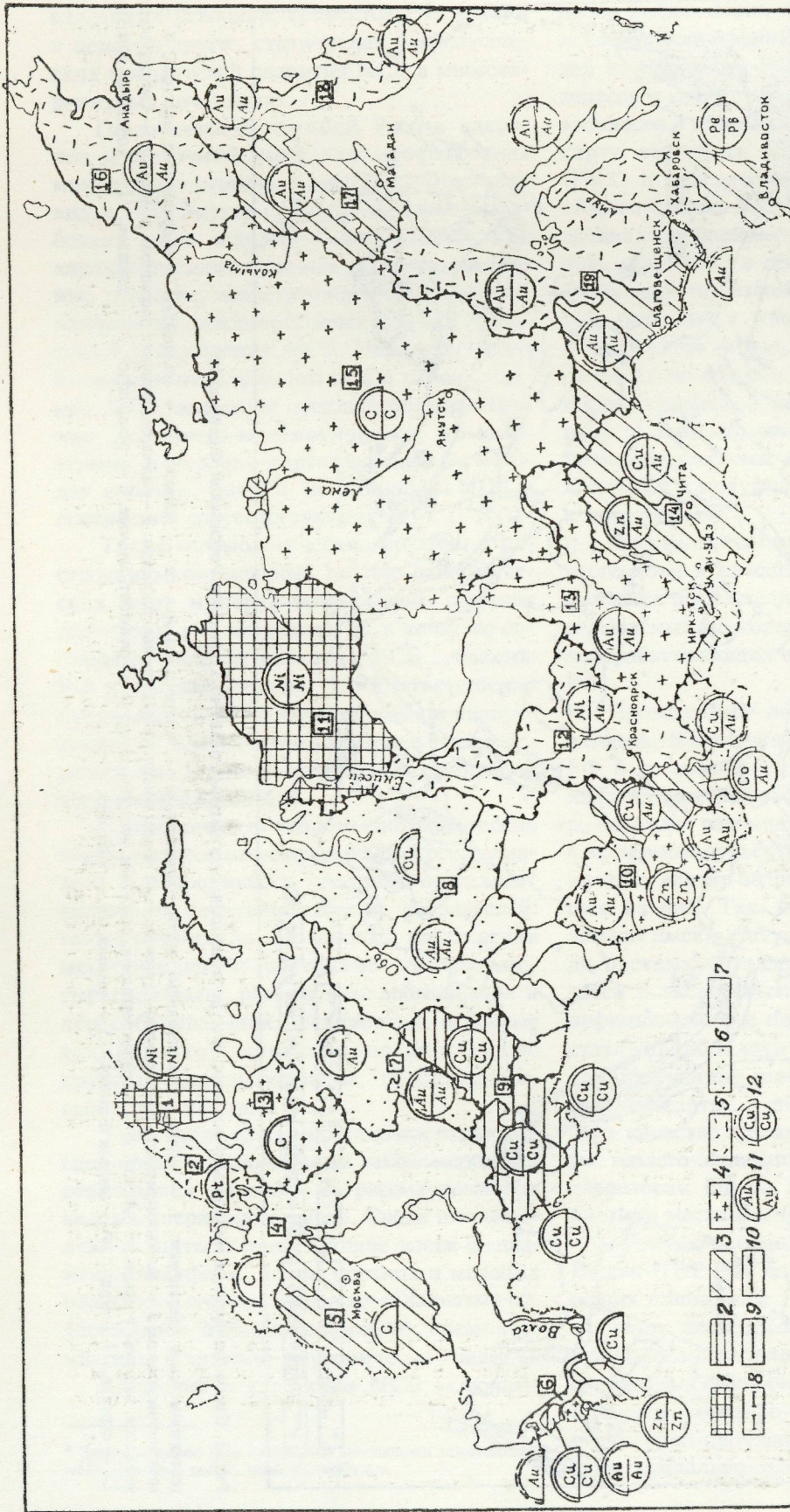


Рис. 2. Схема геолого-экономического районирования территории Российской Федерации на алмазы, благородные и цветные металлы:

ресурсоносные субъекты РФ с суммарными территориальными индексами стоимостных оценок запасов, ресурсов, добычи и приростов запасов: 1 — более 20, 2 — 10—20, 3 — 3—10, 4 — 1.5—3, 5 — 1—1.5, 6 — менее 1; 7 — субъекты с не выявленными ресурсами; границы: 8 — Российской Федерации, 9 — субъектов РФ, 10 — геолого-экономических районов (номер района — цифра в квадрате): 1 — Мурманский, 2 — Карельский, 3 — Архангельский, 4 — Северо-Западный, 5 — Центральный, 6 — Северо-Кавказский, 7 — Коми-Пермский, 8 — Приобский, 9 — Уральский, 10 — Алтай-Саянский, 11 — Таймырский, 12 — Красноярский, 13 — Иркутский, 14 — Забайкальский, 15 — Якутский, 16 — Чукотский, 17 — Магаданский, 18 — Корякско-Камчатский, 19 — Дальневосточный. В кругах — специализация субъектов РФ по преобладающей стоимости: 11 — запасов, 12 — ресурсов (верхняя часть круга) и годовой добычи (нижняя часть круга). Индекс в круге — помечательный профиль по преобладающему полезному ископаемому: С — алмазов; золота: Au — коренного, Au — россыпного, Au — комплексных месторождений, Cu — меди, Pb — свинца, Zn — цинка, Ni — никеля, Co — кобальта

ресурсо-производственная специализация территорий по базовым отраслям минерально-сырьевого и горно-промышленного комплексов с выделением отраслей федерального и регионального значения;

наибольшая адекватность выделяемых геолого-экономических районов административно-территориальному делению РФ и природно-географическому районированию с выделением поясовых зон удельной капиталоемкости;

комплексность в оценке совокупного сырьевого потенциала районов с определением возможной его промышленной ценности при освоении и использовании;

учет степени освоенности районов и изученности заключенных в их недрах сырьевых ресурсов с выделением территорий для постановки геологоразведочных работ (ГРР).

Общая структура и методы геолого-экономического районирования территории РФ, в соответствии с изложенными общими принципами, включают качественные и количественные критерии выделения и оценки районов. При этом в качестве основных используются три блока показателей:

стоимостные значения ценности запасов и ресурсов, а также стоимости годовой добычи и прироста запасов;

удельные показатели (территориальные индексы) геолого-экономической значимости сырьевого потенциала субъектов РФ;

затратно-инвестиционные показатели по освоению и воспроизводству МСБ (затраты на ГРР, ставки возмещения и инвестиций).

В основу построения системы ГЭР положены региональные факторы состояния, использования и воспроизводства МСБ. Геолого-экономический анализ этих факторов производился отдельно по всем ресурсонесущим субъектам РФ. Выделение и оконтуривание геолого-экономических районов осуществлялось по границам субъектов РФ (или их группам), отвечающим определенным ранговым значениям стоимости запасов, ресурсов, добычи и приростов запасов, которые отражают место и роль субъектов в структуре МСБ России. Учитывалась и ресурсная специализация, а также сходство (или отличие) геолого-металлогенических условий размещения и географо-экономических условий освоения МСБ в пределах конкретных субъектов РФ.

В качестве «геолого-экономических райо-

нов» предлагается выделять территории субъектов РФ (или нескольких субъектов, или их части) с выявленными запасами и оцененными ресурсами минерального сырья, с наличием месторождений и рудоносных площадей различных ПИ и присутствием (отсутствием) соответствующих элементов производственной и социально-экономической инфраструктуры.

Количественные методы ГЭР предусматривают выделение, оценку и ранжирование районов на основе стоимостных характеристик сосредоточенных в их недрах запасов и ресурсов ПИ [2, 6].

При разработке модели ГЭР и оценке районов предлагается в качестве главного классификационного критерия использовать извлекаемую стоимость сырьевого потенциала (по мировым ценам на соответствующие ПИ).

Методика определения извлекаемой стоимости запасов и ресурсов сводилась предварительно к переводу запасов категории C_2 и прогнозных ресурсов всех категорий в запасы условной категории C_1 и последующему пересчету их в стоимостной эквивалент, исходя из значений коэффициентов перевода, сквозного извлечения и цен на металлы Лондонской биржи металлов.

Суммарная извлекаемая стоимость запасов и ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов, заключенных в недрах отдельных субъектов РФ, колеблется от 50—100 млн. \$* до 100—340 млрд. \$. По удельным значениям этого показателя отчетливо выделяется пять групп субъектов РФ: 1) с очень низкой стоимостью — менее 0,5 % от РФ; 2) от 0,5 до 2,0 %; 3) от 2,0 до 8,0 %; 4) от 8,0 до 32,0 %; 5) с высокой стоимостью — более 32,0 % (Таймырский автономный округ — 37,7 %) (компьютерная обработка выполнена В.И.Лобачем и С.Н.Стариковым).

Приведенная группировка субъектов РФ по извлекаемой стоимости рассматривается в качестве унифицированной для оценки МСБ России. Варианты ранжирования субъектов РФ по другим показателям — стоимости добычи и приростов запасов, затрат на ГРР и ставок возмещения и др., хотя и различаются уровнем и шагом границ между собой и с приведенной группировкой, но достаточно

* Здесь и далее — \$ США..

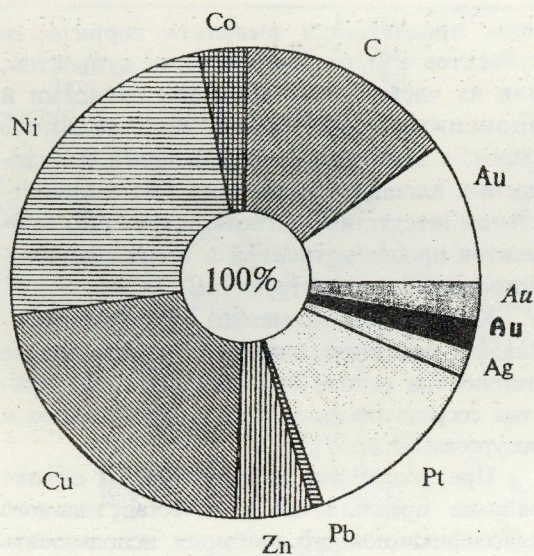


Рис. 3. Распределение извлекаемой стоимости запасов и ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов России.

сопоставимы по набору субъектов в каждой из групп в общей системе стоимостных и затратных показателей.

Это обстоятельство позволило дать комплексную оценку состояния, использования и воспроизводства МСБ, провести сравнительный геолого-экономический анализ и ранжирование субъектов как по отдельным показателям, так и по многовариантным их сочетаниям с подготовкой набора необходимых данных для составления прототипа Атласа геолого-экономических карт МСБ России.

Геолого-экономический анализ состояния МСБ показал, что Россия располагает весьма крупным сырьевым потенциалом рассмотренных ПИ. Суммарная их извлекаемая стоимость (по состоянию на начало 1994 г.) оценивается ориентировочно в 905 млрд. \$, в т. ч. стоимость алмазов и благородных металлов составляет 403 млрд. \$ (44,5 %), стоимость цветных металлов — 502 млрд. \$ (55,5 %) (рис. 3).

Суммарная стоимость годового объема добычи (за 1993 г.) всего комплекса анализируемых ПИ оценивается примерно в 7 млрд. \$, что составляет около 1,5 % от стоимости их запасов. Из этой суммы на долю алмазов и благородных металлов приходится ориентировочно 4 млрд. \$ (58,6 %),

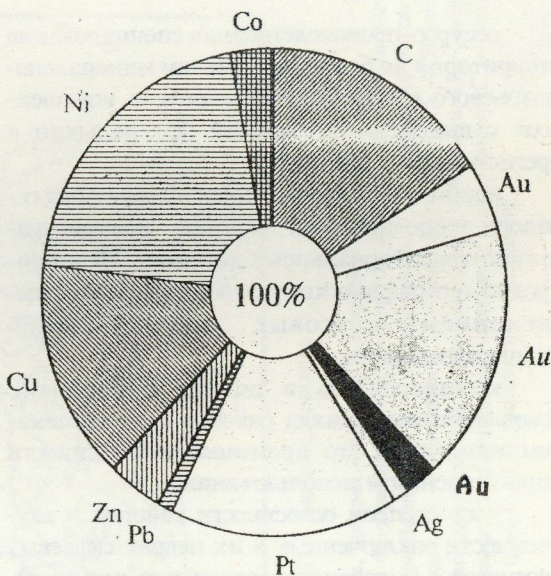


Рис. 4. Распределение извлекаемой стоимости добычи алмазов, благородных и цветных металлов России.

на долю цветных металлов — 3 млрд. \$ (41,4 %) (рис. 4).

Суммарная извлекаемая стоимость приростов запасов по среднегодовому уровню за 1991—1993 гг. в целом по России составила около 6,5 млрд. \$, в т. ч. приростов запасов алмазов и благородных металлов — 2,8 млрд. \$ (44,5 %), цветных металлов — 3,7 млрд. \$ (55,5 %) (рис. 5). Сравнивая приведенные данные, можно сделать вывод, что по цветным металлам воспроизводимая ценность опережает погашаемую в недрах на 0,7 млрд. \$, а по благородным металлам, наоборот, составляет лишь 70 % (т.е. сырьевая база не восполняется).

Определенный интерес для геолого-экономического анализа состояния и развития МСБ и оценки конъюнктурных возможностей по отдельным ПИ представляют соотношения стоимостей добычи и запасов, приростов запасов и прогнозных ресурсов. Эти отношения отражают уровень стоимостной компенсации и обеспеченности добычи запасами, а приростов запасов — ресурсами (табл. 1).

Наиболее информативными показателями геолого-экономической оценки МСБ являются территориальные индексы стоимости запасов, ресурсов, добычи и приростов запаса-

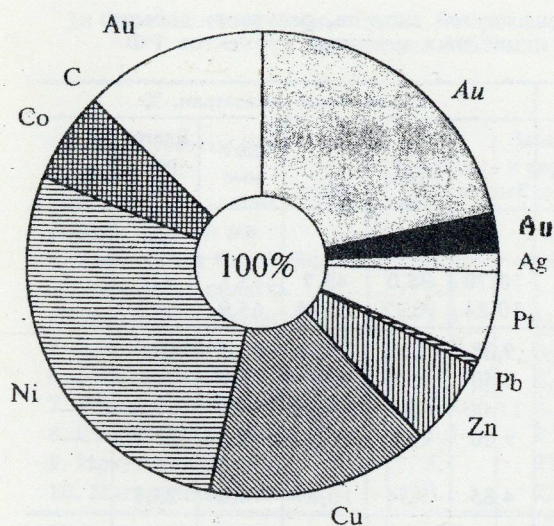


Рис. 5. Распределение извлекаемой стоимости приростов запасов алмазов, благородных и цветных металлов России.

сов, отражающие пропорции различных оценочных показателей в общей оценке районов. Территориальные индексы, или отношение удельного веса отдельных показателей к удельному весу территории субъекта (района) в РФ, характеризуют ресурсную насыщенность (продуктивность) территорий, их специализацию, возможности (предпочтительность) освоения и воспроизводства МСБ.

В отличие от удельных значений отдельных показателей, территориальные индексы позволяют получать показатели геолого-экономической значимости сырьевого потенциала, которые могут быть выражены математически [3, 4]. Всего в России насчитывается 39 ресурсонесущих (на алмазы, благородные и цветные металлы) субъектов РФ. По значениям территориальных индексов они могут быть ранжированы и объединены в следующие группы (табл. 2): а) менее 1,0 (11 суб-

ектов); б) 1,0—1,5 (6); в) 1,5—3,0 (7); г) 3,0—10,0 (8); д) 10,0—20,0 (5); е) более 20,0 (2). Обозначенные ранговые значения территориальных индексов значимости сырьевого потенциала субъектов РФ положены в основу геолого-экономического районирования территории России (см. рис. 2). С учетом этих значений выделено 19 геолого-экономических районов, объединенных в 10 укрупненных сырьевых районов (табл. 3).

Проблема сбалансированного развития МСБ тесно связана с состоянием затратно-инвестиционных возможностей субъектов РФ в России в целом. С целью обеспечения текущих и перспективных потребностей страны осуществляется федеральное и региональное регулирование затрат на ГРП через систему ставок отчислений на воспроизводство МСБ и инвестиций через систему лицензирования объектов недропользования [7].

Для геолого-экономического анализа МСБ были использованы данные о фактических затратах на ГРП за 1991—1993 гг. (в млн. руб.), пересчитанные в долларовый эквивалент исходя из курса доллара к рублю за соответствующий год. Суммарные федеральные затраты на ГРП на алмазы, благородные и цветные металлы в среднегодовом исчислении за указанный период составили около 70 млн. \$, из них на алмазы 10 млн. \$ (14,2 % от РФ), на благородные металлы 46 млн. \$ (66,6 %), на цветные металлы 14 млн. \$ (19,2 %) (рис. 6).

Следует отметить, что приведенные федеральные затраты на ГРП не полностью соответствуют общим затратам в виде ставок возмещения, т.к. значительная часть последних остается в бюджетах субъектов и отдельных предприятий и дополнительно поступает на ведение ГРП в пределах их территорий и горных отводов. Приведенные же ассигнова-

1. Соотношения стоимостных и затратных показателей состояния, использования и воспроизводства МСБ

Полезные ископаемые	Удельный вес стоимости добычи от стоимости запасов, %	Удельный вес стоимости приростов от стоимости ресурсов, %	Отношение стоимости приростов к стоимости добычи	Отношение стоимости приростов к затратам на ГРП
Алмазы	1,755	0,01	6,48	0,73
Благородные металлы	2,199	3,9	0,95	60,66
Цветные металлы	1,009	2,34	1,26	264,3
Всего по РФ	1,444	2,19	0,92	91,11

2. Территориальные индексы стоимостных показателей запасов, ресурсов, добычи и приростов запасов алмазов, благородных и цветных металлов субъектов РФ

Группы территориальных индексов	Субъекты РФ	Площадь, %	Стоимостные показатели, %					
			Запасы	Добыча	Всего	Цветные металлы	Благородные металлы	Алмазы
>20	1. Мурманская область	1,0	10,70	35,0	45,7	95,8	4,2	—
	2. Таймырский а.о.	5,9	10,84	10,12	20,96	65,9	34,1	—
10—20	3. Оренбургская область	0,8	9,38	9,38	18,76	86,5	13,5	—
	4. Республика Башкортостан	1,0	6,50	9,20	15,70	78,7	21,3	—
	5. Челябинская область	0,6	11,00	3,17	14,17	78,2	21,8	—
	6. Республика Карачаево-Черкессия	0,1	9,00	2,00	11,00	76,3	23,7	—
	7. Свердловская область	1,3	4,85	5,54	10,39	74,8	25,2	—
3—10	8. Читинская область	2,8	4,54	1,25	5,79	74,7	23,2	2,1
	9. Магаданская область	3,1	1,45	4,03	5,48	0,4	99,6	—
	10. Республика Северная Осетия	0,05	3,40	1,00	4,40	93,2	6,8	—
	11. Республика Бурятия	2,4	2,42	1,96	4,38	81,3	18,7	—
	12. Приморский край	1,1	2,00	1,91	3,91	49,3	35,7	15,0
	13. Амурская область	2,5	1,20	2,16	3,36	15,6	73,3	11,1
	14. Республика Хакасия	0,4	1,00	2,25	3,25	52,4	47,6	—
	15. Кемеровская область	0,7	2,00	1,14	3,14	61,3	38,7	—
	16. Центральные районы	2,2	3,00	—	3,00	50,4	12,0	37,6
1,5—3,0	17. Республика Дагестан	0,3	3,00	—	3,00	97,2	2,8	—
	18. Архангельская область	2,8	2,36	0,46	2,82	20,1	—	79,9
	19. Алтайский край	1,2	2,17	0,25	2,42	92,9	7,1	—
	20. Республика Саха (Якутия)	21,1	1,04	1,26	2,30	1,7	17,9	80,4
	21. Иркутская область	5,1	1,29	0,64	1,93	12,2	59,9	27,9
	22. Республика Кабардино-Балкария	0,1	0,90	0,80	1,70	12,8	87,2	—
1,0—1,5	23. Красноярский край	10,0	0,87	0,59	1,46	39,1	37,3	23,6
	24. Камчатская область	1,2	1,42	0,03	1,45	46,0	54,0	—
	25. Хабаровский край	5,4	0,39	1,03	1,42	9,8	76,8	13,4
	26. Чукотский а.о.	5,0	0,42	0,98	1,40	—	100,0	—
	27. Республика Карелия	1,2	1,33	—	1,33	49,5	50,5	—
	28. Корякский а.о.	2,1	0,74	0,32	1,06	—	100,0	—
	29. Северо-Западный район	2,3	0,74	—	0,74	—	—	100,0
<1,0	30. Сахалинская область	0,6	0,51	0,12	0,63	—	100,0	—
	31. Республика Алтай	0,6	0,24	0,35	0,59	—	100,0	—
	32. Республика Тува	1,2	0,33	0,25	0,58	61,5	38,5	—
	33. Республика Адыгея	0,05	0,40	—	0,40	—	100,0	—
	34. Республика Коми	2,8	0,35	0,01	0,36	24,8	25,9	49,3
	35. Новосибирская область	1,2	0,09	0,20	0,29	—	100,0	—
	36. Пермская область	0,9	0,09	0,05	0,14	—	68,6	31,4
	37. Ямало-Ненецкий а.о.	5,1	0,10	—	0,10	82,6	17,4	—
	38. Еврейская автономная область	0,2	0,07	—	0,07	—	100,0	—
	39. Ханты-Мансийский а.о.	3,6	0,004	0,013	0,017	—	100,0	—

3. Соотношения стоимостных, затратных и инвестиционных показателей состояния и освоения МСБ по основным субъектам РФ

Субъекты РФ	Удельный вес от РФ, %						
	Площади	Запасов и ресурсов	Добычи	Приростов за-пасов	Затрат на ГРР	Ставок возме-щения	Инвести-ций
1. Таймырский а.о.	5,9	37,7	43,7	16,0	7,2	41,3	21,0
2. Республика Саха (Якутия)	21,1	11,0	21,8	4,8	20,9	15,6	9,4
3. Читинская область	2,8	6,4	1,9	1,6	4,9	2,3	13,3
4. Мурманская область	1,0	5,5	4,7	30,3	0,6	6,9	3,8
5. Красноярский край	10,0	3,3	1,2	4,7	4,6	1,4	5,1
6. Республика Башкортостан	1,0	3,2	2,6	6,6	2,8	3,2	3,0
7. Республика Бурятия	2,4	3,1	0,7	4,0	2,9	0,8	5,5
8. Свердловская область	1,3	2,9	2,3	4,9	3,9	2,4	4,9
9. Иркутская область	5,1	2,8	1,9	1,4	2,9	2,2	5,7
10. Магаданская область	3,1	2,1	5,5	7,0	14,1	6,5	5,1
Итого:	53,7	78,0	86,3	81,3	64,8	82,6	76,8

ния на ГРР и их распределение по субъектам РФ отражают в основном федеральные интересы в развитии МСБ.

Величина отчислений на воспроизводство МСБ определялась исходя из объемов и стоимости добытых ПИ за 1993 г. по каждому субъекту РФ и установленных ставок возмещения (для алмазов — 3,5 %, для благородных металлов — 7,8 %, для цветных металлов — 8,2 %). Суммарные расчетные объемы отчислений на воспроизводство МСБ по всему комплексу металлов (от их добычи за 1993 г.) составили более 412

млн. \$, в т.ч. по алмазам и благородным металлам более 182 млн. \$ (39 %), по цветным металлам — 230 млн. \$ (61 %) (рис. 7).

Блок затратных характеристик на освоение и воспроизводство МСБ включает в себя также показатели удельной капиталоемкости, выраженные через интегральные поправочные коэффициенты к капиталовложениям (по В.В.Стефановичу и Е.В.Блиновой). На основе этих коэффициентов, присущих территориям конкретных субъектов

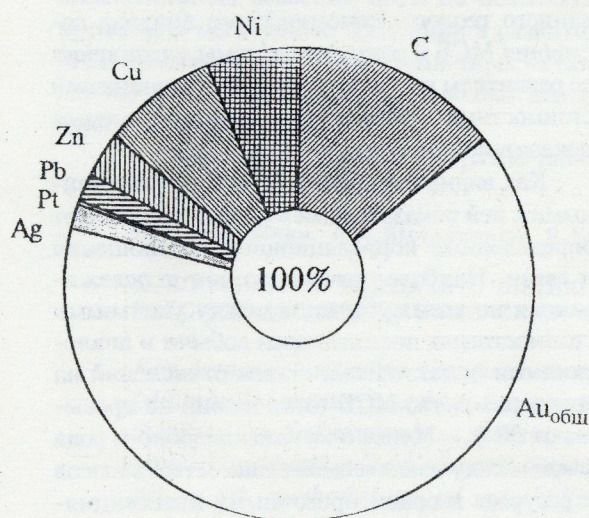


Рис. 6. Распределение затрат на геологоразведочные работы по алмазам, благородным и цветным металлам России.

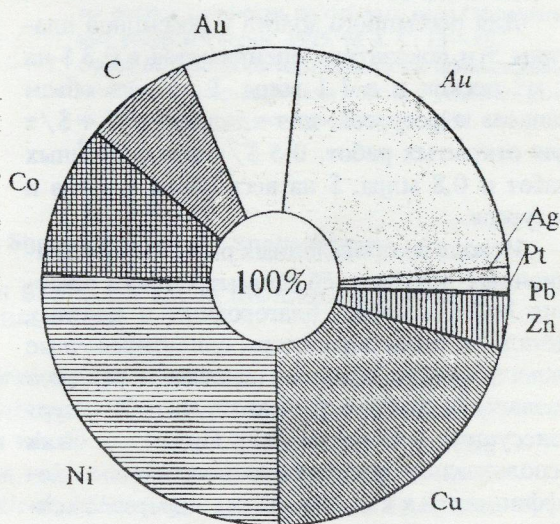


Рис. 7. Распределение инвестиций, образуемых за счет ставок отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы алмазов, благородных и цветных металлов России.

РФ, выделяются соответствующие географо-экономические (поясовые) зоны с коэффициентами: 1,0—1,1; 1,1—1,5; 1,5—2,0; 2,0—3,0; 3,0—4,0; более 4,0.

Расчет инвестиций на освоение МСБ выполнен по производственным показателям действующих добывающих и перерабатывающих предприятий. Удельные капитальные затраты на 1 т годовой производительности по руде определялись по нормативам бывшего Министерства цветной металлургии СССР, исходя из средней производительности одного условного предприятия [5]. Расчет сделан отдельно по предприятиям цветной металлургии, добывающим предприятиям коренного и россыпного золота, россыпной платины и алмазодобывающим предприятиям.

При средней производительности предприятий цветной металлургии 1400—1600 тыс. т руды в год, капитальные затраты (по нормативам) на 1 т годовой мощности составляют 75 \$. Соответственно инвестиции на освоение 1 т запасов и ресурсов цветных металлов (в пересчете на руду) составят 2,29 \$ и на освоение всего объема 16,7 млрд. \$.

Капитальные вложения на 1 т годовой мощности по руде для коренного золота (при средней производительности 350 тыс. т руды в год) составляют 100 \$. Ориентировочные инвестиции на освоение 1 т руды запасов и ресурсов составят в этом случае 3,25 \$, а всего объема запасов и ресурсов коренного золота — 7,2 млрд. \$.

Для россыпного золота и россыпной платины эти показатели оцениваются в 0,3 \$ на 1 м³ песков и в 1,1 млрд. \$ на весь объем запасов и ресурсов; для алмазов — 0,4 \$/т для открытых работ, 0,5 \$/т для подземных работ и 0,8 млрд. \$ на весь объем запасов и ресурсов.

Исходя из приведенных расчетов инвестиционных показателей промышленного освоения МСБ алмазов, благородных и цветных металлов, были определены ориентировочные инвестиции на освоение запасов и ресурсов названных групп металлов по всем 39 ресурсоносущим субъектам РФ. При этом были использованы порайонные поправочные коэффициенты к капиталовложениям, заложенные в поясовой зональности удельной капиталоемкости.

Рассчитанные по субъектам РФ инвестиционные показатели колеблются в широких

пределах: 3—5 млн. \$ (Еврейская автономная область, Республика Адыгея), 4—6 — 6,5 млрд. \$ (Республика Саха, Читинская область) и до 10,3 млрд. \$ (Таймырский а.о.). Суммарные инвестиции на освоение МСБ алмазов, благородных (золота коренного, россыпного, серебра, платины) и цветных (свинца, цинка, меди, никеля) металлов в целом по РФ в первом приближении (с учетом порайонных коэффициентов) оцениваются в 50 млрд. \$. Из них на освоение сырьевого потенциала алмазов должно быть инвестировано не менее 1,6 млрд. \$ (3,1 %), благородных металлов — около 16,1 млрд. \$ (32,2 %) и цветных металлов — 32,3 млрд. \$ (64,7 %). При этом на освоение запасов и ресурсов цветных металлов одного Таймырского а.о. потребуется до 10,3 млрд. \$ (более 20 % от РФ).

Доля инвестиций на освоение учтенных запасов и ресурсов от их извлекаемой стоимости по 14 субъектам не достигает среднего по России значения (5,5 %). По 26 субъектам инвестиционная доля превышает этот показатель, а по 10 из них она составляет более 10 % (Магаданская область — 13,3 %, Корякский а.о. — 15,0 %, Сахалинская область — 17,0 %, Чукотский а.о. — 22,0 % и др.).

Необходимо отметить, что использованная методика расчета инвестиционных показателей еще не полностью завершена и требует дальнейшего анализа и сопоставления с другими расчетными данными. Для обоснованного геолого-экономического анализа состояния МСБ и создания системы управления ее развитием необходимо знание соотношений стоимостных, затратных и инвестиционных показателей по всей структуре МСБ.

Как видно из таблицы 3, между приведенными в ней показателями в целом существуют определенные корреляционные соотношения и связи. Наиболее отчетливо они прослеживаются по всем субъектам между удельными стоимостными показателями добычи и аналогичными показателями ставок отчислений на воспроизводство МСБ (отклонения не превышают 30 %). Менее очевидны подобного рода связи между извлекаемой стоимостью запасов и ресурсов и ориентировочными инвестициями на их освоение; соотношения здесь усложняются вследствие влияния порайонных поправочных коэффициентов к капиталовложениям.

Соотношения между удельными показателями объемов затрат на ГРР и стоимости приростов запасов имеют самые различные значения. По одним субъектам при сравнительно небольших затратах на ГРР получены значительные приросты запасов (Мурманская область, Таймырский а.о., Республика Башкортостан), по другим — при высоких затратах на ГРР имели место низкие приросты запасов (Якутия, Магаданская и Читинская области), по остальным субъектам эти соотношения являются близкими.

В целом по РФ система стоимостных и затратных показателей характеризует сложившуюся структуру МСБ, отражая ее позитивные и негативные стороны. Так, среднегодовой объем добычи всего рассмотренного комплекса ПИ (в стоимостном выражении) составляет 1,4 % от извлекаемой стоимости запасов, что свидетельствует о низких темпах освоения МСБ (особенно при продолжающемся снижении добычи). Вместе с тем, низкий коэффициент приростов запасов (соотношение стоимости приростов запасов к стоимости добычи — 0,92) указывает на еще более низкие темпы восполнения запасов.

Ставки отчислений на воспроизводство МСБ, составляющие лишь 6,0 % от стоимости добытого сырья, не обеспечивают расширения МСБ, а снизившиеся в последние годы федеральные затраты на ГРР, составляющие всего 17 % от ставок возмещения, и ограниченные инвестиции на освоение МСБ не позволяют преодолеть негативные тенденции в развитии МСБ алмазов, благородных и цветных металлов как в новых районах, так и вблизи действующих предприятий.

Оценивая предлагаемые затратно-инве-

стиционные показатели освоения сырьевого потенциала субъектов РФ с позиций федеральных и региональных интересов, следует отметить, что эти показатели (при всех допущениях в их расчетах) адекватно отражают сравнительные ресурсные возможности отдельных территорий и определяют величину ориентировочных инвестиций на их освоение. Подобный затратно-инвестиционный подход к оценке МСБ может быть использован в системе лицензирования ресурсных источников недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И., Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Шабаршов П.Я. Система мониторинга минерально-сырьевой базы — благородные и цветные металлы // *Отечественная геология*. 1995. № 3. С. 57—66.
2. Заверткин В.Л., Харченков А.Г. Российские недр и оценка их стоимости (к вопросу о методике оценки) // *Минеральные ресурсы России*. 1996. № 2. С. 39—41.
3. Имшенецкий А.И. К вопросу о применении индексного метода при оценке минеральных ресурсов регионов / *Методологические и методические проблемы размещения производительных сил и региональной экономики*. — М.: СОПС, 1977. С. 37—39.
4. Комаров М.А. Экономика минерального сырья и недропользования / *Разведка и охрана недр*. 1995. № 8. С. 5—8.
5. *Методические рекомендации по разработке технико-экономических докладов о целесообразности детальной разведки месторождений твердых полезных ископаемых*. — М.: ВИЭМС, 1986.
6. Неженский И.А., Павлова И.Г. Методические основы оценки стоимости российских недр // *Минеральные ресурсы России*. 1995. № 4. С. 13—18.
7. Орлов В.П. Вопросы воспроизводства использования минерально-сырьевой базы России в условиях рынка // *Минеральные ресурсы России*. 1991. № 1. С. 6—8.

B. I. Benevolsky, A. A. Storozhenko, P. Ya. Shabarshov, Yu. M. Shchepotyeu

SUBDIVISION OF RUSSIA INTO DISTRICTS BASED ON VALUE INDICES OF DIAMOND, PRECIOUS AND BASE METALS MINERAL BASE (MB)

Key issues concerning the geoeconomical analysis and evaluation of the total (diamonds, precious and base metals) mineral potential of individual members of the Russian Federation and Russia as a whole are discussed. Reserves, resources, annual production and reserves increase values are estimated according to world prices. A methodology of geoeconomical MB mapping based on computer technologies is proposed. A geoeconomical division of the Russian Federation is made, with RF members ranked by a total mineral potential significance index (based on local territorial indices). The levels of cost-investment factors required for MB development and replenishment have been determined.



РОЛЬ ГЕНЕТИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА

М. М. МСТИСЛАВСКИЙ (ВИЭМС МПР России), В. П. РАХМАНОВ (ИЛС РАН)

Проведен анализ марганцевого и железо-марганцевого рудообразования в океанах. Критически рассмотрены генетические концепции рудогенеза марганца в осадочных сериях на континентах: собственно осадочная, восходящих термоэлизионных вод, продуктивного обогащения марганцем вод сероводородных бассейнов, гидротермально-осадочная. Предлагаются конкретные поисковые критерии и район для прогнозного анализа.

Общеизвестно большое разнообразие типов марганцевых месторождений в природе. Им посвящены многочисленные статьи, книги и другие публикации. Вопросы генезиса марганцеворудных объектов обсуждаются, в частности, в работе С.Роя [11], где кратко описываются или упоминаются 512 месторождений марганца на всех континентах.

Несмотря на обилие опубликованных фактических и обобщающих материалов, нет общепризнанного обоснования принципов прогнозирования месторождений марганца и конкретных критериев прогнозирования, в частности, связанных с эволюцией марганцевого оруденения и региональными условиями образования месторождений. Те и другие все еще находятся в стадии разработки, хотя классы месторождений — гидротермальные, вулканогенно-осадочные и осадочные уже обозначены. По условиям образования осадочных месторождений марганца все еще продолжают дискуссии, результаты которых влияют на выбор методики прогнозирования и размеры ассигнований, требуемых для поисковых работ.

Для гидротермальных и вулканогенно-осадочных месторождений представляется общепризнанным эндогенный источник марганца, тогда как для осадочных рассматриваются различные его источники: марганценозные породы областей денудации при наличии кор выветривания

или без них [13], элизионный отжим вод из нелитифицированных глинистых осадков [8], сероводородное заражение, способствующее накоплению марганца в водах бассейнов седиментации [12], гидротермально-осадочное марганцевое накопление при затухеванном эндогенном источнике [6, 10] и т.д.

В настоящее время делается попытка увязать некоторые генетические концепции марганцевого рудогенеза в осадочных сериях с принципами прогнозирования марганценозных объектов. При этом большую помощь в понимании рудообразования может оказать принцип актуализма при наблюдениях за рудогенезом марганца в современных бассейнах седиментации. Такую возможность дают процессы образования марганцевых, железомарганцевых руд в современных морях и, прежде всего, в океанах, где рудообразующие процессы весьма информативны.

Для океанского рудогенеза марганца характерны глобальное развитие марганценозных конкреций в различных океанах с образованием и более локализованных конкрециеносных площадей, а также неразрывная связь в конкрециях марганца и железа, поскольку все океанские конкреции имеют железомарганцевый состав. Им посвящены многочисленные зарубежные публикации, но мы будем опираться на данные, приведен-

ные в трехтомнике: «Океанология» [4] и недавно опубликованной книге океанолога Г.Н. Батурина «Руды океана» [2], которая представляет собой фундаментальную сводку многочисленных зарубежных и отечественных публикаций, а также собственных наблюдений.

Огромные пространства дна океанов покрыты своеобразными рудными образованиями: железомарганцевыми конкрециями (ЖМК) и корками (КМК), обладающими по сравнению с донными осадками повышенным содержанием, помимо Mn и Fe, также Ni, Cu, Co, Zn, Mo и ряда других элементов. Кроме океанов железомарганцевые конкреции давно известны в некоторых мелководных морях (Карском, Баренцевом, Белом, Балтийском, на шельфе Черного моря), а также в озерных водоемах (на территории бывшего СССР, в Финляндии, Швеции, Шотландии, Канаде, США). Помимо конкреций в океанах известны и другие рудные образования: железомарганцевые корки, металлоносные осадки и массивные сульфидные руды.

Железомарганцевые конкреции распространены в разнообразных тектонических и фациальных условиях в большом диапазоне глубин: от 0,1—0,2 до 8—9 км. В океанах ЖМК связаны с двумя главными типами седиментогенеза — приконтинентальным, преимущественно терригенным, и пелагическим — глубоководным, на которые местами наложены процессы вулканогенно-осадочного седиментогенеза [4].

В областях приконтинентального седиментогенеза, в силу относительно высоких скоростей осадконакопления, ЖМК встречаются редко, чаще всего в виде мелких стяжений в гемипелагических осадках при наличии подповерхностной восстановительной зоны. При диагенезе происходит миграция подвижных форм марганца и железа из восстановительной зоны в окислительную с образованием микроконкреций размером от долей миллиметра до 1—3 мм. Источником металлов здесь является как континентальный сток, так и привнос их циркумокеаническими течениями из мест придонной вулканогенно-гидротермальной деятельности.

С удалением от континентов и ослаблением влияния терригенного сноса на дне увеличивается как количество, так и размер конкреций, достигающих 15—20 см в поперечнике. Основные ареалы конкреционного рудообразования сосредоточены в обширных областях пелагического седиментогенеза, для которых характерны низкие скорости аккумуляции осадков [4].

Источником металлов в пелагических областях при максимальном уменьшении континентального стока становятся собственно океанические области вулканогенно-гидротермальной деятельности и глубоководных циркумокеанических течений. Влияние гидротермального источника металлов устанавливается для различных рудных образований океана: железомарганцевых корок, металлоносных осадков и сульфидных руд, которые локализируются в различных тектонических структурах базальтового ложа океана.

КМК встречаются и на рыхлых современных осадках, но в основном они залегают на глубинах 800—2400 м, образуя протяженные покровы, «мостовые» гидроксидов железа и марганца на выступах скальных и осадочных пород. Корки распространены также на плитах и глыбах элювия, которые могут быть полностью заключены в рудную оболочку. Не касаясь многочисленных материалов по генезису корок, отметим лишь, что они могут быть как гидрогенными, гидрогенно-диагенетическими, так и гидротермальными образованиями [4].

Металлоносные осадки распространены в таких районах и структурах океана, где их связь с гидротермальными источниками наиболее заметна. Это — зарождающиеся и молодые рифты (Красное море, Калифорнийский, Аденский заливы), низкоспрединговые срединно-океанические хребты (Северная Атлантика), средне- и высокоспрединговые хребты (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский рифт), районы задугового спрединга, а также зоны молодого подводного вулканизма с многочисленными локальными проявлениями металлоносных осадков [2].

Наиболее полно описаны литология

и минералогия металлоносных осадков Красного моря, где изучены все впадины рифтовой долины. Там выделены следующие фации: обломочная, железисто-монтмориллонитовая, гётитовая, сульфидная, мангано-сидеритовая, ангидритовая и манганитовая. Позднее было установлено, что рудоносные осадки характеризуются значительно большей пестротой состава и невыдержанностью по простиранию и прихотливо чередуются в разрезе. Осадки представлены гелеподобным илом и окрашены в темно-бурые тона местами с неясной полосчатостью. Во всех пробуренных колонках имеются уплотненные прослои (мощность до десятков сантиметров) с линзами и пятнами зеленоватого цвета. Осадок состоит из кремнево-железистой гелевидной массы. Зеленые участки сложены железистыми образованиями с преобладанием смектита. Вниз по разрезу степень кристаллизации осадка возрастает. В отдельных горизонтах присутствуют микрокрупления рентгеноаморфных сульфидов и кристаллы аутигенных сидерита и манганосидерита.

В нижней части разреза, более сложного строения, наряду с аморфными гидроксидами железа, часто встречаются гётит, аутигенные силикаты и карбонаты. Силикаты, в линзах и прослоях до 1—3 см, представлены селанитоподобными высокожелезистыми образованиями. Манганосидериты образуют прослои и линзы, состоящие из ромбовидных кристаллов, радиальнолучистых агрегатов и сростков.

В верхней сульфидной зоне присутствуют плохо окристаллизованные сфалерит и марматит, реже пирит, а также микрокристаллические агрегаты барита. Осадки центральной оксидной зоны сложены аморфными гидроксидами железа, гётитом, железистыми смектитами и манганосидеритом. В одном из прослоев присутствуют микроконкреции манганита, а тонкая фракция состоит из рентгеноаморфных гидроксидов марганца. В нижней сульфидной зоне преобладает пирит, реже встречается сфалерит. Обнаружен ряд более редких минералов различных модификаций сульфидов железа и

меди, представляющих высокотемпературные ассоциации (350—400°C) [2].

Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана представляют собой обычные пелагические илы, в разной степени обогащенные гидротермальными железом и марганцем. Галапагосский район их распространения находится к югу от одноименного Галапагосского рифта, где в 20-километровой полосе располагаются холмы гидротермальных осадков в виде вытянутых рядов, субпараллельных оси спрединга. Высота холмов 15—20 м, диаметр — до 50 м.

В западной и юго-западной частях Тихого океана, в задуговых бассейнах, в частности, в Марианском трое, нонтронитовые, смектитовые, марганцовистые и железистые (лимонитовые) осадки распространены вблизи от центров активной вулканогенно-гидротермальной деятельности.

Из металлоносных осадков Индийского океана наиболее хорошо исследованы отложения Аденского залива, где наряду с твердыми рудными корками присутствуют мягкие железомарганцевые оксидные осадки, хрупкие образования и порошковидные гидроксиды железа. Мягкие осадки состоят из плохо окристаллизованного тодорокита и бернессита. Хрупкие и рыхлые образования представлены смектитом — щелочным гидросиликатом окисного железа. Порошковые рентгеноаморфные оксиды железа образуют жилы и оболочки в глыбах смектита и смешанных смектито-оксидно-марганцевых образований.

В Атлантическом океане наиболее известны металлоносные осадки в пределах Срединно-Атлантического хребта.

В базальных осадках всех трех океанов преобладающими минералами являются гётит, смектит и гидроксиды марганца. Менее распространены клиноптилолит, сидерит [2]. В стратиграфических разрезах колонок металлоносных осадков чередуются прослои преимущественно гётита—гидрогётита, смектитов, гидроксидов марганца, манганита, их смесей и т.д. Это свидетельствует о смене во времени исходного состава гидротермальных рудоносных растворов.

Еще одним, наиболее ярким, прояв-

лением гидротермальной деятельности в океанах являются многочисленные образования массивных сульфидных руд. Эти руды развиты в рифтовых зонах спрединга, раздвигающих базальтовое ложе океана. Они локализованы вдоль оси спрединга и известны в Тихом, Индийском, Атлантическом океанах.

Первоначально сульфидные руды были обнаружены и наиболее хорошо изучены в Тихом океане. Так, в его северной части, на хребте Эксплорер были установлены осевой трог и многочисленные гидротермальные сульфидные постройки. Они были выявлены и на хребте Хуан-де-Фука, осевая часть которого длиной 500 км располагается на глубинах 2000—2500 м. Часть сульфидных построек, возвышающихся в осевом троге — действующие, с температурой флюидов 350—400°C [2]. В различных частях хребта установлены холмообразные, колоннообразные рудные постройки. У подножия уступов, ограничивающих трог, расположены активные гидротермальные поля и действующие «черные курильщики».

Восточно-Тихоокеанское поднятие включает в себя осевые поднятия, разделенные трансформными разломами и обладающие на некоторых участках высокими скоростями спрединга. Сульфидные рудопроявления найдены в пределах грабена, рассекающего осевую зону. Все поля массивных сульфидов расположены здесь в современных центрах спрединга вдоль тектонических трещин и разрывов.

Не перечисляя многочисленные районы развития сульфидных руд в океане, отметим лишь Галапагосский рифт, где впервые были обнаружены современные низкотемпературные металлоносные гидротермы, а также сульфидные образования, связанные с высокотемпературной гидротермальной деятельностью задуговых бассейнов окраинных морей в Марианском и Окинавском трогах и т.д. [2].

Морфология, строение и минеральный состав сульфидных руд на дне океана весьма разнообразны. Наиболее крупные рудные тела, имеющие форму холмов и труб, впервые описаны для Восточно-Тихоокеанского поднятия. Отмечаются, например, гидротермальные холмообразные сооружения высотой и шириной в десятки метров, корневые части которых сло-

жены пиритом, халькопиритом, пирротинном и кремнеземом. В центральной части холмов, представленных наиболее молодыми рудными трубками «курильщиков», развиты сульфиды меди и цинка.

После обнаружения подводных гидротермальных плюмов и факелов удалось получить непосредственные данные о составе рудных флюидов на их выходе из устья источника. Характерные черты рудных флюидов рифтовых зон океана — повышенная по сравнению с морской водой кислотность (рН обычно от 3,3 до 6), обеднение магнием и сульфат-ионом, обогащение калием, кальцием, кремнеземом, редкими щелочными и тяжелыми металлами, появление сероводорода. Оказалось, что в целом состав флюидов во всех источниках однотипен, но со временем содержание некоторых компонентов (особенно железа и марганца) может существенно изменяться. В устье двух источников во время наблюдений на Восточно-Тихоокеанском поднятии температура осталась постоянной (350°C), в одном — упала с 350 до 270°C, в другом — несколько возросла [2].

Не останавливаясь на имеющихся в изобилии фактических и обобщающих материалах по сульфидным рудам океана, отметим лишь, что при сопоставлении химического состава высоко- и низкотемпературных гидротермальных построек выявлено относительное обогащение первых железом, медью, цинком, свинцом, кобальтом, кадмием и марганцем (при общем низком содержании последнего), а вторых — кремнеземом, барием, углеродом, сурьмой, ванадием, никелем, хромом, цирконием, бериллием [2].

Итак, для железомарганцевого рудогенеза в океане характерно следующее:

образование железомарганцевых микроконкреций в приконтинентальных зонах океана среди терригенных осадков;

формирование железомарганцевых конкреций, в которых железо и марганец также не разделяются в удаленных пелагических зонах;

чередование в металлоносных осадках прослоев и фаций, изменяющихся по составу — существенно железистых, марганценозных, гидросиликатных, или их

смесей, что свидетельствует об изменении состава рудных флюидов во времени;

формирование железорудных сульфидных образований и построек из гидротермальных флюидов, высачивающихся из рифтовых, спрединговых зон базальтового ложа океана. Марганец не локализуется в сульфидных рудах океана, т.к. сульфид марганца обладает аномально высокой растворимостью в сравнении с сульфидами других тяжелых металлов [4, 11] и выносятся в составе плюмов за районы «черных курильщиков».

Выводы об особенностях железомарганцевого рудогенеза в океане важны для критического осмысливания главных факторов рудогенеза марганца в осадочных комплексах на континентах.

Собственно осадочная или «классически-осадочная» гипотеза образования месторождений марганца на континентах разрабатывалась прежде всего в работах Н.М.Страхова с соавторами [13].

Петрографический состав пород питающих областей сноса в раннеолигоценую марганценовую эпоху для Никопольской и Чиатурской группы месторождений был весьма различен: от кристаллических сланцев, мигматитов, амфиболитов на Украинском щите, гранитов, основных эффузивов, верхнемеловых известняков на Окрибско-Дзирульском выступе и до глинисто-карбонатных пород неогена на Мангышлаке [6]. Однако столь резко различные породы питающих областей сноса никак не сказались на составе самих марганцеворудных месторождений. Последние обладают удивительным минералого-геохимическим сходством, благодаря которому они были выделены как специфический монометаллический «олигоценый тип» [13].

Степень обогащения пород области сноса марганцем обычно невелика и непосредственно севернее Никопольского рудного района составляет всего от 2 до 10 кларков, т.е. от 0,2 до 1 % Mn. Причем эти породы всегда содержат одновременно много железа, количество которого иногда в 20—30 раз превышает содержание марганца [13]. В амфиболитах севернее Никопольского месторождения концентрации железа достигают 26,13 % [13].

Считалось, что формирование марган-

цеворудных олигоценых месторождений невозможно без достаточно активного отделения марганца от железа на каком-то этапе рудного процесса, тем более, что в рудах марганец резко превалирует над железом. В карбонатных рудах Никопольского и Большетокмакского месторождений содержания металлов составляют (%): Mn — 15,81—31,32, Fe — 0,48—5,10, а в манганитовых выделениях: Mn — 33,12—54,57, Fe — 0,72—3,00 [3].

Н.М.Страхов полагает, что «вне собственно рудных площадей Mn и Fe находятся строго на кларковом уровне и на всей площади нижнеолигоценого моря они не отделяются друг от друга и живут общей жизнью, причем железо количественно резко подавляет марганец» [13, с. 376].

Вышеизложенные данные по современным океанам и морям свидетельствуют о том, что марганец и железо в современных седиментационных бассейнах, как, по-видимому, и в более древних, неразделимы. В приконтинентальных зонах они образуют единые микроконкреции, а в пелагических областях — более объемные железомарганцевые конкреции и корки в условиях весьма замедленного осаждения материала и резко сокращенного влияния континентального стока.

Классическая осадочная концепция не учитывает весь комплекс фактических материалов и особенно установленный ныне факт разделения железа и марганца в спрединговых, разломных зонах океана, где железо фиксируется в виде гидротермальных сульфидных построек, а марганец уходит за районы «черных курильщиков» в виде плюмажей в океанской воде.

Для прогнозных построений большой интерес представляет новая концепция, изложенная в книге «Осадочные месторождения марганца как продукты восходящей разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов» [8]. Она более уязвима со стороны подтверждения ее главных положений фактическим материалом. Основное заключение этой элизионной концепции сводится к тому, что месторождения марганца и железа в осадочных толщах, в том числе крупнейшие, входят в комплекс полезных ископаемых нефтегазоносных бассейнов (НГБ). Формирование их рудообразующих рас-

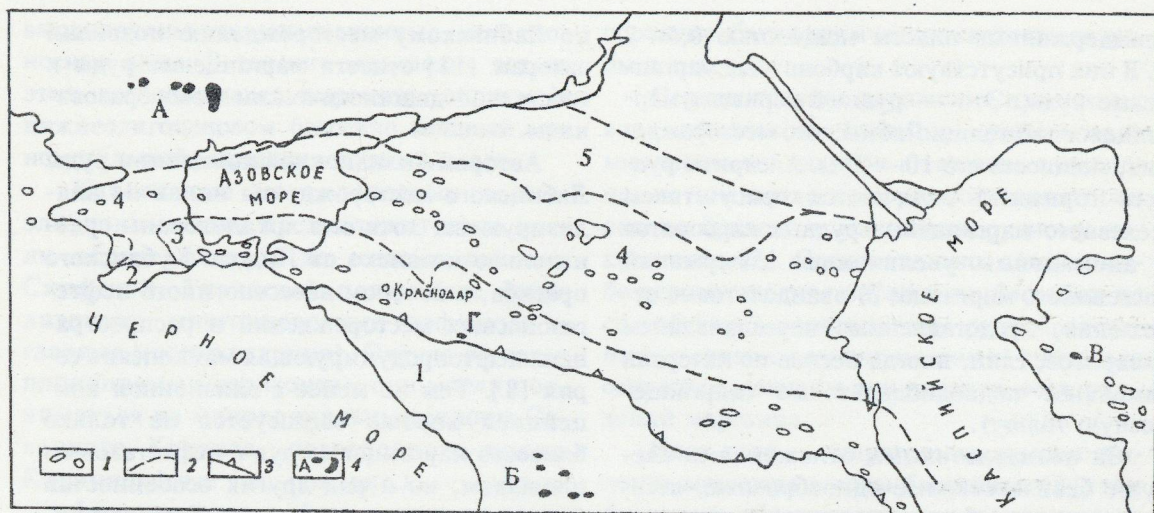


Схема размещения нефтегазоносных провинций (НГП), по [1], и марганцеворудных районов, по [12], на Скифской плите и северо-западной части Туранской плиты:

1 — мезо-кайнозойские месторождения нефти и газа; 2 — границы нефтегазоносных провинций (НГП); 3 — северная граница поднятий Большого Кавказа и Крыма; 4 — марганцеворудные районы: А — Южно-Украинский, Б — Западно-Грузинский, В — Мангышлакский, Г — Лабинское месторождение. Цифры на схеме: 1 — ороген Большого Кавказа, 2 — ороген Крыма, 3 — Северо-Кавказская НГП передовых прогибов, 4 — Предкавказско-Крымская НГП, 5 — погребенный край

творов обусловлено теми же катагенными факторами, которые влияли на генерацию нефтеобразующих флюидов [8].

Специфика подземных вод НГБ определяется наличием захороненных седиментационных вод и катагенных генерируемых вод за счет минеральных преобразований разбухающих глин в термогидрационных (термоэлизационных) водонапорных системах. Выведенные по проницаемым горизонтам в зоны разгрузки и на путях к ним подземные воды НГБ получали возможность участвовать в седиментационных и литогенетических процессах, в том числе и в марганцевом рудогенезе в Южно-Украинском и Никопольском районах [8], где сформировались крупнейшие месторождения с запасами марганца, как известно, около 2 млрд. т.

Сопоставление НГБ Скифской и отчасти Туранской плит [1] с марганцеворудными районами на той же территории [12] показано на рисунке.

По мысли авторов элизационной концепции, Южно-Украинские месторождения сформировались на краю платформы, наклоненной к югу в сторону Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области, в

100—150 км от северной ее границы. Это расстояние, по их мнению, не было препятствием для восходящей латеральной миграции растворов, т.к. «Большинство исследователей считают, что дальность преимущественно латеральной миграции нефти и газа в платформенных условиях составляет десятки—первые сотни километров» [8, с. 23].

В этой связи напомним о Лабинском месторождении марганца на северном склоне Северного Кавказа, приуроченном к верхам марганценосной майкопской толщи конца олигоцена — начала миоцена.

В монографии [13] показано, что Лабинское месторождение локализовано в отложениях палеodelьты, которая вдавалась языком в майкопские глинистые осадки к юго-востоку от Индо-Кубанского прогиба за Краснодаром. В составе палеodelьты выделены три зоны: 1) надводная часть дельты, сложенная песками и песчаниками с гравелитами и конгломератами; 2) подводная часть дельты — отложения склона дельты, сложенные хорошо сортированными гравийными песками, которые в сторону моря все более расслаиваются алевритами. Пески и алевриты слагают линзовидные

невыдержанные пласты мощностью 0,5—2 м. В них присутствуют карбонатные марганцевые руды. Это — рудный горизонт марганценосной толщи Лабинского месторождения, мощность его 10—40 м. Алевриты рудного горизонта отличаются присутствием железисто-марганцевых рудных карбонатов и аномальным увеличением содержаний рассеянного марганца; 3) авандельтовые отложения, представленные переслаиванием алевритов, глин, иногда песков по латерали замещают подводнодельтовые (марганценосную толщу).

За авандельтовыми отложениями следуют безизвестковые однообразные, весьма тонкие прибрежноморские глины, распространенные западнее района месторождения и на склоне Кавказского острова, там, где он круто обрывается в глубоководную Западно-Кубанскую впадину Крымско-Кубанского прогиба.

Непосредственно после накопления рудного горизонта Лабинского месторождения началось трансгрессивное отложение надрудных морских некарбонатных глин верхней глинистой (ритцевской) свиты, венчающих майкопскую серию, которую перекрывают морские известковые глины и мергели тарханского горизонта.

Руды Лабинского месторождения образуют многочисленные небольших размеров линзы, разобщенные или соприкасающиеся друг с другом, часто расщепляющиеся. Суммарная мощность рудных пластов резко меняется от скважины к скважине в пределах от 0,5 до 15 м, чаще до 10 м.

Зона гипергенного окисления руд по латерали характеризуется сменой только карбонатных минералов. В береговой (надводной) части дельты развиты многочисленные известково-доломитовые стяжения и массовая цементация песков материалом такого же состава, в подводной дельте — кальциево-родохрозитовые руды, в авандельтовых алевролитах — бедные олигонитовые руды, в которых средние содержания Mn — 8,22 %, Fe — 7,44 %. В более глубоководных глинистых отложениях стяжения олигонита вытесняются марганцовистыми сидеритовыми конкрециями, переслаивающимися с конкрециями железисто-кальцитового состава.

Приведенный фактический материал

по Лабинскому месторождению позволил авторам [13] отнести марганцевые руды к собственно диагенетическим новообразованиям.

Авторами элизионной концепции руды Лабинского месторождения никак не анализируются, хотя они локализованы сравнительно недалеко от Индоло-Кубанского прогиба, в котором известно много нефтегазоносных месторождений и распространена нефтепродуцирующая майкопская серия [8]. Тем не менее с элизионной концепцией хорошо согласуется не только близость марганцевых руд к нефтегазовым площадям, но и ряд других особенностей Лабинского месторождения. Так, например, западная полоса дельтового потока вливается в глубокий глинистый и нефтепродуцирующий Индоло-Кубанский прогиб [13]. Дельтовые и авандельтовые грубообломочные фации Лабинского месторождения перекрыты глинистыми отложениями ритцевой свиты, которые являются водоупорным горизонтом. Нижележащие дельтовые фации могут быть хорошей областью катагенной разгрузки для латеральных железо- и марганецсодержащих термозелизионных вод, связанных с нефтепродуцирующим Индоло-Кубанским прогибом.

Однако, на Лабинском месторождении не только не образовалось сколько-нибудь значительных монометалльных пластов марганцевых руд, но даже не произошло разделения марганца и железа, предполагаемого авторами элизионной концепции для марганцеворудного Южно-Украинского района [8].

Пытаясь объяснить образование седиментационного марганцеворудного пласта двухметровой мощности, простирающегося с перерывами на 200 км в Южно-Украинском районе, авторы [8] рассуждают о том, как могло произойти совмещение формирования первично-седиментогенных руд с фильтрацией рудоносных растворов по рудовмещающему уровню. Ссылаясь на других исследователей, они предполагают, что благодаря меридиональным разломам Приднепровский блок раскалывался на ряд более мелких блоков. В их пониженные части олигоценное море заходило заливами, в которых при катагенной разгрузке

высачивались термоэлизионные металлоносные воды. В течение миллионов лет из этих вод осаждался марганец, образуя в нижнеолигоценевом бассейне мощный монометалльный марганцеворудный пласт.

Катагенные металлоносные термоэлизионные воды предположительно могли образовываться во многих районах Скифской, Туранской плиты (где локализованы многочисленные нефтяные и газовые месторождения). Оттуда по водопроницаемым горизонтам они могли подниматься на моноклиальные склоны Северного Кавказа, погребенного кряжа Карпинского и т.д. (см. рис.).

Авторы элизионной концепции не могут предложить обоснованных критериев того, где следует искать новые перспективные марганценозные площади, тем более, что последние, согласно этой концепции, будут располагаться не только в 100—150 км от металлопродуцирующего НГБ, но и за десятки—первые сотни километров от него [8]. Кстати, Чиатурская группа месторождений марганца расположена не только вдали от нефтегазовых бассейнов, но и вообще за поднятием хребта Большого Кавказа (см. рис.).

Обратимся теперь к концепции накопления марганца в водах сероводородных бассейнов с последующим переливанием их на окраину шельфа [12]. Сероводородное заражение олигоценевого майкопского бассейна установлено на основании полного отсутствия в глинистых отложениях, обогащенных пиритом, признаков донной жизнедеятельности. В палеогеографическом отношении это был субокеанический бассейн с обильной ихтиофауной вплоть до тетраптурусов (меч-рыба), акул и китообразных. В глинах низов олигоцена П.Г.Дальниченко [5] установлены остатки батипелагических светящихся рыб, обитавших, по его данным, на глубинах более 1000 м.

Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что сероводородное заражение глубоководного майкопского бассейна начиналось, по-видимому, с глубин ниже 1000 м. Выше не существовало сероводородного заражения и обитала разнообразная ихтиофауна — сельдевые и другие рыбы, а также акулы, тетраптурусы, кито-

образные, батипелагические светящиеся рыбы и т.д.

Сероводородное заражение придонных вод майкопского бассейна существовало миллионы лет также и в верхнем олигоцене, но там нигде на огромной территории оно не привело к марганцеворудному накоплению [7]. Следовательно, само по себе сероводородное заражение бассейна не способствует марганцевому рудообразованию, в связи с чем оно не может считаться основополагающим при поисках месторождений марганца.

Иное дело — гидротермальное поступление марганца в воды бассейнов [2], тем более, что марганцевое и железомарганцевое рудообразование осуществляется даже в океанах.

Гидротермально-осадочному рудогенезу марганца было посвящено немало работ авторов данной статьи, в том числе недавно опубликованная [7]. В ней подробно рассмотрены наши принципы прогнозирования марганцеворудных месторождений, поэтому здесь мы укажем только новые важные факторы с учетом вышеизложенных данных по рудообразованию в океанах.

Рудогенез марганца в морях происходит в пределах жестких структурных блоков, на их окраинах или в срединной части, как это типично для Украинского щита, Дзирульского массива Грузии, или Казахстанско-Тяньшанского срединного массива. Поэтому при прогнозировании надо наметить и выделить такую плутоноподобную структуру.

В ее пределах необходимо определить этап тектонической стабилизации, когда щит или массив претерпевал спокойное сводовое, но не орогенное развитие. Вслед за этим определяется этап новой тектонической активизации. В областях, окружавших массив, проявляется тафrogenная активизация с интенсивным углублением депрессий, прогибов, часто сопровождаемых сероводородным заражением застойных вод.

На щитах, срединных массивах такая активизация выражается в возобновлении тектонической жизни зон глубинных разломов и сопутствующих нарушений, по которым к поверхности поднимаются ру-

доносные гидротермальные растворы. Активизация может сопровождаться излиянием субщелочных базальтов (Центральный Казахстан) или необильным проявлением кислых туфов (Варненский район и месторождение Оброчиште в Болгарии).

В кристаллическом фундаменте Украинского щита поблизости от Большетокмакского месторождения в щели разлома установлено гидротермальное мономинеральное марганцевое оруденение, в ассоциации с которым постоянно встречается барит в виде включений и прожилков, а также гематит [9].

На Чиатурском месторождении среди карбонатных руд обнаружен гидротермальный минерал марганца — алабандин. Аномально проявленный процесс хемогенного и связанного с ним биогенного кремненакопления предполагает, скорее всего, гидротермальный источник. Сам марганцеворудный пласт Чиатуры содержит значительные концентрации кобальта и никеля, а в марганценосном трещиноватом гидротермальном столбе среди верхнемеловых известняков содержания никеля, кобальта, меди, бария возрастают очень резко [7].

Все это позволяет считать процессы образования нижнеолигоценовых марганцеворудных месторождений аналогичными рассмотренным выше процессам гидротермального рудогенеза в океанах. По аналогии, железо в виде сульфидов отлагается в нижних частях коры континентов, а легкорастворимый сульфид марганца отделяется от железа и других тяжелых металлов [11, 14] и поднимается вверх по разломам, где образует карбонатные комплексы и окисляется. Еще быстрее сульфид марганца окисляется, высачиваясь в мелководное море, где образует гидротермально-осадочные марганцеворудные месторождения. Такой процесс гидротермального разделения марганца и железа наблюдается в природе и в настоящее время.

Проведенные нами исследования изотопного состава кислорода и углерода марганцевых минералов из оксидных, гидроксидных и карбонатных руд, отобранных из разновозрастных месторождений на территории бывшего СССР и некоторых зарубежных стран, показали разброс либо конвергентность изо-

топных характеристик [10]. Изотопный состав кислорода оксидных и гидроксидных марганцевых руд имеет широкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ от $-4,6 + 13,5$ ‰.

Изотопный состав углерода олигоценовых карбонатных марганцевых руд Никополя и Чиатуры $\delta^{13}\text{C} = -16,9 \pm 7,4$ ‰, марганецсодержащих карбонатов из надрудных верхнемеловых известняков нагорья Перевиси, Чиатура $\delta^{13}\text{C} = -10,5 \pm 8$ ‰. Приведенные данные свидетельствуют о различиях физико-химических, либо термодинамических условий, сопровождающих рудный процесс.

Итак, прогнозирование марганцеворудных месторождений включает следующие исследования: 1) выделение древнего крупного стабильного блока, типа жесткого срединного массива или щита; 2) выявление зон глубинных разломов, ограничивающих массив или рассекающих его; 3) определение в пределах массива этапа тектонической стабилизации с перерывами в осадконакоплении, корами выветривания (позднее, возможно, размытыми), накоплением маломощных карбонатных формаций в течение значительного отрезка времени и т.п.; 4) установление после периода стабилизации этапа новой тектонической активизации, когда возобновляются глубинные и сопутствующие разломы, обрамляющие и рассекающие срединный массив, который претерпевает сводовое, плутоноподобное развитие. В окружающих областях имеет место тафрогенез с образованием или интенсивным углублением прогибов, сопровождаемым сероводородным заражением глубинных вод морского бассейна. В этот этап активизации местами происходит вулканическая деятельность с сопутствующим истечением в море гидротермальных марганценосных растворов, фиксирующих соответствующую марганцеворудную эпоху [7].

В качестве благоприятной структуры для прогнозирования предлагается массив Сибирской платформы, западный край которой ограничен рифтом Приенисейского глубинного разлома. В вендских отложениях этой контрастной зоны сформировалось Порожинское промышленное монометаль-

ное марганцевое месторождение, а в рифейских породах Присаянского прогиба накопились пласты марганцевого и железомарганцевого оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А.А., Рябухин Г.Е., Музыченко Н.М. и др. Нефтегазоносные провинции и области СССР. — М.: Недра, 1979.
2. Батулин Г.Н. Руды океана. — М.: Наука, 1993.
3. Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца / Рудные месторождения СССР. — М.: Недра, 1974.
4. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана / Океанология. — М.: Наука, 1979.
5. Мстиславский М.М. О происхождении и морфологическом типе Майкопского бассейна юга СССР // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 5. С. 1151—1154.
6. Мстиславский М.М. Существуют ли в природе «классически-осадочные» месторождения марганца Чиатурского типа? // Геология рудных месторождений. 1985. № 6. С. 3—16.
7. Мстиславский М.М. Принципы прогнозирования промышленных месторождений марганца // Руды и металлы. 1994. № 3—5. С. 29—37.
8. Павлов Д.И., Домбровская Ж.В. Осадочные месторождения марганца как продукты восходящей разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов // Отечественная геология. 1993. № 8. С. 21—26.
9. Погребной В.Т. Новый генетический тип марганцевых руд на Украинском щите // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 3. С. 670—673.
10. Рахманов В.П., Грибов Е.М., Медведовская Н.И. Изотопные особенности карбонатных и окисных руд марганцевых месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 4. С. 91—98.
11. Рой С. Месторождения марганца. — М.: Мир, 1986.
12. Столяров А.С. О генезисе крупнейших фанерозойских осадочных концентраций марганца и прогнозе их генетических аналогов в России // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 28—33.
13. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. — М.: Наука, 1968.
14. Чернышев Л.В., Иванова Г.Ф. К геохимии марганца в гидротермальном процессе / Геология и геохимия марганца. — М.: Наука, 1982. С. 171—181.

М. М. Mstislavsky, V. P. Rakhmanov

THE ROLE OF GENETIC CONCEPTIONS IN THE PREDICTION OF MANGANESE ORE DEPOSITS

Processes of oceanic manganese and ferromanganese ore formation are analysed. A critical analysis is made for some genetic conceptions concerning the formation of sediment-hosted manganese ores in continental land areas, namely, the hypotheses based on essentially sedimentary processes, ascending thermoelision waters, productive concentration of manganese in waters of hydrosulphuric basins, and hydrothermal-sedimentary model. Certain exploration criteria and a particular area are proposed for making a test forecast.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКА ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.84.092:553.441

© С. А. Миляев, В. Б. Чекваидзе, 1997

ИОНО-ПОТЕНЦИОМЕТРИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЯХ

С. А. МИЛЯЕВ, В. Б. ЧЕКВАИДЗЕ (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены результаты ионо-потенциометрических съемок по потокам и ореолам рассеяния на ряде золоторудных полей (Наталкинском, Береговском, Карамкенском). Выявлена высокая поисковая эффективность съемок, позволяющих непосредственно в полевых условиях определять морфологию, тип, а иногда и масштаб ожидаемого оруденения.

В настоящее время основной прирост запасов в экономически освоенных районах возможно ожидать, главным образом, за счет выявления погребенных и слепых месторождений. При этом особая роль в их обнаружении принадлежит геохимическим методам поисков. Дальнейшее повышение эффективности геохимических поисков в закрытых районах возможно путем привлечения новых элементов и их соединений, обладающих высокой индикаторной способностью. К их числу могут быть отнесены ряд ионов NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- , I^- , Br^- , Ca^{++} , NO_3^- и др. и потенциалы рН и Eh [3, 7, 8, 9]. Эти компоненты, с одной стороны, обладая высокой подвижностью в зоне гипергенеза, способны формировать аномалии над погребенными месторождениями при мощности аллохтона в десятки метров, с другой — они могут образовывать ореолы в самых верхних надрудных частях месторождений, что важно при поисках слепых объектов.

Широкое внедрение площадных геохимических съемок по этим компонентам сдерживается отсутствием дешевых и экспрессных аналитических методов. Новые аналитические возможности открываются с привлечением ионо-потенциометрического метода, основанного на исследовании состава воднорастворимых соединений в почвенных (или породных) пробах с помощью ионо-селективных электродов [5]. Впервые апробация ионо-потенциометрического метода при поисках золоторудных месторождений была начата в ЦНИГРИ в 1986 г.

За это время ионо-потенциометрические исследования были проведены на золоторудных полях Центрально-Колымского района, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Омогонского массива, Урала, Закарпатья, Северного и Восточного Казахстана, Южной Киргизии, Узбекистана [2, 8, 9]. В ряде случаев ионо-потенциометрический метод способствовал выявлению новых рудоносных площадей и вскрытию новых промышленных рудных тел [9].

Ионо-потенциометрический метод характеризуется дешевизной, высокой экспрессностью, возможностью получения результатов опробования непосредственно в поле. Последнее особенно важно при полевой оценке первоочередных объектов для постановки дальнейших работ и уточнении геологической и геохимической обстановки изучаемых площадей. Этот метод может с успехом применяться при выделении рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел [9].

Наиболее информативными индикаторами золоторудных объектов, определяемых ионо-потенциометрическим методом, являются ионы NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- и потенциалы рН и Eh, в меньшей степени ионы NO_3^- , Ca^{++} , Br^- и I^- . Невысокая информативность последних двух ионов связана с недостаточной чувствительностью ионо-селективных электродов на эти элементы. По этой же причине затруднено определение рудных элементов (Ag, Pb, Cu, Hg и др.) в связи с низкой растворимостью конечных

продуктов окисления и, как следствие, невысокими концентрациями их ионов в почвах и продуктах выветривания.

Установлено [2, 8, 9], что в зависимости от рудно-формационной принадлежности золотое оруденение будет характеризоваться своим набором и соотношением ионов и потенциалов. Так, для объектов золото-углеродистого формационного ряда характерны аномалии pH и Eh, для вулканогенных золото-серебряных месторождений — NH_4^+ , K^+ и пониженные значения Na^+ . Для плутоногенных, в частности, золото-порфировых объектов — те же компоненты, но с пониженными значениями иона NH_4^+ .

Ионо-потенциометрический метод обладает повышенной глубиной. По нашим данным [9], этим методом могут фиксироваться погребенные рудные тела, перекрытые толщей дальнепринесенных осадков мощностью 50 и более метров (месторождение Джасаул в Узбекистане), а также объекты, находящиеся в слепом залегании на глубинах 100—150 м от дневной поверхности (Береговское месторождение в Закарпатье). Хорошо зарекомендовал себя ионо-потенциометрический метод при поисках в условиях развития площадных древних кор выветривания. Так, объекты Васильковского рудного поля в Северном Казахстане, характеризующиеся развитием триасюрских кор выветривания мощностью 20—60 м, надежно фиксируются с поверхности аномалией мультипликативного показателя $\frac{\text{NH}_4^+\text{K}^+}{\text{Na}^+}$ [9]. На Воронцовском месторождении на Северном Урале и ряде перспективных участков при мощности древних кор выветривания от 5—10 м до 60—80 м отмечаются контрастные аномалии иона аммония. Максимальные концентрации NH_4^+ на Воронцовском месторождении составили 7,9 мг/л при фоне 0,18 мг/л. Надо отметить, что на целом ряде перечисленных месторождений вторичные ореолы рассеяния рудных элементов, включая золото, методами валового анализа проб не фиксируются или проявляются как весьма слабые, для выделения которых необходимы специальные математические приемы [4].

Для выделения наложенных ореолов рассеяния ионов готовится породная суспензия из почвенных проб (фракция менее 0,25

мм), смоченных дистиллированной водой в соотношении порода/вода = 1:1. Определение активностей ионов осуществляется потенциометрами с помощью ионо-селективных электродов, с чувствительностью, удовлетворяющей условию надежного выявления аномалий ионов. Средняя относительная случайная погрешность по результатам контрольных измерений составляет не более 80 %.

Ионо-потенциометрические исследования на золоторудных полях могут осуществляться в двух вариантах — профильном и площадном. Первый был описан ранее [8, 9], второму посвящена настоящая статья.

Рассмотрим результаты площадных съемочных работ на золоторудных полях месторождений следующих формационных типов [7]: золото-кварцевого (Наталкинское), золото-серебро-адуляр-кварцевого (Береговское), золото-адуляр-кварцевого (Карамкен).

Съемочные работы проводились двумя способами: по потокам и вторичным ореолам рассеяния. Изучение потоков рассеяния в горных районах проводилось путем опробования аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений постоянных и временных водотоков 1—3 порядков при шаге опробования 500 м. В пределах известных месторождений в целях получения более полных количественных характеристик и оценки параметров потоков рассеяния шаг опробования сокращался до 200—250 м. Отобранные и высушенные пробы просеивались и затем отправлялись на ионо-потенциометрический анализ (фракция менее 0,25 мм). Для сопоставления получаемых результатов с данными литохимической съемки проводился также эмиссионный спектральный анализ на широкий круг элементов и спецанализ на Au, As, Sb и Hg из фракции менее 1 мм.

Наталкинское рудное поле расположено в юго-восточной части Яно-Колымского складчатого пояса в пределах Аян-Юряхского антиклинория, характеризующегося преимущественным развитием терригенных толщ пермского и триасового возраста. Рудовмещающие верхнепермские отложения подразделяются на три свиты (снизу вверх): тасскую (глинистые и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и

песчаников), атканскую (туфогенные сланцы) и нерючинскую (песчано-глинистые сланцы). Породы смяты в синклинальную складку, ограниченную продольными разрывами (Наталкинская грабен-синклиналь) и инъецированы поясами даек спессартитов и альбитизированных липаритовых порфиров. В размещении оруденения важная роль принадлежит продольным разрывным нарушениям северо-западного направления, сходящимся к северо-западу и веерообразно расходящимся в юго-восточных румбах.

Рудные тела представлены жилами и прожилками существенно кварцевого состава, неравномерно обогащенными золотоносной сульфидной минерализацией (1—3 %). Типичны также прожилки калишпат-альбит-кварцевого, анкерит-кварцевого, существенно анкеритового, кальцитового и Fe-кальцитового состава. Среди рудных минералов основная роль принадлежит самородному золоту, пириту, арсенопириту, в меньшей степени сфалериту, галениту, шеллиту, халькопириту.

Рудные тела окаймляются ореолами пирит-марказитовой минерализации мощностью 700—800 м, которые образуются при дисульфидизации пирротина под влиянием регрессивно-метаморфических и гидротермальных рудоносных растворов. Ореолы пирротинизации прослеживаются за пределы месторождения на расстояние более 1,5—2 км, и внешняя граница их распространения нами не околтурена.

В пределах Наталкинского рудного поля ионо-потенциометрические и литохимические съемки по потокам и ореолам рассеяния проведены на площади 144 км² в масштабе 1:50000 (шаг опробования 250 м).

Опробованию подвергались притоки рек Омчак и Интриган. Долины самих рек не опробовались. Изученный район характеризуется низкорельефом с абсолютными отметками 900—1000 м. Превышение хребтов над долинами составляет 300—400 м. Изученные речные долины 1—3 порядков имеют V-образный профиль. Аллювий представлен валунно-галечным, гравийно-песчаным, реже илисто-глинистым материалом. Средняя мощность аллювиальных отложений 0,2—0,5 м. В руслах третьего порядка — 2—3 м.

По данным ионо-потенциометрического

анализа наиболее контрастные и протяженные потоки рассеяния формируют аномалии рН (рис. 1). Протяженность потоков рассеяния рН составляет в среднем 3—4 км. Наиболее контрастные потоки отмечаются в руслах 1—2 порядков, где их протяженность достигает 9,1 км. В руслах 4-го порядка потоки рН имеют прерывистый, невыдержанный характер, а значения потенциала мало отличаются от фоновых. В целом потоки рассеяния рН отчетливо фиксируют положение рудного поля месторождения. Площадь аномальных значений рН составляет 28 км². Выявленные потоки рассеяния рН хорошо совпадают с литохимическими потоками рассеяния Аи.

Появление аномалий рН находит объяснение с позиции гидролиза карбонатов [1], присутствующих в рудных телах и околорудных ореолах месторождений золото-кварцевого типа в значительных количествах. Образующиеся при гидролизе карбонатов ионы OH^- , обладая большим радиусом, вероятно, сорбируются тонкодисперсными агрегатами Fe и Mn. При смачивании исходной пробы водой часть ионов OH^- переходит в раствор, что придает ему слабощелочную реакцию. Существование такой зависимости подтверждается данными корреляционного анализа между рН и содержаниями гидроксидов Fe и Mn (по данным минералогического анализа). Коэффициент парной корреляции имеет значимые положительные значения $r = 0,39$ при критическом 5 % уровне $r = 0,23$.

Помимо аномалий рН в потоках рассеяния отмечаются слабые аномалии окислительно-восстановительного потенциала Eh. Минимальные значения Eh составили 205 мВ при фоне 296 мВ. Протяженность потоков рассеяния Eh составляет в среднем 1—1,5 км.

Информацию об оруденении несут также ионы Cl^- , K^+ , Na^+ , в меньшей степени I^- , Br^- , NH_4^+ . Формирование потоков указанных ионов происходит преимущественно в солевой фазе (возможно газовой) за счет частичной сорбции из воды ионов тонкодисперсными глинистыми частицами, органическими остатками почв и гидроксидами Fe и Mn. Потоки перечисленных ионов характеризуются низкой контрастностью и малой протяженностью (первые сотни метров).



Рис. 1. Соотношение аномалий pH и золотого оруденения Наталкинского месторождения:

1 — рудные зоны месторождения, 2 — гидросеть, 3 — потоки рассеяния, 4 — максимальные значения pH в потоках рассеяния, 5 — площади развития аномалий pH

Береговское рудное поле расположено во внутренней зоне Карпат вблизи их сочленения с Панонским срединным массивом. Участок Береговского месторождения при-

урочен к восточному борту одноименной палеокальдеры и примыкающему к ней Кукулянскому вулканическому горсту. Палеокальдера вблизи месторождения заполнена

туфовидными липаритами неогенового возраста, вмещающими основную массу золото-полиметаллических руд. Рудные тела приурочены к серии разрывных нарушений северо-западного (Береговский участок) и субширотного (Мужиевский участок) направления.

В морфологическом отношении выделяются два главных типа рудных тел: 1 — жилы и жильные зоны, 2 — штокверки. Первый тип характерен для основной массы рудных тел Береговского участка и для средних и глубоких горизонтов Мужиевского участка. Второй свойствен только верхним горизонтам Мужиевского участка.

Жилы и жильные зоны сложены кварц-колчеданно-полиметаллической минерализацией с самородным золотом. Штокверки образуют изометричные в плане тела, сходящиеся на конус на нижних горизонтах месторождения. Они сложены кварц-каолинит-диккитовыми метасоматитами, пронизанными тончайшей сетью прожилков и вкрапленностью кремневидного кварца с баритом и самородным золотом.

Практически все породы претерпели гидротермальные изменения, причем до глубины 100—150 м от поверхности господствуют минеральные ассоциации сольфатарных аргиллизитов (кварц, алунит, каолинит, ярозит, гидроксиды железа), глубже — минеральные ассоциации, близкие к полевошпатовым метасоматитам и пропилитам (адуляр, альбит, светлая слюда, сидерит, анкерит, эпидот).

Опытные работы по потокам рассеяния в пределах Береговского рудного поля проводились на площади 16 км² в масштабе 1:50000. Шаг опробования составлял 250 м. В пробу отбиралась глинистая фракция делювиальных и делювиально-пролювиальных склоновых отложений из тальвегов ручьев и временных водотоков.

Изученный район расположен в слабо-всхолмленной местности и относится к зоне семигумидных ландшафтов с хорошо развитыми бурными почвами. Мощность рыхлых образований на крутых склонах не более 1,5 м, на горизонтальных площадках горы и подножий склонов — до 30—50 м.

Отсутствие хорошо развитой гидросети приводит к тому, что опробуемый материал, как правило, слабо перемещен и поэтому

характеризует геохимическую обстановку близлежащих склонов. В таких случаях выявляемые геохимические и ионо-потенциметрические аномалии могут интерпретироваться и как вторичные ореолы рассеяния.

Несмотря на то, что рудные тела Береговского рудного поля в большинстве своем находятся в слепом залегании (глубины более 50 м), они достаточно хорошо фиксируются в потоках рассеяния ионо-потенциметрическими аномалиями.

Наиболее контрастные аномалии образуют ионы NH_4^+ и K^+ (рис. 2). Максимальные концентрации иона аммония в потоках рассеяния составили 4,8 мг/л при фоне 0,4 мг/л. Максимальные концентрации иона калия достигают 16 мг/л при фоне 2,5 мг/л. Протяженность потоков рассеяния указанных ионов колеблется от первых сотен метров до 1,5—2 км.

В пределах Береговского рудного поля отмечаются также слабые аномалии потенциметрического показателя отношения pH/Eh [9]. Потоки рассеяния этого показателя отмечаются в тальвегах ручьев западной части рудного поля, где их протяженность составляет от 200 м до 1400 м. Максимальные значения показателя достигают величины 1,8 при фоне — 0,7.

Более полную информацию о размерах и ограничениях ореолов, их внутреннем строении, позволяющую проводить предварительную разбраковку изучаемых аномалий с выделением наиболее перспективных участков, можно получить по данным ионо-потенциметрических съемок по вторичным ореолам рассеяния.

Такие работы проводились в пределах Береговского рудного поля в масштабе 1:10000 (с шагом 20 м) на площади 5 км². Целью съемок было выявление наиболее информативных индикаторов золотого оруденения в продуктах выветривания коренных пород, а также поиски слепого оруденения на флангах известных структур.

Отбор проб проводился по профилям, ориентированным вкрест простираения известных структур. Глубина пробоотбора для местных ландшафтно-геохимических условий составляла 0,2—0,3 м, что соответствовало иллювиальному горизонту почв. Пробы массой 300 г после просушивания расситывались на несколько фракций. Фракция

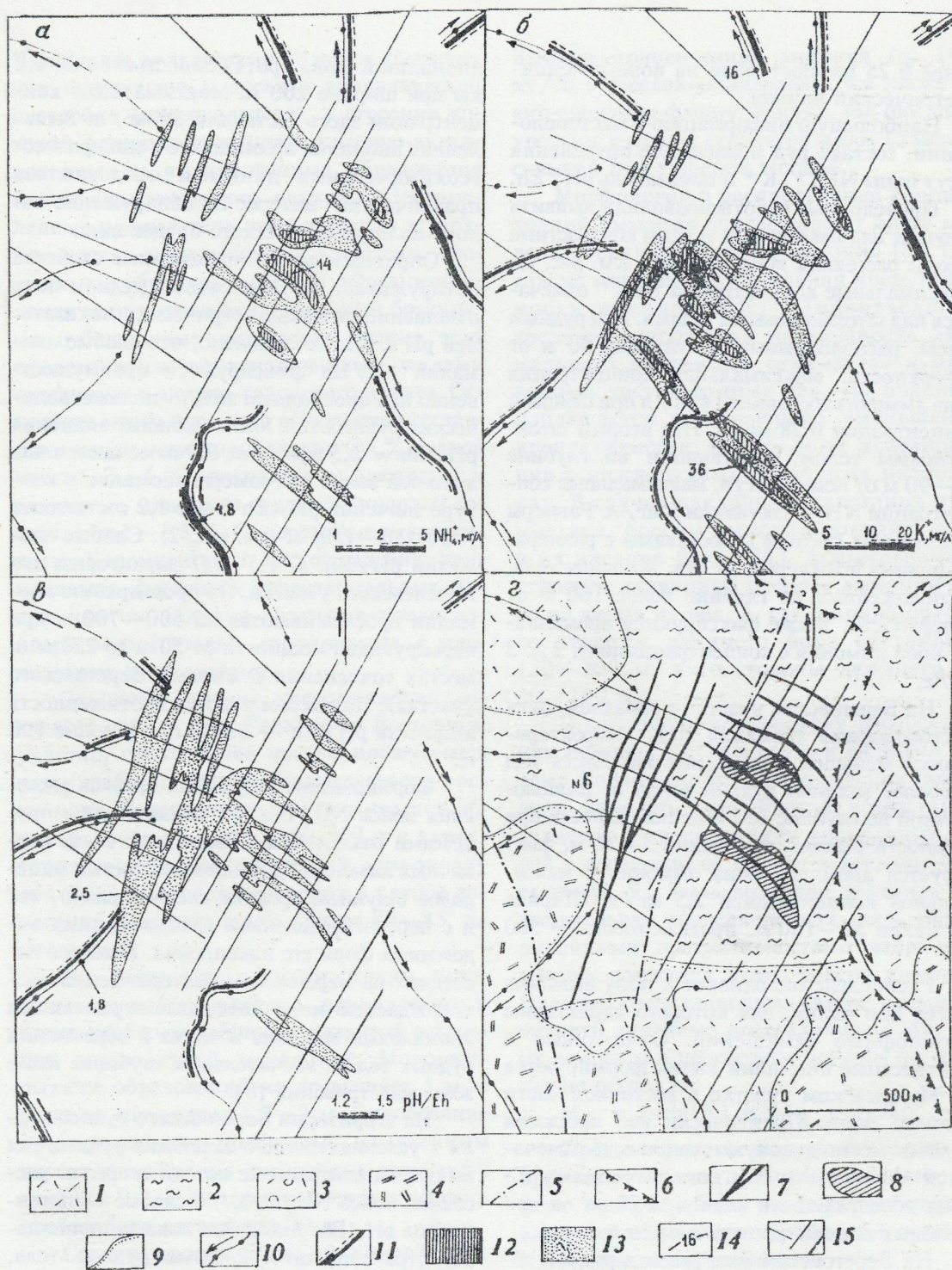


Рис. 2. Вторичные ореолы и потоки рассеяния ионов NH_4^+ (а), K^+ (б), потенциалов pH/Eh (в) и геолого-структурная схема (г) центральной части Береговского рудного поля:

1 — риолиты и их туфы («верхние туфы»); 2 — глины аргиллиты, песчаники (верхняя осадочная толща); 3 — туфы кислого состава («средние туфы»); 4 — эффузивные фации экструзии риолитов; 5 — тектонические нарушения, 6 — разлом в борту вулcano-тектонического грабена, 7 — проекция жильных рудных тел, 8 — проекция золотоносных штоков, 9 — контакты пород различного состава, 10 — опробованные русла и направление стока, 11 — потоки рассеяния, вторичные ореолы рассеяния (NH_4^+ и K^+ , в мг/л): 12 — NH_4^+ более 5, K^+ более 10, 13 — NH_4^+ = 2–5, K^+ = 5–10, pH/Eh = 1,2–2,5, 14 — максимальные концентрации в ореолах и потоках рассеяния, 15 — опробованные профили

менее 0,25 мм поступала на ионо-потенциометрический анализ.

Наибольшую информацию о местоположении, составе руд и масштабе оруденения несут ионы NH_4^+ , K^+ и показатель pH/Eh .

Проведенные работы позволили выявить в почвах над известными телами контрастные ореолы рассеяния иона аммония (см. рис. 2). Максимальные концентрации NH_4^+ отмечаются над штокверковыми телами. Над рудным телом, расположенным на глубине 50 м от поверхности, максимальная концентрация иона аммония составила 14 мг/л при фоновой концентрации 0,28 мг/л. Над вторым штокверковым телом, залегающим на глубине 80—90 м от поверхности, максимальные концентрации NH_4^+ составили 5 мг/л. Размеры выявленных ореолов сопоставимы с размерами рудных штокверковых тел. Жильные тела, расположенные на глубине более 100 м от поверхности, также фиксируются аномалиями иона аммония с концентрациями от 2 до 3 мг/л.

На Береговском участке в западной части месторождения аномалии NH_4^+ характеризуются меньшей контрастностью. Здесь над наиболее мощной рудной зоной 6, расположенной на глубине 150 м от поверхности при мощности рыхлых отложений 5—20 м, фиксируется аномалия иона аммония с максимальной концентрацией 2,5 мг/л. Ширина аномалии 50—100 м, протяженность — 500 м.

Распределение близкое к иону аммония имеет ион калия, для которого характерны изоморфные замещения. Отчетливые и контрастные аномалии калия формируются на Мужиевском участке в восточной части рудного поля. Практически все проекции рудных тел на дневную поверхность отмечаются максимальными концентрациями К-иона достигающими значений 28 мг/л при фоновых концентрациях 3 мг/л (см. рис. 2).

На Береговском участке над рудной зоной 6 отмечается аномалия K^+ размером $500 \times (100—50)$ м с максимальными концентрациями 22 мг/л.

Самые контрастные аномалии К-иона отмечены на перспективном участке в пределах южного фланга месторождения. Этот участок был выявлен нами в процессе минералого-геохимических исследований Береговского и Квасовского рудных полей. Выявлено две

аномалии К-иона протяженностью более 1,2 км при ширине 200 м. Максимальные концентрации здесь составили 36 мг/л. Выявленная аномалия в комплексе с минералогическими данными представляет практический интерес на обнаружение золото-полиметаллического оруденения.

Определенные индикационные свойства обнаруживает на Береговском рудном поле отношение потенциометрических показателей pH к Eh . Установлено, что слабые аномалии pH/Eh фиксируются преимущественно над проекциями золото-полиметаллических рудных тел. Максимальные значения $\text{pH}/\text{Eh} = 2,5$ при фоне 0,9 отмечаются над жильной зоной 6. Размеры аномалии в контуре значений pH/Eh более 1,2 составляют $1500 \times (50—150)$ м (см. рис. 2). Слабые аномалии $\text{pH}/\text{Eh} = 1,5—1,7$ характерны для Мужиевского участка. По простиранию аномалии прослеживаются на 600—700 м при варьирующей мощности от 50 м до 250 м (в местах сочленения с жилами Береговского участка). На южном участке протяженность аномалии $\text{pH}/\text{Eh} = 500$ м при ширине 100 м.

Формирование вторичных ореолов рассеяния ионов NH_4^+ и K^+ связано как с процессами разложения в зоне гипергенеза первичных аммонийсодержащих калиевых минералов (алунита, ярозита, светлых слюд), так и с перераспределением слабосвязанных эндогенных форм его накопления. Наличие последних на Береговском месторождении подтверждается ионо-потенциометрическими аномалиями аммония и калия в обрамлении рудных тел на значительных глубинах ниже зоны выветривания [8].

На территории Береговского рудного поля в условиях слепого залегания рудных тел выявлены контрастные потоки и ореолы рассеяния ионов NH_4^+ , K^+ и слабые — потенциалов pH/Eh . Аномалии иона аммония чаще отражают штокверковые рудные тела, иона калия — рудные зоны жильно-прожилкового и штокверкового типов, потенциалов pH/Eh — отражают рудные тела только жильно-прожилкового типа. Глубинность метода может достигать 150—200 м, причем предельные его возможности пока не установлены.

Карамкенское рудное поле расположено в пределах Охотского отрезка Охотско-

Чукотского вулканогенного пояса. Оруденение приурочено к древней вулканической постройке (палеокальдере), в строении которой принимают участие осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования нижне-верхнемелового возраста. Промышленные рудные тела располагаются в верхних частях магматических аппаратов, сложенных субвулканическими риодацитами, риолитами и автомагматическими брекчиями субщелочных андезитов. Рудные тела представлены крутопадающими жилами кварцевого и адуляр-кварцевого состава. Основную массу жильного выполнения составляют кварц, адуляр и кальцит (95 % рудной массы), 3—4 % приходится на слюдистые и глинистые минералы, рудные минералы составляют 1—1,5 %. Околорудные метасоматиты Карамкенского месторождения принадлежат формации гидротермальных аргиллизитов (адуляр-каолинит-слюдинокварцевого состава), сопряженных с площадными пропилитами.

Основные запасы месторождения сосредоточены в жиле Главной на Восточном участке, где большей частью проводились наши работы. Жила Главная северо-восточного простираения прослеживается на поверхности на расстояние 500 м и характеризуется слабой эрозией, к юго-западу она погружается и переходит в слепое залегание. Падение жилы крутое 80—85° на юго-восток.

По ландшафтно-геохимическим условиям изученная площадь принадлежит к горно-таежным районам с развитой островной многолетней мерзлотой. Мощность рыхлых образований не превышает 5 м, в среднем составляет 1,5—2 м. Опробование проводилось по профилям, намеченным вкрест простираения рудоносных структур с глубины 0,2 м. Расстояние между пунктами пробоотбора составляло 20 м.

Самые протяженные и контрастные ионо-потенциометрические аномалии на месторождении образует ион аммония (рис. 3). Над жилой Главной протяженность ореола NH_4^+ составляет 1100 м. Ширина ореола колеблется от 50 м на северо-востоке до 300 м в центре и 200 м на юго-западе участка. Максимальные концентрации аммония характеризуются величиной 19,8 мг/л при фоновых значениях 0,33 мг/л.

Высокие концентрации аммония (до 14,2 мг/л) в ореолах устанавливаются также на юго-западном фланге участка, где они приурочены к слепой структуре жилы Главной, скрытой под туфовой толщей.

Морфология и распределение концентраций аммония подтверждают нашу модель первичного ореола аммония [8]. Согласно модели, максимальная продуктивность ореолов NH_4^+ (произведение среднего содержания на мощность аномального интервала) отмечается в надрудных частях рудных тел. По падению наблюдается закономерное уменьшение продуктивности, вплоть до ее исчезновения в нижнерудных-подрудных интервалах. В случае наклонного залегания рудных тел, ореолы аммония локализуются в их висячих боках [8]. Асимметричное строение вторичных ореолов аммония хорошо видно из рис. 3, где ширина ореола со стороны висячего бока составляет 150—200 м, а со стороны лежащего — 50—100 м.

Проведенные исследования распределения аммония над известными рудными телами Карамкенского месторождения позволили наметить тенденцию к возрастанию размеров и интенсивности аномальных полей с переходом от мелких к средним объектам [2, 9]. Была выявлена значимая положительная корреляционная связь между линейными продуктивностями вторичных ореолов рассеяния золота и иона аммония. Наличие корреляционных связей позволяет оценить линейные продуктивности Au, а с их помощью и прогнозные ресурсы по уравнению регрессии:

$$M_{\text{Au}} = \text{antlg}[2,12 \lg M_{\text{NH}_4} - 9,39].$$

Продолжение исследований в этом направлении может дать значительный эффект при разработке методов экспрессной оценки геохимических аномалий, связанных с золотым оруденением.

Приведенные примеры свидетельствуют о высоких поисковых возможностях ионо-потенциометрических съемок, позволяющих прямо в поле получать сведения о морфологии и строении зон оруденения, определять ожидаемый тип, а в определенных условиях и масштаб оруденения. Имеющиеся данные свидетельствуют о значительной

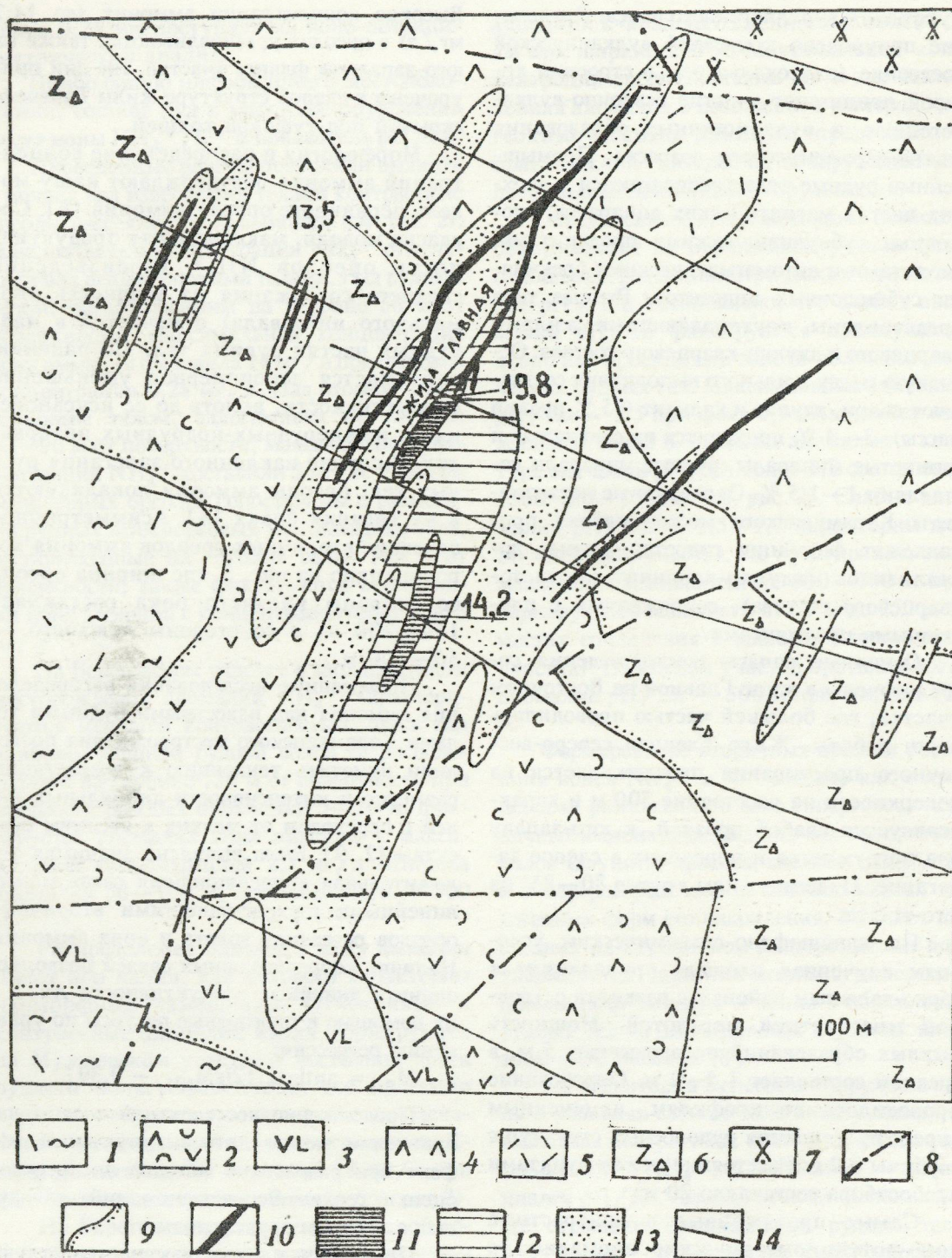


Рис. 3. Вторичные ореолы рассеяния аммония Восточного участка Карамкенского месторождения:

1 — игнимбриты липаритового состава, 2 — туфы андезито-дацитового состава, 3 — андезито-базальты, 4 — дациты, 5 — липариты, 6 — автобрекчии андезито-дацитов, 7 — диорит-порфиристы, 8 — тектонические нарушения, 9 — контакт пород различного состава, 10 — рудные жилы; вторичные ореолы рассеяния аммония (в мг/л): 11 — более 10, 12 — 5–10, 13 — 2–5; 14 — профили съемки

глубинности обнаружения золоторудных объектов как находящихся в слепом залегании, так и перекрытых толщей рыхлых аллохтонных отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрохимия. — М.: Недра, 1992.
2. Милев С.А., Чекваидзе В.Б., Демешко А.А. Лапчинская Л.В. Поиски золоторудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния аммония // Разведка и охрана недр. 1992. № 2. С. 8—10.
3. Питулько В.М., Крицук И.Н. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. — Л.: Недра, 1990.
4. Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. Изд. 2-е. — М.: Изд-во МГУ, 1985.
5. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П.Соловов, А.Я.Архипов, В.А.Бугров и др. — М.: Недра, 1990.
6. Трофимов Н.Н., Рычков А.И. Роль высокоподвижных компонентов при литохимических глубинных поисках. — М.: Недра, 1988.
7. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков. // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31—41.
8. Чекваидзе В.Б., Милев С.А. Вторичные ореолы рассеяния аммония на золоторудных месторождениях // Руды и металлы. 1993. № 2. С. 60—68.
9. Чекваидзе В.Б., Милев С.А., Исакович И.З. Комплексная минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 39—51.

S. A. Milyayev, V. B. Chekvaidze

ION-POTENTIOMETRIC SURVEYING IN GOLD ORE-BEARING FIELDS

High prospecting efficiency has been shown by ion-potentiometric surveying through dispersion haloes and flows performed in a number of gold ore-bearing fields (Natalkinskoye, Beregovskoye, Karamkenskoye). The surveying has allowed for successful field determinations of morphology, type and, in cases, even scale of expected ore mineralization.

УДК 553.068.5:549.001.891.57

© А. Ю. Левин, 1997

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В АКТИВНОМ СЛОЕ АЛЛЮВИЯ

А. Ю. ЛЕВИН (ЦНИГРИ МПР России)

В активном слое аллювия поведение частиц тяжелых минералов можно рассчитать, исходя из мощности активного слоя и плотности его вещества, а также плотности и размера частиц. С помощью полученных формул можно определить дальность образования вторичных концентраций тяжелых минералов от источника.

Накопление тяжелых минералов в природных процессах россыпеобразования и в гравитационных схемах переработки определяется множеством факторов: характером источника полезного компонента, параметрами потока, характеристиками самого минерала. Количественные подходы к моделированию процессов россыпеобразования рассматривались в работах Н.И.Маккавее-

ва, Р.С.Чалова, Ю.В.Шумилова и других [2, 5, 6]. Применительно к задачам прогноза эти вопросы решались в ЦНИГРИ теоретическими и программными разработками С.Л.Казаринова, Г.В. Кузнецова и А.Ю.Левина (1992), А.Г.Горелова и В.М.Шашкина (1990). Достаточно хорошо разработаны основы теоретического описания поведения частиц тяжелых минералов в водной среде.

Для многих сложных природных процессов выявлен ряд эмпирических закономерностей, представляющих большой практический интерес.

В последнее время возросло внимание исследователей к проблеме моделирования поведения обломочных частиц вообще и тяжелых минералов в частности в активных слоях рыхлого материала, выстилающего дно потока. Это связано, с одной стороны, с тем, что за последние десятилетия накоплено большое количество экспериментальных данных в этой области, а с другой — с повышенным интересом промышленности к вопросам усовершенствования традиционных технологий обогащения и разработки новых. В свете этого автор предлагает свой вариант разработки математической модели, рассматривая процессы, происходящие в чисто водной среде до попадания частицы на поверхность этого слоя.

В данной работе моделируется поведение частиц тяжелых минералов в ровном придонном слое стрежневой фации аллювия, в котором происходит разделение частиц по плотности. По мнению автора, этот процесс играет основную роль в образовании россыпей тяжелых минералов. Это не означает, разумеется, что все прочие механизмы образования концентраций не должны рассматриваться. Вопрос о роли того или иного механизма в различных обстановках, для различных видов и форм частиц минералов остается открытым и может быть решен лишь экспериментально, однако тем более необходимо иметь теоретические разработки строго поставленных задач.

В последующем изложении придонный разуплотненный в водной среде слой аллювиального рыхлого материала будем называть «активным слоем аллювия», или просто «активным слоем», а вещество, составляющее этот слой — «пульпой».

Представим себе активный слой, движущийся под действием силы тяжести по наклонной плоскости. В установках такой наклонной плоскостью служит поверхность промывочного устройства — вашгерда, концентрационного стола и т.п. В природных условиях это либо поверхность коренного ложа потока, либо более плотные, относительно стабильные слои аллювия.

Наклон потока условимся считать всюду одинаковым, плотность пульпы — постоянной по вертикали, а толщину активного слоя — неизменной на всем его протяжении. В этот поток, на поверхность активного слоя аллювия, поступает частица тяжелого минерала, обладающая более высокой плотностью, чем вещество потока. Условимся считать ее шарообразной. По мере погружения, частица смещается вниз по течению вместе с потоком. Наконец, она достигает подошвы активного слоя аллювия и прекращает свое движение. Такая модель процесса образования концентраций в потоке является весьма упрощенной, однако без расчета простой модели невозможно строить более сложные.

Наиболее важная задача при расчете такой простой модели — найти расстояние, на которое будет смещена частица тяжелого минерала. Назовем это расстояние «дальностью переноса». Итоговая формула расчета дальности переноса должна быть основана на величинах, которые можно определить по геологическим материалам: на плотности тяжелого минерала, плотности пульпы, размере (диаметре) частицы, мощности активного слоя и т.п.

По каким законам происходит движение потока пульпы и перемещение частицы? Обратимся к данным, накопленным при изучении закономерностей движения вязких смесей. Обычно при расчетах таких сред их рассматривают как вязкие жидкости, что будет сделано и здесь. Расчеты производятся для ламинарного характера потока (пульпы активного слоя), что характерно для большинства практических задач. Известно, что поток будет ламинарным при значениях числа Рейнольдса (Re) меньше критического. Для потоков с широким сечением Re критическое составляет 300—1000. Для рассматриваемого потока при скоростях течения пульпы до 0,003 см/с (1000 м/год), мощности активного слоя до 1 м, плотности вещества потока до 2000 кг/м³ и вязкости до 0,1 пуаз число Re будет меньше 1. Это заведомо меньше критического и поток можно считать ламинарным. Имеющиеся в работе А.Е.Смолдырева и Ю.К.Сафонова [3] сведения о величинах вязкости гидросмесей, близких к природным, показывают, что для смесей с глинистостью 15—20 % вязкость не пре-

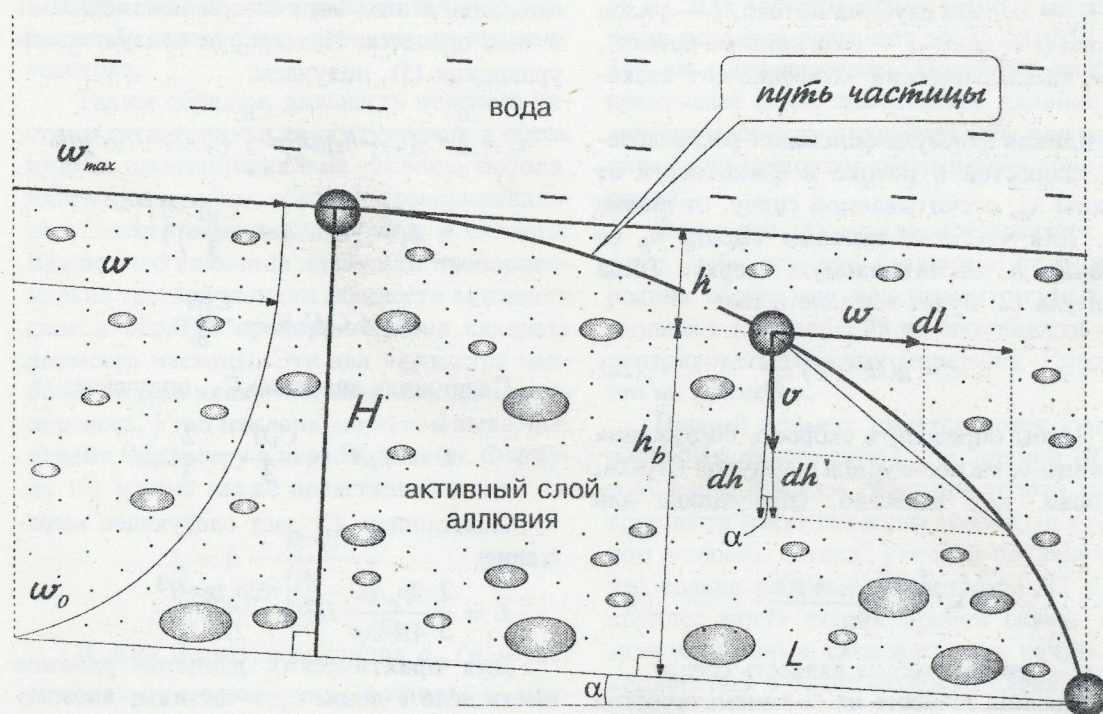


Рис. 1. Погружение шарообразной частицы в активном слое аллювия.

вышает указанных пределов. Скорость обычно также не превышает указанных пределов. Об этом свидетельствуют, например, наблюдения R.W. Sobocinski [7].

Разумеется, имеют место случаи, когда движение активного слоя имеет характер, отличный от ламинарного. Например, скорости селевых или грязевых потоков будут в десятки раз выше указанных. Однако расчет такого рода потоков не входит в задачу данной работы.

Перейдем к выводу формулы дальности переноса. Шарообразная частица (радиусом R) тяжелого минерала (имеющего плотность ρ_m) погружается под действием силы тяжести. Поскольку мы условились считать плотность пульпы (обозначим ее ρ_p) постоянной, постоянной будет и скорость погружения частицы v . Активный слой аллювия мощностью H в это время смещается вдоль по наклонной плоскости, но скорость w его не постоянна по высоте — на поверхности она максимальна, у подошвы равна нулю (рис. 1). Погружаясь,

частица через какое-то время достигнет подошвы активного слоя и прекратит свое движение. Нам требуется найти расстояние L , на которое частица будет смещена вниз по потоку за это время.

Обычно задачи такого рода начинают с рассмотрения сил, действующих на тело. В нашем случае этот этап можно опустить без ущерба для рассуждений: в гидродинамике имеются готовые решения и можно ими воспользоваться. Для установившегося погружения шара в конкретный момент будет справедливо соотношение $\Delta l / \Delta h' \approx w / v$. Для бесконечно малых интервалов $\Delta l = dl$ и $\Delta h' = dh'$. Тогда будет верным строгое равенство

$$dl / dh' = w / v. \quad (1)$$

Значение w в свободном ламинарном потоке в любой точке определяется уравнением

$$w = gh_b (2H - h_b) \frac{i}{2\nu}, \quad (2)$$

где H — полная глубина потока, i — уклон потока ($i = \sin \alpha$, α — угол наклона потока), ν — кинематический коэффициент вязкости.

Данная формула описывает распределение скоростей в потоке в зависимости от высоты h_b , отсчитываемой снизу, от дна [4]. Для удобства заменим высоту h_b на глубину h , отсчитываемую сверху. Тогда формула (2) будет выглядеть так:

$$w = g(H^2 - h^2) \frac{i}{2\nu} \quad (2a)$$

Чтобы определить скорость погружения частицы ν , воспользуемся формулой Стокса, которая, как известно, справедлива для $Re < 1$:

$$\nu = \frac{2gR^2(\rho_m - \rho_p)}{9\eta}; \quad (3)$$

где η — динамическая вязкость среды.

Заменив вязкость на ее кинематический коэффициент, получим:

$$\nu = \frac{2gR^2(\rho_m - \rho_p)}{9\nu\rho_p}; \quad (3a)$$

Подставим формулы (2a) и (3a) в (1), получим новое уравнение

$$\frac{dl}{dh'} = \frac{9g\rho_p\nu(H^2 - h^2)}{4gR^2\Delta\rho\nu}; \quad (4)$$

где $\Delta\rho = \rho_m - \rho_p$

Упрощая, приведем его к виду

$$\frac{dl}{dh'} = \frac{9\rho_p(H^2 - h^2)}{4R^2\Delta\rho}. \quad (4a)$$

Чтобы перейти к dh , заменим dh' на $dh/\cos\alpha$:

$$\frac{dl}{dh} = \frac{9\rho_p \operatorname{tg} \alpha}{4R^2\Delta\rho} (H^2 - h^2) \quad (4b)$$

Искомую величину L можно найти как интегральную сумму всех dl . Для удобства интегрирования представим равенство (4a) в виде

$$dl = C_1(C_2 - h^2)dh; \quad (5)$$

где $C_1 = \frac{9\operatorname{tg} \alpha \rho_p}{4R^2\Delta\rho}$; $C_2 = H^2$; C_1 и C_2 могут считаться константами, потому что по условиям поставленной задачи все величины,

входящие в них, мы считаем неизменными в ходе процесса. Интегрируя правую часть уравнения (5), получаем:

$$L = \int_0^H C_1(C_2 - h^2)dh = \int_0^H (C_1C_2 - C_1h^2)dh$$

$$L = \left(C_1C_2h - \frac{C_1h^3}{3} \right) \Big|_0^H$$

$$L = C_1C_2H - \frac{C_1H^3}{3}$$

Подставляя значение C_2 , получаем:

$$L = C_1H^3 - \frac{C_1H^3}{3} = \frac{2}{3}C_1H^3$$

Подстановка C_1 даст следующее выражение:

$$L = \frac{2}{3} \frac{9\rho_p \operatorname{tg} \alpha}{4R^2\Delta\rho} H^3 = \frac{3\rho_p \operatorname{tg} \alpha H^3}{2R^2\Delta\rho}.$$

Для практических расчетов удобнее иметь дело с диаметром частицы, поэтому заменим R на $D/2$:

$$L = \frac{6\rho_p \operatorname{tg} \alpha H^3}{D^2\Delta\rho} \quad (6)$$

Можно также записать итоговое выражение в виде

$$L = 6 \frac{\rho_p}{D^2\Delta\rho} \operatorname{tg} \alpha H^3 \quad (6a)$$

или, вводя коэффициенты,

$$L = 6K_s K_p, \quad (6b)$$

где $K_s = \frac{\rho_p}{D^2\Delta\rho}$ — коэффициент субстрата,

$K_p = \operatorname{tg} \alpha H^3$ — коэффициент потока.

Здесь K_s содержит все характеристики субстрата — плотность пульпы, плотность тяжелого минерала, размер частиц тяжелого минерала, а K_p — характеристики потока: его уклон и мощность активного слоя аллювия. Почти все параметры выражения могут быть найдены в справочниках, рассчитаны теоретически, определены по фактическим материалам. Сложно оценить величину H — мощность активного слоя аллювия. Тем не менее эта величина может быть получена по геологическим данным. О.А.Борсук [1] указывает на существование эмпирической зависимости мощности активного слоя аллювия от гидрологических параметров потока

[1]. Это значит, что приблизительные значения H могут быть оценены по порядку водотока.

Таким образом, дальность переноса частицы от источника ее поступления в поток прямо пропорциональна уклону потока, плотности пульпы, обратно пропорциональна разности плотностей пульпы и частицы. Важно, что величина дальности пропорциональна третьей степени мощности активного слоя и обратно пропорциональна квадрату диаметра частицы. Эти два параметра наиболее сильно влияют на величину дальности переноса. Угол наклона влияет меньше, т.к. входит в формулу в первой степени. Формулу (6) можно также представить в виде

$$L = 6 \frac{\operatorname{tg} \alpha H^3}{D^2 \left(\frac{\rho_m}{\rho_p} - 1 \right)} \quad (6в)$$

В этой формуле величина ρ_m/ρ_p будет изменяться в очень узких пределах — примерно от 10 до 3, и, следовательно, плотности вещества пульпы и минерала влияют на процесс концентрации и на дальность переноса значительно меньше, чем вышеуказанные параметры.

Разумеется, саму формулу нельзя считать окончательной, так как она выведена лишь для идеального потока, частиц идеальной формы и т.п. Формула может быть взята за основу при расчетах образования концентраций, но для получения точных результатов, с помощью теоретических зависимостей или эмпирических коэффициентов, должны дополнительно учитываться отклонения реальной ситуации от идеальной. Однако и в таком виде полученная зависимость (6) может быть весьма полезной для моделирования образования концентраций, как будет проиллюстрировано ниже.

Приведем результаты расчетов величины дальности переноса L для различных R , α , H по формуле (6). Для примера берем типичные для россыпей значения плотности пульпы 2000 кг/м^3 , тяжелого минерала $= 17000 \text{ кг/м}^3$, уклон потока — $17,5 \text{ м/км}$ (что соответствует углу наклона в 1°). Возьмем для мощности активного слоя аллювия три значения — $0,01 \text{ м}$, $0,1 \text{ м}$, $1,0 \text{ м}$. Дальность переноса частицы диаметром $0,5 \text{ мм}$ будет равна соответственно $5,6 \text{ см}$, 56 м ,

56 км . Для частицы диаметром $0,2 \text{ мм}$ дальность переноса возрастет до 35 см , 350 м и 350 км соответственно. Подобный разброс показывает сколь значительно влияние величины мощности активного слоя при моделировании процессов образования концентраций.

Формулой (6) можно пользоваться для того, чтобы оценить различные типы природных обстановок или промышленных установок с точки зрения их способности концентрировать тяжелые минералы. Поясним это на примерах.

Первый пример: имеется поток с мощностью активного слоя 10 см , длиной 10 км , и уклоном 8 м/км . Частицы золота какой крупности могут накапливаться в современном аллювии потока? Расчеты показывают, что только частицы диаметром $0,83 \text{ мм}$ и крупнее могут успеть пройти сквозь весь активный слой и, следовательно, начать накапливаться в более глубоких слоях дна потока.

Второй пример: проведем расчет для установки, в которой предполагается мощность активного слоя в 1 см . Какой должна быть длина рабочей части установки (потока), чтобы установка могла улавливать частицы диаметром $0,005 \text{ мм}$, если принять минимально возможный угол наклона в $0,1^\circ$? Расчеты показывают величину 56 м .

Построим теперь простую модель «источник питания — россыпь». Под источником питания будем подразумевать природный процесс или техническое устройство, подающее в поток несортированный рыхлый материал, содержащий частицы тяжелого минерала. В реальных условиях аллювиального россыпеобразования это может быть как источник *in situ*, так и другая россыпь, для расчетов это значения не имеет. Представим условно такой источник точечным, то есть подающим тяжелый минерал различной крупности в одной точке (створе) потока. Распределение частиц по крупности в точке поступления принято нормальным. Такой вид статистического распределения считается удобным для моделирования природных распределений, образующихся под воздействием одного фактора (например, физического выветривания). Каким будет распределение тяжелого минерала вдоль по

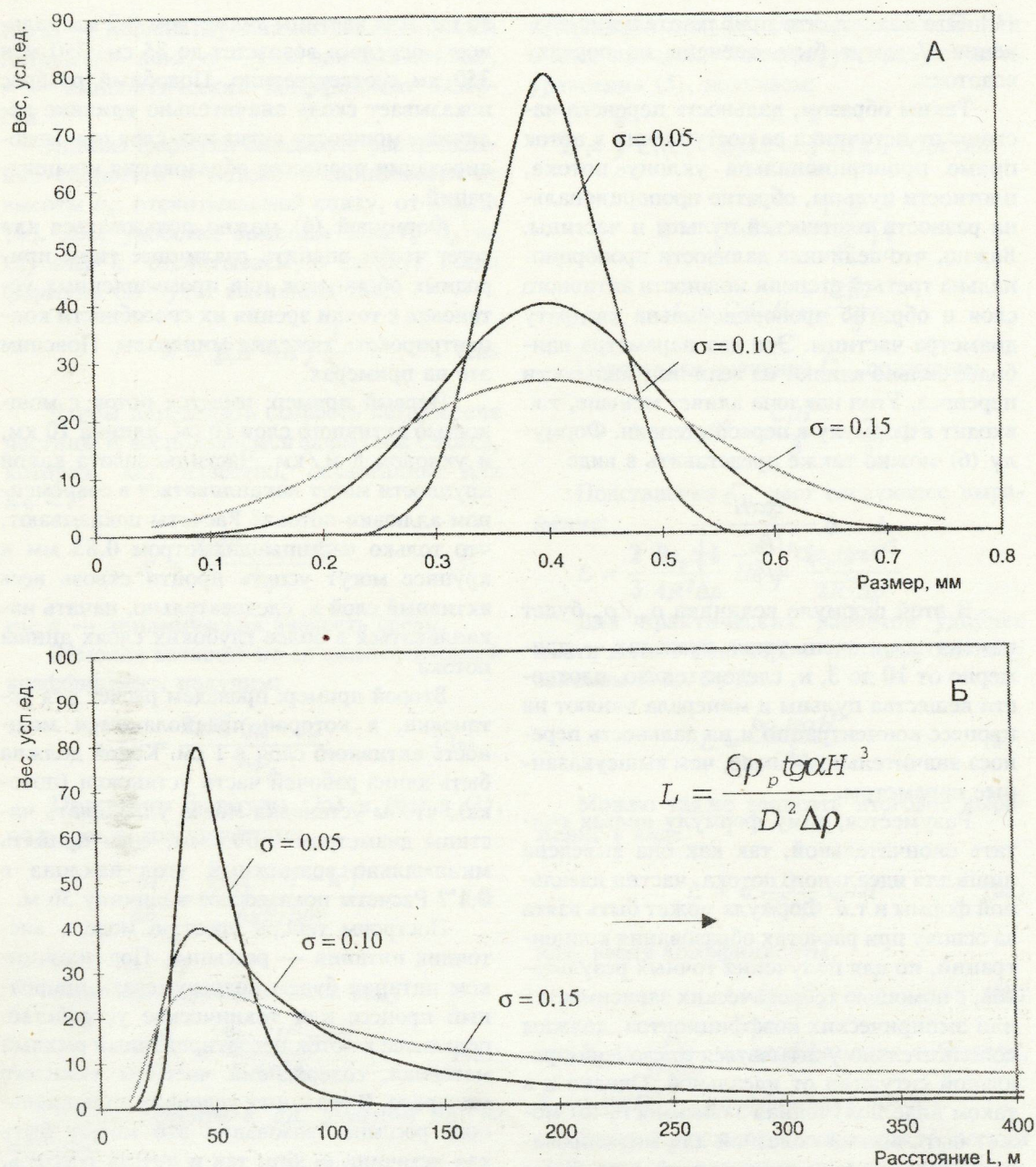


Рис. 2. Модель "источник питания — россыпь". А — характер распределения тяжелого минерала в материале источника. Б — распределение тяжелого минерала вдоль по потоку.

Представлены три варианта распределения, с разной сортированностью. Наиболее сортированному материалу источника (самый высокий пик на графике А) соответствует наиболее четко оформленная россыпь (самый высокий пик на графике Б)

потоку в этом случае? Формула дальности переноса позволяет это оценить.

Результаты расчетов приведены на рис. 2. Были взяты три варианта распределения крупности полезного компонента по весу в

источнике (рис. 2, А) с разными значениями среднего квадратичного отклонения ($\sigma = 0,05; 0,10; 0,15$). Для каждого варианта была построена с помощью формулы (6) кривая распределения полезного компонен-

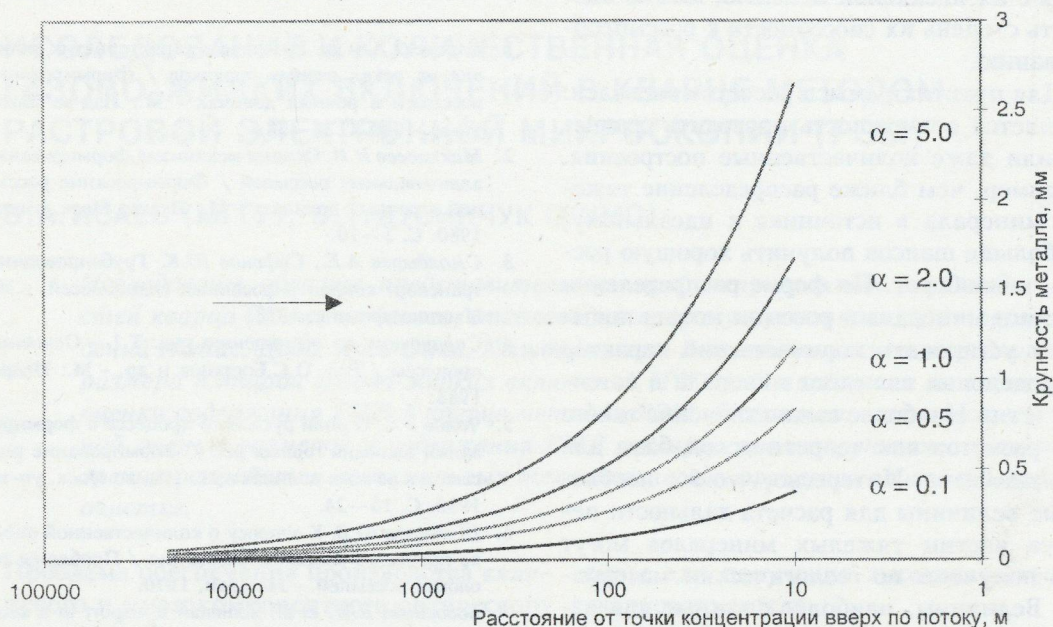


Рис. 3. Модель идеальной области питания.

Представлены варианты распределения для разных углов наклона потока (в градусах). Стрелкой показано направление потока. Если минерал будет распределен в источнике вдоль потока указанным образом, то при перемыве весь тяжелый минерал будет собран в «точке концентрации» (ноль на горизонтальной оси).

та в россыпи (рис. 2, Б). Видно, что чем меньше разброс крупности тяжелого минерала в источнике ($\sigma = 0,05$), тем выше концентрация в голове россыпи, причем последняя оформлена более четко. При более пологих распределениях тяжелого минерала в источнике будет пологим и характер распределения его в россыпи, россыпь более растянута по потоку. Пики на графиках обоих распределений совпадают по положению. Они соответствуют одной и той же крупности тяжелого минерала — модальной.

По данным о источнике могут быть оценены запасы полезного компонента в россыпи. Однако такая задача потребует более конкретных данных и дополнительных расчетов, так как запасы, как известно, зависят от установленных кондиций и относятся, следовательно, к экономической категории.

Какой же должна быть идеальная область питания, точнее, ее профиль вдоль по потоку? Преобразуем формулу (6) для такой обратной задачи.

$$L = \frac{K_1}{D^2},$$

где $K_1 = \frac{6\rho_p \operatorname{tg} \alpha H^3}{\Delta \rho}$; следовательно,

$$D = \sqrt{\frac{K_1}{L}}. \quad (7)$$

Формула (7) позволяет рассчитать размер частицы D , которая должна поступить в поток на расстоянии L выше по течению от некоторой точки (створа) потока, с тем условием, чтобы путь частицы закончился в этой точке.

На рис. 3 представлены модели идеальных областей питания для указанных в начале раздела типичных значений плотностей пульпы и тяжелого минерала, при различных углах наклона потока. Смысл полученных кривых таков: если тяжелый минерал в источнике питания будет распределен по крупности указанным образом по потоку, то в процессе перемыва материала тяжелый минерал сконцентрируется в одной точке. Сравнивая природные источники пи-

тания с их идеальной моделью, можно оценивать степень их способности к россыпеобразованию.

Для практики смысл расчетов очевиден: появляется возможность проводить сравнения или даже количественные построения. Например, чем ближе распределение тяжелого минерала в источнике к идеальному, тем больше шансов получить хорошую россыпь, и наоборот. По форме распределения тяжелого минерала в россыпи можно попытаться установить количественно характер распределения тяжелого минерала в источнике и т.п. Наиболее важно значение такого рода расчетов как теоретической базы для экспериментов. Интересно, что все необходимые величины для расчета дальности переноса частиц тяжелых минералов могут быть получены по геологическим материалам. Величины, наиболее сложные для измерений или оценки — вязкость вещества активного слоя и скорость его перемещения — не являются необходимыми при расчетах.

A. Yu. Levin

A MATHEMATICAL MODEL OF HEAVY MINERALS' BEHAVIOUR IN AN ACTIVE ALLUVIUM LAYER

The behaviour of heavy mineral grains in an active alluvium layer can be simulated based on the data on active layer thickness and its material density, as well as on the density and sizes of the particles. The equations obtained here can be used to determine the distance of location of secondary concentration of the heavy minerals from their source.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борсук О.А. и др. Изменение характеристик аллювия на реках разных порядков / Формирование россыпей в речных долинах - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. С.35—38.
2. Маккавеев Н.И. Основы механизма формирования аллювиальных россыпей / Формирование россыпей в речных долинах. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. С. 5—10.
3. Смолдырев А.Е., Сафонов Ю.К. Трубопроводный транспорт концентрированных гидросмесей. - М.: Машиностроение, 1973.
4. Справочник по обогащению руд. Т.1 - Основные процессы / Ред. О.С.Богданов и др. - М.: Недра, 1983.
5. Чалов Р.С. О роли руслового процесса в формировании аллювия горных рек / Формирование россыпей в речных долинах - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. С. 18—24.
6. Шумилов Ю.В. К вопросу о количественной оценке процессов россыпеобразования / Проблемы геологии россыпей. - Магадан, 1970.
7. Sobocinski R.W. et al. Sediment transport in a small stream based on Cs137 inventories of the bed load fraction //Water Resour. Res. - 1990. №6. P. 1177—1187.

УДК 548.4

© В. А. Исаев, В. Т. Дубинчук, 1997

ИССЛЕДОВАНИЕ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ МЕТОДОМ РАСТРОВОЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ (РЭМ)

В. А. ИСАЕВ (МГГУ), В. Т. ДУБИНЧУК (ВИМС)

Исследованы образцы представительных проб непрозрачных разновидностей кварца (молочно-белого, стекловидного, гранулированного) месторождений Актас, Додо, Хусь-Ойка, Кыштымского. Выполнены расчеты среднего размера площади газово-жидких включений (ГЖВ). Отработана методика оценки содержания ГЖВ в кварце методом РЭМ. Результаты количественной оценки размеров и содержания ГЖВ в кварце анализируются с точки зрения разработки оптимальных технологических процессов по их глубокой очистке.

Проблема обеспечения производства кварцевого и многокомпонентного оптического стекла необходимым сырьем в настоящее время обусловлена отсутствием промышленных запасов чистых прозрачных разновидностей кварца. Эта проблема частично решается за счет вовлечения в производство природного низкосортного жильного и гранулированного кварца с его последующим обогащением. Другим источником кварцевого сырья является производство синтетического кварца по тетрахлоридной технологии. Однако отмеченные технологические решения наряду с низкой эффективностью и высокой трудоемкостью удовлетворяют спрос на высококачественное кварцевое сырье не более, чем на 30—35 %.

Вместе с тем в России сосредоточены значительные запасы молочно-белого кварца, который по содержанию примесей не уступает горному хрусталу [5], но использование его ограничено из-за отсутствия технологического решения задачи по удалению газово-жидких включений. Известные технологии переработки молочно-белого кварца отличаются высокой трудоемкостью и низким выходом конечного продукта (не более 35 %) [4].

Настоящее исследование посвящено изучению особенностей распределения газово-жидких включений и их количественной оценке в непрозрачных разновидностях различных геолого-промышленных типов кварца, рассматриваемых как потенциальное

сырье для получения высококачественного кварцевого стекла.

Основанием для проведения указанных исследований послужили перспективные разработки способа очистки кварца от газово-жидких включений [1, 2]. Сущность нового способа очистки кварца заключается в проведении специальной термообработки предварительно фракционированного исходного сырья с соблюдением заданного соотношения максимального и минимального размеров зерен в достаточно узком интервале температур 1650—1700°C.

Эффективная реализация указанного способа в промышленных условиях требует обоснования выбора непрозрачных разновидностей кварца для получения оптимальных результатов по степени очистки, выходу конечного продукта и другим технологическим показателям.

Были отобраны образцы различных типов жильного, гранулированного и стекловидного кварца. Характеристика изученных проб кварца из месторождений различных регионов приведена в таблице 1.

Для оценки содержания газово-жидких включений (ГЖВ) в кварце применен прямой метод, основанный на использовании РЭМ.

Свежесколотые поверхности образцов кварца предварительно обрабатывались с целью их тщательного обезжиривания во избежание углеводородного заражения, чтобы получить наиболее четкий топографический контраст. Для очистки образцы поме-

1. Характеристика непрозрачных разновидностей кварца из месторождений разных геолого-промышленных типов Урала и Казахстана

Месторождение; регион	Тип кварцевого сырья	Группа	Класс	Геолого-промышленный тип	Морфология кварцевых тел	Качественные показатели, %		
						Коэффициент светопропускания	Содержание элементов примесей, п·10 ⁻⁴	Содержание окисленных элементов примесей, п·10 ⁻⁴
Додо, Центральный; Приполярный Урал	Молочно-белый	Метаморфогенная	Ортометаморфический	Кварцево- жильный первичный и перекристаллизованный	Жилы	10—20	80—260	н/д
	Молочно-белый					20—35	78	5
	Серо-бурый					15	250—350	н/д
	Серо-бурый					20—35	300—600	н/д
Актас; Центральный Казахстан	Молочно-белый	Магматогенная	Постмагматический	Кварц безрудных постмагматических гидротермальных кварцевых жил	Пластовые зоны, грубы, жилы	72	71	1
Хусь-Ойка; Средний Урал	Стекловидный			Силекситовый	Крупные тела	40—62	292	21
Кыштымское; Средний Урал	Гранулированный	Метаморфогенная	Ортометаморфический	Слюдоносно-пегматитовый метаморфизованный	Ядра, блоки	45—78	220	14

щались в пероксид, где они находились в течение 5—6 мин. Затем кусочек обезжиренного кварца наклеивался на металлическую шайбу клеем БФ-6, разбавленным этиловым спиртом до жидкой консистенции и тщательно перемешанным с угольной пудрой. После полимеризации клея с включенными в него угольными частицами закрепленный образец помещался в вакуумный пост, где на поверхность образца наносился токопроводящий слой. Эта процедура проводилась в два этапа, при этом задача состояла в том, чтобы получить хороший токопроводящий слой при достижении максимального количества вторичных электронов при просмотре образцов в РЭМ. Хороший проводящий слой достигается путем термического испарения в вакууме углей, его толщина обычно варьировала в пределах 50—100 нм. Для максимального выхода вторичных электронов поверх угольной пленки путем катодного распыления наносилась медь. Толщина пленки меди варьировала в пределах 10—50 нм. Контроль толщины напыления проводился непосредственно внутри вакуумного поста с помощью пьезоэлектрических кристаллов-датчиков, которые измеряют количество напыленного материала по изменению частоты колебания по мере утолщения слоя с помощью лазерной установки.

Методика количественной оценки содержания ГЖВ заключалась в следующем: на микрофотографии исследуемого образца выбирался участок размером $100 \times 100 \text{ мкм}^2$ для подсчета доли ГЖВ. Далее последовательно выполнялся подсчет всех включений, идентифицируемых как ГЖВ, и их площади с учетом значения увеличения. Газово-жидкие включения на микрофотографии представлены черными точками (в общем случае — черными областями различной формы и конфигурации) на фоне светлых, серых или темно-серых областей. Для включений большого размера (более 4—5 мм на фото) характерна некоторая нечеткость границ самого включения. На микрофотографии мы обычно имеем дело с плоским изображением (т.е. срезом включения). Объективный показатель по содержанию ГЖВ в объеме достигается за счет усреднения различных включений по каждому сколу, а также различных включений различных сколов. Включения, линейные размеры которых на

фото не превышали 3 мм, принимались сферическими и их площадь оценивалась по формуле $S = \pi r^2$; площадь включений, линейные размеры которых превышали 3 мм, рассчитывалась в зависимости от их формы. Среднее содержание ГЖВ для данного скола исследуемого образца оценивалось как отношение площади, занятой ГЖВ, ко всей анализируемой площади. За среднее содержание ГЖВ принималось среднее арифметическое из набора значений, соответствующих фото различных сколов.

В таблице 2 приведены характеристика изученных образцов кварца и результаты количественной оценки в них газовой-жидких включений методом растровой электронной микроскопии.

Выполненные электронно-микроскопические исследования различных образцов непрозрачных типов кварца позволили детально изучить характер и особенности распределения ГЖВ, выполнить количественную оценку содержания ГЖВ в исходном сырье и разработать рекомендации для оптимального выбора сырья с целью его эффективной очистки от газово-жидких включений.

Для молочно-белого кварца месторождения Додо, Центральный характерны ГЖВ сферической формы, достаточно равномерно распределенные внутри кристалла; средняя площадь одного включения составляет $4,3 \cdot 10^{-6} \text{ мм}^2$ (рис. а).

В образцах молочно-белого кварца месторождения Додо, Павловка характерны ГЖВ неправильной формы; по объему образца они распределены неравномерно, мелкие включения почти отсутствуют; средняя площадь одного включения составляет $30 \cdot 10^{-6} \text{ мм}^2$ (рис. б).

Серо-бурый кварц того же месторождения отличается распределением ГЖВ в основном вдоль межкристаллических границ; преобладают мелкие включения; средняя площадь одного включения составляет $3,8 \cdot 10^{-6} \text{ мм}^2$ (рис. в).

Образцы серо-бурого кварца месторождения Актас содержат ГЖВ как сферической, так и удлиненно-продолговатой формы; средний размер одного включения составляет $4,2 \cdot 10^{-6} \text{ мм}^2$ (рис. г).

В молочно-белом кварце месторождения

2. Результаты количественной оценки ГЖВ в кварце методом РЭМ

Место взятия и характеристика образцов кварца	Количество изученных сколов	Среднее содержание ГЖВ, %	Средняя площадь одного ГЖВ, $\times 10^{-6}$, мм ²
Месторождение Додо, Центральный, проба 2618 Т, жила 542	13	0,63	4,3
Месторождение Додо, Павловка, жила 392, ср. зернистый, молочно-белый непрозрачный	7	1,75	30,0
Месторождение Додо, серо-бурый	9	0,75	3,8
Месторождение Актас, серо-бурый	7	0,58	4,2
Месторождение Актас, молочно-белый, III генерация	9	0,37	3,4
Месторождение Хусь-Ойка, жила 19, стекло-видный	7	0,05	0,015
Кыштым, гранулированный полупрозрачный	7	0,42	2,6

Актас ГЖВ распределены равномерно; форма включений различна, включения приурочены, как правило, к границам между блоками; средняя площадь одного включения составляет $3,4 \cdot 10^{-6}$ мм² (рис. д).

Кварц стекловидный месторождения Хусь-Ойка отличается очень мелкими ГЖВ сферической формы, равномерно распределенными в объеме образца; средняя площадь одного включения составляет порядка $0,015 \cdot 10^{-6}$ мм² (рис. е).

Для гранулированного кварца Кыштымского месторождения типичны ГЖВ неправильной формы, распределенные в основном по границам между гранулами (рис. ж). Внутри зерен также заметны включения, но значительно меньших размеров (рис. з). Средняя площадь одного включения составляет $2,6 \cdot 10^{-6}$ мм².

На основании полученных результатов качественно-количественной оценки ГЖВ в непрозрачных разновидностях кварца можно сделать ряд принципиальных рекомендаций для обоснования выбора исходного сырья. Наиболее важным представляется тот факт, что низкое содержание ГЖВ не определяет высокую эффективность последующего процесса очистки. Даже незначительное содержание ГЖВ (на уровне нескольких сотых долей процента) в исходном сырье не гарантирует получения качествен-

ного кварцевого стекла. В этой связи наиболее существенным фактором следует считать размеры ГЖВ и их распределение по объему образца. Крупные включения, равномерно распределенные по объему образца, или по границам блоков (или зерен), легко вскрываются при термообработке и практически полностью удаляются, в то время как удаление ультрамалых включений требует повышения температуры и времени выдержки, что, в свою очередь, приводит к росту пузырей [3].

Анализ полученных результатов показал, что наиболее сложным сырьем для очистки от ГЖВ является стекловидный кварц, включения в котором имеют ультрамалые размеры и равномерное распределение по объему (рис. е).

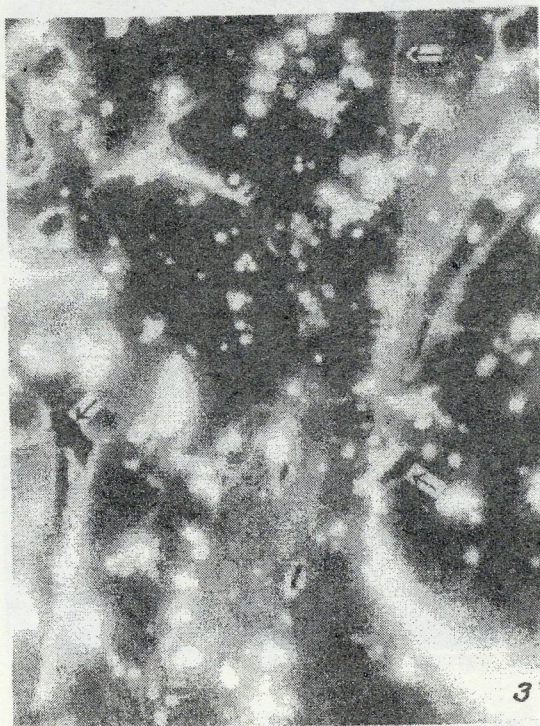
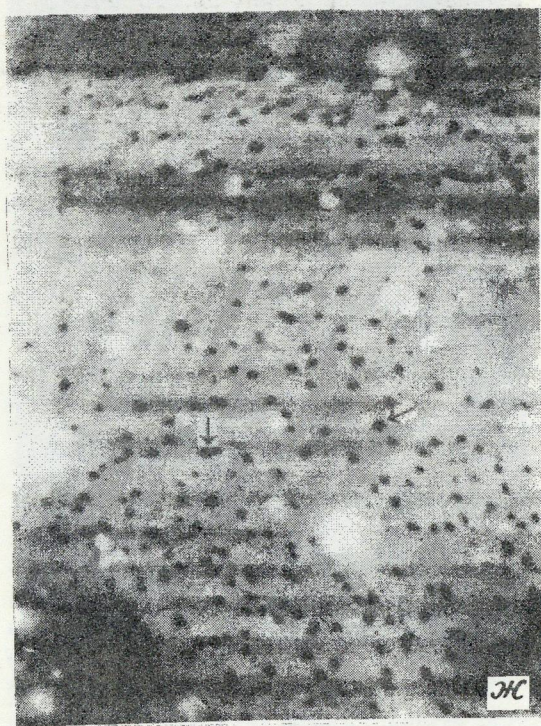
Оптимальным видом сырья для достижения эффективной очистки от ГЖВ следует считать кварц месторождения Додо, Павловка (рис. б), в котором преобладают крупные включения, располагающиеся в массиве зерен. При термообработке такие включения легко вскрываются и удаляются без остатка.

Для удаления ГЖВ в гранулированном кварце следует иметь в виду предварительное дробление и измельчение до такой крупности, чтобы произошло полное разделение гранул. В этом случае большая часть ГЖВ



Микрофотографии свежих сколов непрозрачных разновидностей кварца (стрелками показаны характерные по форме и размерам для данного типа кварца газово-жидкие включения):

a — кварц молочно-белый; месторождение Додо, Центральный, 2617 Т, ж. 542, ув. 1010; *б* — кварц молочно-белый среднезернистый; месторождение Додо, Павловка, ж. 392, ув. 1040; *в* — кварц непрозрачный серо-бурый; месторождение Додо, ув. 1170; *г* — кварц непрозрачный серо-бурый; месторождение Актас, ув. 1070;



д — кварц молочно-белый; месторождение Актас, III генерация, ув. 990; е — кварц стекловидный; месторождение Хусь-Ойка, ж. 19, ув. 5700; ж — кварц гранулированный полупрозрачный; месторождение Кыштымское, показаны включения по границам между зернами, ув. 1060; з — кварц гранулированный полупрозрачный; месторождение Кыштымское, показаны включения внутри зерен, ув. 1130

легко удалится на подготовительных стадиях переработки.

Таким образом, в данной работе методом растровой электронной микроскопии выполнена детальная качественно-количественная оценка формы, размеров и содержания газово-жидких включений для образцов различных геолого-промышленных типов непрозрачных разновидностей кварца. Полученные результаты позволяют объективно обосновать выбор кварцевого сырья для его последующей эффективной очистки от ГЖВ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант N 95-05-15289а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А.с. N 1818309 (Россия). Способ очистки кварца. / А.Ю. Живолук, Н.Г. Орешникова, В.А.Исаев, П.Д. Старовойтов. - Оpubл. в Б.И. 1993. № 20.
2. Исаев В.А., Орешникова Н.Г. Новая технология переработки молочно-белого кварца //Неделя горняка (Тезисы докладов). — М.: Изд-во МГТУ, 1994. С. 185—186.
3. Лeko В.К., Мазурин О.В. Свойства кварцевого стекла. — Л.: Наука, 1985.
4. Минералургия жильного кварца / Кыштымский горно-обогатительный комбинат, под ред. В.Г. Кузьмина, Б.Н. Кравца. — М.: Наука, 1990.
5. Якишин В.И. Гранулированный кварц мигматитовых комплексов — оптимальное сырье для получения кварцевого стекла / Геология метаморфических комплексов Урала. Вып. 127. 1976.

V. A. Isayev, V. T. Dubinchuk

EXAMINATION AND QUANTITATIVE ESTIMATION OF FLUID INCLUSIONS IN QUARTZ USING SCANNING ELECTRON MICROSCOPE (SEM)

Specimens picked from representative samples of nontransparent quartz varieties (milky-white, glass-like, granulated) from the Aktas, Dodo, Khus-Oyka, and Kyshtym deposits have been studied. An average size of fluid inclusions' (FI) area has been calculated. A SEM-based methodology for the estimation of FI concentrations in quartz has been proposed and tested. The results of quantitative estimation of FI sizes and contents are analysed from the standpoint of developing optimum technology for deep quartz purification from FI.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 552.321.5/6:553.493

© В. А. Дунаев, 1997

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БАДДЕЛЕИТ-АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

В. А. ДУНАЕВ (НИИ ВИОГЕМ)

Бадделеит-апатит-магнетитовые месторождения образуют в массивах ультраосновных щелочных пород рудно-карбонатитовые узлы стволowego, наиболее продуктивного, и конического типа, либо локализуются в породах кровли массива в виде рудного штокверка. Форма рудных тел преимущественно столбообразная и кольцевая (субцилиндрическая и центриклинальная). Характерны кольцевое распределение и высокая изменчивость оруденения в плане и выдержанность его по вертикали с сохранением промышленных параметров до глубины свыше 1 км.

В большинстве классификаций [9] фосфорное, титановое и железное оруденение в массивах платформенной магматической формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (УЩК) относится к единой апатит-перовскит-магнетитовой формации. Это вызывает возражение, поскольку в одну формацию попадают месторождения, обладающие различным минеральным составом руд и генезисом. Месторождения перовскит-магнетитовых руд, а точнее перовскит-титаномангнетитовых (содержание титана в магнетите этих руд превышает 4 %), представляют собой рудные ультрамафиты (оливиниты и пироксениты), связанные с ранним этапом становления массивов, а апатит-магнетитовое оруденение — один из продуктов позднего и совершенно иного по механизму проявления рудно-карбонатитового этапа. В.М.Григорьев [11] справедливо рассматривает апатит-магнетитовые месторождения в массивах УЩК как обособленный промышленно-формационный тип. По нашему мнению, эту формацию лучше назвать бадделеит-апатит-магнетитовой, поскольку бадделеит является типоморфным и промышленно ценным минералом, образующим с апатитом и магнетитом единый парагенезис. Такое уточнение в названии формации исключило бы возможность спутать ее с апатит-магнетитовой формацией в андезитах и сиенитах, которая выделена в ряде существующих классификаций [9].

Массивы платформенной формации УЩК приурочены к глубинным зонам тектонической активизации, часто проявленными рифтовыми разломами. Они относятся к интрузиям центрального типа и образуют сложно построенные концентрически-зональные многофазные субцилиндрические и конические тела, вертикально уходящие своими корнями в верхнюю мантию. Площадь массивов УЩК, вмещающих месторождения рассматриваемой формации, колеблется от 9 до 42 км². Происхождение этих массивов во многом неясное. Решающими факторами их возникновения являются вертикальное давление восходящего столба магмы в сочетании с проплавлением пород кровли и эксплозиями [8, 12].

Массивы УЩК обычно сложены четырьмя группами пород (в последовательности формирования): оливинитами, якупирангитами (пироксенитами), ийолитами-мельтейгитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами; рудами и карбонатитами (рис. 1). Вокруг массивов развиты ореолы фенитизации пород рамы. В настоящее время большинство исследователей признает ведущую роль расплавных инъекций при рудо- и карбонатитообразовании. Эти расплавы были последними продуктами глубинного фракционирования щелочно-ультраосновной магмы при ведущей роли ликвации [5]. Характерна следующая последовательность

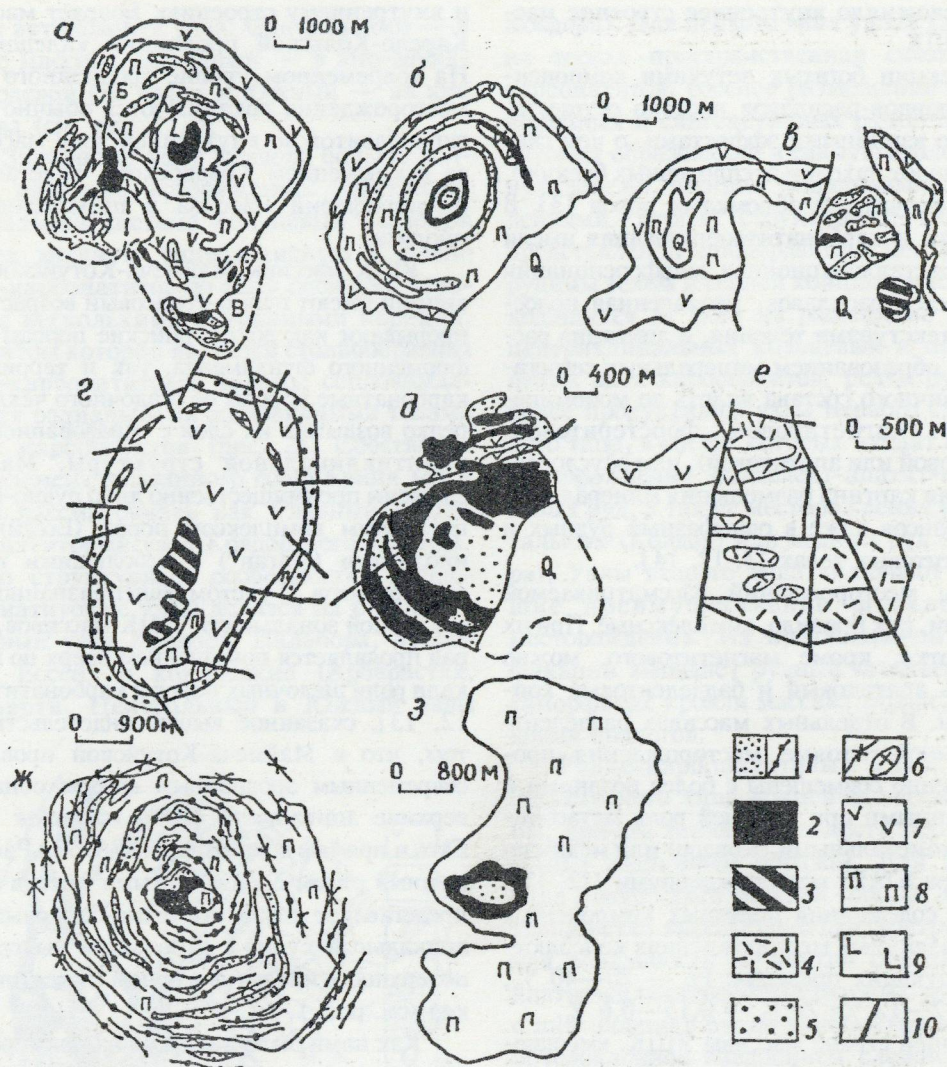


Рис. 1. Строение массивов УЗК а — Ковдорский [4, 12], б — Себлярьви [12], в — Вудриярви [12], г — Маган [1], д — Ессей [1], е — Ыраас [13], ж — Арбарастах [13], з — Палабора [14], вмещающих месторождения бадделсит-апатит-магнетитовой формации:

1 — карбонаты (а — крупные тела, б — маломощные дайки и линзы); 2 — бадделсит-апатит-магнетитовые руды; 3 — нерасчлененные руды и карбонаты; 4 — штокверковое бадделсит-апатит-магнетитовое оруденение в гнейсах кровли массива; 5 — апатит-пироксеновые руды маганского типа; 6 — дайки и линзы нефелиновых и щелочных сиенитов, ювитов; 7 — породы уртит-ийолит-мейтельгитовой серии; 8 — пироксениты и апопироксенитовые породы; 9 — оливиниты; 10 — разрывные нарушения. На рис. а пунктирным контуром показаны Западное рудно-карбонатное сооружение (А) и рудно-карбонатные узлы (Б — Центральный, В — Южный)

внедрения рудных и карбонатитовых дифференциатов: апатит-магнетит-силикатные руды — кальцитовые карбонаты, апатит-кальцит-магнетитовые руды (фоскориты, камафориты) — доломитовые, кальцит-доломитовые или кальцитовые с повышенной

магнезиальностью карбонаты. Внедрение последующих порций расплавов, как правило, сопровождалось частичной ассимиляцией и метасоматической переработкой ранее образованных пород и руд, что еще

более усложняло внутреннее строение массивов УЩК.

Инъекции богатых летучими компонентами флюидов-расплавов нередко осуществлялись со взрывными эффектами, о чем свидетельствуют находки взрывчатых брикетов, в т.ч. с округлыми обломками пород [3]. В ходе рудо- и карбонатитообразования имели место кристаллизационная дифференциация движущихся расплавов, проявленная полосчатыми текстурами течения, и ликвация расплавов с образованием минеральных сегрегаций различного состава вплоть до мономинеральных (магнетитовой, форстеритовой, кальцитовой или апатитовой), чем обусловлена пестрая картина размещения минеральных парагенезисов даже в однофазных рудных и карбонатитовых телах [3, 12, 14].

Руды месторождений рассматриваемой формации, как правило, комплексные. При их переработке, кроме магнетитового, можно получать апатитовый и бадделейтовый концентраты. В отдельных массивах бадделейт-апатит-магнетитовые месторождения пространственно совмещены с более поздними и образованными при ведущей роли метасоматоза редкометалльными (Ковдор) или медными (Палабора, ЮАР) месторождениями [12, 13]. Средние содержания полезных компонентов руд на различных месторождениях колеблются в следующих пределах: Fe — 20—40 %, P_2O_5 — 2—12 %; ZrO_2 — 0,15—0,6 %.

В нашей стране массивы УЩК, вмещающие месторождения бадделейт-апатит-магнетитовой формации, расположены главным образом в двух провинциях: Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской. Один массив (Арбарастахский) известен в Алданской провинции и один за рубежом (Палабора, ЮАР). Слабо изучена пока рудоносность уджинского УЩК комплекса, расположенного на северном склоне Анабарского щита под пермско-мезозойскими отложениями. По предварительным данным, в массиве Томтор* этого комплекса сосредоточены крупные запасы апатит-магнетитовых руд [7]. Массивы указанных выше двух провинций существенно отличаются друг от друга по времени, условиям формирования

и внутреннему строению. Возраст массивов Карело-Кольской провинции каледонский. На современном уровне эрозионного среза месторождения локализуются обычно среди гипербазитов во внутренней зоне массивов, за исключением Ковдорского, залегающего на периферии массива в пироксенитах и ийолитах.

УЩК массивы Маймеча-Котуйской провинции имеют пермо-триасовый возраст. Они прорывают как докембрийские породы платформенного фундамента, так и терригенно-карбонатные породы ее осадочного чехла, нередко воздымая их слои с образованием брахиантиклинальной структуры. Массивы сложены преимущественно либо рудно-карбонатитовым комплексом пород (Ессей) либо ийолитами (Маган*) с небольшими телами гипербазитов. С учетом общепризнанной вертикальной зональности УЩК массивов, которая проявляется повышением вверх по вертикали роли щелочных пород и карбонатитов [7, 12, 13], сказанное выше свидетельствует о том, что в Маймеча-Котуйской провинции современным эрозионным срезом обнажены верхние апикальные части массивов УЩК. Есть и прямые доказательства этого. Расположенный рядом с упомянутыми массив Ыраас представляет собой мозаично-блоковый над-апикальный купол с небольшим выходом на поверхность ийолитов в одном из тектоноблоков (см. рис. 1, е).

Как нами было показано на примере Ковдорского массива [4], рудные месторождения являются составной частью структуры более низкого порядка — рудно-карбонатитового узла как совокупности парагенетически связанных между собой тел рудно-силикатных и более поздних рудно-карбонатитовых образований, имеющих единый глубинный центр. Рудно-карбонатитовые образования, дифференцируясь на сингенетичные безрудные карбонатиты и апатит-кальцит-магнетитовые, кальцит-форстерит-магнетитовые руды (фоскориты, камафориты), часто дают самостоятельные тела, дополнительно усложняя структуру рудно-карбонатитового узла. Для большинства массивов УЩК характерен один такой центр, совпадающий в плане с центром массива (Себляярви, Арбарастах, Ессей, Маган) либо размещенный эксцентрично относительно него (Вуориярви, Палабора). Только для Ковдорского массива установле-

* По данным сотрудников ВИМСа, указанные массивы не содержат бадделейта и относятся к образованиям иных стадий сложного карбонатитового процесса (прим. ред.).

но три автономных узла: Центральный — в центре массива, Западный — в юго-западной краевой его части и Южный — на юге массива (см. рис. 1, а).

К Западному узлу Ковдора больше подходит название «сооружение», поскольку бифокальная система кольцевых разломов создала мощную спиралевидную в плане рудно-карбонатитовую зону сложного строения с несколькими глубинными корнями, элементом которой является столбообразная рудно-карбонатитовая залежь, сопровождающаяся радиальными жилковидными телами руд и карбонатитов (рис. 2). Собственно этот элемент указанного сооружения мы и будем рассматривать как Главный рудно-карбонатитовый узел Ковдорского массива.

По структурным особенностям рудно-карбонатитовые узлы делятся на стволовые (Главный узел Ковдора, Палабора, Вуориярви, Ессей) и конические (Арбарастах, Себляярви, Центральный и Южный узлы

Ковдора). Для первого типа узлов характерна тесная пространственная связь руд и карбонатитов, соосное размещение тел разнофазных и сингенетичных рудно-карбонатитовых образований в единую столбообразную залежь, иногда с радиальными ответвлениями. Второй структурный тип узлов представлен столбообразными центральным рудным телом и серией концентрически расходящихся от него на расстояние до 2 км центриклинальных кольцевых и полукольцевых даек карбонатитов, редко руд. Наиболее продуктивны узлы первого структурного типа, в состав которых входят крупные месторождения бадделит-апатит-магнетитовых руд, а также месторождения редкометальных (Ковдор) или медных руд (Палабора). Узлы второго типа включают небольшие преимущественно штокверковые месторождения. Из предложенной классификации выпадает рудный штокверк в метаморфитах кровли массива Ыраас, не имеющий аналогов.

Рудно-карбонатитовые узлы первого структурного типа концентрически-зональны, причем такая зональность проявляется самым различным образом. Для Главного узла Ковдорского массива (рис. 3, а) характерна четко выраженная центростремительная зональность — внутри столба ранних апатит-силикатно-магнетитовых руд соосно с ним залегает рудно-карбонатитовое ядро, обусловленное внедрением сложно построенного трубообразного тела карбонатитов и апатит-кальцит-магнетитовых руд, которое, в свою очередь, включает такое же по морфологии, но гораздо меньшее по размерам тело тетрафлогопит-кальцитовых карбонатитов с редкометальным оруденением. В результате этого весь узел представляет по сути единую залежь комплексных руд с ведущей ролью магнетитового оруденения. Элементы центростремительной зональности прослеживаются и в рудно-карбонатитовом узле Ессей. Центральная часть его сложена карбонатитами, а по периферии узла прослеживается сформированная раньше карбонатитов неполнокольцевая рудная залежь (см. рис. 1, б).

В массиве Вуориярви стволовое тело ранних апатит-магнетит-силикатных руд прорвано соосным ему телом пострудных дизанолитовых и более поздних форстерит-

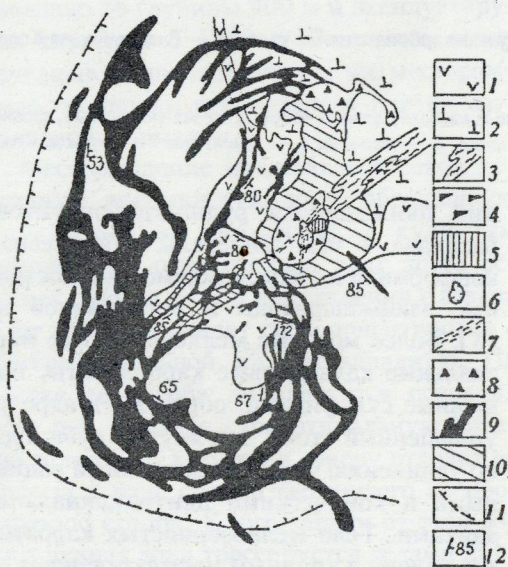


Рис. 2. Схема геологического строения Западного рудно-карбонатитового сооружения Ковдорского массива:

1 — ийолиты; 2 — гипербазиты; 3 — зона сближенных даек и прожилков доломитовых карбонатитов; 4 — тремолит-доломит-магнетитовые руды; 5 — доломит-форстерит-магнетитовые руды; 6 — тело редкометальных руд; 7 — зоны тетрафлогопит-форстерит-кальцитовых карбонатитов; 8 — апатит-кальцит-магнетитовые руды; 9 — форстерит-кальцитовые карбонатиты; 10 — апатит-силикатно-магнетитовые руды; 11 — граница ореола фенитизации гнейсов, вмещающих массив; 12 — элементы залегания карбонатитовых тел

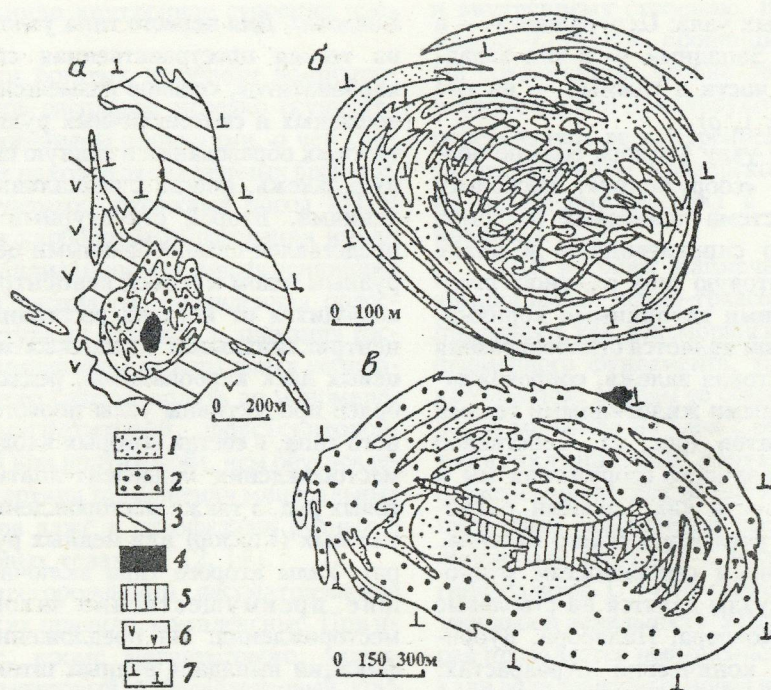


Рис. 3. Концентрически-зональное строение стволовых рудно-карбонатитовых узлов: а — Главный узел Ковдора; б — Вуориярви [10], в — Палабора [8]:

1 — карбонаты; руды: 2 — апатит-кальцит-магнетитовые и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые, фоскориты, 3 — апатит-силикатно-магнетитовые, 4 — редкометалльные, 5 — медные; 6 — ийолиты; 7 — пироксениты

кальцитовых карбонатитов в целом такой же формы, но гораздо большего сечения и не сплошного, а сетчато-ячеистого строения. В результате этого центральная часть узла представлена телом апатит-форстерит-магнетитовых руд, инъецированным сложной сетью дайковидных карбонатитовых тел, а периферическая — кольцевой зоной карбонатитов. С учетом того, что ранние дизанолитовые карбонатиты тяготеют к центральной части узла, а его периферия представлена в основном форстерит-кальцитовыми карбонатитами, можно говорить о центробежной концентрической зональности узла (см. рис. 3, б).

Стволовой рудно-карбонатитовый узел массива Палабора (см. рис. 3, в) состоит из карбонатитового ядра и фоскоритовой оболочки, являющейся месторождением бадделит-apatит-магнетитовых руд, причем крупнозернистые форстерит-кальцитовые карбонатиты и фоскориты представляют собой сингенетичные продукты дифференци-

ции движущегося рудно-карбонатитового расплава, о чем свидетельствуют тесная и конформная их перемежаемость и постепенные взаимопереходы в пограничной зоне [8]. Более молодые мелкозернистые магнезиальные кальцитовые карбонатиты, насыщенные сульфидами, образуют в ядре узла уплотненный столб, вытянутый субширотно по удлинению узла и осложненный радиальными и коническими центриклинальными дайками. Тело мелкозернистых карбонатитов является крупным месторождением медных руд борнит-халькопирит-кальцитового минерального типа [12].

Таким образом, месторождения бадделит-apatит-магнетитовой формации представлены в УЩК массивах отвесными столбами сплошного (Главный узел Ковдора, Вуориярви и др.) или штокверкового (Арбастах, Центральный узел Ковдора) оруденения, субцилиндрической кольцевой (Палабора) или центриклинальной неполнокольцевой (Ессей) залежами, иногда в

сочетании с дайковидными радиальными (Ковдор) или центриклинальными неполнокольцевыми (Себляярви) телами, штокверком неясной морфологии в тектоноблоках кровли массива (Ыраас).

Ковдорский массив ультраосновных щелочных пород является уникальным по количеству рудно-карбонатитовых узлов, масштабу оруденения и комплексу полезных компонентов. Это обусловлено его большими размерами, высокой степенью дифференциации, выраженной широким спектром пород ультрабазитового и особенно щелочного и рудно-карбонатитового ряда, активным тектоническим режимом в течение длительного периода формирования массива. Важно также подчеркнуть сравнительно мощную для массивов с таким уровнем эрозионного среза оболочку щелочных пород и связанный с ней ореол фенитизации пород рамы. Ковдорский массив детально изучен с применением буровых работ, а Ковдорское месторождение комплексных железных руд разведано до глубины 900 м и эксплуатируется карьером с 1959 г. Сказанное выше безусловно позволяет считать это месторождение эталонным для бадделеит-апатит-магнетитовой формации.

Месторождение представляет собой дуговидную прерывистую зону, обращенную выпуклостью на юго-восток, с кулисным размещением относительно друг друга основных рудных тел. В направлении с севера на юг эта зона меняет свою ориентировку с субмеридиональной на юго-западную. На участке ее изгиба локализуется основная масса руд, образуя субвертикальную Главную залежь, от которой к северу отходит ее апофиза в виде сильно вытянутого по простиранию столба. К юго-западу от этой залежи рудная зона трассируется телами линзо- и жилевидной формы и отвесного падения. Общая протяженность месторождения около 2,4 км, размеры Главной залежи в плане 500×800 м.

Рудные и карбонатитовые образования месторождения идентичны по парагенезису слагающих их минералов и образуют два резко отличающихся друг от друга количественным соотношением карбонатов (главным образом кальцита) и силикатов (форстерита, флогопита, редко пироксена) минеральных комплексов (в последовательности формирова-

ния): апатит-силикатно-магнетитовый и апатит-карбонатно-магнетитовый. Остальные типы руд и пород объединяются в следующие два комплекса: редкометальный, формирующийся за апатит-карбонатитовым, и наиболее поздний тремолит-доломит-магнетитовый. Бадделеит является сквозным минералом и встречается в рудах всех четырех комплексов.

Структура Ковдорского месторождения — следствие многократного оживления дуговидной зоны разломов, периодически вскрывавшей глубинную камеру с эпицентром в месте изгиба этой зоны, что обусловило последовательное появление здесь основных структурных форм центрального типа. В целом намечается четыре этапа такого оживления (рис. 4)*.

На первом этапе образовалась рудно-эксплозивная трубка, вместившая подавляющую часть апатит-силикатно-магнетитовых руд первого комплекса (форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых), образованных при раскристаллизации рудного расплава, в окружении маложелезистых апатит-форстеритовых (флогопитовых) околорудных метасоматитов.

Второй этап характеризовался генерацией глубинной камерой карбонатитового расплава и возникновением зон кольцевых разломов с двумя фокусами: центриклинального кольца в юго-западной части месторождения и конфокальных субцилиндрической и неполнокольцевой центриклинальной зон, фокус которых располагался в центре трубообразной части Главного рудного тела. При этом разнофокусные центриклинальные зоны соединились, образовав общую спиралевидную в плане зону разломов, которая, наряду с возникшими одновременно с ней радиальными и тангенциальными трещинами контролировала размещение тел форстерит-кальцитовых карбонатитов. Внедрение карбонатитового расплава по субцилиндрической зоне кольцевых трещин в ранние апатит-силикатно-магнетитовые руды сопровождалось метасоматической их переработкой в апатит-карбонатно-маг-

* Временные соотношения разнотипных пород и руд карбонатного комплекса не согласуются с результатами авторов (Е.М.Эпштейн, Н.А.Дальниченко, 1988; Е.М.Эпштейн, 1994) более ранних публикаций (прим. ред.)

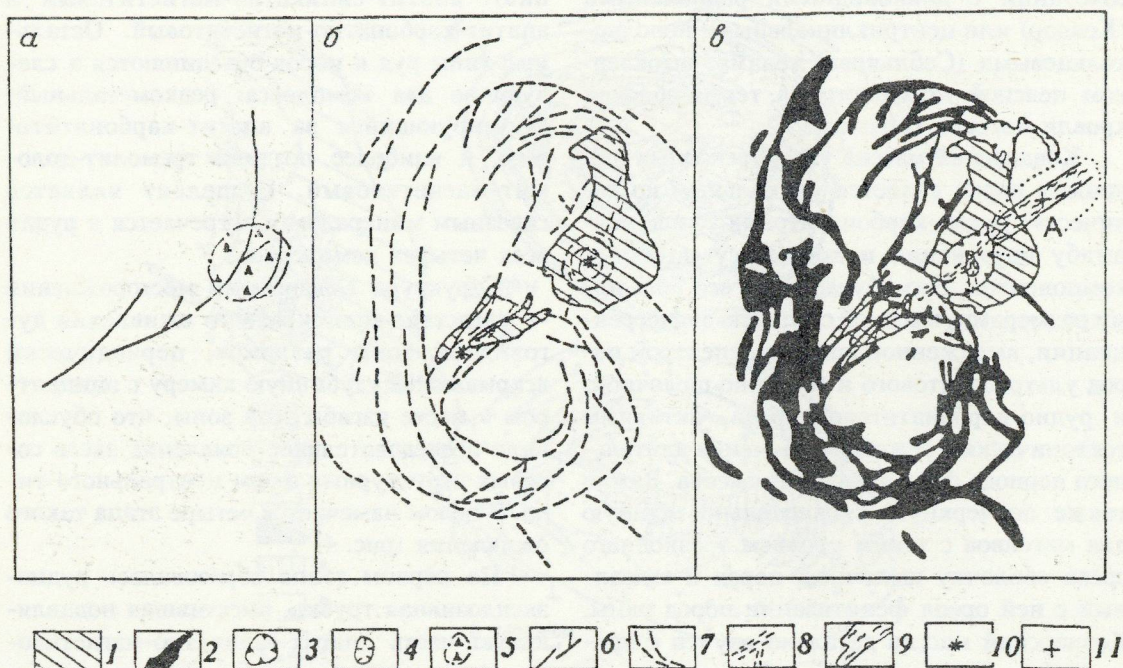


Рис. 4. Динамика формирования структуры Западного рудно-карбонатного сооружения Ковдора (а-в — структурная обстановка в начальный период первого, второго и третьего этапов. Фрагмент «А» — то же для четвертого этапа):

1 — апатит-силикатно-магнетитовые руды; 2 — форстерит-кальцитовые карбонаты; 3 — контур тел апатит-карбонатно-магнетитового комплекса; 4 — контур тела редкометалльных руд; 5 — рудно-взрывная трубка; 6 — разрывные нарушения различных этапов: 6 — первого, 7 — второго, 8 — третьего, 9 — четвертого; 10 — фокусы кольцевых разломов второго этапа; 11 — эпицентр глубинной камеры, генерирующей рудно-карбонатитовые продукты четвертого этапа

нетитовые руды. При этом имело место и обогащение железом карбонатитового расплава за счет ассимиляции ранних руд, что с учетом последующей его дифференциации привело к формированию некоторой части руд второго комплекса.

На третьем этапе возник столбообразный штокверк тетрафлогопит-форстерит-кальцитовых карбонатитов, соосный с субцилиндрической зоной кольцевых разломов предшествующего этапа. Этот штокверк контролировал размещение редкометалльных руд, которые являются продуктами метасоматической переработки образований второго минерального комплекса под влиянием растворов, сопровождающих внедрение указанных карбонатитов.

Четвертый этап характеризовался оживлением только юго-западной ветви рудоконтролирующего дугообразного разлома, разрастанием ее в северо-восточном направ-

лении и сменой кальцитового профиля карбонатитообразования на доломитовый. Основной глубинный рудогенерирующий очаг в этот этап дал столб доломит-форстерит-магнетитовых руд, близко соосный (с некоторым смещением на восток) с рудными столбами предшествующих этапов. Северо-восточным продолжением указанной выше ветви рудоконтролирующей дуги вскрыт новый глубинный очаг рудо- и карбонатитообразования в результате деятельности которого во вмещающих гипербазитах был сформирован субвертикальный столб тремолит-доломит-магнетитовых руд и доломитовых карбонатитов, сужающийся кверху и переходящий по восстанию в жильную зону доломитовых карбонатитов. Вследствие сильной структурной анизотропии среды, обусловленной наличием субпараллельных густых трещин в зоне контролирующего разлома, и относительной слабой механической

активности магматических продуктов завершающего этапа рудо- и карбонатитообразования рудное тело сильно уплощено и вытянуто по простиранию этого разлома, а жильные тела карбонатитов линейны и развиваются строго в его границах.

Для Главной залежи Ковдорского месторождения характерна высокая пространственная изменчивость в плане различных типов руд и концентраций железа. Это обусловлено особенностями ее генезиса: полистадийным внедрением рудных и карбонатитовых расплавов, сопровождавшимся метасоматическими изменениями более ранних образований, по сложной сети дугообразных и кольцевых трещин, а также дифференциацией расплавов каждой стадии с появлением сегрегаций различных минеральных парагенезисов. В то же время на таком пестром фоне достаточно четко прослеживается концентрически-зональное (кольцевое) строение залежи. Периферия ее южного трубообразного фрагмента и практически полностью северная апофиза сложены апатит-силикатно-магнетитовыми рудами, составляющими 60 % балансовых запасов, причем указанная апофиза и восточный бок южного фрагмента залежи образуют непрерывную субмеридиональную зону длиной 1,2 км и шириной 200—300 м. В контуре апатит-силикатно-магнетитовых руд по направлению внутрь залежи наблюдается смена маложелезистых апатит-форстеритовых руд (среднее содержание железа 10,87 %) апатит-форстеритовых-магнетитовыми рудами (среднее содержание железа 25,9 %), среди которых выделяются участки, сложенные существенно форстерит-магнетитовыми рудами, содержащими в среднем 35,1 % железа. Границы между указанными типами руд нечеткие и извилистые. Описанная картина наглядно проявляется на плане рудной залежи в изолиниях содержания железа (рис. 5).

Внутренняя часть южного фрагмента рудной залежи («карбонатное ядро») сложена преимущественно образованиями апатит-карбонатно-магнетитового комплекса и его редкометального аналога. Для карбонатного ядра особенно характерны пестрота типов руд и высокая изменчивость содержания железа в них, поскольку именно здесь по сложной сети кольцевых субцилиндрических разломов с участием взрывных явлений происходило внедрение в первичные апатит-силикатно-

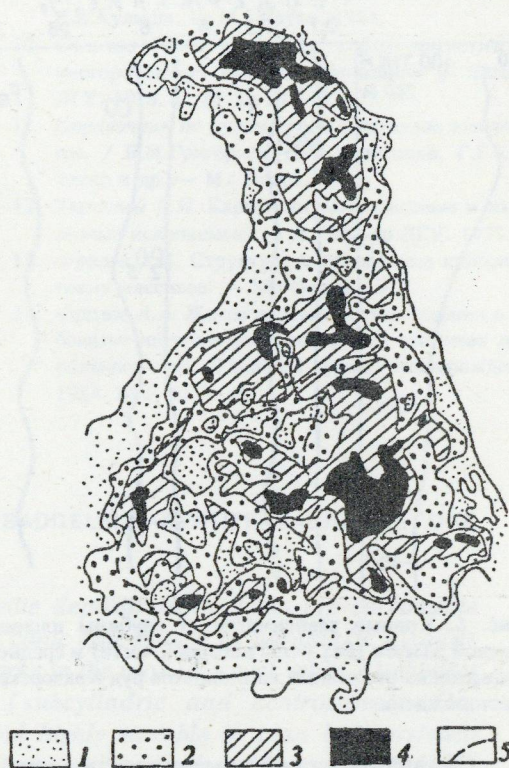


Рис. 5. План Главной рудной залежи Ковдорского месторождения в изоконцентрах железа, по данным эксплуатационного опробования:

руды с содержанием железа, %: 1 — от 5 до 15; 2 — от 15 до 25; 3 — от 25 до 35; 4 — свыше 35; 5 — контур «карбонатного ядра» залежи

магнетитовые руды нескольких порций рудно-карбонатитовых расплавов с последовательным образованием апатит-карбонатно-магнетитовых, редкометальных и доломит-форстерит-магнетитовых руд. Однако и в пределах карбонатного ядра залежи достаточно четко прослеживается кольцевой рисунок изоконцентрат железа. Наиболее богатые этим компонентом участки образуют по периферии ядра прерывистое кольцо. Они соответствуют участкам реликтовых апатит-силикатно-магнетитовых руд и наиболее богатых разновидностей руд апатит-карбонатно-магнетитового комплекса. Участки с пониженным содержанием железа по своему пространственному положению отвечают телам карбонатитов. Они тяготеют к внутренним частям ядра и также имеют прерывисто-кольцевое развитие.

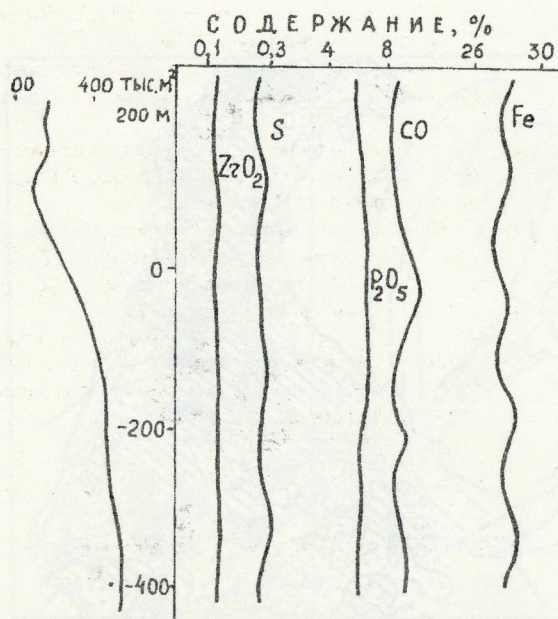


Рис. 6. Кривые зависимости от глубины площади рудной залежи (без учета нагорной части) и среднего содержания различных компонентов руд Ковдорского месторождения.

Обладая высокой изменчивостью оруденения в плане, Главная рудная залежь очень устойчива по этому показателю в вертикальном направлении. Столбообразные тела отдельных слагающих ее типов руд и карбонатов прослеживаются без сколько-нибудь резких изменений по форме и размерам горизонтального сечения на глубину 600—800 м. При этом соотношение различных типов руд и безрудных включений в залежи меняется незначительно. Среднее содержание железа по типам руд и в целом по залежи достаточно стабильно, как и среднее содержание других компонентов, регламентирующих качество руд: S, P_2O_5 , CO_2 , ZrO_2 (рис. 6). Несколькими структурными скважинами оруденение Ковдорского месторождения прослежено на глубину около 2 км без признаков выклинивания или смены минеральных парагенезисов. В этом вертикальном интервале установлено постоянство состава апатита и слюд и некоторое уменьшение содержания MgO и MnO в магнетите [2]. Кольцевой характер распределения и высокая изменчивость оруденения в плане при устойчивости его по вертикали характерна и для месторождения Палабора (ЮАР), разведанного на глубину около 1 км [12, 14]. По А.А.Фролову [14], вертикальный интер-

вал развития бадделейт-апатит-магнетитовых руд в УЩК массивах составляет не менее 5 км.

Таким образом, месторождения бадделейт-апатит-магнетитовой формации локализуются в УЩК массивах и представлены отвесными столбообразными и кольцевыми (субцилиндрическими и центриклинальными) рудными залежами, иногда в сочетании с дайковидными радиальными и неполнокольцевыми центриклинальными рудными телами. При этом рудные залежи являются частью рудно-карбонатитовых узлов — совокупности парагенетических тел руд и карбонатитов с единым глубинным центром. Иногда формируются целые рудно-карбонатитовые сооружения с несколькими глубинными центрами (Ковдор). По структурным особенностям выделяются конические и стволовые узлы. С первыми связаны небольшие месторождения преимущественно штокверкового оруденения. В узлах второго типа, имеющих в плане концентрически-зональное строение (результат главным образом многофазного внедрения соосных карбонатитовых тел), локализованы крупные месторождения, вмещающие иногда более позднее по сравнению с бадделейт-апатит-магнетитовым редкометальное (Ковдор) или медное (Палабора) оруденение. Особняком в рассматриваемой формации стоит месторождение Ыраас, представленное рудным штокверком в породах кровли УЩК массива. Для бадделейт-апатит-магнетитовых месторождений характерно кольцевое распределение и высокая изменчивость оруденения в плане, но по вертикали оно очень выдержано и сохраняет промышленные параметры на глубину 1—2 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апатитовые месторождения Маймеча-Котуйской провинции и их геолого-экономическая оценка. /В.П.Богадина, Е.Л.Данилин, Л.С.Егоров и др. - Новосибирск: Наука, 1983.
2. Багдасаров Ю.А. Вертикальная зональность Ковдорского апатит-магнетитового месторождения // Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 41—49.
3. Дунаев В.А. Структура Ковдорского месторождения // Геология рудных месторождений. 1982. № 3. С. 28—36.
4. Дунаев В.А. Рудно-карбонатитовые узлы Ковдорского массива ультраосновных щелочных пород //

- Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 10. С. 83—86.
5. Егоров Л.С. Щелочно-ультраосновной магматизм и его минералогия // Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 24—40.
 6. Калугин А.С., Калугина Т.С., Иванов В.И. и др. Железорудные месторождения Сибири. — Новосибирск: Наука, 1981.
 7. Магматическая формация. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. / В.Л.Масайтис, В.М.Москалева, Н.А.Румянцев и др. — Л.: Недра, 1983.
 8. Невский В.А., Фролов А.А. Структура рудных месторождений кольцевого типа. — М.: Недра, 1985.
 9. Основные типы рудных формаций: Терминологический справочник / Под ред. Ю.А.Косыгина, Е.А.Кулиша. — М.: Наука, 1984.
 10. Солопов Ю.А. Структура апатит-магнетитового месторождения массива Вуориярви // Записки ЛГУ. 1978. Т. 25. С. 34—37.
 11. Справочник по рудам черных металлов для геологов. / В.М.Григорьев, Д.Ф.Борисенко, Г.Г.Кравченко и др. — М.: Недра, 1985.
 12. Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.
 13. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. — М.: Недра, 1975.
 14. Фролов А.А. Железорудные месторождения в карбонатит-щелочно-ультраосновных массивах центрального типа // Геология рудных месторождений. 1984. № 1. С. 9—21.

V. A. Dunayev

REGULARITIES OF LOCALIZATION OF BADDELEITE-APATITE-MAGNETITE ORE DEPOSITS

It is shown that baddeleite-apatite-magnetite deposits either form ore-carbonatite nodes of stock (the most productive) and conic type hosted in ultramafic alkaline rock masses or are localized as ore stockworks in the roof of a rock mass. Orebodies are typically columnar and annular (subcylindric and centroclinal). Ore mineralization is annularly distributed and highly variable in plan but persistent along the vertical, with commercial grade pertained to depths of more than 1 km.

УДК 553.411.497.2 /470.54/

© А. А. Черемисин, А. Г. Злотник-Хоткевич, 1997

ВОРОНЦОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

А. А. ЧЕРЕМИСИН, А. Г. ЗЛОТНИК-ХОТКЕВИЧ (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены региональная позиция и строение месторождения, типы минеральных комплексов рудного поля, приводится характеристика рудовмещающих толщ, околорудных метасоматитов, золоторудной минерализации. Оруденение развито в приконтактовой зоне карбонатных и перекрывающих их вулканогенно-осадочных пород в пределах локального антиклинального поднятия, в ядерной части которого расположены сателлиты Ауэрбаховской интрузии и дайки. Экзоконтактовой зоной массива определяется зональность метасоматитов и распространение золотой минерализации, образующих факелообразный ореол вокруг выступа массива и его сателлитов.

Воронцовское золоторудное месторождение находится в пределах Краснотурьинского рудного узла, где широко проявлены комплексные медно- и железо(магнетит)-скарновые месторождения, с которыми ассоциируют проявления медно-порфирового и жильного зо-

лото-сульфидно-кварцевого оруденения. Узел характеризуется также наличием продуктивных россыпей золота Северного Урала.

Воронцовское месторождение относится к золото-сульфидной формации, харак-

теризуется золото-сурьмяно-ртутным геохимическим типом руд и резко выделяется среди типичных уральских месторождений этой формации наличием в руде киновари, реальгара, аурипигмента, антимонита, а также развитием в рудовмещающих породах гидрослюдистых метасоматитов, аргиллизитов и пропилитов.

Позиция и геологическое строение рудного поля. Рудный узел охватывает крупную вулcano-тектоническую депрессию, принадлежащую краевому андезитоидному вулcano-плутоническому поясу [1, 6, 7] нижнего-среднего девона. Пояс андезитоидного вулканизма протягивается в меридиональном направлении в восточной краевой части Тагильской эвгеосинклинали. На востоке пояс граничит с Верхотурским антиклинорием по глубинному Серовско-Маукскому разлому, который фиксируется телами серпентинизированных гипербазитов (рис. 1).

Центральная часть вулcano-тектонической депрессии прорвана многофазным Ауэрбаховским массивом гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации, составляющих с вмещающими вулканитами андезитового состава вулcano-плутонический комплекс, с которым связана комплексная рудно-магматическая система [4].

Современная структура толщ, вмещающих интрузив, представляет собой грабен-синклиналь, протягивающуюся в междуречье рек Турьи и Каквы в меридиональном направлении на 35 км при ширине 18 км. В ядре синклинали выходят вулканогенные, вулканогенно-осадочные породы и известняки, объединяемые в краснотурьинскую свиту (кобленц — нижний эйфель). Крылья синклинали сложены породами туринской свиты: трахиандезитами, трахибазальтами, базальтовыми порфиритами, туфогенно-осадочными породами и редко известняками пржигодского возраста. Породы этой свиты со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием залегают на породах диабазовой и спилитовой ассоциации лландоверийско-венлокского возраста.

Синклиналь осложнена многочисленными разрывными нарушениями.

Ауэрбаховский интрузивный массив асимметричен. На севере преобладают диориты, которые часто сопровождаются телами габбро. В южном направлении

возрастает роль гранитоидов, а на самом юге отмечены граниты. В северо-западном экзоконтакте массива прослеживается шлейфоподобная зона мелких разобленных массивов — сателлитов, группирующихся в два пояса северо-западного направления.

Одна группа сателлитов и сопровождающих их скарновых месторождений образует цепочку северо-западного направления у северо-восточной оконечности массива, вторая — аналогичный пояс на продолжении юго-западного контакта массива. К этому поясу приурочены также золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые проявления и рассматриваемое Воронцовское золото-сульфидное месторождение.

Как внутри Ауэрбаховского массива, так и в его экзоконтактовой зоне широко развиты дайки диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, лампрофиров (керсантиты, вогезиты, спесартиты), диоритовых, пироксен-амфибол-плагиоклазовых порфиритов, диоритов, гранит-аплитов. Преобладают дайки диоритовых порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов.

В основании разреза пород рудного поля, представленного краснотурьинской свитой, залегает толща мраморизованных рифогенных известняков (фроловско-васильевская толща) мощностью около 1200 м, верхи которой (переходная зона) сложены светло-серыми известняками с примесью туфового материала и осадочной карбонатной брекчий со слабо выраженной слоистостью, часто подчеркнутой слоистым распределением сульфидов. Мощность переходной зоны составляет 200 м. Линзы карбонатных брекчий среди известняков выявлены на удалении до 150 м от контакта. Они сложены полуокатанными и окатанными обломками известняков размером до 20 см, сцементированными слоистым вулканогенно-осадочным материалом с примесью большого количества карбонатного материала и с почти постоянной примесью углистого вещества и сульфидов (пирит, пирротин, марказит), первичное отложение части которых синхронно осадконакоплению. Вулканогенно-осадочный материал цемента представлен кремнистыми и известково-кремнистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, пирокластический материал — обломками плагиоклаза, амфибола, пироксена, андези-

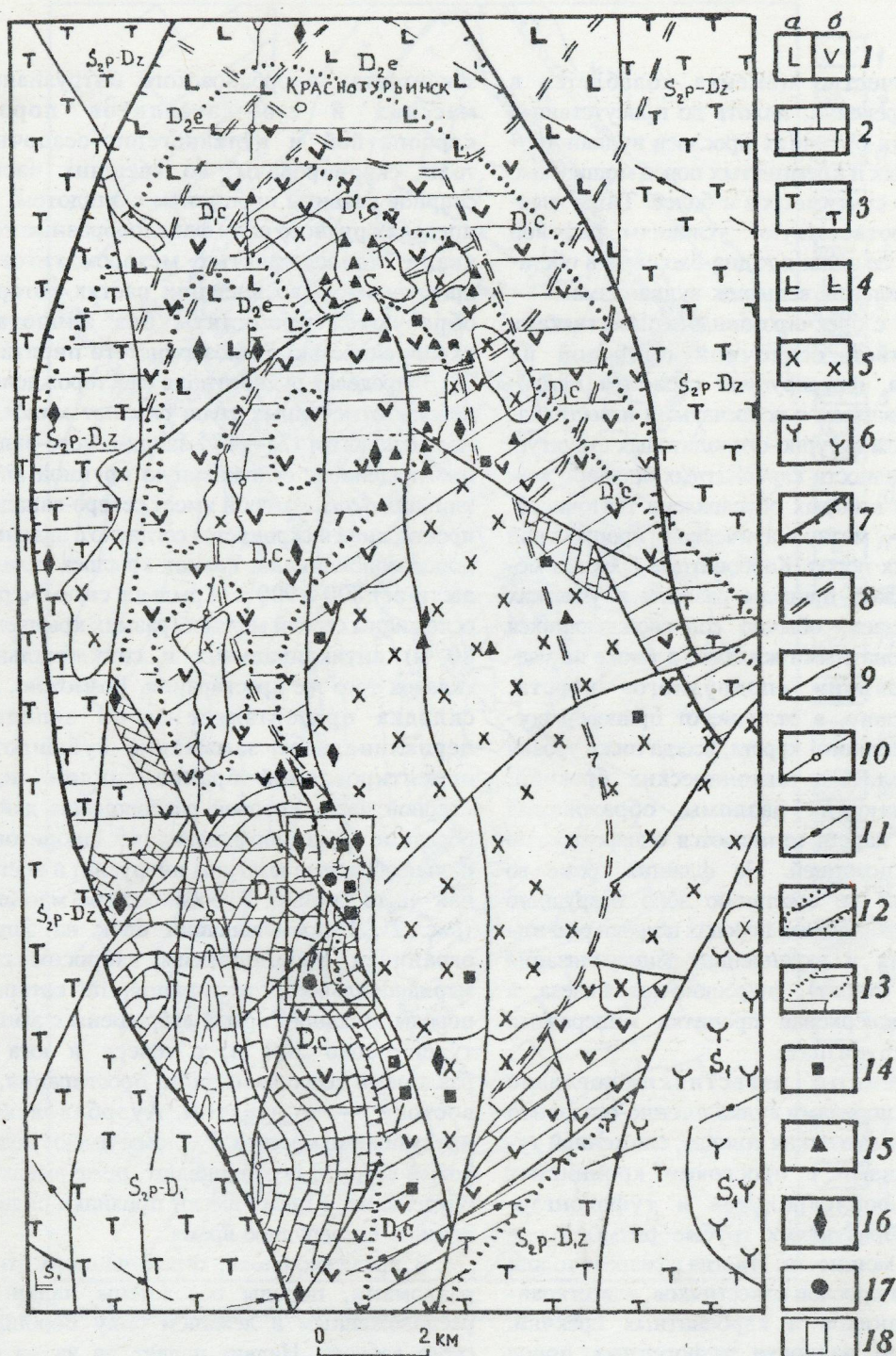


Рис. 1. Геолого-структурная схема Краснотурьинского (Аузрбаевского) рудного узла:

1 — андезитовая формация, $D_{1c}-D_{2e}$, с субформациями: а — андезитобазальтовой, б — дацит-андезитовой; 2 — рифогенно-карбонатная формация, D_{1c} ; 3 — трахиандезит-трахибазальтовая формация, $S_{2p-D1zq}$; 4 — риолит-дацит-базальтовая формация, S_1 ; формации интрузивных пород: 5 — габбро-диорит-гранодиоритовая, D_2 , 6 — дунит-гарцбургитовая, S_1 ; 7 — региональные разломы (штрих указывает направление падения сместителя); 8 — кольцевые разломы; 9 — второстепенные разломы; 10 — ось вулcano-тектонической депрессии; 11 — граница крупных блоков по глубинным разломам фундамента; 12 — площадь развития пироксен-гранатовых скарнов; 13 — площадь развития пироксен-эпидотовых скарнов, эпидотизитов; месторождения: 14 — скарново-магнетитовые, 15 — скарновые медно-магнетитовые, 16 — жильные золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые проявления, 17 — золото-сульфидное Воронцовское месторождение, 18 — Воронцовское рудное поле

тов. Количество цемента колеблется в широких пределах, вплоть до присутствия в карбонатных брекчиях прослоев вулканогенно-осадочных и кремнистых пород мощностью до десятков сантиметров и более. Типы известняков соответствуют условиям рифовой постройки, ее склона и дна бассейна в обстановке проявления всплеск вулканизма.

Наряду с брекчированными известняками с отчетливой осадочной природой их образования, фиксируемой слоистым цементом, чередованием с полосчатыми известняками, наличием сутурно-стилолитовых структур, выделены разности карбонатных брекчий, возникновение которых обусловлено тектоникой, а чаще — метасоматической проработкой карбонатных пород. Карбонатные брекчии метасоматической природы развиты в участках сгущения даек, обычно сопровождающихся кварц-карбонатными жилами, а также на участках развития «подрудного» карста, расположенного, в отличие от приповерхностного (экзогенного) карста, всегда ниже уровня рудных тел. От тектонических брекчий, сопровождающих разломы, образования подрудного карста отличаются однородностью состава и позицией. На флангах, реже во фронтальной по восстанию зоне подрудного карста, в карбонатных породах широко развиты прожилковая и вкрапленная минерализация сульфидов (пирит), гидроокислов железа, а также штокверковая пропитка минералами марганца (гаусманит).

Рифогенные известняки согласно перекрыты породами вулканогенно-осадочной толщи (башмаковская толща), сложенной туфопесчаниками с прослоями кремнистых пород, туфоалевролитов и туфоконгломератов, образующих грубые ритмы невыдержанной мощности. Иногда в разрезе толщи появляются прослои известняков, известковистых песчаников и карбонатных брекчий. Псефитовые разности туфогенных пород развиты преимущественно в верхней части толщи, мощность которой достигает 200 м.

Венчают разрез рудного поля вулканогенные породы андезитового состава, представленные лавами и их туфобрекчиями (богославенские лава и их туфобрекчии). Они налегают на туфогенно-осадочные породы с угловым несогласием, реже фиксируется их налегание непосредственно на карбонатные породы.

В северо-восточной части площади в эк-

зоконтактах Ауэрбаховского интрузивного массива и его сателлитов породы карбонатной и вулканогенно-осадочной толщ скарнированы, во внешних частях скарнов развиты пропилиты с эпидотом, а в пределах рудного поля факелообразные тела кварц-гидрослюдистых метасоматитов и аргиллизитов, во внешних частях которых образуются пропилиты без эпидота с вкрапленностью тонкозернистого пирита.

В пределах рудного поля (месторождения) породы отмеченных толщ слагают моноклинали с пологим ($25-45^\circ$) запад-северо-западным падением, осложненную крупной антиклиналью, ось которой имеет северо-западное простирание и склоняется согласно с падением пород моноклинали. Размах крыльев складки достигает 800—900 м. Крылья в свою очередь осложнены серией мелких (размах крыльев до 80 м) антиклинальных и синклинальных складок того же простирания. Возможно, эта складка представляет собой западное периклинальное замыкание субширотно ориентированной брахиантиклинали, в ядерной части которой расположены дайкообразные тела порфировидных диоритов и пальцеобразные выступы интрузии, а восточная часть срезана Ауэрбаховским массивом (рис. 2). Рудовмещающий блок на западе ограничен Воронцовским взбросом субмеридионального простирания, по которому породы западного крыла взброшены с амплитудой около 500 м, с севера и юга — разломами северо-западного простирания, на востоке — контактом Ауэрбаховского интрузивного массива. Разломы имеют додайковый возраст, ограничивают, реже вмещают оруденение, а также имеют признаки подновления в послерудное время.

В пределах блока, ограниченного этими разломами, породы осложнены надвигом, расположенным в лежащем боку Воронцовского взброса. Надвиг падает на запад под углом $45-60^\circ$, он субсогласен слоистости пород, проходит вблизи контакта карбонатной и вулканогенно-осадочной толщ и имеет более крутое залегание, чем слоистость. В результате по надвигу происходит сдвигание разреза, а также и рудных тел. Амплитуда перемещения составляет 50—80 м. Послерудный возраст перемещений по надвигу подтверждается наличием в плоскости сместителя милонитизированных сульфидов,

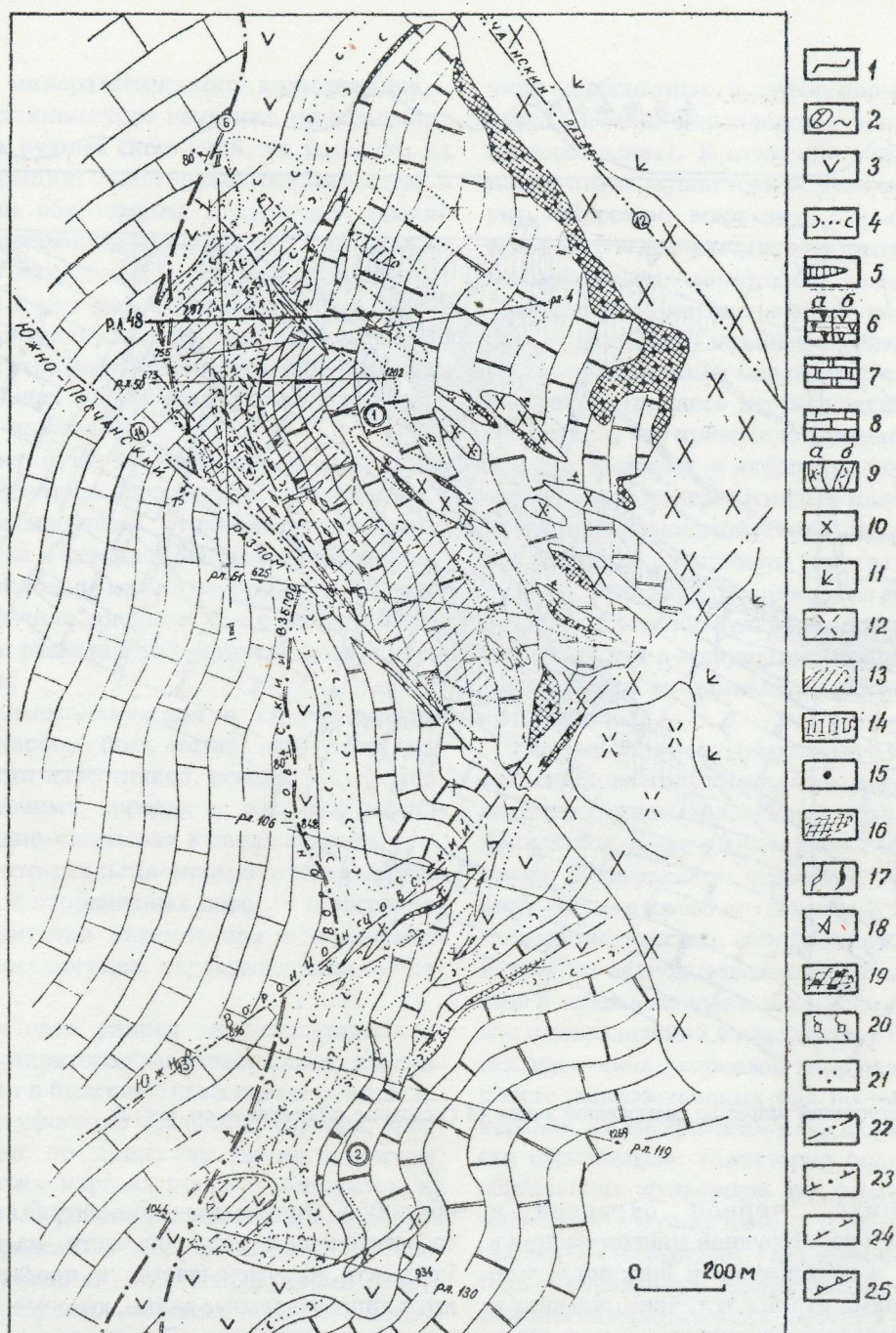


Рис. 2. Геолого-структурная карта Воронцовского рудного поля:

1 — аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 — карстовые отложения; 3 — андезитовые порфириты, их туфы и лавобрекчии (богословская толща); вулканогенно-осадочные породы (башмаковская толща): 4 — туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, 5 — кремнистые породы; карбонатные породы (фроловско-васильевская толща): 6 — карбонатная осадочная брекчия с цементом: а — более 10 %, б — менее 10 %, 7 — мрамор, 8 — известняк; 9 — дайки: а — диоритовых порфиритов, б — лампрофиров, диабазовых порфиритов; интрузивные породы Ауэрбаховского массива: 10 — диориты, 11 — субвулканические пироксен-плаггиоклазовые порфириты базальтового состава, 12 — гранодиориты; 13 — рудные тела в проекции на дневную поверхность; 14 — рудные тела с рядовыми содержаниями золота; 15 — участки проявления реальгар-аурипигментовой минерализации; 16 — рудные столбы; 17 — кварц-карбонатные метасоматические жилы; 18 — участки развития аргиллизитов; 19 — скарны с магнетитовой и сульфидно-магнетитовой минерализацией; 20 — метасоматическая и прожилковая сульфидная (пиритовая) минерализация; 21 — мрамор с сахаровидной структурой (зона «подрудного» карста); 22 — разломы, ограничивающие рудовмещающий блок; 23 — надвиг послерудный; 24 — граница коры химического выветривания; 25 — граница карстовой полости

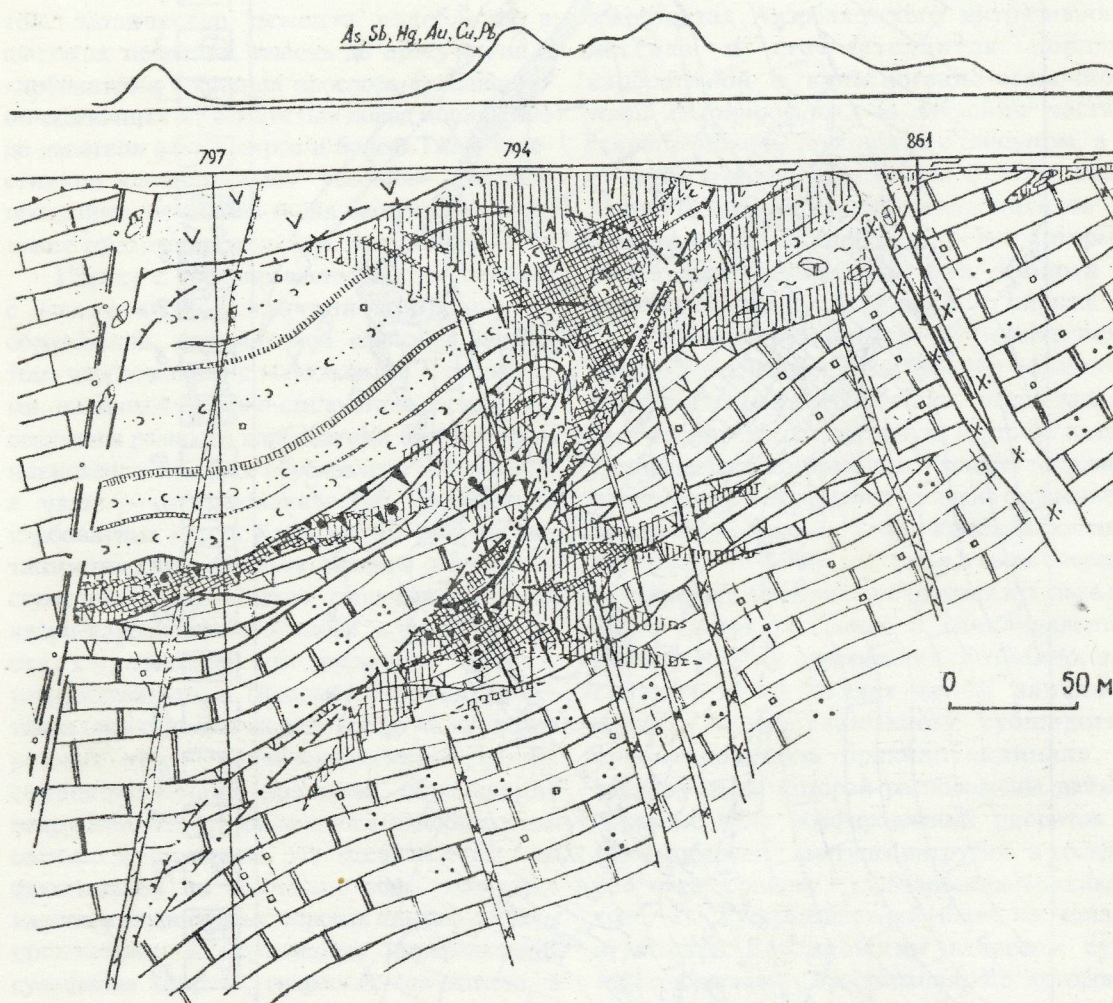


Рис. 3. Геологический разрез по разведочной линии 48 (Условные обозначения см. рис. 2)

выделяющихся черной окраской и присутствием золоторудной минерализации в милонитах и тектонической брекчии только между концами рудных тел, примыкающих к плоскости сместителя в его лежачем и висячем боках, что обусловлено растаскиванием минерализованных пород в процессе перемещения (рис. 3).

В блоке, вмещающем промышленное золотое оруденение, широко распространены тела диоритов, дайки и кварц-карбонатные жилы, ориентированные преимущественно в северо-западном, реже северо-восточном и субмеридиональном направлениях. Тела диоритов при движении от Ауэрбаховского массива на запад меняют форму с пальцеобразных выступов (языков) на дайко-

образную. Наибольшая концентрация даек сосредоточена в западной части, на восток мощность их уменьшается и прослеживаются лишь отдельные дайки, которые иногда секут тела диоритов. Большая часть даек субогласна с простиранием оси антиклинали, осложняющей моноклираль. Это, видимо, обусловлено развитием трещиноватости при формировании складки поперечного изгиба. Мощность даек варьирует в широких пределах от 0,1 до 25 м, реже более. Длина отдельных даек достигает 300 м, а их поясов — более 1 км. Доля даек в рудных телах месторождения составляет 5—6 %, что отвечает распространенности их на рудном поле.

Типы рудной минерализации. На осно-

вании минералогического картирования и микроскопического изучения минерального состава рудных скоплений, по условиям их локализации, текстурным особенностям и времени образования в пределах рудного поля выделено 5 типов рудной минерализации в возрастной последовательности от ранней к молодой, а именно:

пиритовая слоисто-прожилково-вкрапленная стратиформная в брекчиях известняков и низах туфогенно-осадочной толщи на склоне палеорифа;

магнетитовая слоистая и массивная стратиформная на контакте известняков с перекрывающими туфогенно-осадочными породами в северной части месторождения;

скарновая магнетит-сульфидная, пространственно совпадающая с магнетитовой, а также развитая по контактам даек и известняков;

полиметаллическая в крутопадающих кварц-карбонатных метасоматических жилах среди известняков, реже в вулканогенно-осадочных породах и жильная золото-сульфидно-кварцевая в зонах скарнов;

золото-реальгар-антимонитовая вкрапленная в карбонатных породах и арсенопирит-пиритовая вкрапленная в туфогенно-осадочных породах, перекрывающих известняки.

Наиболее ранняя гидротермально-осадочная пиритовая минерализация, локализованная в брекчиях известняков и вышележащих туфогенно-осадочных породах, представлена по существу одним пиритом, слагающим изредка прослой мощностью до 5—7 см. Подобная минерализация известна и за пределами месторождения, где пространственно связана с продуктами разрушения рифовых построек. На сингенетичность по крайней мере части этой минерализации и формирование ее гидротермально-осадочным способом указывают исключительная приуроченность к цементу брекчий известняков и вулканогенно-осадочных пород, послойное распределение, реликтовые метаколлоидные и фрамбоидальные структуры, присутствие конкреций и сортировка по крупности обломочных кристаллов пирита.

На поверхности разрушенного рифа в условиях небольших глубин отлагались железистые осадки, образующие пласт на гра-

нице карбонатных и туфогенно-осадочных пород (Северо-Воронцовское магнетитовое месторождение). В сложении пласта кроме магнетита и мушкетовита участвовали пирит, пирротин, марказит, халькопирит и гематит. Последовательность выпадения новообразованных минералов: ранний пирит — магнетит — мушкетовит — поздний пирит. Образованию позднего пирита предшествовали пирротин и марказит. Скарнирование сопровождалось переотложением оксидов железа, что приводило к возникновению ореолов из жилок и вкрапленности мушкетовита возле железоокисных пластов. Первичные признаки этой минерализации (кроме реликтов слоистости) не сохранились, поэтому выделение ее несколько гипотетично, но присутствие вулканогенно-осадочных железных руд в ассоциации с железорудными скарнами доказывается многими исследователями [6].

Становление Ауэрбаховского интрузивного массива сопровождалось интенсивным скарнированием, площадной пропилитизацией пород рамы и мраморизацией известняков, образованием промышленного скарново-магнетитового оруденения в контактовых частях массива, его сателлитов и даек. В этот же период подвергалась скарнированию и залежь железоокисных руд. Скарновая минерализация в известняках практически идентична скарновой минерализации в пласте железоокисных руд по набору минералов, их морфологии и последовательности образования: характерно более раннее образование сульфидов по отношению к магнетиту, мушкетовиту и силикатным скарновым минералам. При этом последовательно образуются пирит, близкий по геохимическим свойствам к пириту в пропилитизированных породах, магнетит и скарновые силикаты, мушкетовит, поздний переотложенный пирит и полиметаллическая минерализация, ассоциируемая со скарнами.

После внедрения даек основного и среднего состава в их контактах с известняками формируется жильная метасоматическая полиметаллическая минерализация, а в пределах скарновых зон развиваются сульфидно-кварцевые золотоносные жилы. Формирование этой минерализации осуществлялось на фоне затухания процесса

скарнирования, который рассредоточился по отдельным проницаемым для тепловых потоков зонам, включающим контакты даек. На поздних стадиях этого процесса формируется стратиформная метасоматическая золото-реальгар-антимонитовая минерализация в карбонатных породах и пирит-арсенопиритовая минерализация в вулканогенно-осадочных породах. По мнению В.Н.Сазонова и В.В.Мурзина [5], полиметаллическая минерализация является наиболее поздней.

В золоторудных телах месторождения все выделенные типы рудной минерализации встречаются как совместно, так и разобщенно. Промышленно ценными минеральными комплексами являются лишь золото-реальгар-антимонитовый и арсенопирит-пиритовый, относящиеся к пятому типу.

Рудные тела месторождения. Золотое оруденение представлено вкрапленными и прожилково-вкрапленными зонами в приконтактовой части карбонатных и вулканогенно-осадочных пород. Оконтуривание рудных тел с промышленным оруденением проводится только по данным опробования. По структурно-текстурным признакам рудной минерализации и условиям залегания рудные тела подразделены на субпластовые пологие и секущие крутозалегающие. В них встречаются кварц-карбонатные метасоматические жилы, не имеющие самостоятельного значения.

Субпластовые рудные тела, развитые как в висячем, так и лежащем боках надвига, вдоль которого разрез рудовещающих пород сдвоен, прослеживаются в северо-западном направлении по склонению оси антиклинали на 1200 м при мощности до 10-40 м и до глубины 270 м. Нередки случаи расслоения рудных тел. Параллельные второстепенные тела таких участков располагаются со стороны лежащего бока в центральной части основного рудного тела. На участке перегиба слоистости с пологой на крутую в карбонатных породах появляется пологое оперяющее рудное тело, примыкающее к субпластовому рудному телу со стороны лежащего бока и являющееся продолжением его пологих участков. Протяженность этого рудного тела достигает 500 м, мощность колеблется от 0 до 25 м, составляя в среднем 10-20 м. Ширина рудного тела достигает 70-100 м. К этому оперению и

пологим участкам основного рудного тела в карбонатных породах приурочена макроскопически диагностируемая реальгар-аурипигментовая минерализация (см. рис. 3). Принадлежность реальгара и аурипигмента к пологим участкам рудного тела в контакте толщ и его пологому оперению, секущему слоистость, указывает скорее не на структурный контроль отложения этой минерализации, а на зависимость ее позиции от уровня рудоотложения, совпадающего со слоистостью только в участках ее пологого залегания.

На северо-западе и западе рудное тело либо естественно выклинивается в связи с затуханием минерализации в этом направлении, либо ограничено Воронцовским взбросом.

На востоке субпластовое рудное тело выходит на поверхность, где в зоне химического выветривания по нему развивается золотоносная структурная кора (остаточный тип) и продукты ее переотложения — золотоносные элювиально-делювиальные и карстовые осадки, образующие тела гипергенных рыхлых руд.

Секущие крутозалегающие рудные тела располагаются в вулканогенно-осадочных породах в виде небольших выступов над гребнями мелких антиклинальных складок, наращивая мощность субпластовых рудных тел в карбонатных породах, а также уплотненного факелообразного тела значительной (более 80 м) вертикальной протяженности, представляющего самостоятельное рудное тело. Оно сложено минерализованными аргиллизитами с оторочкой из пропилитов без эпидота. Пространственно участки развития минерализации в вулканогенно-осадочных породах приурочены к центральным частям минерализованного пространства месторождения. В нижележащих карбонатных породах им соответствуют участки развития кварц-карбонатных жил и реальгар-аурипигментной минерализации в субпластовых рудных телах, в свою очередь подстилающихся горизонтом дезинтегрированного мрамора (подрудного карста).

Проекция рудных тел на дневную поверхность имеет форму несимметричной «подковы», ориентированной открытой частью в юго-восточном направлении и вытянутой в северо-западном направлении на 1380 м при

ширине 600—700 м (см. рис. 2). Северо-восточное крыло «подковы» выражено слабо. В этом направлении идет естественное затухание минерализации, а часть рудных тел денудирована. «Подкова» облекает серию дайкообразных тел диоритов, сменяющихся на юго-востоке пальцеобразными выступами Ауэрбаховского массива. Контур промышленной золотой минерализации при этом отступает от контактов интрузивных тел на 50—100 м, до 200 м, в результате чего происходит облекание не только всего выступа интрузивных тел, но и каждого интрузивного тела в отдельности.

Таким образом, минерализованное пространство соответствует как бы форме пламени, внешней части которого отвечает подковообразная проекция рудных тел, а внутренней — площадь развития интрузивных тел. Такая форма минерализованного пространства и обусловленность ее положением относительно интрузивных тел указывают не только на пространственную совмещенность интрузивных тел и продуктов гидротермальной минерализации, но и на их генетическую (парагенетическую) связь. Еще большее основание для такого заключения дает пространственная совмещенность центров проявления гидротермальной деятельности, представленных ареалами метасоматических кварц-карбонатных жил и сопряженных с ними участков развития «подрудного» карста, с участками рудных тел, обладающих наибольшей продуктивностью (см. рис. 3).

Рудовмещающие метасоматиты месторождения. Рудные тела сопровождаются ореолами гидротермально преобразованных пород, относящихся к березитовой и гидрослюдисто-аргиллизитовой формациям [3, 5, 2]. Первая сопровождает золото-сульфидно-кварцевую жильную минерализацию в восточной части рудного поля, развитую в скалах и гранитоидах.

Гидрослюдисто-аргиллизитовая группа формаций объединяет эпипороды, вмещающие метасоматическую золоторудную минерализацию «вуалевого» типа послемагматического этапа развития рудного узла.

В карбонатных осадочных breccиях и дайках среди карбонатных пород рудные тела сопровождаются кварц-гидрослюдистыми изменениями и карбонатизацией. При этом плагиоклазы на 15—20 % заме-

щены карбонатом и гидрослюдой, по темноватым минералам развиваются карбонат совместно с хлоритом, редко тальк.

Ниже уровня рудоотложения с частичным перекрытием его в тыльных частях околорудными метасоматитами преобразования в карбонатных породах выражены зонами дезинтеграции мрамора, новообразованиями карбонатов и гидроокислов железа и марганца, а также развитием сульфидизации. В процессе дезинтеграции мрамор приобретает сахаровидную структуру, иногда превращается в мраморную крошку или «сыпучку», схожую с мраморной сыпучкой в приплотиковой зоне карстовых западин, но отличающуюся от последней отсутствием в ее составе инфлювия. В плане участки сахаровидного мрамора расположены под центральной частью рудных тел на глубинах от 100 до 300 м. В участках наложения поверхностного карста на зоны дезинтеграции карст распространяется до глубины более 100 м. В верхних частях зоны дезинтеграции постоянно отмечается гематитизация, а также новообразования сидерита и родохрозита. Внешние части зон дезинтеграции сопровождаются штокверкоподобными ореолами трещиноватости мощностью до 100 м с жилками и вкрапленностью сульфидов и гидроокислов марганца. Сульфиды представлены пиритом, пирротинном, реже арсенипиритом и алабандином. Количество новообразованных сульфидов не превышает 1—2 %, содержания золота в них составляют десятые доли грамма на тонну.

В вулканогенно-осадочных породах рудные тела располагаются в аргиллизитах, сменяющихся на флангах кварц-карбонат-хлорит-гидрослюдистыми породами (пропилитами) без эпидота или зонами частичной аргиллизации с обильной тонкой вкрапленностью пирита. В аргиллизитах по пропилизированным и скарнированным породам отмечается постепенное полное замещение карбоната, эпидота и скарновых минералов (пироксена, граната) хлоритом, кварц-эпидотовыми и кварц-цоизитовыми агрегатами с последующим замещением последних кварц-гидрослюдистым агрегатом с полевым шпатом и пиритом. Внутренняя часть (глинистая) аргиллизитов сложена кварцем (6 %), калишпатом (42 %), плагиоклазом (7 %), каолинином (23 %), гидросерцитом (1,3 %) и содер-

жит прожилки и вкрапленность сульфидов в количестве до 9—10 %, представленных пиритом, тонкоигольчатым и призматическим арсенопиритом, составляющим до 20 % сульфидного концентрата.

Отличительной чертой околорудных метасоматитов месторождения, особенно в карбонатных породах, является незначительность проработки исходных пород, что в сочетании с «вуалевым» типом изменений затрудняет их выделение. Почти постоянно среди новообразованных минералов эпипород, независимо от их продуктивности, сохраняются минералы, а иногда продукты ранних этапов метасоматоза. Наиболее глубокие изменения пород проявлены лишь в зоне аргиллизации, представленной факелобразным телом среди вулканогенно-осадочных пород, где новообразованные минералы составляют 90 %.

Минеральный состав рудных тел и их геохимическая специализация. Главные рудные минералы стратиформных и секущих зон вкрапленной золоторудной минерализации — пирит, арсенопирит, антимонит, а в карбонатных породах к ним добавляются аурипигмент, реальгар, киноварь. Менее распространены в рудах месторождения алабандин, блеклые руды, буланжерит, джемсонит, бурнонит, рутьерит, колорадоит, молибденит [5]. В кварц-карбонатных жилах преобладают галенит и сфалерит, постоянно присутствует халькопирит, реже встречается пирротин. В пределах месторождения жилы слабозолотоносны ($n \times 1$ г/т), восточнее, в скарновых телах и диоритах массива, их продуктивность повышается. Золото в виде изометричных зерен размером 0,05—0,2 мм локализуется совместно с галенитом в трещинах в пирите, а также в блеклой руде в виде удлиненных зерен размером до 0,05 мм. Отдельные золотины концентрируются в краевых частях сфалеритовых агрегатов. Эта минерализация отчетливо накладывается на дайки. В дайках присутствует рассеянная вкрапленность пирита, арсенопирита, сфалерита, халькопирита, блеклой руды, борнита. Обломки раздробленной дайки цементируются карбонат-сульфидной массой (скв. 836), относящейся к этому типу минерализации.

Золото-реальгар-антимонитовая минерализация локализуется в карбонатных по-

родах, образуя стратиформные залежи. Она пространственно совпадает с пиритовой и наложена на нее. Рудные минералы образуют рассеянную вкрапленность и редкие прожилки, проявленные более интенсивно в цементе карбонатных брекчий. Кроме реальгара, антимонита присутствуют арсенопирит, аурипигмент, киноварь, сфалерит, блеклая руда, рутьерит, алабандин, рутил. Наиболее распространены арсенопирит, антимонит и реальгар. Золото чаще всего ассоциирует с реальгаром, аурипигментом, киноварью и обычно локализуется в карбонате, реже встречается в трещинах, перескающих сульфиды, иногда скарновые минералы. По форме преобладают изометричные золотины размером сотые доли миллиметра, редко 0,25 мм и более. Пробность золота колеблется от 840 до 990.

В секущих крутозалегающих рудных телах среди аргиллизированных и пропилитизированных туфогенно-осадочных пород развита арсенопирит-пиритовая минерализация. Чаще это равномерная вкрапленность различной интенсивности (до 10—15 % сульфидов), реже разноориентированные прожилки пиритового или арсенопиритового состава мощностью до 5—6 мм. Практически весь пирит этой минерализации сосредоточен в пропилитизированных породах, а в аргиллизитах преобладает арсенопирит. Арсенопирит также образует над рудными телами в пропилитизированных породах облаковидные ореолы, с которыми лишь иногда ассоциирует золото в количестве 0,5—1 г/т. Наблюдается нарастание арсенопирита на пирит и сфалерит. При его футляровидной форме в нем отмечаются включения пирротина, галенита и блеклой руды. Помимо пирита и арсенопирита в руде присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, марказит, блеклая руда, молибденит; в аргиллизитах, кроме того, встречается золото. Форма золотины большей частью изометричная, удлиненная, размер от сотых долей миллиметра до 1 мм и более. Пробность неоднородна и колеблется от 730 до 990. Свободное золото в первичных рудах месторождения составляет 60—90 %, в карсте — до 96 %.

Рудные и околорудные метасоматиты обогащены Au, Ag, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Bi, Ba, Mn, а также Hg и Tl. В промышленных

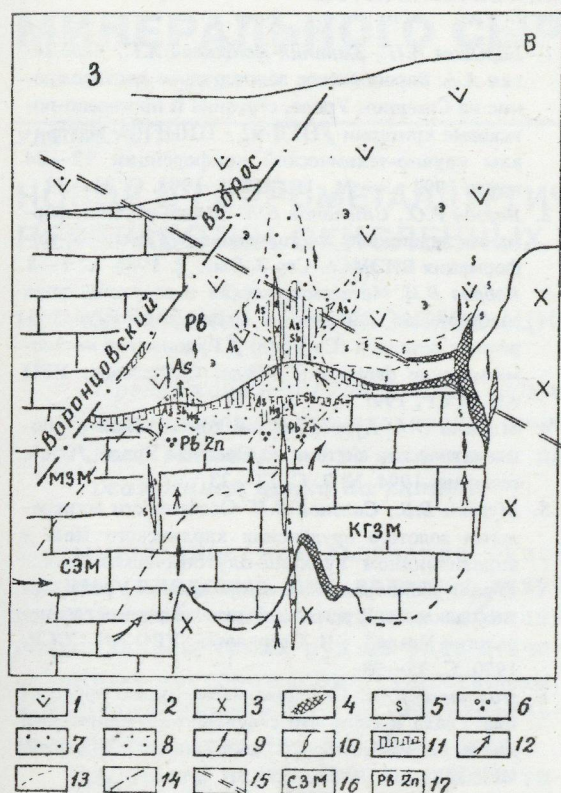


Рис. 4. Рудно-магматическая система Воронцовского рудного поля:

1 — вулканогенно-осадочные породы; 2 — карбонатные породы; 3 — гранитоиды Ауэрбаховского массива; 4 — тела магнетитов; 5 — скарны; 6 — зоны дезинтеграции мрамора — «подрудный» карст; 7 — аргиллизиты; 8 — кварц-гидрослюдистые метасоматиты; 9 — кварцевые жилы; 10 — кварц-карбонатные жилы с полиметаллической минерализацией; 11 — рудные тела; 12 — направление движения гидротермальных потоков; 13 — границы ступеней мраморизации карбонатных пород; структура мрамора: МЗМ — мелкозернистая, СЗМ — среднезернистая, КЗМ — гигантозернистая; 14 — уровень эрозионного среза; Pb, Zn, As, Sb, Hg — элементы-спутники золотой минерализации

рудах максимальных концентраций достигают содержания Au, Sb, Ba, Mn, Hg, а As, Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, W лишь в различных типах метасоматитов. Из них Au, As, Ag, Ba, Mn, отчасти Sb, Pb, Cu, Zn накапливаются до рудогенно-рудных уровней содержания. По значениям коэффициентов парной корреляции этих элементов выделяются две группы металлов, характеризующихся постоянной положительной связью: а) Au — Co — Sb, As — Hg (Ag, Ba); б) Pb, Zn, Ag — Cu — As, Sb — (W).

У золота в карбонатных породах (нижняя часть рудной системы) намечаются связи с сурьмой, иногда с медью, мышьяком и ртутью, а в верхней части рудной системы (в аргиллизитах) золото более тесно связано с медью, мышьяком, сурьмой.

Свинец и цинк постоянно обнаруживают заметные положительные корреляционные связи между собой и с серебром; в верхних частях рудной системы они коррелируют с сурьмой и мышьяком, а в нижних эти связи отсутствуют.

Две главные группы рудообразующих элементов (золото и свинец, цинк с серебром) в большинстве сечений рудных тел между собой не коррелируют или имеют очень слабые связи, что отражает их принадлежность к разным минеральным ассоциациям. Общим связующим звеном для обеих групп являются медь, сурьма и мышьяк, что позволяет отнести эти группы металлов к единому минеральному комплексу, имеющему сурьмяно-мышьяково-медный уклон.

На основании изложенного можно сделать некоторые выводы о позиции и строении Воронцовского месторождения.

Определяющее значение в локализации золоторудной минерализации рудного поля имеет антиклинальная структура над слерым гребневидным выступом Ауэрбаховского массива, трассируемого малыми телами диоритов и дайками, а также приконтактовая зона карбонатной и вулканогенно-осадочной толщ. Ореольная форма метасоматической и жильной золотой минерализации, подчеркнутая подковообразной формой пресс-проекции рудных тел, во внутренней вогнутой части которой располагаются малые интрузивные тела диоритов, не только указывает на пространственную совмещенность интрузивных тел и продуктов гидротермальной минерализации, но и доказывает их парагенетическую связь (рис. 4).

Метасоматические изменения пород на рудном поле и узле проявляются от площадных на ранних этапах становления рудно-метасоматической системы до все более локальных — на поздних этапах. В полях ранних площадных пропилитов развиты синмагматические зоны приконтактовых роговиков и скарнов и приближенных к ним, но более поздних постмагматических проявлений гидротермального преобразования по-

род, связанного со становлением дайкового комплекса и несущего на себе следы теплового поля, формирующегося вокруг малых интрузий.

По минеральному и элементному составу руд, морфологии рудных тел и окорудным породам, наличию в рудовмещающей толще карбонатных пород Воронцовское месторождение наиболее близко к месторождению Карлин (США). Отличие Воронцовского месторождения состоит в отчетливо выраженной парагенетической связи оруденения с магматическими дифференциатами Ауэрбаховского массива, пространственной (генетической?) сопряженности с магнетитовым и сульфидно-магнетитовым скарновым, а также жильным золото-сульфидно-кварцевым и золото-полиметаллическим типами оруденения.

Открытие нетрадиционного для Урала перспективного типа золотой минерализации позволяет пересмотреть перспективы не только металлогенической зоны, включающей Воронцовское месторождение, но и других зон с проявлениями вулканоплутонических ассоциаций пород в вулканоплутонических поясах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н., Злотник-Хоткевич А.Г., Черемисин А.А. Воронцовское золоторудное месторождение на Северном Урале, строение и прогнозно-поисковые критерии // НТД-92 - ЦНИГРИ. Материалы научно-технической конференции 12—24 марта 1993 г. — М., ЦНИГРИ, 1993. С. 31—32
2. Берзон Р.О., Степанов В.А. Золото-ртутная формация эндогенных месторождений // Экспресс-информация ВИЭМСа. Сер.3. Вып. 2. 1986. С. 1—8
3. Бобров В.Н. Метасоматическая и сопутствующая золоторудная зональность месторождения благородных металлов (Ср.Урал) // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск, УРО АН СССР, 1991
4. Минина О.В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отеч. геология. 1994. № 7. С. 17—23
5. Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Особенности минералогии золотого оруденения карлинского типа в андезитоидном вулканоплутоническом поясе (Урал) // Минералогия месторождений Урала: Тезисы докладов II регионального совещания "Минералогия Урала", т. II. Свердловск: УРО АН СССР, 1990. С. 95—98
6. Полтавец Ю.А. Скарново-магнетитовое оруденение Урала и связь его с вулканоплутоническим магматизмом. Автореф. докт. дисс. Свердловск, ИГГ УРО АН СССР, 1991.
7. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Металлогения эпокееанских вулканических и окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов Урала // Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры. - Свердловск, УРО АН СССР, 1988. С. 107—112

A. A. Cheremisin, A. G. Zlotnik-Khotkevich

THE VORONTSOVSKOE GOLD DEPOSIT

Regional position and structure of the deposit and types of mineral complexes characteristic of the ore field are analysed. Ore-hosting strata, circum-ore metasomatites and gold ore mineralization are characterized. Ore mineralization is developed in a circum-contact zone of carbonate and overlying volcanosedimentary rocks within a local anticlinal uplift, in the nuclear part of which the satellites of the Auerbach intrusion and dike are localized. The exocontact zone of the rock mass determines the zonation of metasomatites and gold ore mineralization distribution that form a torch-like halo around the eminence of the rock mass and its satellites.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



УДК 622.7.017

© Н. Г. Клименко, Р. А. Кязимов, 1997

НОВОЕ В ГИДРОМЕТАЛЛУРГИЧЕСКОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ ОКИСЛЕННЫХ ЦИНКОВЫХ РУД

Н. Г. КЛИМЕНКО, Р. А. КЯЗИМОВ (ЦНИГРИ МПР России)

Предложена нетрадиционная гидрометаллургическая технология, предусматривающая выщелачивание цинка из окисленных руд аммиачно-хлоридным раствором при наложении анодной поляризации с одновременным осаждением цинка на катоде.

Промышленное использование окисленных цинковых руд является актуальной проблемой, поскольку забалансовые запасы таких руд на ряде отечественных месторождений существенны, а флотационные и другие обогащательные способы для них не эффективны.

Трудности переработки данного типа сырья обусловлены сложностью их вещественного состава и близостью флотационных свойств окисленных минералов к свойствам нерудных минералов.

На большинстве месторождений отмечается тесная ассоциация цинковых минералов с окислами железа, входящими в кристаллическую решетку железистых смитсонитов (Zn, Fe) CO_3 . Кроме карбонатов в окисленных рудах нередко встречаются фосфаты (спенсерит $\text{Zn}_2[\text{PO}_4]_2 [\text{OH}]_2$), арсенаты (адамин $\text{Zn}_2[\text{AsO}_4] [\text{OH}]$), силикаты (каламин $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, виллемит Zn_2SiO_4) и алюмосиликаты. Выделение цинковых минералов часто наблюдается в лимонитовых скоплениях или глинах, что затрудняет раскрытие минералов.

За последнее время исследования флотационных методов развивались в двух направлениях: стабилизация условий сульфидизации и изыскание селективных собирателей.

Относительно более высокой сульфидизации подвержены смитсонит и каламин. К наиболее эффективным соби-

рателям относятся меркаптаны и алифатические амины [1]. Охристо-цинковые руды, у которых цинковые минералы находятся в весьма тонкодисперсном состоянии или представлены цинксодержащими ярозитами, считаются необогатимыми.

В связи с неудовлетворительными результатами переработки окисленных цинковых руд методами обогащения в настоящее время получили развитие гидрометаллургические методы.

Растворение цинксодержащего сырья проводится в серной кислоте [1], в смеси серной кислоты с сульфатами железа или щелочных металлов [6], известны методы растворения цинка из отходов свинцово-цинкового производства в органических кислотах [8]. Для интенсификации растворения применяются повышение температуры [5], давление [2], электролиз [2, 3, 4]. Интенсификация процесса растворения цинковых минералов с помощью электролиза наиболее перспективна, т.к. в данном случае возможно совмещение растворения с выделением перешедшего в раствор цинка на катоде.

Сернокислотная среда представляется менее предпочтительной, т.к. при этом в раствор переходит много железа и возникает необходимость очистки раствора перед электролизом, исключается возможность совмещения процессов растворения и выделения цинка из раствора. Авторы рекомендуют использование аммиачно-хлоридной смеси.

1. Результаты фазового анализа и форм содержания цинка

Минеральные формы	Каламин и адамин	Смитсонит	Деклуазит	Сфалерит	Нерастворимые минералы
Содержание, % отн.	68,7	24,6	2,4	2,7	2,5

Преимущества использования аммиака заключаются в возможности применения этого метода к рудам, вмещающие породы которых представлены карбонатами, силикатами, гидроокислами железа, в получении менее загрязненных растворов, в регенерации растворителей и устранении коррозии электролизера [1].

Добавка хлористого аммония увеличивает электропроводность электролита, снижая расход электроэнергии, улучшает фильтруемость электролита через диафрагму и повышает скорость растворения минералов. Метод разрабатывался на руде, содержащей, в %: цинка — 7,2, железа — 5,95, свинца — 0,25, меди — 0,03; оксидов: титана — 0,05, кремния — 76,0, магния — 1,54, кальция — 4,11, алюминия — 2,57. Из благородных металлов присутствует серебро (3—4 г/т).

Основные формы нахождения цинка показаны в табл. 1.

Каламин представлен натечными зернами, местами наблюдаются сплошные зернистые агрегаты, а также тонкие кристаллики с радиально-лучистым строением различной окраски от белой до желтовато-бурой. Смитсонит образует почковидные скрытокристаллические пористые агрегаты беловато-серого или зеленоватого цвета.

Несмотря на несложность вещественного состава методы механического обогащения и флотация не дали удовлетворительных результатов. В оптимальных условиях флотации при высоком расходе сульфидизатора (3 кг/т Na_2S) был получен цинковый концентрат с содержанием 18,5 % цинка при извлечении его 25 %. Поэтому возникла мысль о применении гидрометаллургических методов, которые могут обеспечить более высокие показатели. Применение кислых сред при высоком

содержании железа в руде нежелательно, а отсутствие меди дает возможность использовать аммиачные растворы. Интенсификация процесса может быть достигнута применением анодной поляризации. Получаемые при этом растворы не требуют очистки, и создается возможность совмещения растворения цинка с одновременным выделением его на катоде.

При оптимизации условий растворения и осаждения цинка использовался двухкамерный электролизер с диафрагмой из пористого полотна. Анодом служил серебросодержащий свинец, а катодом — титан. В процессе экспериментальных работ оптимизировались параметры: плотность тока, Т:Ж в электролите, расход электроэнергии, время электролиза, выход к потоку в зависимости от концентрации цинка в электролите.

В параллельных опытах определялось влияние тока на кинетику растворения цинка по сравнению с растворением без наложения тока. Изучены условия регенерации растворителя и применения оборотных растворов для растворения цинка из новых навесок сырья. В результате экспериментов были найдены оптимальные условия процесса:

состав растворителя, кг/л — 0,4 NH_4OH и 0,16 NH_4Cl ;

плотность тока — 650 А/м²;

Т:Ж = 1:2;

время электролиза — 2 ч.

Полученные результаты приведены в табл. 2.

Регенерацию растворителя следует проводить только из анолита.

Установлено, что в процессе электролиза расходуется 150 кг/т аммиака. Оставшийся аммиак удаляется из жидкой фазы после удаления нерастворимого остатка продуванием раствора

2. Показатели переработки руды

Показатели процесса переработки руды	Единицы измерения	Количественные показатели процесса переработки руды
Расход реагентов (с учетом регенерации): аммиака	кг/т руды	150
Время электролиза	час	2
Температура	°C	20±5
Концентрация цинка в растворе	г/л	27,7
Содержание цинка в нерастворимом остатке	%	1,15
Извлечение цинка в раствор	%	86,1
Осаждение цинка на катоде от руды	%	80,0
Выход по току	%	78,0
Расход электроэнергии	Вт/г Zn	6,15

3. Качество катодного цинка в сравнении с кондициями катодного цинка марки Ц-3

Компоненты	Содержание, %	
	Цинк металлургической марки Ц-3	Полученный катодный металл
Цинк	не менее 97,5	97,5
Свинец	не более 2,0	0,004
Кадмий	не более 0,2	< 0,1
Железо	не более 0,1	нет
Медь	не более 0,05	0,04
Олово	не более 0,005	—
Мышьяк	не более 0,01	—
Всего примесей	2,5	0,144

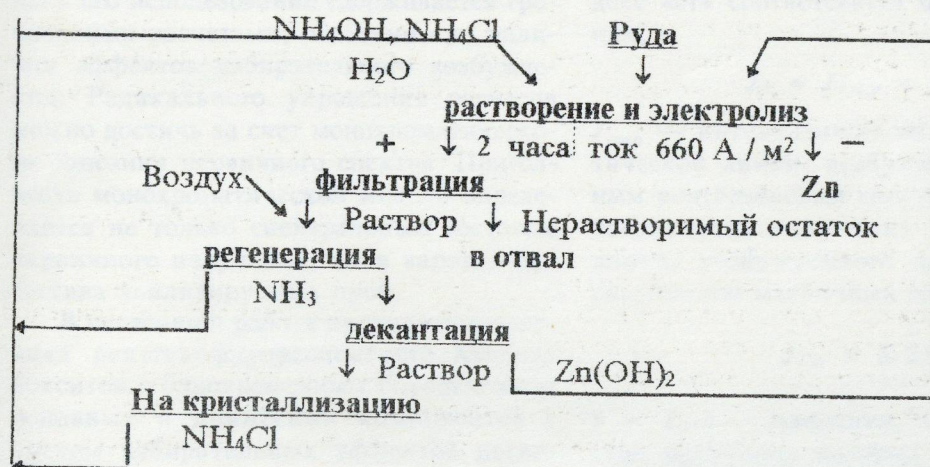


Схема переработки окисленных цинковых руд.

воздухом и поглощением аммиака свежей водой.

По мере удаления аммиака оставшийся в растворе цинк выпадает в осадок в виде гидроокиси, которая после фильтрации добавляется к исходной руде. Хлористый аммоний после упаривания выделяется кристаллизацией и почти полностью возвращается в оборот. Разработанная схема весьма проста (рисунки).

Экономический расчет показал рентабельность предлагаемого процесса.

Таким образом, предложен новый способ переработки окисленных цинковых руд растворением в хлоридно-аммиачном растворе при наложении анодной поляризации с одновременным извлечением цинка на катоде и последующей регенерацией электролита, что позволяет вернуть в процесс основную массу реагентов, за исключением 150 кг аммиака на тонну руды, израсходованных в процессе электролиза. Полученный метал-

лический цинк соответствует марке Ц-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Л.А. Технология обогащения окисленных и смешанных руд цветных металлов — М.: Недра, 1986.
2. Елисеев Е.И., Третьякова Е.Г., Яковлева Н.И. Способ выщелачивания полиметаллических цинксодержащих материалов / Авт.св. СССР № 988892 03.06.81, бюл. № 2. 1983.
3. Клименко Н.Г., Кязимов Р.А., Цыганова Н.И., Азарьева Л.Н., Дементьева Т.Е. Способ электровыщелачивания окисленных цинковых руд / Авт. св. СССР № 1670944, апрель 1991.
4. Куленов А.С., Гумаров Э.З., Будон П.Д. и др. Способ электровыщелачивания цинксодержащих материалов / Авт.св. СССР № 773113 08.01.79, бюл. № 39, 1980 г.
5. Молчанов А.М., Зуев А.В., Ярославцев А.С. и др. Способ извлечения цинка из отходов / Авт.св. № 834174 22.10.79, бюл. № 21, 1981.
6. Пинаев А.К., Ушаков Н.В., Иманов Г.С. Способ извлечения цинка из отходов / Авт.св. № 836174 10.08.79, бюл. № 21, 1981.
7. Пискунов В.Н., Столбова Р.Ф., Балыева А.О. и др. Способ переработки окисленных цинк- и железосодержащих материалов / Авт.св. СССР № 901318 1980, бюл. № 35, 30.01.1981.

N. G. Klimenko, R. A. Kyzimov

AN INNOVATION IN HYDROMETALLURGICAL TECHNOLOGY FOR THE PROCESSING OF OXIDIZED ZN ORES

A non-traditional hydrometallurgical technology is proposed. It is based on Zn leaching from oxidized ores using an ammonia-chloride solution with superimposed anode polarization and simultaneous Zn precipitation on the cathode.

УДК 553.492.1:543.4

© В. А. Симаков, Н. С. Вахонин, В. Е. Исаев, 1997

РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ И ПРИМЕСНЫХ КОМПОНЕНТОВ БОКСИТОВ

В. А. СИМАКОВ, Н. С. ВАХОНИН, В. Е. ИСАЕВ (ВИМС МПР России)

Разработана методика рентгенофлуоресцентного анализа бокситов с определением скандия, ванадия, хрома и основных компонентов с использованием для учета матричных поправок метода фундаментальных параметров. Предложена модель учета избирательных эффектов поглощения и дополнительного возбуждения с монохроматическим приближением смешанного первичного спектра. Для подготовки проб к анализу разработана высокопроизводительная технология. Установлены метрологические характеристики методики. При отсутствии значимых систематических погрешностей случайные погрешности методики удовлетворяют допустимым требованиям.

Одним из основных направлений повышения эффективности использования минерального сырья является его комплексная переработка. Это требует, как на стадии разведки месторождений, так и при технологическом изучении сырья, значительных объемов аналитической информации по основным и примесным компонентам. В связи с этим весьма актуально применение высокопроизводительного и экспрессного рентгенофлуоресцентного метода анализа. При широких изменениях химического состава анализируемых проб необходимы универсальные способы учета матричных эффектов. Таким способом является метод фундаментальных параметров [1, 8]. Однако его использование сдерживается громоздкими расчетами, особенно при наличии эффектов избирательного возбуждения. Радикального упрощения расчетов можно достичь за счет монохроматического описания первичного спектра. Пригодность монохроматической модели определяется не только спектральным составом первичного излучения, но и вариациями состава анализируемых проб.

В настоящей работе предложена методика рентгенофлуоресцентного анализа бокситов с одновременным определением основных и примесных компонентов с учетом избирательных эффектов поглощения и дополнительного возбуждения в монохроматическом описании смешанного первичного спектра. Вариации химического состава проб составляли: MgO —

0, n — n %, Fe₂O₃ — n — 70 %, SiO₂, CaO — 0, n — 10n %, TiO₂ — 0, 0n — n %, Sc₂O₃, V₂O₅, Cr₂O₃ — n · 10⁻³ — 0, n %.

Теоретическая часть. Поскольку для устранения влияния минералогического состава на результаты анализа пробы необходимо сплавлять с флюсом, исследования проводились для сплавленных проб.

Содержание определяемого элемента C_i и интенсивность излучения его аналитической линии I_i связаны выражением

$$C_i = C_{icm}(I_i I_{icm})(J_{icm}/J_i), \quad (1)$$

где J_i — теоретически рассчитанная интенсивность аналитической линии; индекс «ст» соответствует образцу сравнения;

$$J_i = J_{imp} + J_{im} \quad (2)$$

J_{imp} — интенсивность излучения аналитической линии, возбужденного первичным рентгеновским спектром; J_{im} — интенсивность излучения аналитической линии, возбужденного флуоресцентным излучением матричных элементов;

$$J_{im} = \sum_b \sum_{j=1}^m J_{ij}^b \quad (3)$$

$b = 1...b$ — элементы, характеристическое излучение которых дополнительно возбуждает излучение аналитической линии определяемого элемента; $j = 1...m$ — характеристические линии, возбуждающие дополнительную флуоресценцию;

$$J_{imp} = \left[\int_{\lambda_0}^{\lambda_{\text{край}}} \frac{J(\lambda) \tau_{\lambda}^i d\lambda}{\left(\frac{\mu_{\lambda}}{\sin(\varphi)} \right) + \left(\frac{\mu_i}{\sin(\psi_i)} \right)} + \sum_a \frac{P_a J(\lambda_a) \tau_{\lambda_a}^i}{\left(\frac{\mu_{\lambda_a}}{\sin(\varphi)} \right) + \left(\frac{\mu_i}{\sin(\psi_i)} \right)} \right] \quad (4)$$

λ_0 — коротковолновая граница первичного спектра; $\lambda_{\text{край}}$ — длина волны края поглощения спектральной серии аналитической линии определяемого элемента; λ_a — длина волны характеристической линии анода рентгеновской трубки, $\lambda_a < \lambda_{\text{край}}$; P_a — статистический вес характеристической линии; $J(\lambda)$ — спектральная интенсивность первичного спектра [7]; τ_{λ}^i — массовый коэффициент поглощения определяемым элементом излучения с длиной волны λ ; μ — массовый коэффициент ослабления пробой рентгеновского излучения с длиной волны $\lambda(\mu_{\lambda})$ или длиной волны аналитической линии (μ_i); $\mu = \sum_k \mu^k$, $\sum_k \mu^k = 1$; μ^k — парциальный массовый коэффициент ослабления излучения элементом k ; φ — угол падения на пробу первичного излучения; ψ — угол отбора вторичного;

$$J_{ij}^b = D_{ij}^b (J_{ij}^{bm} + J_{ij}^{b\Sigma}) \quad (5)$$

$$J_{ij}^{bm} = \int_{\lambda_0}^{\lambda_{\text{край}, b, j}} \frac{J(\lambda) \tau_{\lambda}^b L_{ij}(\lambda) d\lambda}{\left(\frac{\mu_{\lambda}}{\sin(\varphi)} \right) + \left(\frac{\mu_i}{\sin(\psi_i)} \right)} \quad (6)$$

$$J_{ij}^{b\Sigma} = \sum_a \frac{P_a J(\lambda_a) \tau_{\lambda_a}^b L_{ij}(\lambda_a)}{\left(\frac{\mu_{\lambda_a}}{\sin(\varphi)} \right) + \left(\frac{\mu_i}{\sin(\psi_i)} \right)} \quad (7)$$

$$D_{ij}^b = \frac{0,5 C_j^b P_j^b W_{qj}^b \tau_j^b (S_{qj}^b - 1)}{S_{qj}^b} \quad (8)$$

W_{qj}^b — выход флуоресценции серии линии j элемента b ; S_{qj}^b — скачок поглощения этой серии; P_j^b — статистический вес линии j ; c_j — содержание элемента b , линия j которого дополнительно возбуждает флуоресценцию аналитической линии определяемого элемента;

$$L_{ij}(\lambda) = \frac{\sin(\varphi)}{\mu_{\lambda}} \ln \left(1 + \frac{\mu_{\lambda}}{\mu_j \sin(\varphi)} \right) + \frac{\sin(\psi_i)}{\mu_i} \ln \left(1 + \frac{\mu_i}{\mu_j \sin(\psi_i)} \right) \quad (9)$$

Система уравнений (1) записывается для всех определяемых элементов пробы и решается методом итераций, при этом

$$\sum_{i=1}^l \Sigma C_i + \sum_{k=1}^n \Sigma C_k = 1, \quad (10)$$

где $i = 1 \dots l$ — определяемые элементы; $k = 1 \dots n$ — элементы, учитываемые при расчете поправок, их содержание должно быть известно до расчета, или рассчитано в ходе решения системы уравнений (1).

Степень соответствия модели монохроматического приближения полному описанию первичного спектра можно оценить по тому, насколько поправки, рассчитанные с использованием ее, совпадают с матричными поправками, рассчитанными при полном описании первичного спектра. Влияние спектрального состава первичного излучения и химического состава пробы на точность монохроматического описания различна для разных групп определяемых элементов.

Вкладом матричных элементов в возбуждение флуоресценции Mg, Al, SiK $_{\alpha}$ можно пренебречь из-за небольшой его величины [3]. При типичных условиях возбуждения (Rh, Pd, Ag-аноды) характеристическое излучение магния, алюминия и кремния возбуждается смешанным первичным спектром, в котором велика доля характеристических компонент, и поэтому с высокой степенью точности [5] поправка на матричные эффекты для их аналитических линий может быть представлена в виде

$$\left(\frac{J_{icm}}{J_i} \right) = \frac{\bar{\mu}_i}{\mu_{icm}}, \quad (11)$$

где

$$\bar{\mu}_i = \frac{\mu_{\lambda}}{\sin(\varphi)} + \frac{\mu_i}{\sin(\psi_i)} \quad (12)$$

λ_1 — длина волны L_{α_1} — линии анода рентгеновской трубки.

Для других определяемых элементов, основная часть флуоресцентного излучения

которых возбуждается тормозным спектром рентгеновской трубки, при отсутствии дополнительного возбуждения матричные поправки имеют тот же вид (11), при этом $\lambda_1 = \lambda_{\text{экв}}$ [9]. $\lambda_{\text{экв}}$ находится из выражения (11), записанного для двух проб известного состава.

При отсутствии скачков поглощения между λ_0 и $\lambda_{\text{края}_i}$ приближение (11) обеспечивает высокую точность расчета матричных поправок. Наличие скачков поглощения ухудшает точность модели, так что должна быть оценена ее применимость. В рамках рассматриваемой задачи наиболее сильно влияние скачка поглощения железа на поправку для линии CrK_{α_1} . Поэтому именно для CrK_{α_1} была проведена оценка погрешности модели (11) в сравнении с полным расчетом J_{icm}/J_i .

Для 10 гипотетических трехкомпонентных проб, содержащих одно и то же количество Cr_2O_3 — 5 % и переменное количество Fe_2O_3 и SiO_2 , были рассчитаны матричные поправки в предположении отсутствия дополнительного возбуждения по модели (11) и с полным расчетом. Содержания Fe_2O_3 варьировали от 5 до 70 %. Расчеты проводились для проб, разбавленных тетраборатом лития в соотношении 1:10. В качестве образца сравнения использовалась проба, содержащая 5 % Cr_2O_3 , 20 % Fe_2O_3 и 75 % SiO_2 . Условия возбуждения соответствовали условиям измерений в спектрометре СРМ-25: 30 кВ, Rh-анод, $\varphi=90^\circ$, $\psi=44^\circ$. Найденное значение $\lambda_{\text{экв}}$ составило 1,45 Å.

Расчеты показали, что максимальные расхождения между поправками на поглощение, рассчитанными по модели (11), и поправками, рассчитанными по выражениям (4), не превышают 1 %. Аналогичные расхождения для этих же проб для FeK_{α_1} составили менее 0,1 %.

Таким образом, в рассматриваемом случае абсорбционные эффекты адекватно описываются моделью (11). Наличие дополнительного возбуждения осложняет ситуацию. Как показала оценка, доля дополнительного возбуждения при выбранных условиях анализа может достигать 20 % от общей величины флуоресценции CrK_{α_1} . Для других

элементов (V, Ti, Ca) эффект дополнительного возбуждения проявляется слабее.

Запишем выражение для поправочной функции

$$\left(\frac{J_{\text{icm}}}{J_i}\right) = \frac{(J_{\text{imp}} + J_{\text{im}})_{\text{cm}}}{(J_{\text{imp}} + J_{\text{im}})}, \quad (13)$$

или

$$\frac{J_{\text{icm}}}{J_i} = \frac{\left(1 + \frac{J_{\text{im}}}{J_{\text{imp}}}\right)_{\text{cm}}}{\left(\frac{J_{\text{imp}}}{(J_{\text{imp}})_{\text{cm}}}\right) + \left(\frac{J_{\text{im}}}{(J_{\text{imp}})_{\text{cm}}}\right)}, \quad (14)$$

с учетом (3—7) и (11), получим

$$\frac{J_{\text{icm}}}{J_i} = \frac{\left(1 + \frac{J_{\text{im}}}{J_{\text{imp}}}\right)_{\text{cm}}}{\left(\frac{\mu_{\text{icm}}}{\mu_i}\right) + \sum_{b,j} D_{ij}^b \left(1 + \frac{J_{ij}^{\text{bm}}}{J_{ij}^{\text{b}\Sigma}}\right) \frac{J_{ij}^{\text{b}\Sigma}}{(J_{\text{imp}})_{\text{cm}}}}, \quad (15)$$

При отсутствии дополнительного возбуждения выражение (15) переходит в выражение (11). Полагая $J_{ij}^{\text{bm}}/J_{ij}^{\text{b}\Sigma} = \text{const}(b)$, можно рассчитать состав без интегрирования в каждом цикле итераций, что резко ускоряет и упрощает расчеты. Для ожидаемых в рамках решаемой задачи вариаций состава с учетом разбавления пробы флюсом в соотношении 1:10, как показывают расчеты, отношение $J_{ij}^{\text{bm}}/J_{ij}^{\text{b}\Sigma}$ для дополнительной флуоресценции CrK_{α} за счет излучения железа изменяется от 16,5 до 15,5 (Rh-анод, 30 кВ). Для гипотетических трехкомпонентных проб были рассчитаны поправочные функции с учетом дополнительного возбуждения по полным выражениям (4—7) и поправочные функции, рассчитанные по выражению (15) в предположении $J_{ij}^{\text{bm}}/J_{ij}^{\text{b}\Sigma} = \text{const} = 16$. В качестве образца сравнения взята та же проба, что и при предыдущей оценке, с содержаниями Cr_2O_3 — 5 %, SiO_2 — 75 %, Fe_2O_3 — 20 %. Максимальная погрешность использования приближенной модели не превысила 1 %.

Для других элементов (Ca, Ti, V) величина эффекта дополнительного возбуждения меньше, чем для CrK_{α} , поэтому вклад погрешности учета дополнительного возбуждения в общую погрешность

расчета матричных поправок будет еще меньше.

Экспериментальная часть. Для получения излучателей пробы сплавлялись с тетраборатом лития в соотношении 1:10. Сплавление проводилось в муфельной печи КО-14 при температуре 1200°C. Время сплавления 15 мин. Подпрессованная смесь пробы и флюса (0,15 г пробы и 1,5 г флюса) в виде таблетки размещалась в середине графитового тигля, имеющего форму диска, высотой 5 мм, диаметром 28 мм, верхняя часть которого сточена по форме перевернутого конуса, высотой 1,5 мм. Для формования излучателя использовался способ (авт. свид. СССР № 1670478). После сплавления тигель с пробой устанавливался на подставке, подвешенной на шарнирном соединении к коромыслу центрифуги, и вращался со скоростью несколько оборотов в секунду. Во время вращения подставка с тиглем поднималась и за счет центробежных сил удерживалась на подвеске так, что плоскость тигля становилась параллельной оси вращения. Центробежные силы сплющивали каплю плава, и она приобретала форму конуса с гладкой верхней поверхностью. При вращении окружающий воздух интенсивно обдувал тигель с плавом, и за несколько минут плава, затвердев, охлаждался до комнатной температуры. Для измерений плава помещался в кювету спектрометра вместе с тиглем.

Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25, РХВ-1, Rh, 30 кВ, 50 мА. В качестве аналитических для всех определяемых элементов использовались K_{α_1} -линии. В измеренные интенсивности вводили поправки на мертвое время по выражению

$$I_i = \frac{I_{i\text{изм}}}{(I - \tau_i I_{i\text{изм}})}, \quad (16)$$

где $I_{i\text{изм}}$ — измеренное в канале спектрометра значение интенсивности элемента i ; τ — мертвое время, мкс; I_i — исправленное на мертвое время значение интенсивности.

При измерениях на спектрометре СРМ-25 мертвое время следует учиты-

вать при скоростях счета более 10^4 импульсов в секунду.

Учет фона производился по выражению [6]

$$I_{ji} = A_i J_{ri} + B_i + D_{ij} I_j, \quad (17)$$

где последний член описывает наложение на аналитическую линию элемента i спектральной линии элемента j ; I_j — интенсивность аналитической линии элемента j ; J_{ri} — теоретически рассчитанное значение интенсивности рассеянного пробой первичного излучения на длине волны аналитической линии элемента i ; A_i , B_i , D_{ij} — коэффициенты, причем A_i и B_i определялись при отсутствии наложения с использованием проб известного состава; D_{ij} находили с использованием проб известного состава, содержащих элемент j и не содержащих элемента i .

Расчет содержаний проводился с решением системы уравнений (1) с поправочными функциями в виде (15) методом итераций. В расчете использовались следующие значения $\lambda_{\text{экв}}(A)$: Fe — 1,243; Cr — 1,45; Ti — 1,82; V — 1,64; Sc — 1,95; Ca — 2,1.

Потери при прокаливании учитывались по способу самосогласованного учета [4] в процессе итераций; для нормировки массовых коэффициентов ослабления пробой излучения аналитических линий использовалось выражение

$$\bar{\mu}_i = \frac{(m \sum_j \bar{\mu}_j^{f_l} + n \bar{\mu}_i^{f_l})}{\left[\sum_j (\Sigma C_j (m+n)) \right]} \quad (18)$$

где m — навеска пробы; n — навеска флюса; $j = 1...k$ — элементы, составляющие пробу; $\bar{\mu}_i^{f_l}$ — массовый коэффициент ослабления флюсом излучения аналитической линии. Предполагается, что флюс прокален и в процессе сплавления массы не меняет.

Дополнительно для учета состава определялись Na, P, K, Mn. Спектральное распределение первичного рентгеновского излучения рассчитывали по выражениям, приведенным в работе [7]. Атомные константы для расчета флуоресценции были взяты из работы [1].

1. Эффективность учета изменения массы пробы при сплавлении

Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		ППП
I	II	I	II	
40,5±0,6	40,50±0,12	20,3±0,3	20,54±0,15	20,21
44,9±0,6	44,64±0,12	22,5±0,3	22,30±0,13	23,55
46,4±0,6	46,63±0,11	24,1±0,3	23,92±0,13	22,05

Примечание: I — результаты анализа, II — аттестованные содержания по паспорту стандартного образца состава.

Оценка отдельных этапов анализа производилась с использованием стандартных образцов состава бокситов.

Метрологические характеристики методики оценивались сопоставлением результатов рентгенофлуоресцентного анализа с данными, полученными другими методами.

Результаты и их обсуждение. Оценка показала, что воспроизводимость пробоподготовки характеризуется относительным стандартным отклонением не более 0,3 %.

В печи КО-14 можно одновременно сплавлять до 20 проб, размещая их группами по 5 проб на одной подставке из жесткого профиля. Располагая коромысла центрифуги крестообразно и помещая на каждое коромысло группу из 5 проб на подставке, можно одновременно формовать все 20 проб, обеспечивая высокую производительность пробоподготовки.

Потери при прокаливании в бокситах достигают десятков процентов. Поэтому точность учета изменения массы пробы при сплавлении может существенно отразиться на точности определения основных компонентов. Ниже приведены результаты рентгеноспектрального анализа Al₂O₃ и Fe₂O₃ в стандартных образцах состава бокситов и

величина потери при прокаливании (табл. 1). Видно, что способ [4] обеспечивает достаточную точность учета изменения массы пробы при сплавлении.

Для сравнения были рассчитаны погрешности рентгеноспектрального анализа в сопоставлении с данными, полученными другими методами (табл. 2 и 3). По Sc₂O₃ сопоставление проводилось с данными нейтронно-активационного анализа, по другим компонентам — с данными химического анализа. В каждом представленном интервале содержаний проанализировано обоими сравниваемыми методами не менее 30 проб. Установленные погрешности рентгеноспектрального анализа меньше допустимых [10]. Как видно из представленных данных (см. табл. 2 и 3), систематические расхождения между сравниваемыми методами незначимы по критерию ничтожно малой погрешности.

Таким образом, предложенная модель учета избирательных эффектов поглощения и дополнительного возбуждения с монохроматическим приближением смешанного первичного спектра адекватно описывает влияние химического состава на интенсивность аналитической линии. По-

2. Погрешности рентгенофлуоресцентного анализа

Интервал содержаний	Sc ₂ O ₃		Cr ₂ O ₃		V ₂ O ₅		TiO ₂	
	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r
1,0—4,9							2,5	+0,6
0,1—0,99			4,1	-0,4	5,4	+0,2	6,2	+1,5
0,01—0,099	8,4	+0,1	6,7	+1,7	11,6	-2,1	14,0	-2,1
0,005—0,0099	18,0	+1,1	18,0	-2,4	18,0	+2,4		

Примечание: стандартное отклонение данных рентгеноспектрального анализа (1) от данных других методов (2) $\sigma_{12} = \sqrt{2}\sigma_{\Sigma r}$; d_r — среднее относительное отклонение данных рентгеноспектрального анализа от данных других методов $d_r = \sum_{i=1}^n (1 - C_{1i} / C_{2i}) / n$.

3. Погрешности рентгеноспектрального анализа

Интервал со- держаний	Al ₂ O ₃		MgO		SiO ₂		CaO		Fe ₂ O ₃	
	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r	$\sigma_{\Sigma r}$	d_r
60,0—69,9	0,7	+0,1							0,7	+0,1
40,0—59,9	0,7	+0,1			0,7	+0,1			0,7	+0,1
10,0—39,9	1,4	-0,3	1,1	-0,1	1,3	-0,2	1,3	-0,2	1,3	+0,1
1,0—9,99	5,2	+1,1	4,5	+1,0	3,0	-0,4	3,5	-0,9	2,3	-0,1
0,1—0,99			8,6	-1,0	6,7	+1,0	6,3	+0,9		

Примечание: см. табл. 2.

грешности разработанной на основе монохроматической модели методики анализа бокситов с определением основных и примесных компонентов удовлетворяют допустимым требованиям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. — Новосибирск: Наука, 1984.
2. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов / Под ред. Г.В.Остроумова. — М.: Недра, 1979, С. 30—33.
3. Пискунова Л.Ф., Афонин В.П., Гуничева Т.Н. Учет матричного возбуждения при рентгенофлуоресцентном анализе горных пород // Журнал аналитической химии. 1980. № 11. С. 2180—2186.
4. Рентгеноспектральный анализ основных компонентов проб с учетом изменения массы при сплавлении / В.А.Симаков, Р.Л.Баринский, И.В.Сорокин и др. // Заводская лаборатория. 1984. № 9. С. 26—27.
5. Симаков В.А., Баринский Р.Л., Сорокин И.В. Монохроматическое описание первичного спектра и выбор материала анода при анализе проб различного состава // Заводская лаборатория. 1986. № 2. С. 30—32.
6. Симаков В.А., Кордюков В.С., Петров Е.Н. Учет фона в коротковолновой области при определении полного состава пробы рентгеноспектральным методом // Журнал аналитической химии. 1988. № 88. С. 1418—1422.
7. Финкельштейн А.Л., Гуничева Т.Н., Афонин В.П. Расчет спектрального излучения при рентгенофлуоресцентном анализе // Заводская лаборатория. 1981. № 11. С. 28—31.
8. Criss J., Birks L. Calculation Methods for Fluorescent X-ray Spectrometry // Anal. Chem. 1968. Vol. 40. № 7. P. 1080—1081.
9. Tertian R.R. Quantitative X-ray Fluorescence Analysis Using Solid Solution Specimens — A Theoretical Study of the Influence of the Quality of Primary Radiation // Spectrochim. Acta. 1971. Vol. 26B. P. 71—94.

V. A. Simakov, N. S. Vakhonin, V. Ye. Isayev

X-RAY-FLUORESCENCE-BASED DETERMINATION OF ESSENTIAL AND ACCESSORY CONSTITUENTS IN BAUXITES

An X-ray-fluorescence-based technique has been developed to analyse bauxites for Sc, V, Cr and essential constituents, with the method of fundamental parameters used to make the results corrected for matrix effects. A model is proposed to account for selective absorption and supplementary excitation effects, with monochromatic approximation adopted for the mixed primary spectrum. A highly efficient sample preparation technology has been elaborated. Metrological characteristics of the technique proposed have been established. When no significant errors are present, the random ones are found to be satisfactory.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 550.837,75:550.4

© Коллектив авторов, 1996

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКОЛОТРУБОЧНОГО ПРОСТРАНСТВА КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. Т. БОНДАРЕНКО, Ю. Д. КОВАЛЕВ (ЦНИГРИ МПР России), Н. Н. ЗИНЧУК,
М. Н. ГАРАТ, А. Б. ПЫСТИН (ЯНИГП ЦНИГРИ АК «Алмазы России-Саха»)

При изучении петрофизических характеристик криогенных карбонатных горных пород лландоверийского яруса нижнего силура обнаружена их изменчивость в околотрубчатом и разломном пространстве по трехкилометровым профилям, пересекающим геофизический полигон и кимберлитовую трубку Восток. Выявленная закономерность может служить дополнительным критерием при поисках кимберлитов геолого-геофизическими методами на месторождениях алмазов Сибирской платформы.

В пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля на известной трубке Восток был разбурен полигон по четырем буровым профилям со сгущением расстояния между скважинами до 50 м. Нами было проведено детальное изучение физических (в том числе и электрических) свойств мерзлых карбонатных, терригенных и кимберлитовых горных пород с целью прослеживания распределения их в кимберлитовмещающих карбонатных породах околотрубчатого и разломного пространства. Кроме того, оценивалась эффективность применения межскважинного радиопросвечивания в геосреде нижнесилурийских вмещающих кимберлиты известняках лландоверийского яруса, а также выявлялась контрастность среды по петроэлектрическим параметрам [1—9, 14].

По профилям скважин 44—45 и 8—28, пробуренным вкрест простирания пород, были проведены измерения на 150 образцах. Образцы отобраны из кимберлитовмещающих известняков по 42 скважинам, пройденным на глубину до 50 м. Измерения выполнялись на керне длиной 80—150 мм. Проводились также контрольные измерения на 30 образцах с весьма высокими или низкими значениями удельного электрического сопротивления.

Электрические измерения проводились на предельно водонасыщенном керне при

температуре -10°C по методике экспресс-метода с применением устройства, снабженного кольцевыми электродами. Одним из преимуществ данной методики является возможность в диапазоне частот от 0 до 36 МГц и выше быстро измерять электрические параметры не только на керне естественномерзлых прочных пород, но и рыхлых отложений непосредственно на разбуриваемых скважинах, без предварительной их обработки на камнерезных и шлифовальных станках. Последнее позволяет получать петроэлектрические характеристики пород, характерные для естественной криогенной физико-геологической среды Якутии [5, 10].

В отобранных перпендикулярно напластованию образцах горных пород измерялись эффективное удельное электрическое сопротивление $\rho_{\text{эф}}$, относительная диэлектрическая проницаемость ϵ/ϵ_0 и коэффициент поглощения электромагнитной энергии радиоволн k'' , определяющий эффективную дальность межскважинного радиопросвечивания. Проведены также измерения скорости распространения продольных волн V_p , плотности σ , эффективной пористости $n_{\text{эф}}$ и водонасыщенности (льдистости) W .

Кимберлитовмещающие карбонатные породы S_1 ln слагают нижние части склонов долины р. Сохсолох. Это — наиболее древние

образования, выходящие на дневную поверхность исследуемого участка. На них часто развита кора выветривания, представленная интенсивно ожелезненной глинистой массой с обломками известняков различной степени выветрелости мощностью 0,5 м.

Трубка Восток расположена в верховьях ручья Окаменелостей в 16 км к северо-западу от трубки Айхал. Она приурочена к ослабленной рудовмещающей эпицентральной зоне, контролируемой докембрийским региональным разломом северо-восточного направления. С восточной, западной и юго-западной сторон к трубке близко примыкают палеозойские нарушения в осадочном чехле и верхах фундамента (рис. 1). С севера на юг по центральной части полигона и трубки проходит позднеархейский внутриблоковый разлом кристаллического фундамента. Приуроченность трубки к тектонически ослабленной зоне северо-восточного разлома подтверждается геологическими данными, полученными в результате бурения скважин геофизического полигона. Так, к юго-востоку от кимберлитовой трубки фиксируется разрывное сбросовое нарушение с вертикальной амплитудой смещения блоков порядка 35 м. Разрывные нарушения фиксируются в скважинах 13, 14, 20, 29, 30, они сопровождаются зонами дробления в карбонатном цоколе, реже в терригенных породах. В ближайших к рудному телу скважинах 4, 39, 40 и удаленных от него на 1500 м скважинах 44, 55 также отмечаются тектонические нарушения, влияющие на величины петрофизических характеристик кимберлитовмещающих карбонатных пород (см. рис. 1). Краткое геологическое описание и схема тектонического строения участка приведены по материалам Амакинской ГРЭ.

На исследуемой площади широко развит трапповый магматизм. Траппы покрывают свыше 50 % исследуемой площади. Породы, слагающие трапповые поля, представлены долеритами пермо-триасового возраста с мелкозернистой структурой и массивной текстурой. Мощность интрузий долеритов варьирует в пределах 0,5 до 45 м. Величины эффективного электрического сопротивления мерзлых траппов на рабочей частоте радиопросвечивания 0,625 МГц (далее в тексте значения $\rho_{эф}$ приводятся для этой частоты) находятся в преде-

лах 7000—15000 Ом·м, ϵ/ϵ_0 — 13—18 ϵ_0 , κ'' — 0,008—0,004 Нп/м. Щелочно-ультраосновная кимберлитовая магматическая формация представлена трубкой Восток. В плане трубка имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении рудовмещающей эпицентральной зоны. Размер тела по длинной оси составляет около 400 м, по короткой оси — 260 м. В разрезе трубка представляет собой столбообразное тело с крутым наклоном стенок к центру трубки. В приповерхностной части трубка имеет форму распуха над кровлей вмещающих известняков. Она покрыта терригенной толщей айхальской свиты мощностью в среднем 26 м. Свита имеет сложное ритмичное строение и представлена песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами с линзами углей. Значения ρ пород свиты на постоянном токе составляет 60—200 Ом·м, а ρ туфогенно-осадочных, песчано-брекчиевых отложений достигают значений 120—50 Ом·м.

Трубка в основном сложена автолитовой кимберлитовой брекчий девон-карбонного возраста и порфировым кимберлитом с незначительными включениями ксенолитов. Объем ксенолитов карбонатных пород в брекчии до 67 %. Мантийные ксенолиты и породы кристаллического фундамента не превышают 3 % объема кимберлитовой породы [6]. Верхняя часть трубки представляет собой выветрелую глинисто-железистую рыхлую породу ржаво-бурого, зеленовато-серого, бледно-зеленого, темно-серого цвета с обломками измененных кимберлитов и карбонатных пород. Значения $\rho_{эф}$ этого слоя кимберлита мощностью до одного метра составляют 50—100 Ом·м. Под элювием коры выветривания находится слабо выветрелый трещиноватый кимберлит (15 м) зеленовато-серого и зеленого цвета, имеющий значения $\rho_{эф}$, ϵ/ϵ_0 и κ'' , в пределах 150—200 Ом·м, 75—120 ϵ_0 , 0,16—0,12 Нп/м соответственно. Ниже зоны слабо выветрелого кимберлита порода приобретает массивный облик, а зеленоватый оттенок пород постепенно сменяется темным коричневым цветом. В этом интервале глубин кимберлитовые брекчии имеют значения $\rho_{эф}$, ϵ/ϵ_0 и κ'' , равными 30—600 Ом·м, 38—60 ϵ_0 и 0,08—0,056 Нп/м.

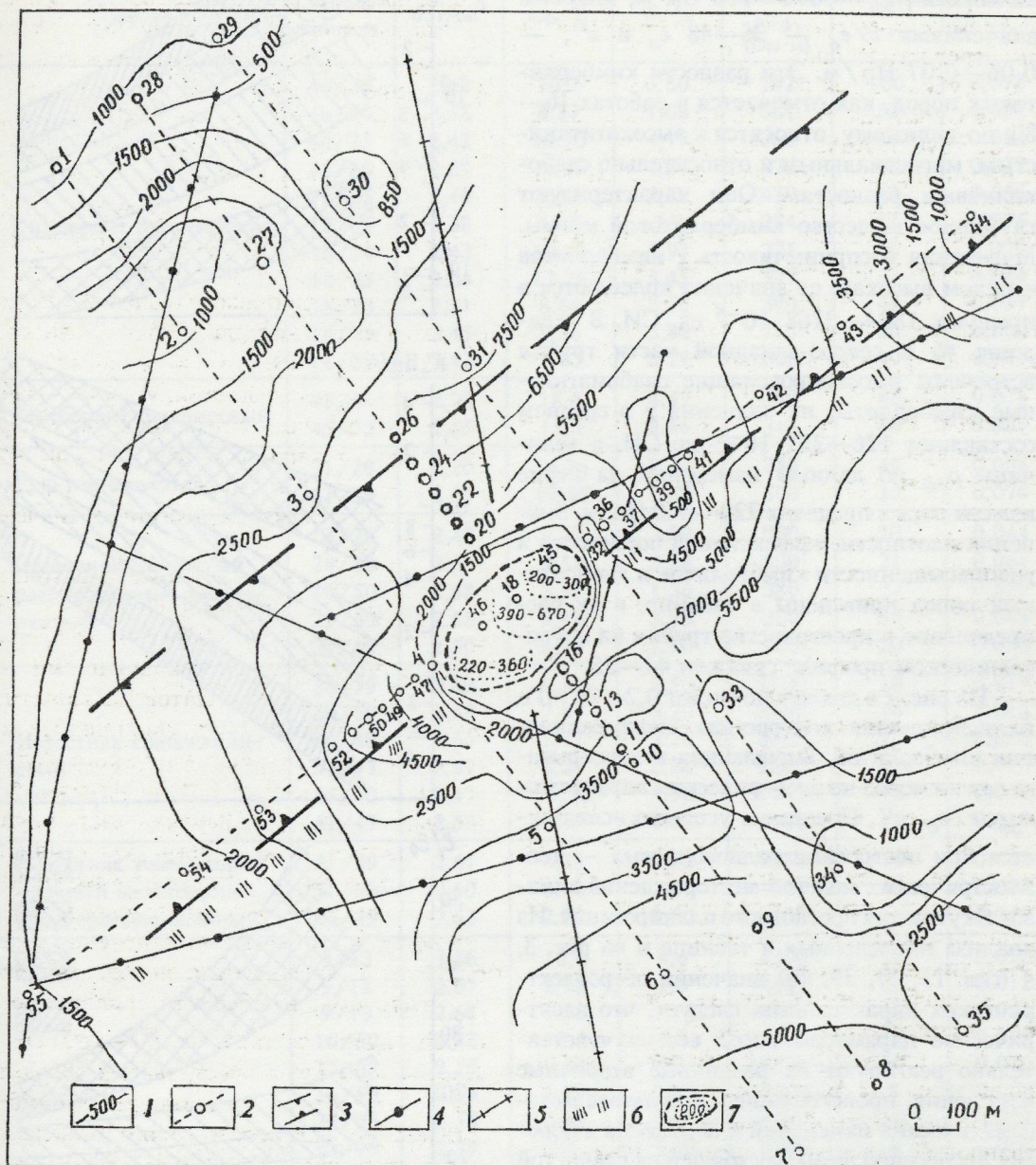


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема геофизического полигона трубки Восток с изолиниями удельного электрического сопротивления для частоты 0,625 МГц в толще кимберлитовмещающих карбонатных пород:

1 — изолинии значений $\rho_{\text{эф}}$ (Ом·м); 2 — скважины буровых профилей; 3 — эпицентральная зона регионального докембрийского разлома Даддыно-Оленекской кимберлитоконтролирующей системы; 4 — ранне- и среднепалеозойские разрывные нарушения в осадочном чехле и верхних частях фундамента; 5 — позднеархейский внутривластовый разлом кристаллического фундамента; 6 — то же, что и 4, по данным сейсморазведки; 7 — контур трубки и значения $\rho_{\text{эф}}$ (Ом·м) кимберлитовых пород

Автолитовые порфировые брекчии с глубин 70—80 м из скважины 18 в центре трубки характеризуются аномально высокими величинами $\rho_{эф}$ — 600—700 Ом·м, низкими значениями ϵ/ϵ_0 — 36—48 ϵ_0 и κ'' , — 0,06—0,07 Нп/м. Эти разности кимберлитовых пород, как отмечается в работах [6—8], по-видимому, относятся к высокотитанистым, магнезиальным и относительно слабикалиевым разностям. Они характеризуют глубинное вещество кимберлитовой магмы. Магнитная восприимчивость χ кимберлитов в целом высокая, ее значения колеблются в пределах $1884—3768 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В скважине 46 в северо-западной части трубки встречены высокопроводящие слабомагнитные кимберлиты, их значения χ в среднем составляют $126—251 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а величины $\rho_{эф}$ по данным измерений на керне изменяются в пределах 220—360 Ом·м. Значения плотности, эффективной пористости и водонасыщенности кимберлитов и карбонатных пород приведены в таблице, а их распределение в пространстве трубки на петрофизическом профиле скважин 44—55.

На рис. 2 в диапазоне частот 0,2—36 МГц иллюстрируется контрастная дифференциация кимберлитов, вмещающих и перекрывающих их пород по электрическим параметрам $\rho_{эф}$, ϵ/ϵ_0 , κ'' . Последнее успешно используется при построении радиоволновых — геоэлектрических моделей месторождений алмазов Якутии для прогнозного планирования. Из анализа приведенных в таблице и на рис. 3, 4 (скв. 13, 27, 39, 40) значений петроэлектрических характеристик следует, что электрические параметры пород весьма чувствительно реагируют на различные вторичные изменения, происходящие в результате метасоматических изменений и появления в породах дисперсной фазы, состоящей из глинистой составляющей, гидроокислов железа и сульфатов различных сульфидных образований. На изменение величины физических характеристик вмещающих пород оказывают влияние трапповые покровы и внедрившиеся в них кимберлитовые трубки. При этом создаются определенные термодинамические условия, приводящие к изменению петрофизических свойств геосреды в околотрубочном пространстве [4]. Например, массивные прочные не

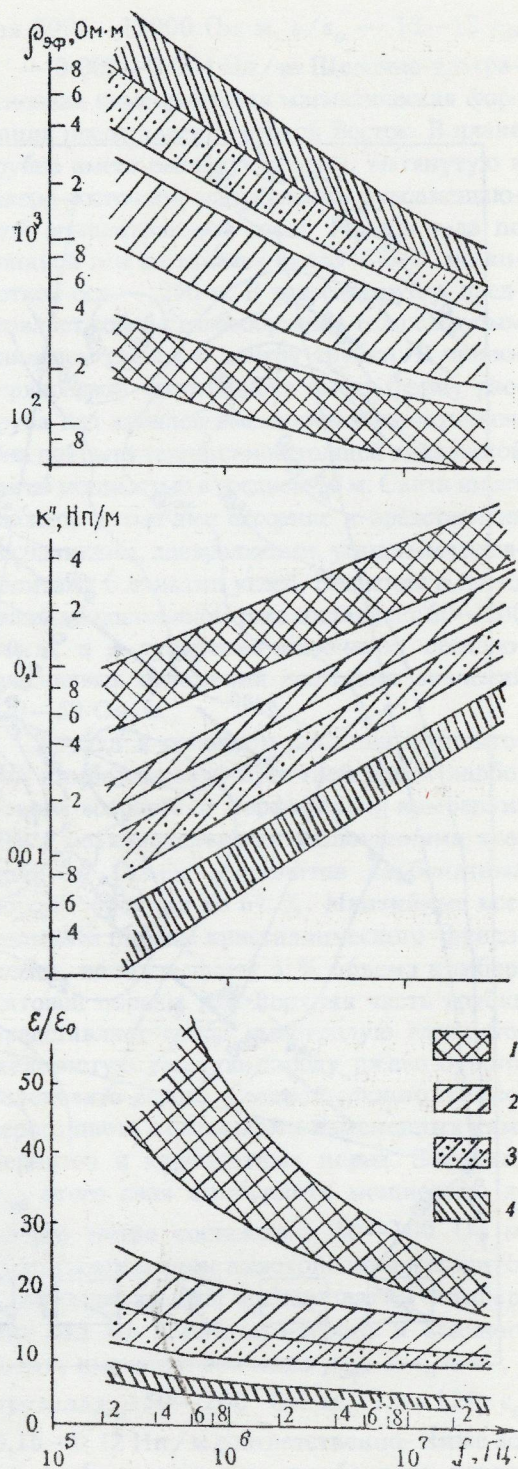


Рис. 2. Дифференциация мерзлых карбонатных пород кимберлитов полигона трубки Восток по значениям $\rho_{эф}$, ϵ/ϵ_0 , κ'' в диапазоне электромагнитных частот 0,2—36 МГц:

1 — кимберлиты; 2 — глинистые известняки; 3 — известняки прочные массивные слабоглинистые; 4 — известняки доломитистые полнокристаллические слабопористые

Значения электрических и петрофизических характеристик кимберлитов трубки Восток и вмещающих их карбонатных пород S1ln при температуре -10°C

Порода	Скв./глубины, м	δ , г/см ³	пэф, %	W, %	Частота 0,625 МГц		
					$\rho_{эф}$, (Ом·м)	$\varepsilon/\varepsilon_0$	κ'' , Нп/м
Кимберлит брекчиевый	46/38	2,48	10,2	3,30	252	100	0,072
	46/50	2,58	4,27	1,68	361	53	0,067
	46/75	2,43	11,13	4,79	260	48	0,084
	46/80	2,39	16,39	7,37	278	45	0,077
	18/25	2,48	9,13	3,79	420	49	0,056
	18/35	2,38	15,8	7,2	274	53	0,075
	18/54	2,43	13,67	5,97	275	46	0,077
	18/65	2,34	12,26	5,45	577	31	0,049
	18/73	2,51	8,64	3,56	390	49	0,057
	18/75	2,45	9,56	3,82	715	38	0,039
	18/80	2,42	8,83	3,79	666	40	0,040
Кимберлит порфировый	45/44	2,23	18,6	4,47	280	48	0,076
	45/75	2,55	15,5	6,66	315	46	0,067
Туф песчанистый	31/20	2,20	16,36	8,20	380	49	0,066
	31/29	2,25	17,56	8,48	500	36	0,070
Известняк глинистый раздробленный ожелез- ненный	13/20	2,48	9,27	3,88	900	20	0,044
	28/80	2,55	9,54	3,88	800	21	0,064
	40/50	2,58	3,51	1,36	380	24	0,089
	29/30	2,53	9,49	3,90	300	50	0,088
	39/40	2,50	6,56	2,70	400	20	0,090
Известняк слабоглини- стый	38/79	2,53	6,56	2,50	2800	18	0,019
	39/69	2,58	7,47	3,20	3100	14	0,015
	43/40	2,56	7,47	3,20	3100	14	0,015
	52/47	2,57	8,39	3,38	2300	16	0,019
	55/40	2,47	11,72	4,98	1800	18	0,029
	52/47	2,57	8,39	3,38	2300	16	0,019
Известняк темно-серый прочный мелкозерни- стый ороговикованный	51/39	2,61	4,69	1,83	2350	14	0,018
	51/40	2,60	6,40	2,50	1600	16	0,028
	44/49	2,63	2,20	0,80	1100	16	0,040
Известняк доломитистый	8/33	2,56	10,6	4,6	4300	16	0,013
	9/18	2,67	2,72	1,0	4500	12	0,012
	9/13	2,68	3,10	1,17	4600	12	0,011
	10/50	2,52	10,4	4,4	3500	13	0,015
	15/69	2,53	9,88	4,10	5500	10	0,010
	16/50	2,56	6,79	2,59	7600	8	0,008
	22/63	2,58	6,15	2,40	4400	10	0,012
	22/90	2,59	6,5	2,30	6700	8	0,009
	21/29	2,57	8,48	3,4	5500	9	0,011
	24/53	2,53	9,15	3,75	4400	12	0,012
	26/64	2,54	5,44	2,16	4760	12	0,011
	27/70	2,50	9,18	3,83	7866	9	0,007
	20/66	2,57	7,44	2,98	5960	9	0,011
	32/30	2,59	4,50	1,7	5400	11	0,010
	36/57	2,57	6,60	2,63	3200	17	0,014
	47/40	2,48	9,97	4,2	3800	13	0,026
	47/48	2,50	6,69	2,77	3650	13	0,028
	53/62	2,50	5,10	1,98	2500	14	0,018
	54/73	2,52	5,82	2,36	3660	12	0,024
	41/51	2,53	7,50	3,0	4600	12	0,011

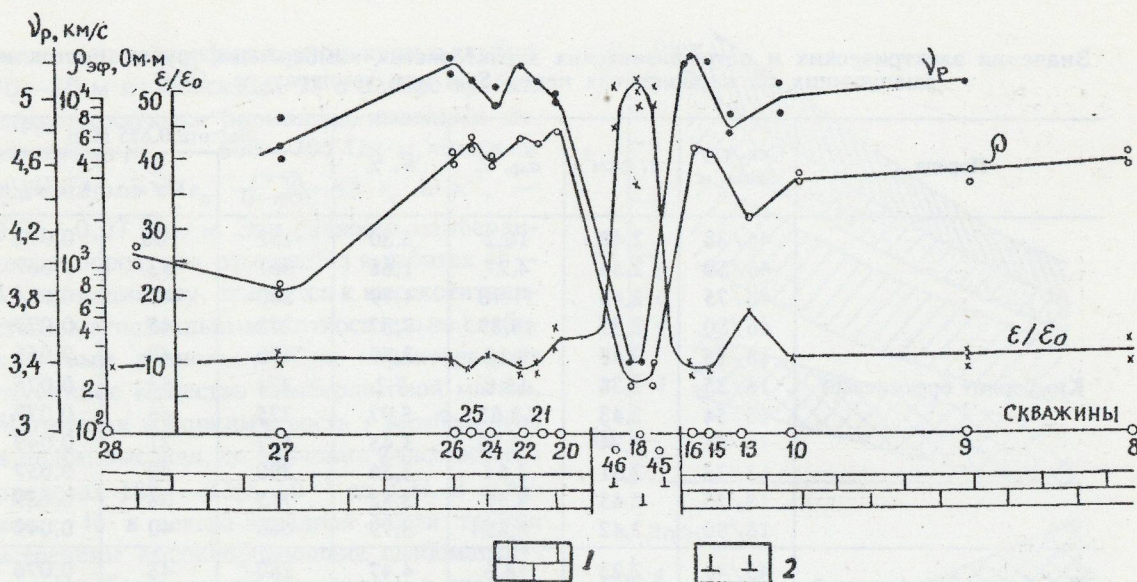


Рис. 3. Распределение значений $\rho_{эф}$, ϵ/ϵ_0 и скорости продольной волны V_p в известняках околотрубного пространства тр. Восток по профилю скважин 8—28:

1 — известняки; 2 — кимберлиты

нарушенные разломной тектоникой известняки в северной части полигона имеют значения эффективного удельного электрического сопротивления до 7600 Ом·м, известняки нарушенных зон, приконтактных зон возле кимберлитовой трубки характеризуются значениями электросопротивления в 300—800 Ом·м, а из окисленных участков пород величины $\rho_{эф}$ понижаются до 100—150 Ом·м (см. рис. 1, 4, скв. 38—40).

Наблюдаемые на профиле скважин 44—55 участки пород с аномально низкими значениями $\rho_{эф}$ и высокими ϵ/ϵ_0 , κ'' приурочены к более поздним — палеозойским нарушениям в платформенном осадочном чехле. Такие участки картируются по этому профилю на юго-западе и северо-востоке трубки Восток на расстояниях 250 и 1000 м. Карбонатные породы в них характеризуются низкими величинами $\rho_{эф}$ — 530—1000, 1500 Ом·м, повышенными параметрами ϵ/ϵ_0 — 18—22 ϵ_0 , низкими значениями плотности — 2,47—2,52 г/см³ и V_p — 4,0—4,75 км/с. Следовательно, в зонах активных разломных нарушений в осадочном чехле, пересекающих докембрийские разломы в фундаменте, значения $\rho_{эф}$ кимберлитовмещающих карбонатных пород лlandoверийского

яруса значительно ниже, чем для таких же пород, находящихся за пределами зоны разломов. Это свойство пород служит оптимизирующим интерпретационно-поисковым признаком при электроразведочных работах. При этом подчеркнем, что позднеархейский внутриблоковый разлом кристаллического фундамента, симметрично рассекающий площадь геофизического полигона, практически не оказывает влияния на геоэлектрические характеристики известняков лlandoверийского яруса (см. рис. 1).

Приведенные результаты измерений электрического сопротивления, с учетом контрастной частотной дисперсии (см. рис. 2), удовлетворительно согласуются с полевыми наземными и каротажными наблюдениями. Например, по данным лабораторных измерений на мерзлом керне скважин 20—26, пройденных перпендикулярно к профилю скважин 44—55, значения $\rho_{эф}$ известняков находятся в пределах 4200—8000 Ом·м, на постоянном токе — 10000—13000 Ом·м, а по наземным и каротажным данным на постоянном токе эти величины составляют 10000—12000 Ом·м (результаты полевых измерений Г.И.Березина, С.И.Березиной, Г.Н.Новожилова, «Рудгеофизика»).

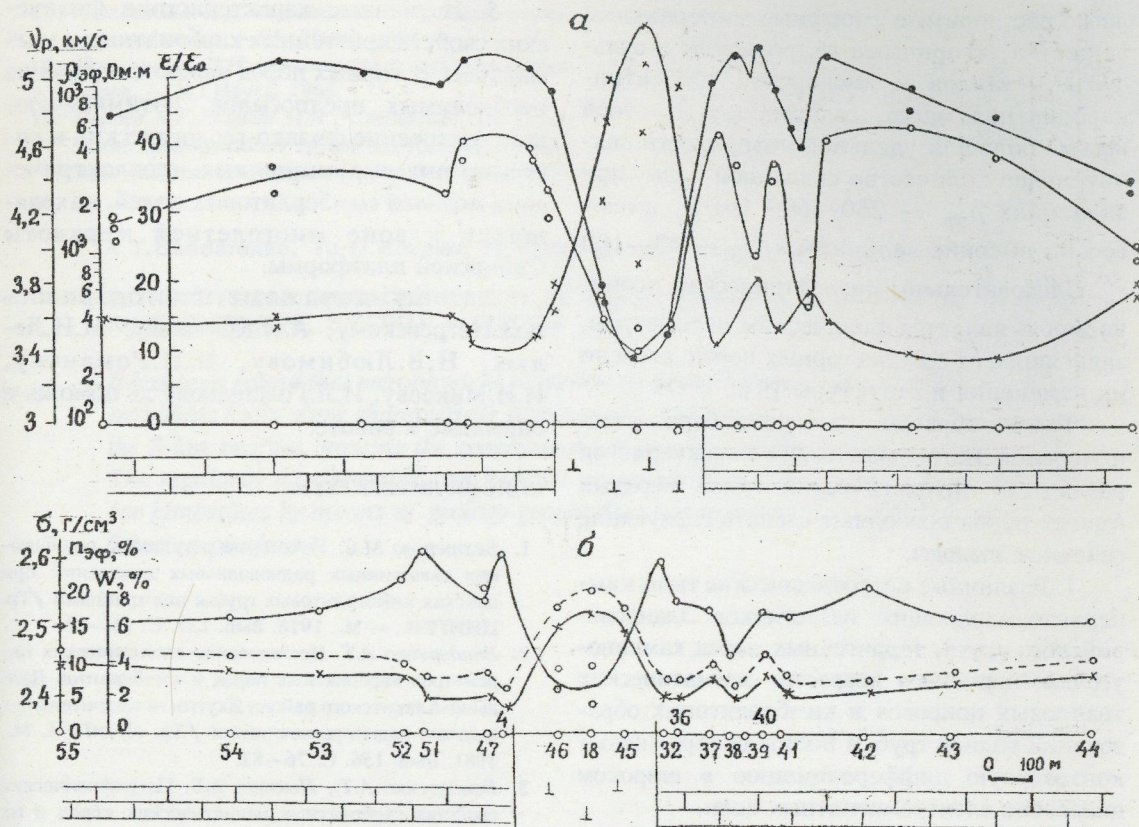


Рис. 4. Распределение значений петрофизических параметров и скорости продольной волны V_p в известняках полигона трубки Восток по профилю скважин 44—45: а — $\rho_{эф}$, ϵ/ϵ_0 , V_p ; б — плотности σ , эффективной пористости $n_{эф}$ и водонасыщенности W

усл. обозн. см. рис. 3

Аналогичным образом по профилям скважин распределяются и значения скоростей продольных волн, измеренных вдоль напластования, а также величины плотности и эффективной пористости известняков лландоверийского яруса (см. рис. 3—5). Высоким значениям $\rho_{эф}$ соответствуют высокие значения скорости продольных волн в известняках (4,8—5,2 км/с) и их плотности, достигающие 2,55—2,62 г/см³. Для измененных карбонатных пород из нарушенных зон V_p понижаются до значений 4,1—4,6 км/с, а величины их плотности составляют 2,45—2,50 г/см³. Неизмененные карбонатные породы S_{1ln} , характеризующиеся высокими значениями $\rho_{эф}$, V_p , σ , имеют низкие величины эффективной пористости, льдистости и диэлектрической проницаемости (см. рис. 5 и таблицу). Отметим, что значения

диэлектрической проницаемости характеризуют диэлектрические свойства твердого вещества и способность его поляризоваться в переменных электромагнитных полях. Как правило, для твердых кристаллических веществ, имеющих высокие значения удельного электрического сопротивления, характерны низкие величины диэлектрической проницаемости [10]. Из таблицы следует, что массивные кристаллические неизмененные известняки, имеющие значения $\rho_{эф}$, равные 4000—7600 Ом·м характеризуются величинами относительной диэлектрической проницаемости, равными 8—16 ϵ_0 для измененных известняков, значения которых составляют 400—1500 Ом·м величины повышаются ϵ/ϵ_0 до 40 ϵ_0 и выше. На этой же частоте электромагнитного поля (0,625 МГц) кимберлиты, в минеральном составе которых присутствуют различные

легко растворимые аморфные минеральные вещества, вторичные гидроокислы и сульфаты металлов и дисперсная серпентин-карбонатная масса, содержащая на своей весьма большой удельной поверхности значительное количество связанной воды, при значениях $\rho_{эф}$ — 260—600 Ом·м, имеют весьма высокие величины $\varepsilon/\varepsilon_0$ — 40—100 ε_0 . Следовательно, диэлектрическая проницаемость является физическим параметром, зависящим от состава горных пород, степени их изменения и структуры [9].

Таким образом, данные лабораторных измерений петрофизических характеристик различных литологических типов мерзлых горных пород позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Различные петрофизические типы кимберлитовмещающих известняков лландоверийского яруса, терригенных пород каменноугольно-пермского возраста, магматических трапповых покровов и кимберлитовых образований вблизи трубки Восток обнаруживают контрастную дифференциацию в широком диапазоне электромагнитных волн.

2. Установлено, что на основной рабочей частоте радиопросвечивания 0,625 МГц отношение значений $\rho_{эф}$ лландоверийских известняков к $\rho_{эф}$ кимберлитовых пород трубки Восток в среднем достигает 16—25 и больше. Такие геоэлектрические условия геологической среды, как следует из опыта работ, определяют межскважинную дальность радиопросвечивания от 500 до 800 м.

Так, кимберлитовая трубка Восток по всем изученным петрофизическим параметрам отчетливо выделяется на фоне вмещающей ее геологической среды.

3. В околотрубном пространстве с приближением к кимберлитовой трубке в известняках S_{1ln} обнаружено увеличение значений $\rho_{эф}$, V_p , плотности и уменьшение величин $\varepsilon/\varepsilon_0$, $n_{эф}$ и водонасыщенности.

4. Наблюдаемые изменения электрических радиоволновых и других физических свойств карбонатных пород в околотрубном и разломном пространстве обусловлены тектоническими и постмагматическими процессами, что может служить критерием при поисках кимберлитов геолого-геофизическими методами.

5. Изученные характеристики физических свойств криогенных карбонатных и магматических горных пород являются одной из необходимых предпосылок, оптимизирующих построение физико-геологических и системно-интерпретационных геоэлектрических моделей кимберлитовых полей, находящихся в зоне многолетней мерзлоты Сибирской платформы.

Авторы выражают благодарность А.Д.Петровскому, А.И.Крючкову, М.И.Лелюх, Н.В.Любимову, Н.Н.Романову, И.И.Микосеву, И.Л.Голощапову за помощь и внимание к работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

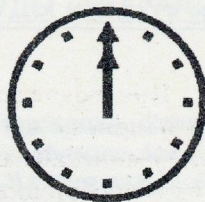
1. Бехтерева М.С. Некоторые результаты опробования скважинных радиоволновых измерений при поисках кимберлитовых трубок под траппами //Тр. ЦНИГРИ. — М., 1978. Вып. 137. С. 76—82.
2. Бондаренко А.Т. Исследование электрических параметров карбонатных пород и кимберлитов Дально-Алакатского района Якутии применительно к задачам радиопросвечивания //Тр. ЦНИГРИ. М., 1981. Вып. 156. С. 76—82.
3. Бондаренко А.Т., Пыстин А.Б. Петрофизические свойства карбонатных магматических пород и их использование при поисках кимберлитовых трубок //Руды и металлы. 1995. № 1. С. 69—76.
4. Бонадренко А.Т., Борис Е.И., Стогова В.А. Латеральное изменение электрических свойств кимберлитовмещающих осадочных пород Западной Якутии //Геология и геофизика. 1995. № 3. Т. 36. С. 119—125.
5. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керне //Тр. ЦНИГРИ. — М., 1988. Вып. 222. С. 53—58.
6. Петрохимия субщелочных карбонатитосодержащих комплексов Сибири / Василенко В.Б., Зинчук Е.Н., Кузнецова Л.В., Серенко В.П. — Новосибирск: Наука. СО РАН, 1994.
7. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений) — Новосибирск: Изд. Университета, 1994.
8. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Пыстин А.Б. Изучение корреляционных связей между петрохимическим составом и электрическими свойствами кимберлитовых пород Западной Якутии //Руды и металлы. 1995. № 6. С. 58—62.
9. Курскеев А.К., Бондаренко А.Т., Белослюдов О.М. Геолого-геофизический анализ электрических свойств горных пород. — Алма-Ата: Наука, 1982.
10. Определение петрофизических характеристик по образцам. — М.: Недра, 1977.

11. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. — М.: Недра, 1971.
12. Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород. — М.: Наука, 1965.
13. Сараев А.К., Гарат М.Н., Слесаревич С.В. Выявление кимберлитовых трубок под траппами по данным скважинной магниторазведки // Вестн. СПб. Университета. Сер. 7. Геология, география. Вып. 2. 1994. С. 28—36.
14. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1995.

A. T. Bondarenko, Yu. D. Kovalev, N. N. Zinchuk, N. M. Garat, A. B. Pystin

PETROPHYSICAL CHARACTERIZATION OF THE CIRCUM-PIPE SPACE AT THE VOSTOK KIMBERLITE PIPE, SIBERIAN PLATFORM

It has been found that petrophysical properties of Lower Silurian Llandoveryan cryogenic carbonate rocks show characteristic variations in the circum-pipe and fault space along the 3-km profiles crossing the geophysical test ground and the Vostok kimberlite pipe. The regularity thus revealed can be used as an additional criterion in the exploration for kimberlites by means of geology-geophysical techniques at diamond deposits of the Siberian platform.



НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «ЭВОЛЮЦИОННО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ». Москва, ВИМС, май 1996 г.

28—30 мая 1996 г. в Москве, во Всероссийском научно-исследовательском институте минерального сырья им. Н.М.Федоровского состоялась научно-практическая конференция «Эволюционно-геологические факторы рудообразования и прогноз месторождений полезных ископаемых».

Конференция была организована ВИМСом при участии Комитета РФ по геологии и использованию недр, Российской академии наук, Международной академии минеральных ресурсов и Академии естественных наук. Всего было заслушано 39 докладов, тематика которых определялась четырьмя основными направлениями: 1 — Историко-геологические аспекты формирования рудных месторождений (16 докладов), 2 — Взаимоотношения эндогенных и экзогенных процессов при образовании руд различных типов (9), 3 — Эволюция рудообразования в осадочных бассейнах (4) и 4 — Значение эволюционно-геологических факторов при прогнозировании рудных месторождений (10).

В рамках первого направления были рассмотрены как общие проблемы рудообразования в истории развития Земли (*В.И.Старостин* и др., МГУ) и эволюции рудообразующих систем (*Г.Б.Наумов*, Гос.геол.музей им. В.И.Вернадского), так и конкретные вопросы формирования месторождений урана, золота, редких металлов, олова, бора и ряда других полезных ископаемых (доклады сотрудников ВИМСа, ЦНИГРИ, ИМГРЭ, ИГЕМ РАН).

Среди докладов второго направления большой интерес вызвали эволюционная модель формирования уникально богатых редкометальных руд Томторского месторождения (*А.Д.Коноплев* и др., ВИМС), а также достаточно спорные представления о ведущей роли экзогенно-эндогенных процессов «регенерационного» рудогенеза при образовании урановых и золото-урановых месторождений на древних щитах (*И.Г.Минеева*, ВИМС). В других докладах (ИГЕМ РАН, МГУ, ВИМС) рассмотрены особенности формирования рудоносности кор выветривания, россыпей, инфильтрационных урановых месторождений, а также взаимоотношения эндогенных и экзогенных процессов при образовании оксидно-силикатных никелевых руд.

В докладах третьего направления показана роль солеродных бассейнов в стратиформном рудообразовании (*Л.Г.Богошева*, МГУ), рассмотрены особенности стратиформного уранового, полиметаллического и железо-марганцевого рудогенеза (*В.Н.Щеточкин* и др., ВИМС; *С.И.Андреев* и др., ВНИИОкеангеология) и предпринята очередная попытка обосновать эндогенный источник формирования угольных месторождений (*Ю.А.Кудинов*, ИМГРЭ).

В четвертом направлении были объединены доклады (ВИМС, ИГЕМ РАН, ЦНИГРИ, ИМГРЭ, ВИРГ-Рудгеофизика, МГГА), рассматривающие на конкретных примерах роль и методы выявления эволюционно-геологических факторов при прогнозировании рудных месторождений.

При подведении итогов конференции участники единодушно отметили ее большую пользу и необходимость систематического проведения. Несмотря на тяжелое экономическое положение геологической отрасли, ученые-геологи продолжают анализ и обобщение большого фактического материала, накопленного за годы активного изучения геологии, металлогении и условий образования месторождений различных типов. В этих условиях, помимо возможностей широкого взаимного общения, подобные совещания позволяют публично апробировать новые научные идеи и наметить пути их дальнейшей реализации.

Оргкомитет конференции

По рекомендации оргкомитета конференции часть докладов будет опубликована в последующих номерах журнала «Руды и металлы».

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



ПЕТР ЭРИКОВИЧ ФЕЛЬТГЕЙМ — ведущий специалист отрасли в области проветривания подземных горных выработок. Вся творческая жизнь Петра Эриковича связана с ЦНИГРИ, в котором он проработал более 40 лет старшим и ведущим научным сотрудником.

П.Э.Фельтгеймом теоретически обоснованы и доведены до практической реализации методы расчета систем проветривания подземных горноразведочных выработок, которые легли в основу методических и инструктивно-нормативных документов по вентиляции. Работы П.Э.Фельтгейма нашли широкое признание в производственных геологических организациях СНГ.

П.Э.Фельтгейм — автор более 120 научных работ, его труд неоднократно поощрялся руководством института и отрасли.

Поздравляя Петра Эриковича с семидесятилетием, желаем ему доброго здоровья и дальнейших творческих успехов.

ГАРОЛЬД ВЛАДИМИРОВИЧ ПРИС — один из ведущих специалистов в области электромагнитных методов прикладной геофизики.

Всю свою творческую жизнь он посвятил созданию и развитию теории, методики, интерпретации и аппаратуры индуктивной электроразведки для геокартирования и поисков полезных ископаемых. Он — один из создателей уникальной современной электромагнитной технологии аэрогеофизической съемки ДИП-А, наземных электромагнитных методов эллиптической поляризации поля (ЭПП) и двухпетлевого индуктивного метода (ДИМ).

Г.В.Прис — автор более 70 научных публикаций, обладатель 38 авторских свидетельств на изобретения, нескольких медалей и дипломов ВДНХ.

Поздравляем Гарольда Владимировича с шестидесятилетием, желаем плодотворной работы и новых научных открытий.

СЕРГЕЮ СЕРОПОВИЧУ ВАРТАНЯНУ — ведущему научному сотруднику ЦНИГРИ исполняется 50 лет.

Работая с 1966 г. в ЦНИГРИ, Сергей Серопович детально изучал рудоносные вулкано-структуры Камчатки и Корякии, геологию связанных с ними золото-серебряных месторождений. В качестве начальника отдела геологии месторождений золота Востока СССР он руководил изучением золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Сергей Серопович проводил поисковые работы на золото в Монгольской Народной Республике, на Аляске, в Никарагуа и Гондурасе с неизменной практической отдачей. Им опубликовано более 60 научных работ, его научная деятельность много раз была отмечена грамотами руководства института и отрасли, он награжден знаком "Отличник разведки недр".

Желаем Сергею Сероповичу новых творческих достижений и успехов во всех делах.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы. Текст печатается через два интервала, на одной стороне листа, поля с левой стороны 25 мм, все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи и аннотация (не более 0,3 с.), которая располагается после заголовка. Крайне желательно предоставление текста на дискетах в стандарте какого-либо текстового редактора MS DOS, Lexicon, Word. Дискеты сразу будут возвращены автору.

2. Штриховые рисунки на ватмане или кальке и фотографии на глянцевой бумаге прилагаются в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указывается его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. С учетом формата полосы журнала 149x225 мм, рисунки, располагаемые в тексте вертикально, рекомендуется подогнать по ширине под 149 мм (ширина полосы) или 72 мм (ширина колонки); высота рисунков должна быть не более 200 мм. Размеры рисунков, помещаемых «лежа», не должна превышать 110x225 мм. Первый экземпляр рисунков должен быть выполнен квалифицированным чертежником. Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстраций должны обеспечивать возможность их прочтения после уменьшения.

3. Все формулы, названия фауны и все тексты, приводимые на иностранном языке, в печатаются на машинке или вписываются тушью (черными чернилами). Необходимо делать ясное различие между заглавными (подчеркнуть черточками снизу) и строчными (подчеркнуть черточками сверху) буквами, имеющими сходные начертания. Следует делать различия между О (большим), о (малым) и 0 (нулем), для чего буквы отмечать двумя черточками, а ноль оставлять без подчеркивания, в особых случаях помечая на полях "0-ноль". При компьютерном наборе нельзя заменять букву "O" нулем и наоборот, русскую "р" английским "p", русскую "H" английским "H". Греческие буквы обводят красным карандашом и на полях пишут их названия, например: η , λ , ξ — eta, lambda, xi, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Подстрочные и надстрочные индексы и степени следует отмечать карандашом дугами сверху и снизу, например: 10^5 — 105, H_2O — H2O.

4. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции, так же как и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и т. д.

5. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается номер источника по списку литературы.

6. Все таблицы, список литературы и подписные подписи должны быть напечатаны на отдельных листах.

7. На полях рукописи должны быть указаны номера рисунков и таблиц в месте их первого упоминания, далее при ссылке пишется «см.», например, см. рис. 1.

8. В список литературы (не более 15 названий) включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту, сначала русскому, затем латинскому. Если авторов более трех, то по алфавиту дается первое слово заглавия, а фамилии авторов указываются сразу после названия работы. Далее указываются: для журналов — название журнала (в принятом сокращении), год, том, выпуск, номер, страницы, например: Докл. РАН. 1994. Т. 1. Вып. 1. N 4. С. 40–41; для монографий — название работы, город, издательство, год, например: Провинции благородных металлов. — М.: Недра, 1991.

9. Под списком литературы приводится слева полное название учреждения, где была выполнена работа, город, подпись, фамилия, имя и отчество (полностью) автора, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (служебный и домашний).

10. Авторы должны определить раздел журнала, в который следует поместить статью, а также дать индекс статьи по Универсальной десятичной классификации (УДК).

11. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации либо лично автором (авторами).

Редакция сохраняет за собой право внесения редакторской правки.

УВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ !

**Реклама вашей организации и вашей продукции
может быть опубликована по льготным расценкам
в журналах:**

- **“Отечественная геология”** - учредители: Министерство природных ресурсов РФ, Российское геологическое общество, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов
- **“Руды и металлы”** - учредитель Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов. Издается при участии Международной Академии минеральных ресурсов, Фонда им. академика В.И.Смирнова.

Подписчики журналов - геологические организации, горнодобывающие предприятия, научно-исследовательские институты, высшие учебные заведения России и зарубежных стран.

Наш адрес: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129Б, ЦНИГРИ.

☎Тел: (095) 315-4347; факс: (095) 313-1818



ПОЛИГРАФИЧЕСКИЕ УСЛУГИ

СКАЦ ЦНИГРИ выполняет комплекс редакционно-издательских и полиграфических работ:

- компьютерные наборы, верстка, макетирование;
- изготовление оригинал-макетов полиграфической продукции;

- тиражирование рекламной информации (листки, проспекты, буклеты) в черно-белом и красочном исполнении;
- печать и переплет малотиражных и периодических изданий.

Работы по заказам геологических организаций и высших учебных заведений выполняются по льготным расценкам.

Наш адрес: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129Б, ЦНИГРИ.

☎Тел: (095) 315-4347; факс: (095) 313-1818; e-mail: tsnigri@vlkuzn.msk.ru