

2-11-8

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



6/1999

ISSN 0869-5997

**Продолжается подписка
на РОССИЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ
на 2000 год**

- **РУДЫ И МЕТАЛЛЫ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-6, ЦНИГРИ

Тел. (095) 315—2847

- **ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-6, ЦНИГРИ

Тел. (095) 315—2847

- **МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ РОССИИ. ЭКОНОМИКА И УПРАВЛЕНИЕ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»

Тел. (095) 915—6122, факс (095) 915—6120

- **БЮЛЛЕТЕНЬ «ЭКОНОМИЧЕСКИЕ И ПРАВОВЫЕ ВОПРОСЫ НЕДРО-ПОЛЬЗОВАНИЯ В РОССИИ»**

24 выпуска в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»

Тел. (095) 915—6181, факс (095) 915—6120

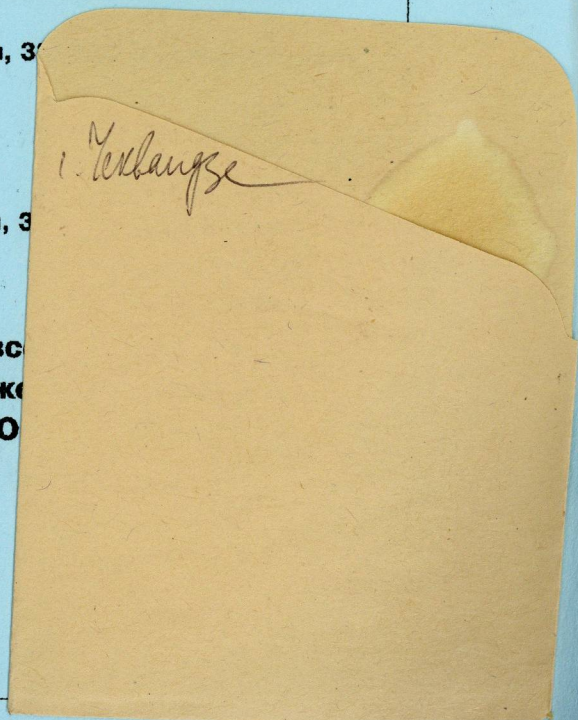
- **ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА**

12 выпусков в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»

Тел. (095) 915—6086, факс (095) 915—6120

Подписка на журналы принимается во все отделы
по каталогу агентства «Роспечать» или мож
отделе распространения изданий ЗАО
тел/факс (095) 915—6724



СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



6/1999

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **И. Ф. МИГАЧЕВ**

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э. К. БУРЕНКОВ
В. И. ВАГАНОВ
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
М. М. КОНСТАНТИНОВ
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

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ



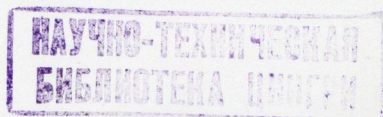
УЧРЕДИТЕЛЬ

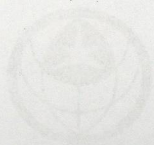
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)

Издается при участии

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

Москва ЦНИГРИ 1999





РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

Редакция: Н. И. Назарова, Г. В. Вавилова
Оригинал-макет — Н. П. Кудрявцева
Компьютерный набор — В. К. Комарова

Сдано в набор 15.09.99
Подписано в печать 06.12.99
Тираж 350 экз.

Формат 297×420 1/2
Бумага офсетная №1
Печать офсетная

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

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Недропользование

Лесков М.И.

Цена и себестоимость золота: состояние и прогнозы

5

Subsurface use

Leskov M.I.

Gold price and cost: current state and forecast of effect on economic grades of natural raw material

Прикладная металлогения

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Макаров Д.В.

Особенности глубинной структуры Новгород-Тверской площади в связи с перспективами ее алмазонасности

12

Applied Metallogeny

Serokurov Yu.N., Kalmykov V.D., Makarov D.V. Peculiarities of deep structure of the Novgorod-Tverskaya area as related to its diamond potential

Бойко Н.И.

К металлогении рифогенных комплексов

18

Boiko N.I.

On metallogeny of riftogenous complexes

Горжевский Д.И.

Конвергентность колчеданно-полиметаллических месторождений

26

Gorzhevsky D.I.

Convergence of polymetallic massive sulfide deposits

Строение рудных месторождений

Болонин А.В.

Редкие земли, иттрий, уран, торий и стронций в рудах Карасугского карбонатитового месторождения в Туве

31

Structure of Ore Deposits

Bolonin A.V.

Rare earths, ittrium, uranium, thorium and strontium in ores of the Karasug carbonatite deposit, Tuva

Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Мильяев С.А.

Минералогическо-геохимические ореолы Наталкинского золоторудного месторождения

43

Chekvaizde V.B., Isakovich I.Z., Milyaev S.A.

Mineralogic-geochemical haloes of the Natalka lode gold deposit

Игнатов П.А., Лыхин А.Г., Малых Ю.Ф., Наумов С.С., Бастриков Ю.Л., Новиков Г.И., Фоменко А.Е., Мельников Е.К., Шариков П.И. Типы урановых концентраций Московской синеклизы

51

Ignatov P.A., Lykhin A.G., Malykh Yu.F., Naumov S.S., Bastrikov Yu.L., Novikov G.I., Fomenko A.E., Mel'nikov E.K., Sharikov P.I.

Types of uranium concentrations in the Moscow syncline

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Сафьянников В.И., Антипин И.И., Яныгин Ю.Т.

О природе индикаторных минералов кимберлитов в триасовых туфах Тунгусской синеклизы

58

Afanasiev V.P., Zinchuk N.N., Safyannikov V.I., Antipin I.I., Yanygin Yu.T.

On the nature of kimberlite indicator minerals in Triassic tuff of the Tungus syncline

Илупин И.П., Каминский Ф.В., Гриффин У.Л. Обогащенные хромом амфиболы в кимберлитах Сибири

63

Ilupin I.P., Kaminsky F.V., Griffin U.L.

Chrome-rich amphiboles in Siberian kimberlite

Поздравляем с юбилеем

70 лет А.Д. Петровскому	68
60 лет В.И. Лобачу	69
60 лет В.Г. Бернадскому	69
Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 1999 году	70

Congratulations

70 th anniversary A.D. Petrovsky	68
60 th anniversary V.I. Lobach	69
60 th anniversary V.G. Bernadsky	69
Contents for №№ 1—6 «Ores & Metals», 1999	70

Applied Metallurgy

Belok N.I. On metallurgy of nitrogen complexes	18
Gorchinsky D.I. Convergence of polymetallic massive sulfide deposits	28
Belok N.I. On metallurgy of nitrogen complexes	18
Gorchinsky D.I. Convergence of polymetallic massive sulfide deposits	28

Structure of Ore Deposits

Belok N.I. Rare earths, lithium, uranium, thorium and strontium in ores of the Krasnodar carbonate deposit, Tuva	31
Chokhlov V.B., Isakov I.I., Mikhov A.A. Mineralogico-geochemical features of the Nizhnyaya Irbis gold deposit	43
Ignatov P.A., Lykin A.G., Mikhov A.A., Mikhov S.S., Bakhov Yu.I., Novikov G.I., Ponomarev A.E., Melnikov E.K., Shakhov P.I. Types of uranium concentrations in the Moscow syncline	51
Atanasyuk V.P., Zinichuk N.N., Stetsenko V.I., Antonov A.A., Yungin Yu.T. On the nature of kimberlite indicator minerals in the Tunga syncline	58
Ignatov P.A., Lykin A.G., Mikhov A.A., Mikhov S.S., Bakhov Yu.I., Novikov G.I., Ponomarev A.E., Melnikov E.K., Shakhov P.I. Types of uranium concentrations in the Moscow syncline	51
Atanasyuk V.P., Zinichuk N.N., Stetsenko V.I., Antonov A.A., Yungin Yu.T. On the nature of kimberlite indicator minerals in the Tunga syncline	58

Прикладная металлургия

Белоко Н.И. О металлургии азотных комплексов	18
Горчинский Д.И. Сходимость полиметаллических массивных сульфидных месторождений	28
Белоко Н.И. О металлургии азотных комплексов	18
Горчинский Д.И. Сходимость полиметаллических массивных сульфидных месторождений	28

Строение рудных месторождений

Белоко Н.И. Редкие земли, литий, уран, торий и стронций в рудах Карачаевского карбонатного месторождения в Туве	31
Чохлов В.В., Исаков И.И., Михов А.А. Минералогическо-геохимические особенности Нижнеирбисского золоторудного месторождения	43
Игнатов П.А., Лыкин А.Г., Михов А.А., Михов С.С., Бакхов Ю.И., Новиков Г.И., Пonomarev A.E., Мельников Е.К., Шахов П.И. Типы урановых концентратов в московской синеклизе	51
Атанасюк В.П., Зиничук Н.Н., Степанов В.И., Антонов А.А., Юнгин Ю.Т. О природе индикаторных минералов в Тунгусской синеклизе	58
Игнатов П.А., Лыкин А.Г., Михов А.А., Михов С.С., Бакхов Ю.И., Новиков Г.И., Пonomarev A.E., Мельников Е.К., Шахов П.И. Типы урановых концентратов в московской синеклизе	51
Атанасюк В.П., Зиничук Н.Н., Степанов В.И., Антонов А.А., Юнгин Ю.Т. О природе индикаторных минералов в Тунгусской синеклизе	58

Nikulin N.P., Kaminsky F.V., Gulin U.I. Oligoclase-rich amphiboles in Siberian kimberlites	63
---	----



УДК 622.342.1:338.5

© М.И.Лесков, 1999

ЦЕНА И СЕБЕСТОИМОСТЬ ЗОЛОТА: СОСТОЯНИЕ И ПРОГНОЗЫ

М.И.Лесков (ЗАО «Научно-исследовательский, проектный и конструкторский центр драгоценных металлов и алмазов «НБЛзолото»)

Проанализированы изменения себестоимости добычи золота из природного сырья в России и мире и причины этих изменений, сделаны выводы о степени их влияния на параметры, определяющие кондиционность природного золотосодержащего сырья в данный момент и в ближайшей перспективе.

Изменение цены золота и ценообразование в России. За последние 10 лет мировая цена на золото претерпела значительные изменения — от цены более 500 до почти 250 долларов за тройскую унцию. Общий тренд последних трех лет (с зимы 1996 г.) нисходящий. «Внешние» условия этого — постоянно растущий темп опережения спроса над предложением, когда различные крупные держатели вначале из-за высокой стоимости физического металла, а в последнее время из-за быстрого изменения этой стоимости пытались продать его. Этому способствовали рост интенсивности операций на фондовых рынках мира и доходность таких операций, изменение политической ситуации и европейское переустройство, высвобождение золота из золотовалютных резервов центральных банков ряда стран, мировой кризис и последовавший по этой причине «выброс» вторичного золота на рынок. Таким образом, рост добычи золота, поступление на рынок больших объемов вторичного золота и слитков из банковских хранилищ при том, что на финансовом рынке отмечается тенденция к сокращению в связи с мировым кризисом и отвлечением средств от рынка золота на более активный и доходный фондовый рынок, привели к устойчивому нисходящему тренду изменения цен на золото.

В последние 3—4 года цена на золото в России практически установилась в тесной корреляции с мировой. Сначала, после рас-

пада СССР и исчезновения возможности компенсации дотируемых золотодобытчиков Дальнего Востока и Крайнего Севера, за счет занижения закупочной цены у золотодобытчиков из южных республик, Комдрагмет России устанавливал расчетные цены на предстоящий месяц на основе средней цены Лондонской Ассоциации торговцев слитками (London Bullion Market Association — LBMA) за предыдущий месяц. В 1996 г. после ликвидации Комдрагмета ГОХРАН России принимал и отпускал драгметаллы по цене вечернего фиксинга LBMA предыдущего дня за минусом 1%. Его примеру последовали ЦБ (LBMA минус 2%) и коммерческие банки, каждый из которых до разрешения экспорта золота в начале 1998 г. ориентировал свои цены на цену ЦБ. С получением возможности экспортировать золото самостоятельно коммерческие банки стали конкурировать с ЦБ, часто держа цену приобретения золота у старателей выше, чем ЦБ покупает у коммерческих банков. Вследствие этого цена приобретения золота у золотодобытчиков возросла до уровня минус 1,5—1,8% «от Лондона».

Августовский кризис 1998 г. и ликвидация валютного коридора еще более увеличили реальную отпускную цену золота, поскольку все необходимое для его добычи недропользователи купили по рублевым докризисным ценам. Почти год, до лета 1999 г., цены на многие составляющие себестоимости добычи золота оставались

практически на уровне докризисных рублевых цен на фоне почти четырехкратного роста рублевой цены на добытое золото, что сделало золотодобычу чрезвычайно привлекательной для финансирования.

В настоящее время (осень 1999 г.) многие цены на ресурсы начинают заметно расти, темп роста рублевой цены золота замедлился по причине весьма медленного изменения курса доллара к рублю на фоне снижения мировой цены на золото. Введенный весной этого года 5%-ный налог на экспортируемые драгоценные металлы вновь вернул уровень дисконта при покупке их банками у недропользователей на уровень двухлетней давности, однако золото продолжает оставаться довольно привлекательным товаром, а его производство — весьма интересным объектом инвестиций в России.

Вероятнее всего, по мере возрастания устойчивости российской банковской системы после августовского удара и улучшения положения России в мире после дефолта размер средств, вовлекаемых в развитие добычи золота в России возрастет. Несмотря на то, что рублевые цены на материальные и нематериальные ресурсы, используемые для добычи золота, в течение ближайших 1—2 лет будут «догонять» рублевую цену золота, а долларовая цена золота в сезон добычи, по-видимому, держаться не на самом высоком уровне, все-таки рост рублевых цен на золото будет, вероятнее всего, по-прежнему опережать рост стоимости материальных ресурсов.

Основные тенденции и зависимости изменения себестоимости золотодобычи в мире. Период с середины — конца 80-х годов по настоящее время характеризовался в мировой золотодобыче активным развитием и внедрением в промышленность геотехнологических методов, отличающихся низкой себестоимостью производства золота. Уровень 5—6 дол./г стал считаться не самым низким уровнем себестоимости производства рудного золота.

Что касается россыпей, то в мировом объеме добычи последние не являются сколько-нибудь определяющим источником золота, однако и здесь за последние 10—15 лет отмечается технический прогресс. Это новые конструкции драг, новые способы организации добычи сырья с помощью плавучих золотомоек, применение современной землеройной и транспортной

техники при разработке россыпей, новое высокоэффективное оборудование для дезинтеграции, классификации и обогащения сырья данного типа. Многие изменилось в планировании, организации и управлении производствами такого рода. Все это, а также наличие техники широкого спектра производительности и разнообразной модификации обусловили рост эффективности золотодобычи и резко снизили ее издержки. Это, в свою очередь, позволило вовлекать в переработку более сложное сырье из трудноосваиваемых источников.

Довольно высокая цена золота в рассматриваемый период (исключая лишь самые последние годы) и возросшая эффективность добычи существенно повысили интерес к геологоразведочным работам на золото практически во всем мире. Суммарный объем средств, направленных на эти цели, достиг к 1997 г. 5 млрд. дол. США за год. Это позволило радикально усовершенствовать технику для разведки и охватить исследованиями огромные территории. В результате в Азии, Австралии, Африке, Северной и Южной Америке обнаружены весьма крупные запасы сырья, пригодного к добыче и переработке промышленными методами с весьма невысокой себестоимостью.

Себестоимость золотодобычи в России. К сожалению, Россия во многом оказалась вне этих перемен. Изменение политического строя, радикальные преобразования в экономике страны, не всегда разумные темпы и методы приватизации и повышения хозяйственной самостоятельности предприятий на фоне несложившейся законодательной базы не способствовали сохранению потенциала геологической отрасли и золотодобывающей промышленности. Это практически остановило разведку и подготовку к освоению новых высоко rentабельных источников рудного и россыпного сырья, резко затормозило эффективное освоение запасов природного, техногенного и вторичного сырья благородных металлов.

Эффективному освоению природного сырья препятствует и сложившаяся к настоящему моменту структура сырьевой базы с высокой (более 60%) долей крупных рудных месторождений низкокачественного труднообогатимого сырья, расположенных в труднодоступных районах России с практически отсутствующей в них соци-

альной и промышленной инфраструктурой. Примером служат месторождения Сухой Лог, Нежданинка, Ключос, Наталка, Майское, Олимпиадинское и др. Очень небольшая часть золоторудного сырья (первые проценты суммарных запасов России) содержится в запасах сравнительно крупных месторождений в относительно освоенных районах страны, сырье которых к тому же пригодно к масштабной добыче и переработке высокоэффективными методами при себестоимости производства на уровне 3—5 дол./г. С некоторыми оговорками к таким объектам можно отнести золоторудные месторождения Покровское, Светлинское, Многовершинное и Белая Гора, ряд россыпей Амурской области и Якутии.

Россыпи России в большинстве своем также представляют собой объекты, эффективное вовлечение которых в эксплуатацию в современных условиях осложняется рядом причин. Это, как правило, довольно малые запасы относительно глубокозалегающих (более 10 м) песков с незначительной мощностью продуктивного пласта (до 1 м) и невысокими содержаниями золота, редко превышающими 150—200 мг/м³ «на массу» для объектов потенциальной дражной добычи и 250—350 мг/м³ «на пласт» песков, предназначенных для добычи открытым раздельным способом. Чаще всего запасы россыпного сырья находятся в регионах с суровыми климатическими условиями, где они приурочены к наименее освоенным районам. Объясняется это тем, что наиболее рентабельная часть сырьевых ресурсов подвергалась в последние 5—6 лет активной эксплуатации без адекватного их восполнения.

Это не могло не отразиться и на переменах в структуре себестоимости добычи золота. До настоящего времени сохранились перекосы, унаследованные от предыдущей, советской, модели планирования и организации работ. Характерная черта такой организации — чересчур высокая доля ручного труда и вспомогательных операций, особенно затрат на производимый на месте работ ремонт низкокачественного оборудования, которое выпускалось (а часто и продолжает выпускаться) отечественными предприятиями-монополистами, функционировавшими в условиях полного отсутствия конкуренции внутри страны.

Слишком высокими в структуре себестоимости производства золота остаются расходы на горючесмазочные материалы и

электроэнергию. Примитивная малопроизводительная техника и низкоквалифицированный персонал — отличительная особенность большей части золотодобывающих предприятий России — служат основой для сохранения такого положения, и исправить его можно только планомерной реновацией производства, требующей постоянного гарантированного притока средств. Их отсутствие не дает возможности развернуть более масштабную и эффективную добычу, а мелкое полукустарное сезонное производство, ведущееся малопрофессионально и на изношенном оборудовании, не привлекает инвесторов.

Пытаясь разорвать этот замкнутый круг, руководство предприятий нередко искажает отчетные данные о себестоимости производства. При этом из-за больших сложностей, связанных с весьма переменчивой налоговой политикой и несформировавшейся законодательной базой, оно старается завышать себестоимость производства в бухгалтерской документации и сверх меры занижать ее в частных беседах с потенциальными кредиторами и инвесторами.

Определить реальную себестоимость в каждом конкретном случае можно только при детальном анализе всей геологической, технической и финансовой документации предприятия за два смежных года. Из-за недостатка таких данных трудно назвать какие-то точные цифры, характеризующие детальную структуру себестоимости, но в общем можно отметить следующее.

Добыча и производство чернового золота из россыпей. Себестоимость 1 г химически чистого золота колеблется от 2 до 6 дол. США. При этом она оказывается ближе к нижнему пределу при дражной добыче многолитражными драгами (с черпаками более 210 л), а также при добыче индустриальными методами в крупных масштабах и в регионах с относительно длительным теплым сезоном (до 200 дней), ближе к верхнему — при отработке мелких сложных объектов небольшими однопрофильными предприятиями в сложных природно-климатических и горно-геологических условиях. Указанный предел себестоимости превышает на предприятиях, сокративших объем добычи при сохранении большей части производственной структуры (при избытке производственных мощностей) и перегрузке структуры вспомогательными производствами и социаль-

ной базой. Особенно высока себестоимость золота на некрупных предприятиях, работающих в сложных условиях, а также на небольших слабо оснащенных предприятиях, обрабатывающих небольшие запасы низкокачественного сырья (глинистые и валунистые россыпи с тонким, пластинчатым низкопробным золотом в условиях вечной мерзлоты и т.п.).

Основными составляющими себестоимости россыпной золотодобычи являются: горючесмазочные и иные расходные материалы — в среднем до 30—35%; запчасти к горной технике и оборудованию и другие связанные с этим расходы — около 20%; заработная плата с начислениями — до 25%; транспортно-заготовительные расходы — около 10%; налоги и обязательные платежи, относимые на себестоимость, — примерно 15%.

Добыча и производство чернового золота из руд. Себестоимость 1 г химически чистого золота из золоторудного сырья колеблется от 5,5 до 9 дол. США. Ближе к нижнему пределу находится себестоимость при крупномасштабной (от 500 тыс. т в год) добыче руд открытым способом (карьером) с переработкой руды по схеме прямого цианирования (особенно кучного выщелачивания), ближе к верхнему — на небольших (до 350 тыс. т в год) производствах, эксплуатирующих подземные запасы низкокачественного сырья с переработкой его по сложным фабричным схемам. За пределом максимального уровня находится себестоимость производства слабо оснащенных подземных рудников с фабричной переработкой до концентратов и низкоэффективной переработкой на месте меньшей части концентратов (с вывозом основной их массы для переработки на предприятиях других регионов).

К основным составляющим себестоимости добычи относятся: горючесмазочные материалы — до 20%; иные расходные материалы и реагенты — до 20%; запчасти к горной технике и оборудованию и другие связанные с этим расходы — около 20%; заработная плата с начислениями — до 20%; транспортно-заготовительные расходы — около 10%; налоги и обязательные платежи, относимые на себестоимость, — 15%.

Приведенные значения весьма усреднены и приблизительны, их вариации чрезвычайно велики и зависят от многочислен-

ных факторов, поэтому относиться к ним следует осторожно.

После 17 августа 1998 г. наметилась тенденция некоторого снижения себестоимости, складывающаяся за счет понижения долларовых цен на материалы и иные ресурсы (при сохранении или некотором росте рублевых цен на них). Вероятно, эта тенденция имеет более долгосрочный характер, чем представлялось сразу после кризиса. Эффект снижения, по-видимому, будет постепенно затухать, однако, скорее всего, останется заметным в течение ближайших двух лет. Объясняется это высокой активностью российских производителей и продавцов, активно вытесняющих с рынка зарубежную продукцию и услуги.

Тенденции реального снижения издержек противостоит сохраняющаяся тенденция к разукрупнению предприятий. Даже небольшие производства склонны дробиться и разрабатывать небольшие объекты с относительно хорошим сырьем, интенсивно эксплуатируя высокоэффективную технику или реализуя какие-либо еще способы получения повышенного дохода.

В среде управленцев не верят в возможность эффективно руководить сколько-нибудь крупными горными производствами в столь переменчивых условиях, как в России в последние 5—7 лет. Это обуславливает сохранение числа золотодобывающих предприятий на уровне 450—500 при колебаниях суммарно добываемого золота в год около 110 т \pm 10—15%. С учетом того, что лишь 3—5 предприятий добывают более 3 т золота в год, около 10—15 — от 1—3 т и около 50 — 0,5—1 т, может сохраниться и средняя структура себестоимости добычи, а значит, и средние параметры кондиций на сырье, вовлекаемое в гарантированно рентабельную эксплуатацию. В случае сохранения этой ситуации в течение 2—3 лет объем добычи золота в России резко упадет, поскольку будут окончательно исчерпаны «легкие» запасы, а для обработки масштабных запасов относительно сложного сырья не создаются подходящие условия. Потому еще на долгие годы отложится освоение месторождений Наталка, Нежданinka, Воронцовка, Березитовое, Хаканджа и Майское, не возобновится дражная добыча на объектах Кураных и Детрин, не вовлекутся в добычу огромные запасы погребенных (глубокозалегающих) и техногенных россыпей.

Однако, если удастся создать механизмы, объективно и рыночными методами стимулирующие в ближайшие 1—2 года укрупнение предприятий и различные формы их сотрудничества и кооперации, то весьма вероятен довольно резкий рост объема добытого золота, а также заметная инвестиционная активность в отрасли: приобретение или получение в лизинг российскими золотодобытчиками крупной современной техники, восстановление производств на базе приостановленных мощностей, ввод в эксплуатацию новых масштабных участков по добыче россыпного и рудного золота.

Наиболее вероятным представляется второй, оптимистический, сценарий. Основа для такого прогноза — принятый закон «О драгоценных металлах и камнях», поправки к закону «О недрах», Постановление Правительства № 1419, разрешающее весь спектр операций с драгоценными металлами в виде любой продукции, в том числе и в концентратах. Эти и некоторые другие документы создают законную основу для новых условий функционирования отрасли, существенно более эффективных и соответствующих происходящим в мире переменам. Но на осознание и освоение возможностей, открывающихся перед предприятиями, вероятно, уйдет минимум 1—2 года, поэтому перемены не будут быстрыми и однозначными.

А пока движение в направлении перемен будет иметь «возвратно-поступательный характер». Экономические стимулы укрупнения предприятий, стабилизации их работы и других перемен, способствующих снижению издержек производства и росту золотодобычи в стране, периодически будут чередоваться с попытками добиться того же результата как бы проще и быстрее — директивными мерами и «жесткой рукой». На самом деле такие меры будут только тормозить процесс объективных перемен к лучшему в этой отрасли российской промышленности.

Себестоимость переработки золота и параметры разведкуемых месторождений. Взаимозависимость себестоимости добычи и производства золота из недр и параметров отрабатываемых месторождений очевидна. Однако уже на протяжении длительного периода (более 5—10 лет) геологи при разведке новых объектов ориентируются на распространенные, хотя не всегда

передовые, способы добычи и переработки, а значит, не на самую низкую себестоимость золота. Это объективно стимулирует разведку запасов с неоправданно высоким технологическим качеством. Пытаясь бороться с этим, геологические ведомства России в ряде случаев принимали на государственный баланс запасы, при подсчете которых ориентировались на представляющиеся эффективными, но недостаточно обоснованные и апробированные на практике технологии добычи и особенно переработки сырья. Нередко упрощенно подходили при этом и к оценке возможностей планируемого производства реализовать добытые металлы в виде какой-либо промежуточной продукции. В результате сложилось парадоксальное соотношение рудного и россыпного сырья в запасах (80:20%) и добыче (1996 г. — 25:75%, 1997 г. — 35:65%, 1998 г. — 40:60%).

При разведке россыпей (темпы разведки которых еще и резко превышает темпы разведки рудного сырья) геологи недостаточно точно определяют содержание золота, особенно самородков, а также мелкого, тонкого и золота «трудных» форм — чешуйчатого, пластинчатого, «в рубашке» и т.п. Это ведет к недооценке продуктивности как отдельных объектов, так иногда и целых территорий и сказывается на воспроизводстве не только россыпного, но и рудного потенциала. При этом, как отмечалось выше, более половины рудных запасов не вовлекаются в отработку, поскольку пока не найден экономически приемлемый способ их добычи и переработки при заданных геологами параметрах: содержание золота, нормативы его потерь и разубоживания при добыче, извлечении при переработке. Создавшееся положение серьезно осложняет и изменение конъюнктуры на мировом рынке золота, так как эффективность отработки практически всех запасов минерального сырья определялась исходя из цены более 300 дол. за тройскую унцию, что вряд ли будет средним уровнем цены в ближайшие два года.

Особенности действующего в России законодательства, регулирующего вопросы недропользования, не позволяют или во всяком случае резко затрудняют возможность после получения лицензии менять параметры месторождения (объем запасов, среднее содержание золота, названные выше нормативы и срок ввода полномас-

штабного производства в эксплуатацию), поскольку эти параметры включаются в обязательства (лицензионное соглашение) недропользователя по пользованию объектом. А без ориентации на возможность конкретного предприятия обеспечить те или иные параметры добычи или переработки сырья так называемые эксплуатационные кондиции также не могут быть разработаны. Вероятно, поправки к закону «О недрах», а также дополнения и изменения к закону «О драгоценных металлах и камнях» могли бы помочь в решении этого вопроса.

Влияние структуры себестоимости производства золота на параметры кондиций. Накопленные знания и опыт новых производств, проникновение в среду золотодобытчиков информации о передовом опыте производства золота в России и мире, о новинках геологоразведочного, горного и обогачительно-металлургического оборудования теперь подкреплены материальными ресурсами. Еще в конце 1997 г. — начале 1998 г. распространились сведения об отдельных технологических «прорывах» некоторых предприятий. Сезон 1998 г. показал экономический результат работы этих предприятий, выразившийся и в резком приросте объемов добытого ими золота, и в существенном изменении к лучшему экономических параметров добычи. Вследствие этого ими нередко вовлекались в разработку и забалансовые запасы, что прекрасно иллюстрирует влияние себестоимости добычи на параметры вовлекаемого в добычу сырья.

Общий прогноз перемен в ближайшие годы, вероятно, следует разложить на три части: 1) прогноз перемен, связанных с интересом к добываемому золоту (его цена, свобода его рынка, перемены в регулирующем этот рынок законодательстве и др.); 2) прогноз влияния перемен в ценах золота на себестоимость его производства из золоторудного сырья; 3) прогноз влияния перемен в ценах золота на себестоимость его производства из россыпного сырья.

1. В золотодобычу как в одно из немногих направлений выгодного вложения средств в существующих условиях в последние 4—5 лет и особенно в последний год устремляются и государственные финансы, и частный банковский капитал, и средства других предприятий, особенно связанных с золотодобывающей промышленностью по

принципу смежного бизнеса. Данная тенденция имеет все основания расти и дальше. В меньшей степени в промышленность смогут влиться частные средства населения, однако опосредованно — через приобретение мерных слитков золота и золотых монет — они туда также попадут. Все это, вероятно, периодически будет приводить к всплескам конкуренции между указанными финансовыми источниками. Средствами в конкурентной борьбе будут: иницилируемые и принимаемые государственными органами законодательные акты, поправки и изменения к ним, которые будут лоббироваться различными кругами; разнообразные варианты финансовых схем и организационных мер, которые будут возникать в результате конкуренции как «палочка-выручалочка», сначала получаемая кем-то одним, но вскоре становящаяся достоянием многих.

Общим направлением перемен, очевидно, будут более высокая степень экономической свободы всех операторов рынка, более привлекательные условия функционирования «продавцов», более жесткая борьба между «покупателями», более надежная и постоянная законодательная база для работы и тех, и других.

2. Скорее всего, в ближайшие 2—3 года появятся несколько российских «Бусангов»: известные всему миру крупные золоторудные месторождения либо будут по большей части переведены в забалансовую категорию, либо станут базой для очень небольших по сравнению с ранее объявленными планами производств. Вероятно, до этого они несколько раз сменят хозяйственников-владельцев лицензий или, будучи образованными из нескольких компаний, поменяют свой состав.

Самым вероятным представляется резкий всплеск интереса к относительно небольшим рудным объектам с простым в технологическом отношении сырьем. Особенно быстро будут прогрессировать кучное выщелачивание и небольшие легкомонтируемые ЗИФ с простыми схемами. Вероятно, в год будут вводиться по 8—10 таких объектов с добычей на каждом из них по 300—500 кг в первый год. На десяток таких рудных объектов будет приходиться один, базирующийся на каком-нибудь из известных месторождений и добывающий примерно такое же количество золота в первые 2—3 года (от 500 до 800—1000 кг/год).

Однако по мере развития рудной добычи вообще добыча относительно «трудного» сырья будет постепенно набирать темпы и к исходу пятилетия может составить один «трудный» объект на пять «простых». Существенно возрастет и первоначальный объем добычи на «трудных» объектах: более профессиональная подготовка к пуску и запуск таких производств позволят добывать 3—5 т в год, начиная с первого года работы. Вероятно, к 2005 г. таких объектов будет вводиться по 3—5 в год.

3. Россыпная золотодобыча, возможно, еще 1—2 года будет проходить период депрессии. За это время исчезнут предприятия, не способные переориентироваться на современные способы работы с этим видом сырья. Однако Россия при этом остается уникальной по масштабу запасов россыпного золота (и не только золота!) страной. Поэтому, а также вследствие того, что для успешной работы на россыпных объектах в России, наконец, появилось все необходимое (финансовые ресурсы, техника, технологии, опыт, кадры), в ближайшей перспективе за коротким периодом спада объемов добычи золота из россыпей последует подъем. Вероятно, он будет иметь «ступенчатый» характер: стабилизация на некотором уровне (скорее всего, суммарно около 25 т россыпного золота в год по всей России) с возникновением нескольких «точек роста» с новыми приемами, оборудо-

ванием и скачок в следующие 2—3 года на 20—25% (пессимистический прогноз) или 40—50% (оптимистический прогноз) от предыдущего объема. Затем снова стабилизация, и через 1—2 года — новый скачок. Вероятными новациями, способными обусловить такие скачки, будут средства более эффективной добычи обводненного россыпного сырья взамен многочерпаковых драг привычной в России конструкции, новое гравитационное оборудование для эффективного улавливания мелкого и тонкого золота уплощенной формы, эффективная и доступная техника, обеспечивающая перевалку крупных масс грунта.

Таким образом, представляется вероятным, что даже на фоне тенденции к некоторому снижению мировых цен на золото для золотодобычи в России наступают, отнюдь, не худшие времена. Интенсификация добычи, повышение ее эффективности и снижение издержек производства золота позволят вовлекать в добычу запасы все более бедного рудного и россыпного сырья, причем масштабы россыпной добычи перестанут снижаться и в ближайшие 1—2 года снова начнут расти. Закрепить эту тенденцию, ускорив и усилив ее влияние, а также сделать ее необратимой могли бы более активная работа по переоценке кондиций на минеральное сырье и создание механизмов более оперативного управления их параметрами.



УДК 551.24:553.81 (470.2)

© Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков, Д.В. Макаров, 1999

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ НОВГОРОД-ТВЕРСКОЙ ПЛОЩАДИ В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ ЕЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ

Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков, Д.В. Макаров (ТОО «ЮНЕГЕО»)

По материалам космического зондирования среднего разрешения рассмотрены особенности тектонического строения земной коры Новгород-Тверской площади. Обработка данных дешифрирования показывает развитие на указанной территории широкого спектра структур (от континентального до локального ранга), сложным образом взаимодействующих друг с другом. Определенные сочетания этих структур могут контролировать участки, благоприятные для формирования полей кимберлитового магматизма.

При специализированных работах с использованием материалов космического зондирования Земли малого масштаба в российской части Восточно-Европейской платформы установлены участки, которые по сумме структурных факторов сходны с известными алмазоносными площадями мира [3]. Среди прочих, в числе наиболее благоприятных для проведения дальнейших работ, была названа и Новгород-Тверская площадь, в пределах которой по сумме совпадений информативных структурных признаков выявлены две аномалии, свидетельствующие о возможности формирования здесь районов кимберлитового магматизма (рис. 1). В данной работе на материалах космического и геофизического зондирования более высокого разрешения в пределах этой площади показаны структуры, способные контролировать участки, благоприятные для формирования полей кимберлитового магматизма.

Новгород-Тверская площадь расположена в северо-западном секторе Восточно-Европейской платформы и включает фрагменты западного борта Московской синеклизы, Ладужской моноклинали и Латвийской седловины. Наиболее очевидная особенность геологического строения верхней части земной коры этих территорий — пологое моноклиналиное залегание

осадочных образований платформенного чехла со слабым наклоном к юго-востоку. В этом же направлении происходит последовательная смена выходящих на поверхность древних толщ более молодыми (от вендского до юрского возраста). В разрезе

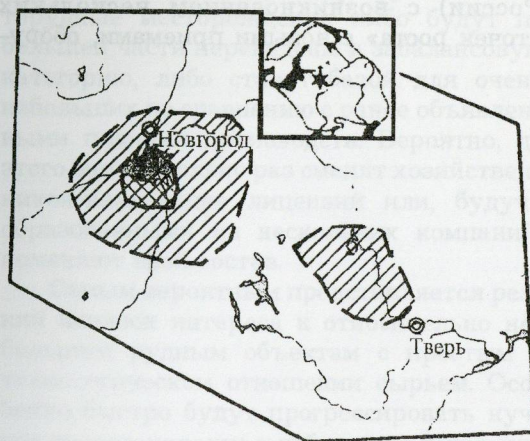


Рис. 1. Фрагмент схемы размещения в пределах Восточно-Европейской платформы участков, благоприятных по сумме структурных факторов для локализации кимберлитов в ранге «район», по материалам анализа космических снимков малого разрешения [4]:

пунктирная изолиния соответствует $x+\sigma$, сплошная — $x+2\sigma$; звездочкой показана позиция Новгород-Тверской площади в пределах платформы

осадочного чехла выделяется несколько крупных структурных ярусов. Верхний ярус, мезозойский, присутствует на крайнем юго-востоке площади и представлен юрскими терригенными образованиями. Средний ярус, палеозойский, сложен карбонатно-терригенными формациями от вендского до пермского возраста, в которых фиксируется ряд стратиграфических и структурных несогласий. Наиболее крупное приходится на границу между ордовикскими и девонскими отложениями, а менее значительные отмечены между нижним и средним кембрием, девоном и карбоном, карбоном и пермью. Данные сейсморазведки показывают [2], что поверхность вендских отложений практически не нарушена дизъюнктивными дислокациями, а подошва характеризуется активной разломной тектоникой. Отложения рифейского яруса — терригенные породы с прослоями эффузивов — заполняют грабены фундамента, их мощность достигает 2,5 км.

Кристаллический фундамент в пределах площади расположен на глубинах от сотен метров до нескольких километров. Его поверхность интенсивно тектонизирована и обладает резкой гипсометрической дифференциацией, обусловленной наличием узких, протяженных и глубоких грабенов. Преобладают дислокации сбросового типа с близвертикальным падением и амплитудами в сотни метров. В вышележащих осадочных отложениях им часто отвечают флексуры. Отмечены также трансформные разломы сдвиговой природы. Система грабенообразных прогибов фундамента в пределах площади образует фрагмент Среднерусского авлакогена, характерная черта которого — наличие многочисленных ветвей нарушений, под острыми углами отходящих от стержневой зоны.

Становление фундамента относится к архею — раннему протерозою. В его составе выделяют [3]: архейские гранулит-гнейсовые области; архейские гранит-зеленокаменные области, активизированные в позднем архее — раннем протерозое; мобильные позднеархейско-раннепротерозойские пояса. Области отчетливо различаются по характеру физических полей.

По геофизическим данным в фундаменте фиксируются многочисленные интрузии различного состава, возраст которых (как показывают исследования в пределах Балтийского щита) колеблется от архейского до фанерозойского. К субплатформенным относятся массивы гранитов рапакиви и трапш

диабазов, дайки и штоки габбро-диабазов. Завершение магматической деятельности в этой части платформы связано с многофазными интрузиями центрального типа — щелочными, основными и кислыми.

Подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) зафиксирована методами глубинного сейсмического зондирования на глубинах 40—50 км. Анализ ее пространственного соотношения с поверхностью фундамента показал [1] преобладание обращенных структурных планов, т.е. земная кора в интервале между фундаментом и поверхностью М имеет форму двояковыпуклой линзы. Это особенно очевидно в зонах грабенообразных погружений поверхности фундамента, сопровождаемых подъемом кромки мантии.

Выполненный нами структурный анализ земной коры в пределах Новгород-Тверской площади базировался на космических снимках среднего разрешения, полученных в различные годы с российских и американских спутников Земли, а также фотопланах, составленных ГУКом в м-бе 1:1 000 000. Дешифрирование проведено как визуальными методами, так и с помощью компьютеров. Оценивалась выраженность на космоснимках и фотопланах известных геологических структур и формаций, а также общая тектоническая нарушенность поверхности Земли, сформированная в процессе всего геологического развития территории.

Фотогеничность геологических формаций, слагающих верхнюю часть земной коры в пределах площади, довольно слабая, что связано с достаточно однородным составом осадочных толщ и значительным антропогенным воздействием на почвы вследствие сельскохозяйственных работ. Уверенно картируются лишь относительно крупные стратиграфические несогласия между осадочными комплексами. Сводная схема линеаментов и кольцевых структур графически насыщена, что свидетельствует о высокой активности тектонических процессов в ее пределах и в фанерозойский этап развития.

Для ранжирования и фильтрации содержащейся в схемах дешифрирования многоуровневой информации полученные данные обработаны качественными и количественными методами (рис. 2). Роза-диаграмма всех выявленных линеаментов площади показывает, что преобладающее простирание большинства из них — северо-восточное, хотя достаточно отчетливо проявлены

также зоны северо-западного и субмеридионального простирания. Схемы зон повышенных плотностей линейных элементов различной ориентировки отражают главные тектонические осложнения в осадочном чехле. С учетом текстуры поля линейных элементов (пространственного и взаимного их расположения, азимутов простирания) они объединены в группы-совокупности, соответствующие различным типам разрывных структур. Среди них полосовые системы разломов, крупные протяженные разломы, зоны повышенных концентраций разломов малой протяженности, зоны повышенных концентраций слабоконтрастных разрывных нарушений (зоны «скрытых» разломов) и т.д. Кольцевые осложнения ландшафта ранжированы по размеру, морфологической выраженности и внутреннему строению. Рассчитаны статистические характеристики выделенных элементов, которые способствуют оценке различных сторон геологического строения площади. При интерпретации данных дешифрирования привлекались доступные нам материалы геофизических съемок (сейсмических, гравиметровых и магнитных) сопоставимого масштаба, геологические карты современной поверхности, структурные карты маркирующих горизонтов чехла, карты рельефа и состава поверхности фундамента.

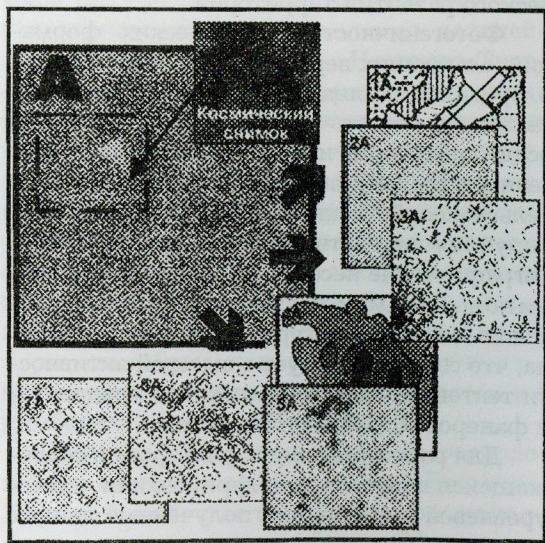


Рис. 2. Сводная схема дешифрирования линейных и кольцевых элементов по космическим снимкам среднего разрешения на Новгород-Тверской площади (А) и варианты ее анализа качественными и количественными методами (1А, 2А, 3А ...)

Как известно, системный анализ материалов космического зондирования от малого масштаба к более крупному позволяет выделять разноранговые признаки, обуславливающие развитие эндогенных процессов вообще, и локализовать подходящие площади для оруденения конкретного типа только в рамках действия благоприятных факторов предыдущего ранга. В региональном плане нашими первоочередными задачами были: выделение крупнейших структур, контролирующих процессы миграции магм, газов и флюидов из мантии; установление их взаимоотношений друг с другом и с формациями, слагающими верхние части земной коры; выделение участков, где наиболее вероятны процессы проникновения кимберлитовых магм. Для этого наиболее пригодны космические снимки малого разрешения, проанализированные нами ранее [3], а на данном этапе по снимкам среднего разрешения проведена лишь детализация уже выделенных крупных структур.

В качестве устойчиво контролирующих кимберлитовые районы структурных образований, как показали наши исследования [4], выступают сложно построенные радиально-кольцевые структуры диаметром до 200 км, распознаваемые при специальной фильтрации первичной информации, получаемой в результате традиционного визуального и компьютерного дешифрирования, а также обработки зональных космических снимков. На платформах их положение определяется узлами пересечения радиальных и дуговых составляющих структур континентального и регионального ранга.

Эти структуры, на первый взгляд, ведут себя достаточно независимо относительно современного геологического строения поверхности платформ. Более очевидные корреляционные связи наблюдаются лишь при сопоставлении кольцевых структур с картами потенциальных полей и их различных трансформаций, когда становится видна их объемная и глубинная природа, проявляющаяся в земной коре в основном через факторы волнового энергетического процесса и в меньшей мере через метасоматические и геохимические преобразования входящих в их состав пород.

Поля кимберлитов и родственных им пород, как показывает статистический анализ их размещения по большинству алма-

зоносных площадей мира, располагаются в пределах ядра и в средней зоне радиально-кольцевых структур, контролирующих районы алмазоносного магматизма, пространственно тяготеют к наиболее крупным радиальным и дуговым элементам и узлам их пересечения. Наибольшая концентрация полей кимберлитов отмечена в пределах зон, относящихся к наиболее масштабным тектоническим ансамблям, которые, как правило, образуют узлы пересечения между собой в пределах районов.

Анализ сводной схемы линеаментов и кольцевых структур Новгород-Тверской площади, выполненный на основе специальных программ компьютерной обработки, позволил вычленивать из суммарной схемы структур подчиненные ансамбли элементов, относящиеся к структурам разного порядка. К наиболее крупным отнесены протяженные линейные зоны северо-восточного и субширотного простирания, составляющие радиусы Восточно-Европейской радиально-концентрической системы планетарного ранга, центр которой находится юго-западнее оцениваемой площади (рис. 3, А). Дуговые ее составляющие проявлены менее контрастно и образуют в пределах площади зоны северо-западного простирания. Вторыми по масштабу рассматриваются зоны линеаментов субмеридионального и северо-северо-западного простирания, которые являются радиальными составляющими Ладожской овоидно-радиальной структуры, а также зоны субширотного — северо-восточного простирания, относящиеся к дуговым ее составляющим. Диаметр структуры более 1000 км, а центр расположен севернее оцениваемой территории и совпадает с одноименным озером (см. рис. 3, Б). К структурам, которые непосредственно могут контролировать районы кимберлитового магматизма, относятся два радиально-кольцевых образования диаметром около 200 км с центрами в районах оз. Ильмень и г. Вышний Волочек (см. рис. 3, В). Их формирование связано, вероятно, с энергетическим воздействием на всю толщину земной коры мантийных диапиров. Кроме того, установлено более 20 кольцевых структур диаметром 30—50 км, часть из которых, возможно, отражает очаги тектономагматической активизации в земной коре (см. рис. 3, Г).

Для прогнозных построений использовалась структурная модель кимберлитового поля, включающая семь информативных

признаков, установленных нами в процессе изучения эталонных алмазоносных площадей мира. Оценка их присутствия в пределах Новгород-Тверской площади проведена в пределах квадратных ячеек размером 10×10 км.

Наличие всех семи благоприятных признаков отмечено лишь на 0,54% оцениваемой площади, шести — 2,14%, пяти — 4,57%, четырех — 9,25%. При выделении аномалий для исключения случайных значений проведено осреднение первичных данных скользящей палеткой размером 30×30 км, что соответствует размеру типичного кимберлитового поля. По изолинии, соответствующей минимально аномальным значениям суммы благоприятных структурных признаков ($x+\sigma$), выделено более десятка аномалий. Часть из них в своем составе имеет и вторую изолинию ($x+2\sigma$), что свидетельствует о присутствии здесь ячеек с высокой степенью информативности (рис. 4).

При традиционных прогнозных построениях на алмазы обычно используется сумма структурных, магматических, минералогических и геохимических критериев, которые выявляются в ходе специализиро-

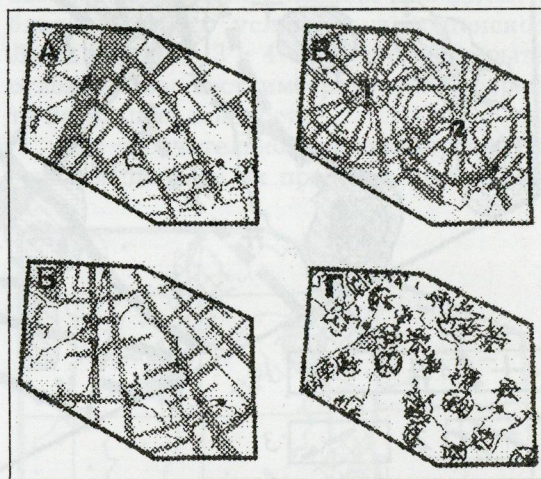


Рис. 3. Зоны линеаментов и отдельные линеаменты, установленные при обработке схемы дешифрирования и отражающие разноранговые структуры земной коры в пределах Новгород-Тверской площади:

А — фрагменты Восточно-Европейской радиально-концентрической системы континентального ранга; Б — фрагменты Ладожской овоидно-радиальной структуры регионального ранга; В — Ильменская (1) и Вышневолоцкая (2) радиально-кольцевые структуры районного ранга; Г — кольцевые структуры диаметром 30—50 км, осложненные радиальными разломами

ванных геолого-геохимических, геолого-минералогических, структурно-тектонических работ. Очевидно, целесообразно для повышения надежности результатов экспрессной оценки перспектив алмазонасности территории, выполненной только по материалам космического зондирования, проанализировать положение благоприятных участков с учетом относительно доступной информации такого рода.

В большинстве случаев такие оценки проводятся с учетом [2, 5—7]:

состава и возраста блоков кристаллического фундамента, так как площади алмазонасного кимберлитового магматизма

пространственно (согласно правилу Клиффорда) размещаются преимущественно в пределах архейского фундамента, не переработанного процессами раннепротерозойской тектономагматической активизации и более поздними подвижными поясами. В пределах же площадей подвижных поясов располагаются обычно неалмазонасные кимберлиты;

зон корово-мантийных или коровых разломов с системами сопровождающих разрывов более высокого порядка в верхней части земной коры. (Здесь следует заметить, что материалы космического зондирования, как показали многочисленные ис-

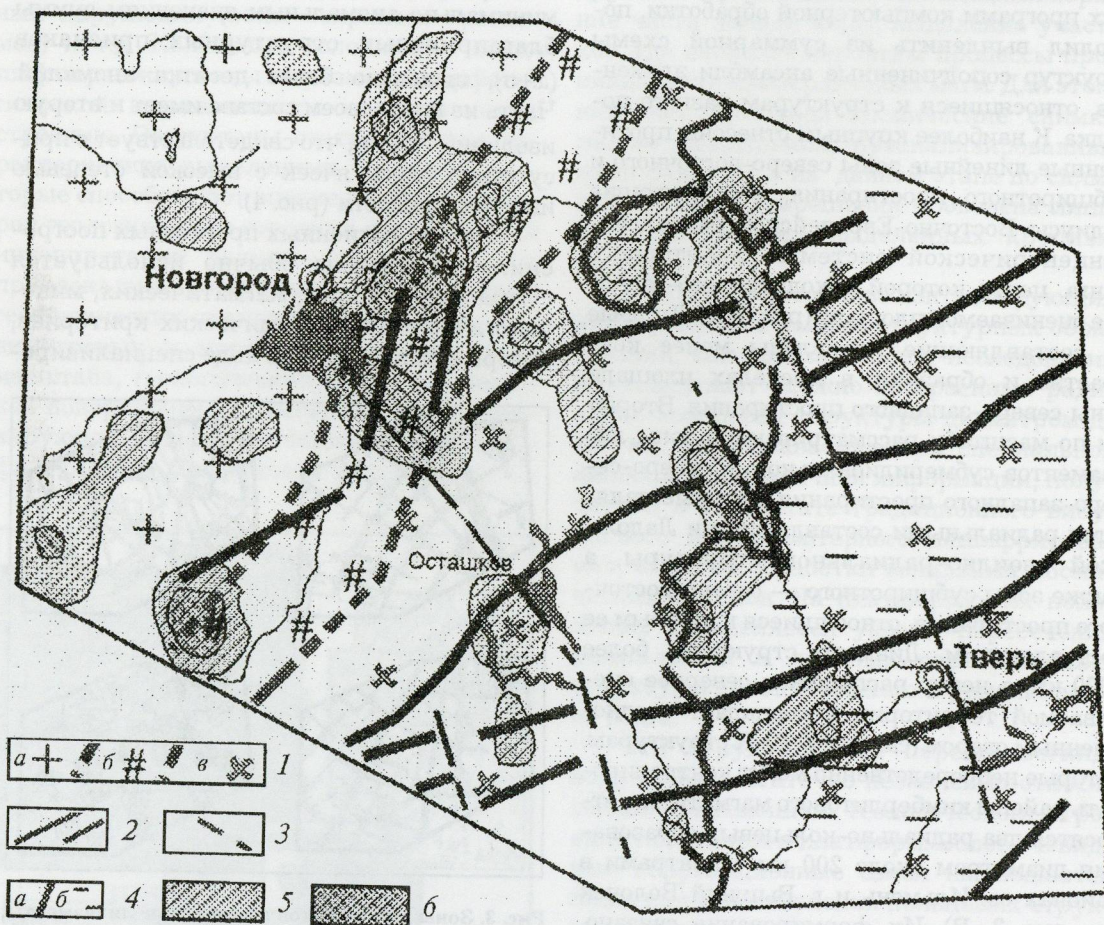


Рис. 4. Позиция аномальных значений суммы информативных признаков для объекта «кимберлитовое поле» относительно некоторых элементов геологического строения Новгород-Тверской площади:

1 — состав крупных областей кристаллического фундамента (а — архейские гранулит-гнейсовые области; б — архейские гранит-зеленокаменные области, активизированные в позднем архее — раннем протерозое; в — мобильные позднеархей-раннепротерозойские пояса); 2 — границы рифейских авлакогенов и грабенов в рельефе фундамента; 3 — трансформные по отношению к авлакогену разломы; 4 — граница между отложениями C_1 и C_2 , которые являются кимберлитомещающими (а) и посткимберлитовыми (б); 5 — площади, соответствующие минимальным аномальным значениям суммы благоприятных признаков ($x+\sigma$); 6 — площади, соответствующие аномальным значениям ($x+2\sigma$)

следования, позволяют выявлять как все крупные разломы, устанавливаемые обычно при интерпретации геофизических полей, так и разломы, слабо или вовсе в них не отражающиеся («скрытые» разломы). В связи с этим результаты, полученные при дешифрировании снимков и учтенные в нашей модели, следует считать более полными;

внутриплатформенных рифтовых структур (авлакогенов), где кимберлитоконтролирующие зоны связываются [7] с краевыми дислокациями, а центральные части палеорифтов определяют положение главным образом базитовых комплексов;

участков пересечения зон краевых дислокаций поперечными по отношению к ним глубинными разломами;

сводовых и купольных структур в рельефе фундамента, структурно-денудационных выступов маркирующих горизонтов осадочного чехла. Из-за крайне неравномерной изученности территории методами бурения, сейсмического зондирования и электроразведки карты достаточной детальности, характеризующие этот признак, отсутствуют. Однако материалы космического зондирования структуры именно такого рода выявляют наилучшим образом, и, следовательно, указанный признак также учтен в «космической» модели.

Магматические и геофизические критерии в пределах площади изучены также недостаточно, так как относительно детальные и комплексные работы проводились только на локальных участках. Существуют сведения о прямых признаках алмазности в виде находок минералов-спутников в современных отложениях и промежуточных коллекторах, а также отдельных находок кристаллов алмазов и их минералов-спутников [6].

Пространственное положение некоторых из вышеперечисленных традиционных факторов показано на рис. 4, иллюстрирующем позицию относительно них аномальных значений сумм структурных информативных признаков для объекта «кимберлитовое поле» по данным космического зондирования.

Таким образом, в качестве наиболее перспективных для проведения дальнейших работ по поиску кустов алмазоносных кимберлитов в пределах Новгородской области (рис. 5) следует рассматривать три участка. Наиболее перспективный (1) рас-

положен восточнее оз. Ильмень, на западном борту одного из субмеридиональных ответвлений Среднерусского авлакогена, в пределах архейской гранулит-гнейсовой области. Два других (2 и 3), менее благоприятных, размещаются восточнее, на северо-восточном борту Среднерусского авлакогена, в пределах архейской гранит-зеленокаменной области, активизированной в позднем архее — раннем протерозое. В пределах Тверской области наибольший интерес для дальнейших исследований представляют два участка. Первый (4) расположен в районе г. Вышний Волочек, второй (5) — в районе озер Пено и Селигер. Оба также находятся в пределах архейской гранит-зеленокаменной области, на выступе фундамента, зажатом между двумя грабенами, входящими в систему Среднерусского авлакогена.

Важное условие эффективности геологоразведочных работ на алмазы — оценка условий проведения поисков на изучаемой территории. Предполагая кимберлитовую природу алмазоносности территории, связанную со среднепалеозойским этапом активизации платформы, можно считать, что все перспективные площади находятся в благоприятных условиях для поисков. Лишь площади 3 и 4 частично перекрыты отложениями посткимберлитового возраста небольшой мощности.

Для окончательной оценки перспектив этих площадей в их пределах необходимо

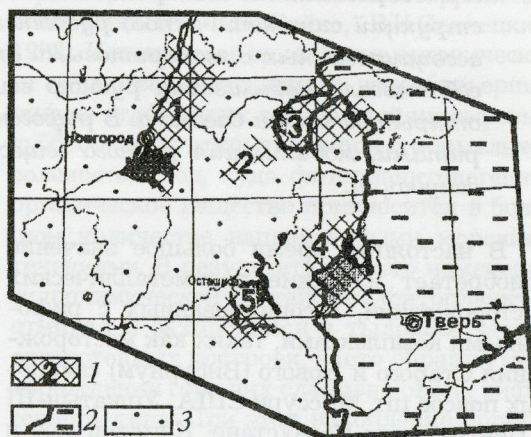


Рис. 5. Площади, перспективные для поисков алмазоносных кимберлитов с учетом «космических» и «геологических» факторов:

1 — перспективные площади и их номера; площади распространения осадочных формаций: 2 — посткимберлитовых, 3 — кимберлитомещающих

провести традиционные геолого-поисковые работы м-ба 1:50 000, сопровождаемые дистанционными исследованиями на основе космических снимков детального (1:200 000 и более) разрешения, что позволит выявить конкретные структуры, способные контролировать кусты кимберлитовых тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л. Особенности тектоники верхневендских отложений Московской синеклизы в связи с проблемой их нефтегазовости // Геотектоника. 1978. № 6. С. 23—33.
2. Синицын А.В., Дауев Ю.М., Гриб В.П. Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 74—84.
3. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Смирнова Л.С. Перспективы алмазности Российской части Восточно-Европейской платформы по материалам дистанционного зондирования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 6. С. 18—26.
4. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Смирнова Л.С. Отражение площадей проявления алмазоносного магматизма в приповерхностных структурах земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 62—70.
5. Фельдман А.А., Олофинский А.И. Кимберлитоконтролирующие пояса Кольско-Беломорского геоблока Восточно-Европейской платформы // Проблемы прогноза коренных месторождений алмазов различных генетических типов. М., 1991. Вып. 250. С. 14—21 (Тр. ЦНИГРИ).
6. Центральная часть Восточно-Европейской платформы — новая алмазоперспективная территория / В.И.Ваганов, В.А.Варламов, Ю.К.Голубев и др. // Руды и металлы. 1996. № 2. С. 10—17.
7. Шпунт Б.Р. Кимберлитоконтролирующие структуры Сибирской платформы // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 250. С. 23—32.

УДК 553.078:552.585

© Н.И. Бойко, 1999

К МЕТАЛЛОГЕНИИ РИФОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Н.И. Бойко (Ростовский государственный университет)

Показана сопряженность биогермообразования и рудогенеза, существовавшая как на постседиментационной стадии развития осадочных бассейнов, так и в процессе их седиментационного становления. Механизм сопряженного биогермообразования и эвапоритонакопления наиболее информативен для реконструкций сингенетического рудогенеза в рифах. В рифогенных формациях, ассоциированных с эвапоритовыми отложениями, биогермообразование способствовало мобилизации рудного вещества с палеосуши и из морских вод открытой части бассейна. В рифогенных формациях, не связанных с эвапоритами, мобилизация рудного вещества происходила только из областей денудации.

В настоящее время большое значение приобретает изучение полиметаллических месторождений, ассоциированных с рифогенными комплексами, таких как месторождения Старого и Нового (Вибурнум) свинцовых поясов шт. Миссури США, Ушкатын-III в Центральном Казахстане, Кутитангское и Гаурдакское на юго-востоке Туркмении, Сардана в Якутии, Озерное в Западном Забайкалье, Пайн-Пойнт в Северной Канаде, ряд месторождений Замбии, Марокко, Северной Испании и др. В последние годы полиметаллическое оруденение обнаружено

также в рифогенных образованиях триасового, позднеюрского и позднемiocенового (меотического ярус) возраста Северного Кавказа [2]. Дальнейшие геологоразведочные работы на цветные металлы в рифогенных комплексах во многом сдерживаются из-за отсутствия достоверных сведений об условиях образования этих месторождений и закономерностях их размещения в карбонатных формациях.

Разработано несколько генетических моделей конкретных месторождений полиметаллических руд в рифогенных форма-

циях. Наиболее полной является модель рудоконтролирующей системы в осадочных, в том числе и в рифогенных, формациях, предложенная Н.С.Скрипченко [8]. Она содержит данные об источнике, переносе, концентрации и консервации оруденения. Однако, по нашему мнению, все известные модели рифогенного рудогенеза обладают общим существенным недостатком, заключающимся в том, что они базируются на результатах изучения только самой рудной залежи. При этом не учитываются, а если и учитываются, то далеко не самые главные, закономерности состава, строения и условий образования вмещающих оруденение органогенных построек. Последним в генетических реконструкциях отводится в лучшем случае лишь роль коллекторов, контролирующих оруденение в уже сформировавшихся карбонатных формациях.

Анализ посвященных этой проблеме опубликованных материалов [4, 5, 10], а также результаты собственных исследований [2, 7] не позволяют согласиться с такой трактовкой роли рифов в рудогенезе. Рифогенные комплексы, по нашему мнению, не пассивные коллекторы в процессе рудообразования. Биогермообразование обуславливает процессы рифогенного рудогенеза не только на постседиментационном этапе существования осадочно-породных бассейнов, но и, что особенно важно и практически не изучено, на стадии их седиментационного становления.

При определении роли органогенных построек в седиментогенном рудообразовании необходимо учитывать не только их морфологическую выраженность (кроме биостромов) на дне бассейна седиментации, но и процесс их формирования как изначально твердых тел. Исключительное значение при реконструкциях сингенетического рудообразования в рифах могут иметь видовой состав биогермообразователей и его эволюция в истории Земли. При решении поставленной задачи нельзя не принимать во внимание также давно и достоверно установленный структурно-тектонический контроль рифогенного породообразования.

Из новых, в том числе и выявленных нами [7], закономерностей биогермообразования важно учитывать как пространственную, так и генетически обусловленную взаимосвязь процессов биогермообразования на кромке шельфа и эвапоритонакоп-

ления на внутреннем шельфе. Эта связь проявляется в том, что барьерные органогенные постройки, будучи биологическим баром, компенсируют тектонические движения в области баровой перемычки, оставаясь независимо от характера последних на приливно-отливном уровне моря. Рифогенные образования служат, таким образом, природным автоматическим регулятором гидрохимического режима в бассейне галогенной седиментации. С другой стороны, возникновение биогермных сооружений в баровых областях не случайно, оно обусловлено благоприятной экологической обстановкой — постоянным направленным подтоком морских вод из открытого бассейна в зону шельфа, обеспечивавшим поступление достаточного количества питательных веществ, необходимых для жизнедеятельности бентосных колониальных организмов. Такая направленность объясняется падением уровня воды в бассейне галогенной седиментации за счет ее интенсивного испарения в аридном климате.

Таким образом, прослеживается четкая взаимосвязь между формированием рифов, сопровождающимся направленным подтоком морской воды, и галогенезом, который возможен лишь в определенной гидрохимической обстановке, обеспечивающейся рифами.

При реконструкциях сингенетического рудогенеза в рифах существенную помощь может оказать соотношение процессов биогермообразования и накопления органического вещества (Н.И.Бойко, В.И.Седлецкий, 1988). Интенсивное накопление органического вещества происходит в зоне барьерных рифов, отделяющих солеродный шельфовый суббассейн от открытого моря с нормальной соленостью вод, куда фитопланктоногенное органическое вещество привносится в большом количестве направленными морскими течениями. В результате резкого изменения гидрохимической обстановки фитопланктон отмирал и захоронялся в тыловых частях органогенных построек, часто образуя месторождения горючих сланцев нового, рифогенного, типа. При этом накопление органического вещества происходит не только после отмирания построек, но и сингенетично их формированию.

Без учета отмеченных закономерностей биогермообразования прогнозирование месторождений цветных металлов в органогенных постройках, а также во вмещающих их

отложениях будет неполным. Для реконструкций сингенетического рудогенеза в рифах наиболее информативен механизм сопряженности биогермообразования и эвапоритонакопления [2].

Роль органогенных построек в сингенетическом рудообразовании в рифогенных комплексах, не ассоциированных с эвапоритовыми формациями, наглядно, по нашему мнению, проявляется на известных месторождениях Старого и Нового (Вибурнум) свинцовых поясов в юго-восточной части шт. Миссури, удовлетворяющих основную потребность США в свинце. Несмотря на многочисленные работы по данному рудному району, многие вопросы о его геологии, и прежде всего металлогении, остаются спорными. Особенно это касается источника рудного вещества, способов его переноса и концентрации. Рассмотрим эти проблемы с позиций нетрадиционного подхода к их решению, а именно с учетом интенсивно проявившегося здесь биогермообразования.

Главный структурный элемент рудного района юго-восточной части шт. Миссури — купол Озарк, сложенный докембрийскими гранитами и вулканогенными породами (рис. 1). Он перекрыт кембрийскими образованиями, в нижней части которых непосредственно на фундаменте залегают образования формаций (снизу вверх): Ламотт, Бонтерре и Дэвис. Формация Ламотт сложена преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями доломитов, в основании часто наблюдаются конгломераты. Все породы слабосцементированные, пористые и проницаемые. Их максимальная мощность 135 м. Формация Бонтерре представлена в основном различными по составу и строению карбонатными породами. Ее мощность колеблется в пределах 110—150 м. Формация Дэвис сложена глинистыми сланцами с прослоями известняков, глауконитовых песчаников и алевролитов, ее средняя мощность 50 м.

Галенит-сфалеритовая минерализация развита в породах всех трех названных формаций. Однако промышленные месторождения связаны с отложениями формации Бонтерре, включающей четыре основных рудных участка — Ламотт, Олд-Лид-Белт, Вибурнум-Лид-Белт и Индиан-Крик.

Ключевой элемент строения рудоносной формации Бонтерре — литолого-фациальный комплекс барьерных рифов (см. рис. 1), который в виде прерывистой полосы шириной 3—8 км опоясывает докембрий-

ские магматические породы выступа Озарк. Комплекс сложен преимущественно биогермными доломитами, серыми с коричневым оттенком, иногда глинистыми. Изредка в верхней части разреза наблюдаются черные сланцы. Основные биогермообразователи — водоросли, которые по восточной ветви распространения построек образуют биогермы, а по западной — преимущественно биостромы. Часто, особенно в западной ветви органогенных построек, прослеживаются гидроаккумулятивные баровые тела, сложенные органогенно-детритовыми и оолитовыми доломитизированными известняками. Мощность отложенный рассматриваемого комплекса достигает 150 м, а мощность органогенных построек — 50 м.

Формирование построек формации Бонтерре происходило на внешнем крае относительно неширокого (от 5 до 30 км) шельфа вокруг островной суши выступа Озарк. Полоса биогермообразования, вероятнее всего, контролировалась системой кольцевых сбросов, проявляющихся в центральной части купола. По восточному обрамлению, где влияние разломов было ощутимым, формировались морфологически выраженные постройки — биогермы, а вдоль западных берегов в условиях активной гидродинамики — только биостромы и баровые тела, сложенные продуктами разрушения построек.

Между полосой барьерных рифов и выходами магматических пород купола Озарк отмечаются отложения литолого-фациального комплекса внутреннего шельфа. Они представлены органогенно-детритовыми, оолитовыми и биогермными карбонатными породами — известняками, доломитами и переходными между ними разностями, сформированными в суббассейне, полуизолированном органогенными постройками и гидроаккумулятивными баровыми сооружениями от открытого моря. Поскольку связь мелководного шельфа с основным бассейном благодаря наличию рифов и баров была затруднена, его соленость была несколько выше нормально-морской. Об этом свидетельствуют и накапливавшиеся здесь седиментационные доломиты.

В направлении от барьерных рифовых построек в сторону открытого моря выделяется литолого-фациальный комплекс относительно глубоководных отложений. Он представлен различными петрографическими типами известняков, а в верхней

части разреза — глинисто-карбонатными породами. Осадки этого комплекса накапливались в относительно глубоководном морском водоеме с нормальной соленостью.

Анализ распределения рудной минерализации в пределах формации Бонтерре указывает на наличие четкого фациального ее контроля. Так, она интенсивно проявлена только в морфологически выраженных (био-

гермных) органогенных постройках (участки Индиан-Крик и Олд-Лид-Белт). Вдоль западной ветви рифогенных образований (участок Вибурнум-Лид-Белт), где располагаются биостромы, минерализация в постройках либо вообще отсутствует, либо связана с морфологически четко выраженными баровыми гидроаккумулятивными телами. В самих телах биогермов и баров

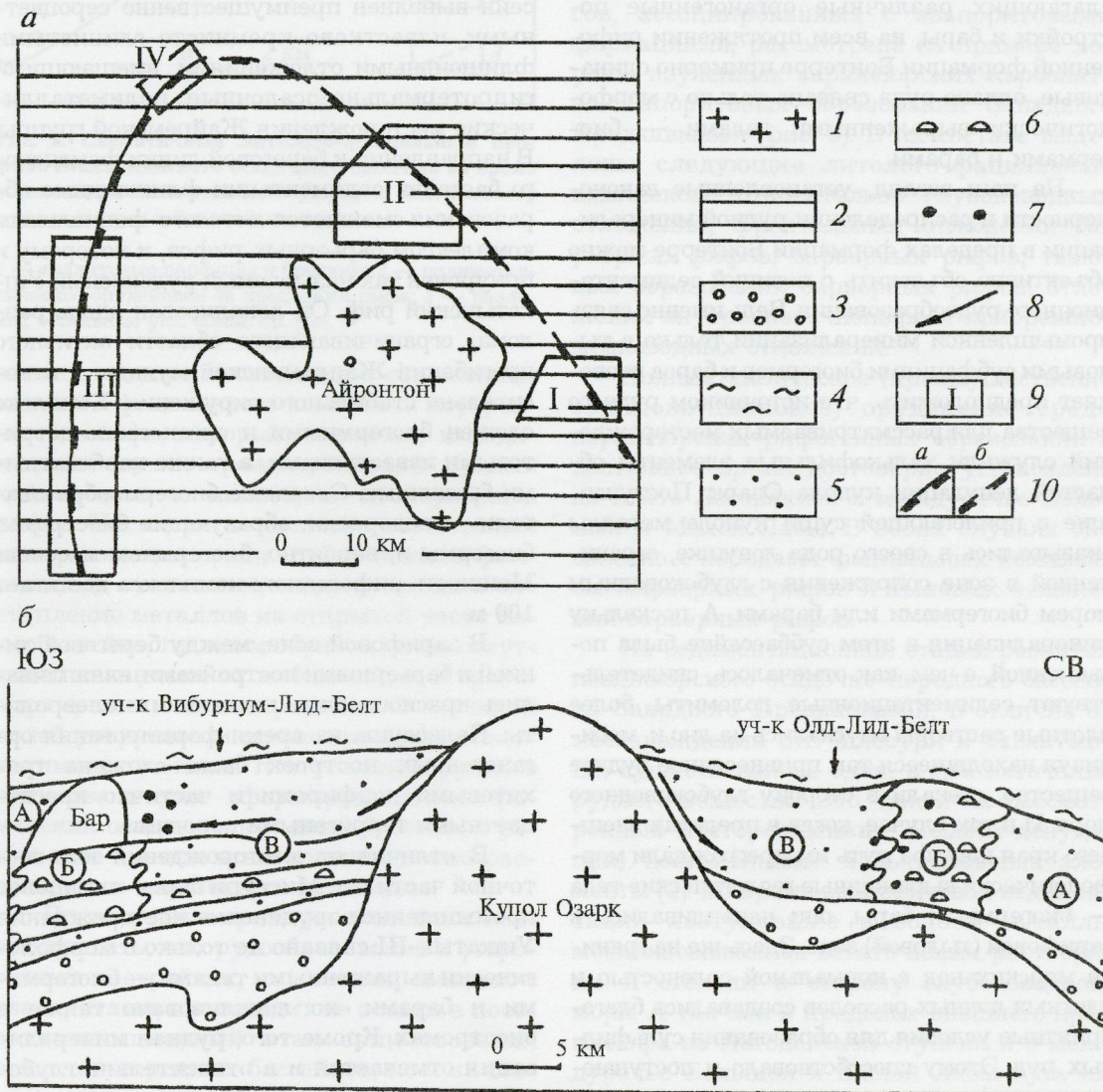


Рис. 1. Схема геологического строения (а) и литолого-фациальный профиль (б) юго-восточной части штата Миссури, по Ф.Г.Снайдеру и П.Э.Гердеману [9] с упрощениями и дополнениями:

1 — докембрийские магматические породы; 2 — кембрийские и ордовикские осадочные породы; 3 — терригенная подрудная формация Ламотт; 4 — глинистая надрудная формация Дэвис; 5 — рудоносная формация Бонтерре; 6 — биогермные породы; 7 — промышленная минерализация; 8 — предполагаемые направления привноса седиментогенного рудного вещества; 9 — основные рудные участки (I — Ламотт, II — Олд-Лид-Белт, III — Вибурнум-Лид-Белт, IV — Индиан-Крик); 10 — контуры свинцовых поясов (а — Нового, б — Старого); литолого-фациальные комплексы: А — относительно глубоководных отложений, Б — барьерных рифов, В — внутреннего шельфа

промышленная минерализация тяготеет исключительно к их тыловым частям, т.е. к участкам, обращенным к береговой линии купола Озарк.

Такое распределение минерализации в рифогенной формации Бонтерре не может объясняться, как обычно это делается, только высокими коллекторскими свойствами вмещающих ее образований. В данном случае и пористость, и проницаемость пород, слагающих различные органогенные постройки и бары, на всем протяжении рифогенной формации Бонтерре примерно одинаковые, однако руда связана только с морфологически выраженными телами — биогермами и барами.

На наш взгляд, установленные закономерности в распределении рудной минерализации в пределах формации Бонтерре можно объективно объяснить с позиций седиментационного рудообразования. Ведь именно связь промышленной минерализации только с тыловыми субфациями биогермов и баров позволяет предположить, что источником рудного вещества для рассматриваемых месторождений служили халькофильные элементы областей денудации купола Озарк. Поступавшие с прилегающей суши купола металлы оказывались в своего рода ловушке, ограниченной в зоне сопряжения с глубоководным морем биогермами или барами. А поскольку минерализация в этом суббассейне была повышенной, о чем, как отмечалось, свидетельствуют седиментационные доломиты, более плотные растворы опускались на дно и, мобилизуя находящееся там привнесенное рудное вещество, стекали в сторону глубоководного моря. И в том случае, когда в пределах внешнего края шельфа путь им преграждали морфологически выраженные геологические тела — биогермы и бары, они накапливались в зарифовой (тыловой) зоне. Здесь же на границе морских вод с нормальной соленостью и плотных донных рассолов создавались благоприятные условия для образования сульфидных руд. Этому способствовало и поступающее сюда фитопланктоногенное органическое вещество [9], формирующее своеобразный геохимический экран. Подтверждением такого механизма рудообразования может быть и галенит-сфалеритовая минерализация среди отложений внутреннего шельфа, т.е. находящаяся на путях возможной транспортировки металлов от области денудации к тыловым зонам биогермов и баров на внешней кромке шельфа.

Другой пример сингенетического рудообразования в рифогенных комплексах, не проявляющих связи с эвапоритовыми формациями, — барит-свинцовое месторождение Ушкатын-III. Ушкатынский рудоносный рифовый комплекс сформировался в позднедевонском (фаменском) морском бассейне Жайльминского грабен-синклинория, в Жайрем-Ушкатынском районе Центрального Казахстана (рис. 2). Жайльминский бассейн выполнен преимущественно сероцветными известково-кремнисто-глинистыми флишоидными отложениями, вмещающими гидротермально-осадочные полиметаллические месторождения Жайремской группы. В направлении к береговой линии фаменского бассейна седиментации флишоидные образования сменяются литолого-фаціальным комплексом барьерных рифов, к которому и приурочен так называемый рудоносный Ушкатынский риф. Он локализован вдоль разлома, ограничивающего области активного прогибания Жайльминской мульды и относительно стабильного окружения. Комплекс сложен биогермными и органогенно-детритовыми известняками, а также карбонатными брекчиями. Основные биогермообразователи — водоросли, образующие биостромы, биогермы и, вероятно, биогермные массивы. Мощность рифогенного комплекса достигает 100 м.

В зарифовой зоне, между береговой линией и барьерными постройками, накапливались красноцветные песчаники и алевролиты. Палеосуша на время формирования органогенных построек была сложена трахитовыми порфирами и частично красноцветными терригенными породами.

В отличие от месторождений юго-восточной части шт. Миссури барит-свинцовое промышленное оруденение месторождения Ушкатын-III связано не только с морфологически выраженными телами — биогермами и барами, но локализовано также в биостромах. Кроме того, рудная минерализация отмечается и в относительно глубоководных флишоидных отложениях, и в красноцветных терригенных породах внутреннего шельфа. Однако промышленные содержания барит-свинцовой руды наблюдаются только в рифовом комплексе.

Такое распространение рудной минерализации свидетельствует о наличии различных источников металлов месторождения Ушкатын-III. При этом не исключается и седиментогенный источник. На него ука-

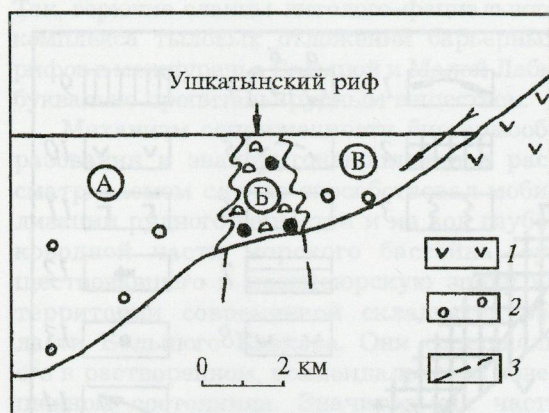


Рис. 2. Схематичный литолого-фациальный профиль Жайильминского осадочного бассейна во время образования Ушкатынского рифа, по А.А. Рожнову с изменениями и дополнениями:

1 — трахитовые порфиры и брекчи; 2 — полиметаллическое оруденение за пределами рифа; 3 — разломы; остальные усл. обозн. см. рис. 1

зывают рудные проявления в отложениях литолого-фациального комплекса внутреннего шельфа, которые, вероятно, находились на путях транспортировки рудных компонентов от палеосуши до барьерных рифов. Несмотря на наличие интенсивной минерализации среди глубоководных флишoidных отложений, седиментогенное поступление металлов из открытой части палеобассейна, главным образом из-за отсутствия механизма их мобилизации и транспортировки, маловероятно. С большой долей уверенности можно говорить о постседиментационном поступлении рудного вещества в уже сформировавшийся фаменский осадочно-породный бассейн, в результате прежде всего гравитационно-расcolного и элизионного катагенеза.

Приведенные примеры позволяют констатировать, что рудообразование в рифогенных постройках, не ассоциированных с эвапоритами, происходит не только в постседиментационный этап существования осадочно-породных бассейнов, но и на стадии их седиментационного становления. Наиболее вероятный источник седиментогенного оруденения — халькофильные элементы областей денудации прилегающей суши. При этом роль органогенных построек заключается в том, что они, располагаясь по периферии мелководной (шельфовой) части бассейна седиментации, из-за своей морфологической выраженности препятствуют разубоживанию поступаю-

щих сюда рудных компонентов. Они становятся своего рода ловушками для локализации металлов. Механизм, обеспечивающий мобилизацию и поступление металлов со стороны открытого моря, к настоящему времени для рифогенных комплексов, не проявляющих связи с эвапоритами, неизвестен.

Роль органогенных построек в сингенетическом рудогенезе рифогенных комплексов, ассоциированных с эвапоритовыми формациями, рассмотрена на примере хорошо изученных верхнеюрских карбонатно-эвапоритовых образований Западного Предкавказья (рис. 3). В их составе выделены следующие литолого-фациальные комплексы: относительно глубоководных отложений; фронтальных отложений барьерных рифов; барьерных рифов; тыловых образований барьерных рифов; отложений внутреннего шельфа и прибрежно-мелководных отложений.

Полиметаллическое (преимущественно свинцово-цинковое) оруденение среди верхнеюрских рифогенных образований в настоящее время достоверно установлено на плато Лагонаки и в междуречье Большой и Малой Лабы. В обоих случаях оно связано с породами фациальных комплексов барьерных рифов и тыловых отложений барьерных рифов.

На седиментационной стадии развития позднеюрского осадочно-породного бассейна Западного Предкавказья, в отличие от месторождений шт. Миссури и Ушкатын-III, существовал не один, а два источника рудного вещества. Это, как и на рассмотренных месторождениях, области денудации, поставлявшие халькофильные элементы [2]. Во время эвапоритовой седиментации поступающие в водоем металлы мобилизовывались остаточными растворами и стекали в сторону глубоководного моря. А так как в пределах внешнего края шельфа на Лагонакской ступени и в междуречье Большой и Малой Лабы путь им преграждали барьерные рифы, то они накапливались в зарифовой зоне, обуславливая образование сплошных седиментационных доломитов, обнажающихся в бассейне р. Курджипс [1]. Здесь же на границе морской воды с нормальной соленостью и плотных донных рассолов при массовом поступлении фитопланктоногенного органического вещества создавались благоприятные условия для образования сульфидных руд.

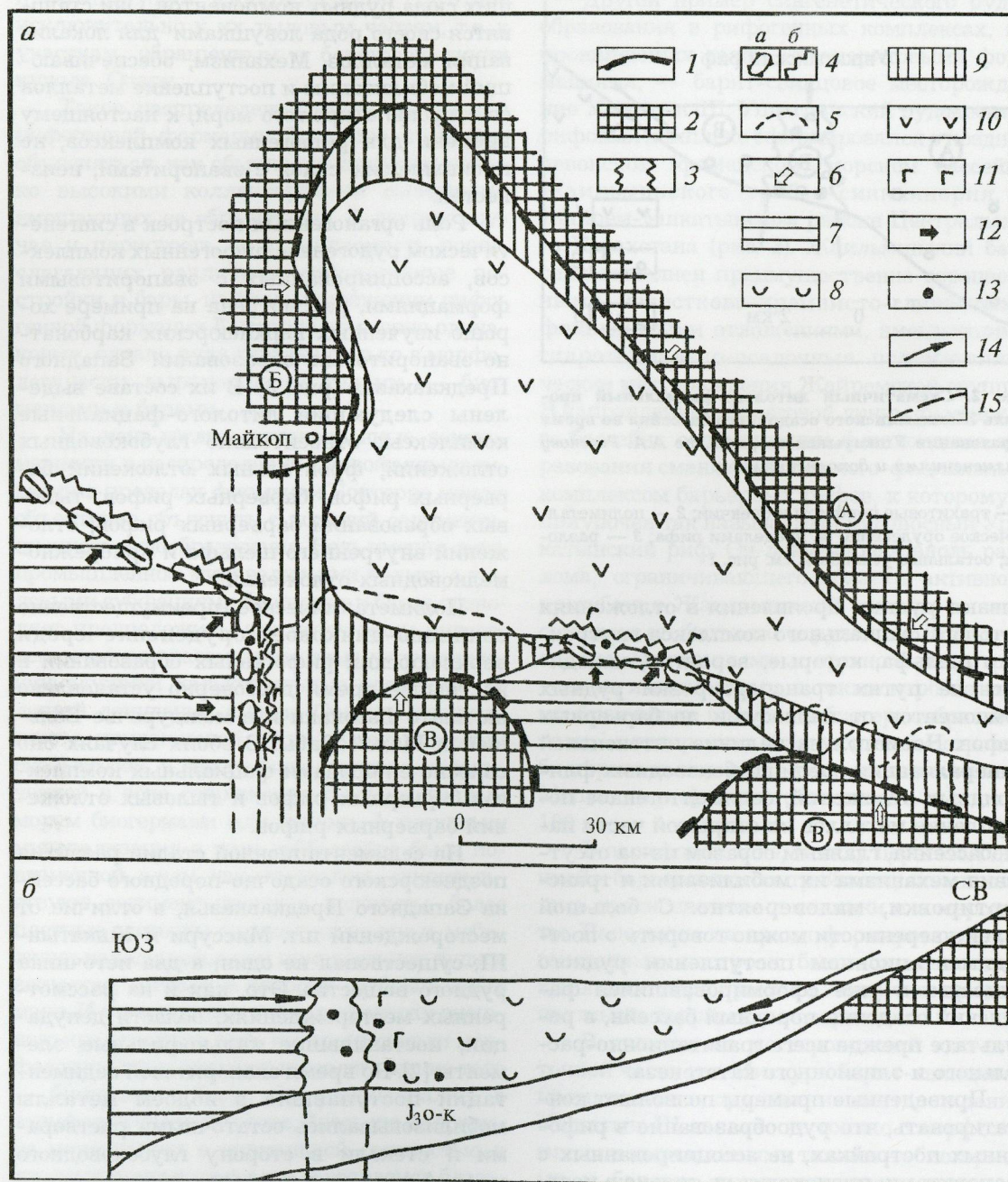


Рис. 3. Палеогеографическая схема (а) и литолого-фациальный профиль (б) Западного Предкавказья в раннетитонское время (время галогенеза):

1 — береговая линия в раннетитонское время; 2 — суша (А — Ставропольский свод; Б — Березанский вал; В — краевые поднятия Центрального и Западного Кавказа); 3 — рифогенные образования; 4 — зоны интенсивного биогермообразования на внешнем крае шельфа (а — сингенетичного процессу галогенеза, б — предшествующего галогенному осадконакоплению); 5 — современный контур выходов на поверхность отложенный титонского яруса; 6 — направления выноса осадочного материала из областей денудации; 7 — глубоководный морской бассейн с нормальной соленостью; 8 — бассейн с эвапоритовой седиментацией на шельфе; 9 — прибрежные участки бассейна с повышенной соленостью, до 14‰; 10 — участки бассейна с высокой соленостью, более 14‰; 11 — зоны накопления фитопланктоногенного органического вещества; 12 — направления движения морских вод с нормальной соленостью в бассейн галогенеза; 13 — установленное полиметаллическое оруденение; 14 — предполагаемые направления привноса рудного вещества; 15 — глубинные разломы

Так, горючие сланцы литолого-фациального комплекса тыловых отложений барьерных рифов в междуречье Большой и Малой Лабы буквально пропитаны рудным веществом.

Механизм сопряженности биогермообразования и эвапоритонакопления в рассматриваемом случае способствовал мобилизации рудного вещества и из вод глубоководной части морского бассейна, существовавшего в позднеюрскую эпоху на территории современной складчатой области Большого Кавказа. Они содержали его в растворенном, коллоидальном и взвешенном состояниях. Значительная часть халькофильных элементов, особенно в растворенном и коллоидальном состояниях, поглощалась и усваивалась планктоном. Так, А.П.Лисицын [6] приводит более 70 элементов, используемых организмами. При этом к группе элементов, которые накапливались в морских организмах, относятся такие, традиционно считавшиеся токсинами, как Cu, Zn, As и др. В киме-ридж-титонское время, характеризовавшееся интенсивным эвапоритообразованием на шельфе Восточно-Кубанской впадины, имели место компенсационные течения в направлении из глубоководного бассейна в область соленакопления (см. рис. 3). Эти течения приносили в зону барьерных рифов Лагонакской ступени и междуречья Большой и Малой Лабы, окаймляющих Восточно-Кубанский солеродный бассейн со стороны открытого моря, не только огромное количество планктонных организмов, но и мобилизованное ими рудное вещество. Доказательством таких течений через барьерные рифы в эвапоритовый суббассейн Восточно-Кубанской впадины служат прежде всего обнаруженные в зоне сопряжения горючие сланцы [3]. Подтверждением существования течений можно считать и наличие мощных (до 1500 м на Лагонакской ступени) барьерных рифовых сооружений, формирование каркаса которых выполнено организмами, потреблявшими огромное количество питательных веществ в виде принесенного планктона. В равной мере и соленакопление в значительных масштабах было возможно только при интенсивном питании Восточно-Кубанского солеродного бассейна морскими водами направленными течений.

Таким образом, выполненные исследования позволяют предположить наличие сопряженности биогермообразования и рудогенеза. Эта связь наблюдается не только на постседиментационной стадии развития осадочно-породных бассейнов, но и в процессе их седиментационного становления. При этом для рифогенных формаций, ассоциированных с эвапоритовыми отложениями, биогермообразование способствовало мобилизации рудного вещества как с палеосуши, так и из морских вод открытой части бассейна. В рифогенных формациях, не имеющих связи с эвапоритами, мобилизация рудного вещества происходила только из областей денудации.

Работа выполнена при финансовой поддержке федеральной целевой программы «Интеграция» (проект 5.1-253/34).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойко Н.И. О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 2. С. 47—53.
2. Бойко Н.И. Металлогения позднеюрских рифогенных образований Западного Предкавказья // Разведка и охрана недр. 1997. № 6. С. 5—7.
3. Бойко Н.И., Пушкарский Е.М., Седлецкая Н.М. Горючие сланцы в верхнеюрских отложениях Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 6. С. 1455—1457.
4. Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля // Тр. Геологического ин-та БурФАН СССР. Новосибирск, 1977. Вып. 14.
5. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазонасность. — М.: Недра, 1978.
6. Лисицын А.П. Биодифференциация вещества в океане и осадочный процесс // Биодифференциация осадочного вещества в морях и океанах. Ростов-на-Дону, 1986. С. 3—66.
7. Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Деревягин В.С. О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования // Советская геология. 1977. № 2. С. 8—21.
8. Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. — М.: Недра, 1989.
9. Снайдер Ф.Г., Гердеман П.Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури // Рудные месторождения США. М., 1972. С. 42—79.
10. Monseur G., Pel J. Reef Environment and Stratiform Ore Deposits // Ores in Sediments. VIII International Sedimentological Congress. Berlin, 1973. P. 195—207.

УДК 553.44

© Д.И. Горжевский, 1999

КОНВЕРГЕНТНОСТЬ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д.И. Горжевский (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрена конвергентность двух различных типов колчеданно-полиметаллических месторождений. Показано различие обстановок их формирования и происхождения.

Конвергентностью, как известно, принято называть образование продуктов сходного типа из разных источников. В.И.Смирнов [10] конвергентными называет месторождения сходные по составу, строению и геологической позиции, но различные по происхождению. Он одним из первых еще в 1960 г. обратил внимание на значение этого понятия, опубликовав статью о конвергентности колчеданных месторождений. Термин «колчеданные месторождения» введен в литературу отечественными геологами от слова Chalkedon — древнегреческая колония в Малой Азии. На английском языке подобные месторождения чаще называют Massive Sulphide Deposits, а на немецком — Kieslagerstatten. Одним из первых А.Г.Бетехтин обосновал выделение среди гидротермальных месторождений колчеданной группы, а В.И.Смирнов отнес последнюю к самостоятельному генетическому классу. Среди месторождений данной группы впоследствии были выделены колчеданно-полиметаллические, руды которых обогащены не только медью и цинком, но и свинцом. Одними из первых Д.И.Горжевский и Г.Ф.Яковлев [3] в 1955 г. ввели этот термин в литературу на примере вулканогенных месторождений Рудного Алтая. Однако в последние годы большое значение приобрели колчеданно-полиметаллические месторождения другого типа, залегающие в осадочных породах, связь которых с магматическими породами является гипотетической (Холоднинское, Филизчай, Маунт-Айза, Салливан и др.). Месторождения этих двух групп в дальнейшем будем условно называть «вулканогенными» и «осадочными». Разделение колчеданно-полиметаллических месторождений на указанные группы было впервые предложено коллективом авторов [1], а затем более детально обосновано в 1979 г. [6]. Зарубежные исследователи также обратили внимание на

целесообразность выделения двух групп колчеданно-полиметаллических месторождений [8, 13]. В настоящей статье доказывается конвергентность этих двух групп месторождений.

Вулканогенные и осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения обладают рядом общих признаков: они могут размещаться в вулканогенно-осадочных или осадочных породах; рудные тела характеризуются обилием сульфидов, среди которых преобладает пирит, а в подчиненном количестве присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит; среди жильных минералов преобладает кварц, меньше карбонатов и барита; для руд характерны полосчатые и слоистые текстуры, часто метакolloидные и коллоидные структуры. Одинаковы также окolorудные преобразования пород, выраженные в развитии кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов и в проявлении рудной зональности с отдельными участками, сложенными пиритовыми, пирит-халькопиритовыми, халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовыми и иногда галенит-баритовыми рудами. На большинстве месторождений встречаются руды как гидротермально-осадочного, так и гидротермально-метасоматического генезиса. Рудные тела в основном залегают согласно с вмещающими породами и представлены пластообразными залежами.

Все названные признаки делают руды вулканогенных и осадочных месторождений весьма сходными, а по отдельным образцам часто и неразличимыми. Некоторые исследователи [1] объединяют их в один общий ряд с постепенными переходами. Однако месторождения сравниваемых групп обладают многими отличительными особенностями (табл. 1), что указывает на различные условия локализации рудных тел и позволяет сделать предположение о

разном происхождении сульфидных руд (табл. 2) и, в частности, предполагаемых источниках рудных веществ и воды — переносчика этих веществ, а также о, возможно, различных формах переноса металлов, окислительно-восстановительных

условиях рудообразования и вероятных причинах отложения рудного вещества.

Рассмотрим особенности генезиса сравнимых месторождений. Прежде всего следует отметить определяющую роль органического вещества во вмещающих поро-

1. Отличительные особенности колчеданно-полиметаллических месторождений вулканогенного и осадочного типов

Признаки	Вулканогенные	Осадочные
Геотектоническая позиция рудных районов	Зрелые островодужные комплексы активных окраин континентов	Рифтогенные структуры континентов и их пассивных окраин
Вмещающие геологические формации	Риолит-дацит-карбонатно-терригенные с подчиненными толеитовыми базальтами (контрастные формации)	Терригенные (черносланцевые) иногда с резко подчиненным развитием базальтовых пород
Содержание в осадочных породах S_{org}	Весьма незначительное	Существенное (около 1—3%)
Ассоциирующие магматические породы: количество по сравнению с осадочными преобладающие фации состав преобладающих пород эксплозивные брекчии	Иногда преобладают над осадочными, чаще подчинены и составляют 30—50, реже 5—10% Вулканогенные и гипабиссальные (штокы, дайки и др.) Кислые и субщелочные натрокалиевой серии Характерны	Резко подчиненное по отношению к осадочным, иногда отсутствуют Вулканогенная и вулканомиктовая Основные, натровой серии Не характерны
Связи с магматическими породами	Отчетливые, близкие парагенетические	Неотчетливые, удаленные или отсутствуют
Околорудно-измененные породы	Характерны мощные ореолы серицито-кварцевых и хлорито-кварцевых метасоматитов подрудные и надрудные	Отсутствуют или выражены в виде маломощных подрудных ореолов
Характерные минералы руд — индикаторы окислительно-восстановительных условий рудообразования	Обильные барит и нередко гематит, пирротин, как правило, отсутствуют	Обилен пирротин, барит и гематит, как правило, отсутствуют
Изоморфные примеси в рудообразующих минералах	В гидротермально-осадочных рудах — Mn, Ti, As, Ni, гидротермальных — Se, Te, Bi	В гидротермально-осадочных рудах — Mn, As, Sb, Ag, Cd
Первичные геохимические ореолы	Хорошо выражены и занимают значительные площади	Плохо выражены
Количество гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических руд	Гидротермально-метасоматические руды преобладают	Часто преобладают гидротермально-осадочные
Проявление стадий минерализации	Широко распространены и отчетливо выражены	Отсутствуют или выражены менее отчетливо
Месторождения	Ленинское, Тишинское (Казахстан), Куроко (Япония), Бучанс, Батерет (Канада)	Холоднинское (Россия), Салливан (Канада), Мак-Артур, Маунт-Айза (Австралия), Филизчай (Азербайджан), Карлота (Куба), Раммельсберг (Германия)

2. Предполагаемые отличительные особенности генезиса вулканогенных и осадочных руд колчеданно-полиметаллических месторождений

Особенности	Вулканогенные	Осадочные
Источники металлов (Pb, Zn, Cu)	Изоморфные примеси металлов в породообразующих минералах пород	Изоморфные примеси металлов в углеродистом веществе и осадочном пирите
Источники воды	Океаническая и реликтовая вода с примесью магматической	Океаническая и реликтовая вода
Окислительно-восстановительная среда рудообразования	Окислительная	Восстановительная
Преобладающая форма переноса рудного вещества	Хлоридные, сульфатные, карбонатные и гидросульфидные соединения металлов	Хлоридные и металлоорганические соединения типа хелатов
Причины отложения руд	Реакции хлоридов металлов с сульфатами морской воды и пород	Реакции окисления и распада металлоорганических соединений иногда с образованием графита
Процессы регенерации руд при катагенезе и метаморфизме	Перекристаллизация руд, очищение и приобретение примесей, возникновение полосчатых текстур	

дах многих типов сульфидных месторождений. Органическое вещество и его производные — неотъемлемая часть процесса образования колчеданно-полиметаллических месторождений осадочного типа. «Созревание» углеводородов часто повышает потенциал растворов и усиливает их взаимодействие с вмещающими породами. Восстановленный углеводород не только создает благоприятную физико-химическую обстановку для рудоотложения, но и активно участвует в переносе рудных веществ в виде металлоорганических соединений.

Источником металлов вулканогенных месторождений, по всей вероятности, являются изоморфные примеси металлов в породообразующих минералах магматических пород кислого состава. Как известно, в этих породах свинец в повышенных количествах находится в решетке калиевых полевых шпатов, а цинк и медь — в темноцветных компонентах и слюдах. Последующие процессы региональной альбитизации, как показано на примере Рудного Алтая [4], привели к высвобождению этих металлов и переходу их в водные растворы.

Менее ясен источник рудных веществ для осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений. Поскольку кислые магматические породы отсутствуют, рудные компоненты не могли извлекаться из породообразующих минералов этих пород. Возможно, что источником здесь служил осадочный пирит, а также углеродистое

вещество. Однако, учитывая повышенные кларки свинца и цинка в глинах, возможно, что металлы извлекались из глин вместе с реликтовой водой в процессе катагенеза и метаморфизма глинистых пород. Определенную роль могут играть повышенные концентрации металлов, поглощенных кораллами и другими морскими организмами при их жизни. Так, в современных коралловых полипах, моллюсках и медузах содержание свинца, олова и цинка соответственно в 200, 270 и 3200 раз больше, чем в среде их обитания [16]. Транспортирующим агентом, или переносчиком, рудных веществ для вулканогенных и осадочных месторождений, несомненно, была вода: для осадочных, вероятно, океаническая и реликтовая (т.е. образовавшаяся при катагенезе и метаморфизме), для вулканогенных — океаническая и реликтовая, содержащая около 10% магматической воды. Резко отличается и окислительно-восстановительный потенциал среды рудообразования. Если рассматривать условия рудообразования в целом, а не отдельных его этапов, то следует отметить, что процессы отложения руд в месторождениях вулканогенного типа происходили при господстве окислительных условий, что подтверждается обилием в рудах гематита, оксидов марганца, барита и гипса. Углеродистое вещество осадочных месторождений обусловило восстановительную среду, что под-

тверждается отсутствием названных минералов и обилием пирротина.

Рудные вещества в вулканогенных месторождениях переносились, как установлено многочисленными исследованиями, большей частью в форме хлоридов, реже гидросульфидов. В осадочных месторождениях, вероятно, кроме хлоридной формы, существовал перенос рудного материала в виде металлоорганических соединений типа хелатов, в которых металлы связаны с органическими лигандами через атомы серы и азота или кислорода. Об этом свидетельствует существование моно-, ди- и триацетатных комплексов цинка [17], а также металлоорганических соединений окселатов и сункционатов. Причины осаждения руд месторождений вулканогенного типа сравнительно хорошо изучены. Одна из них — химическое взаимодействие хлоридов металлов с сульфатами морской воды и пород и образование труднорастворимых сульфидов.

Причины отложения руд в месторождениях осадочного типа изучены хуже. На седиментационном и диагенетическом этапе углеродистое и сульфидное вещества образуют сорбционный и восстановительный барьер. Кроме того, генерация H_2S при бактериальной сульфат-редукции способна обеспечить интенсивное рудоотложение [15]. В эпигенетических процессах также важную роль могут играть барьерная функция, обусловленная концентрацией органического вещества и седиментно-диагенетических сульфидов, или проникновение и распад металлоорганических соединений в условиях окислительной среды.

В месторождениях вулканогенного типа значения изотопного состава серы ($\delta^{34}S$) колеблются от 0 до +10‰, что, по мнению Дж.Мейнарда [8], противоречит гипотезе осадочного происхождения руд. В то же время в рудах месторождений осадочного типа Альп и Ирландии $\delta^{34}S$ составляет $-12...+10$ ‰. Многие исследователи генезис колчеданно-полиметаллических месторождений связывают с магматическими породами; для вулканогенных месторождений эта связь убедительно показана многими исследователями на примерах месторождений Рудного Алтая и Японии [2, 12].

Изучение разных месторождений Рудного Алтая свидетельствует о своеобразии процессов формирования руд. Для большинства мес-

торождений можно выделить следующие этапы: 1) формирование гидротермально-осадочных существенно пиритовых и более поздних пирит-сфалеритовых руд; 2) формирование гидротермально-метасоматических галенит-халькопирит-сфалеритовых руд; 3) метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд, проявленный лишь на некоторых месторождениях; 4) формирование барит-полиметаллических руд.

Более детальное изучение конвергентности полиметаллических руд, проведенное на Лениногорском месторождении [9], позволило установить такую последовательность процессов минерализации: 1) формирование гидротермально-метасоматических серноколчеданных и более поздних халькопирит-сфалеритовых руд; 2) размыв этих руд и формирование слоистых осадочных полиметаллических; 3) формирование барит-полиметаллических золотосодержащих руд. При внедрении каждой новой порции растворов происходили переработка более древних руд и их регенерация. Эти же процессы были также частично обусловлены внедрением эксплозивных брекчий, движениями по зонам локальных разломов, а также происходили в тепловых полях интрузивных массивов и даек.

Сколько-нибудь убедительных данных о связи осадочных месторождений с магматическими породами нет. В то же время, существует гипотеза, согласно которой колчеданно-полиметаллические руды осадочных месторождений сформировались в результате эпигенетического преобразования материнских осадочных пород. Наиболее детально эта гипотеза разработана В.Н.Холодовым и З.Р.Кикнадзе [14]. На примере месторождений Филизчай и Кизил-Дере, расположенных на южном склоне Кавказского хребта, они выделяют следующие этапы формирования колчеданно-полиметаллических руд: 1) седиментационно-диагенетическое образование рудоматеринских сидеритоносных толщ, 2) катагенетическое образование протопирититовых руд, 3) гидротермальное образование полиметаллической минерализации, 4) метаморфогенно-гидротермальное образование пирротитовых руд. Следует подчеркнуть, что вследствие процессов метаморфизма и регенерации на некоторых месторождениях сравниваемых групп исчезают многие призна-

ки их первичного образования, и колчеданно-полиметаллические руды этих групп приобретают общие черты.

Конвергентность колчеданно-полиметаллических месторождений имеет важное практическое значение при их прогнозе и поисках. Различия геотектонических позиций рудных районов и состава вмещающих пород, содержащих органические вещества, в осадочных месторождениях, а также комплекса магматических пород этих районов (см. табл. 1) должны учитываться при региональном прогнозе. При среднемасштабных и детальных поисках месторождений вулканогенного типа важную роль играют окolorудно-измененные породы и первичные геохимические ореолы, охватывающие большие площади, в то время как при поисках месторождений осадочного типа эти факторы нельзя рассматривать как основные. В то же время для осадочных месторождений важным поисковым критерием следует считать повышенное содержание углеродистого органического вещества.

Конвергентность характерна не только для колчеданно-полиметаллических месторождений, но и для медноколчеданных, среди которых можно выделить те же две группы: вулканогенную (медноколчеданные месторождения Урала и Северного Кавказа) и осадочную (месторождения Кизил-Дере на Кавказе, Вавилонское и Карчигинское на Калбе и др.).

Примером конвергентных месторождений являются месторождения ниобия и тантала, которые в одних случаях ассоциируют с гранитными куполами, обогащенными микроклином и альбитом, и содержат колумбит-танталит, а в других — с нефелиновыми сиенитами, с процессом альбитизации которых связано пироксеновое и цирконовое оруденение [11]. Еще один пример конвергентности — известные магнетитовые месторождения Тунгусской провинции Сибири, где наряду с гидротермальными магнетиоферритовыми обнаружены сходные с ними по составу руд и окolorудных пород метаморфические месторождения. Последние не содержат в составе руд магнетиоферрит и образованы при контактовом термальном воздействии трапповых силлов на осадочные залежи гидроксидных железных руд [5].

В последние годы в публикациях дискутируется вопрос о существовании конвергентности и ее значении для рудных формаций [7, 15]. Нам представляется, что конвергентность

характерна для многих рудных формаций и ее существование заставляет вносить важные коррективы при прогнозе и поисках рудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В. Формационный анализ и вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений // Вестн. МГУ. Сер. геол. № 2. С. 17—23.
2. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). — М.: Изд-во МГУ, 1978.
3. Горжевский Д.И., Яковлев Г.Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Тр. ВАГТА. 1957. Вып. 3.
4. Горжевский Д.И., Королев Г.Г., Крейтер И.В. О возможных источниках металлов при образовании полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района // Докл. 1-го Международного геохимического конгресса. М., 1973. Т. 2. С. 123—130.
5. Дунаев В.А. Метаморфические месторождения магнетитовых руд Тунгусской провинции // Руды и металлы. 1998. № 4. С. 5—9.
6. Колчеданные месторождения мира / Под ред. В.И.Смирнова. — М.: Недра, 1979.
7. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В.Рундквиста. — Л., 1986.
8. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. — М.: Мир, 1985.
9. Покровская И.В. Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Алма-Ата: Изд-во Наука, 1982.
10. Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений // Вестн. МГУ. 1960. № 2. С. 19—26.
11. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. — М.: Недра, 1981.
12. Тацуми Т., Секино И., Канегира К. Вулканогенные рудные месторождения Японии // Вулканизм и рудообразование. М., 1973.
13. Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. М., 1984. Т. 2.
14. Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа // Тр. ГИН. М., 1989. Вып. 419.
15. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. — Л.: Недра, 1987.
16. Щеглов А.Д., Краснов Е.В., Раткин В.В. Рифы и рудообразование // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 1. С. 161—165.
17. Drummond S.U., Palmer D.A., Wesolowsky D.Y. Hydrothermal Transportation of Metal via Acetate complex // 28-d Intern. Geol. Congr. Abstracts, Wesh D.L., 1989. Vol. 1.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.493 (571.52)

© А.В. Болонин, 1999

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ, ИТТРИЙ, УРАН, ТОРИЙ И СТРОНЦИЙ В РУДАХ КАРАСУГСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТУВЕ

А.В. Болонин (МГРИ — МГГА)

Для уникального по масштабам Карасугского месторождения комплексных ураноносно-железо-флюорит-барит-стронций-редкоземельных руд охарактеризованы геологические и минералого-геохимические критерии его карбонатитового инъекционно-магматического происхождения вне связи с силикатным магматизмом. Автометасоматические изменения первичных флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов — их гематитизация и баритоцелестинизация, затем интенсивное гипергенное окисление и стронцианитовая минерализация определили конечный облик руд. Приведены количественные данные о минеральном составе руд, распределении в рудах разных типов и поведении в гипогенном и гипергенном процессах редких и радиоактивных элементов.

Карасугское месторождение комплексных ураноносно-железо-флюорит-барит-стронций-редкоземельных руд находится на юге Алтае-Саянской складчатой области в центральной части Республики Тува (51°18' с. ш., 92°08' в. д.). Подсчитанные запасы отдельных компонентов (до глубины 500 м) — одни из крупнейших в мире, млн. т: барита — 60, флюорита — 38, стронция — 4,5, редкоземельных элементов — 4. Их дополняют значительные запасы железа — 100 млн. т и урана — 50 тыс. т. Все это определяет уникальность месторождения, а непреодоленная до сих пор спорность его генезиса (карбонатитовый или гидротермальный) усиливает актуальность более полного освещения в литературе имеющегося по месторождению фактического материала.

Месторождение расположено вблизи северного борта крупного межгорного девонского прогиба среди терригенных пород ордовика — силура. Оно приурочено к узлу пересечения широтного глубинного разлома со сквозьструктурной зоной разломов северо-северо-западного простирания. На продолжении этой зоны к югу в узлах пересечения с другими широтными разломами среди девонских пород локализованы более мелкие мес-

торожения с аналогичным типом минерализации. Формирование месторождений связывают с позднемезозойской тектонической активизацией региона [8].

На Карасугском месторождении выявлены карбонатитовые образования двух минеральных типов: рудоносные флюорит-барит-сидеритовые и менее распространенные безрудные анкерит-кальцитовые. В рудном поле в разбитой разломами складчатой песчаниково-алевролитовой толще карбонатиты слагают восемь изолированных тел дайкоподобной и трубообразной формы. В расположении тел и рисунке контролирующих их разломов намечаются элементы полигонально-концентрического и радиального строения с центром вокруг одного из трубообразных тел. Все тела имеют резкие, крутопадающие (60—90°) контакты с вмещающими породами и прослежены скважинами без выклинивания на глубину 300—550 м от дневной поверхности. Протяженность рудоносных дайковых тел 300—1400 м, мощность 10—150 м. Два трубообразных тела имеют в поперечнике размеры 400×550 и 670×750 м. В этих телах внутренний шток, сложенный анкерит-кальцитовыми карбонатитами, окружен полукольцевой дайкой флюорит-барит-си-

деритовых карбонатитов, внешние контакты которой круто падают к центру тела. Более ранние анкерит-кальцитовые карбонатиты на контакте с флюорит-барит-сидеритовыми в зоне шириной до 5—10 м частично замещены сидеритом. Внутри карбонатитовых тел картируются крупные останцы вмещающих пород в виде плит, параллельных контактам тел. В четырех телах преимущественно среди анкерит-кальцитовых карбонатитов распространены блоки-останцы измененных гранитов. По первичному составу — это лейкократовые биотитовые граниты, в которых наблюдались жилы лампрофиров и аплитов, широко проявлены ранняя микроклинизация и последующая интенсивная грейзенизация. В зонах разломов граниты и терригенные породы часто брекчированы и аргиллизированы, местами окварцованы.

В окружении карбонатитовых тел во вмещающих песчаниках и алевролитах распространены кварц-анкерит-кальцитовые жилы мощностью до 20 см. Жилы в зальбандах сложены крупнокристаллическим кварцем, в центре — карбонатами с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, марказита. Жильный кварц встречен в обломках среди карбонатитов. По изотопному составу углерода и кислорода [3], составу редких земель в карбонатах [7] жилы близки к анкерит-кальцитовым карбонатитам, ранними гидротермальными предвестниками которых они, возможно, являются.

Анкерит-кальцитовые карбонатиты — массивные породы белого цвета, сложенные на 55—75% изометричным кальцитом, часто полисинтетически сдвойникованным, и на 20—40% ромбоэдрическим анкеритом. Структура карбонатного агрегата гипидиоморфнозернистая, размер зерен варьирует от 0,5 до 2 мм, на некоторых участках до 5—7 мм. Породы содержат вкрапленность идиоморфных кристаллов пирита 1—2%, кварца 1—2%, апатита 1% и аксессуарии — монацит, паризит, рутил, спорадически торит, халькопирит, молибденит, магнетит, мусковит. Обломки анкерит-кальцитовых карбонатитов встречаются во флюорит-барит-сидеритовых карбонатитах.

В состав первичных флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов входят в среднем количестве (массовое содержание в % без учета ксенолитов): сидерит 61, барит 20, флюорит 12, пирит 3, бастнезит 1,5, кварц

1, апатит 0,5. Карбонатиты порфировидной структуры: в тонкозернистом (менее 0,2 мм) светло-сером флюорит-сидеритовом агрегате основной массы равномерно вкраплены кристаллы ромбоэдрического сидерита, белого призматического барита, фиолетового кубического флюорита, желто-коричневого боченкообразного и таблитчатого бастнезита, пентагондодэкаэдрического пирита, дипирамидально-призматического кварца и апатита. В редких идиоморфных вкрапленниках встречаются анкерит, магнетит, железистый мусковит. Акцессорные минералы — молибденит, уранинит, рутил. Кристаллы-вкрапленники занимают в объеме минерального агрегата 55—65%, их размер колеблется от 0,5 до 5—10 мм, единичные вкрапленники достигают 2—4 см. Отчетливо проявлена коррозия вкрапленников агрегатом основной массы. Нередко наблюдаются дробленные кристаллы-вкрапленники, сцементированные основной массой. Среди порфировидных карбонатитов отмечаются округлые агрегаты сросшихся вкрапленников в поперечнике до 15—20 см. В таких гломеропорфировых сростках минералы имеют ровные границы срастания, при этом форма барита подчиняется кубическому флюориту и ромбоэдрам сидерита.

Текстура флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов преимущественно массивная равномерно-вкрапленная. На ряде участков карбонатиты имеют директивно-полосчатую текстуру за счет ориентированного расположения удлиненных вкрапленников барита. В целом полосчатость субвертикальна и параллельна контактам карбонатитовых тел, флюоритально огибает крупные ксенолиты. Обломки полосчатых карбонатитов наблюдались в цементе массивных.

Анкерит-кальцитовые и флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты повсеместно заключают обломки вмещающих пород, что придает им брекчиевую текстуру. Объемное количество обломков составляет в среднем около 20%, иногда достигает 50—60%. Наиболее распространены обломки размером 1—20 см; они имеют угловатую форму, резкие контакты с цементом и практически не замещаются минералами карбонатитов. Обломки гранитов, песчаников, алевролитов, тектонических брекчий и различных метасоматитов (грейзенов, аргиллизитов, кварцитов) рассеяны среди карбонатитов, часто впере-

между собой, что указывает на их докарбонатное проявление. Таким образом, этапы формирования гранитов и карбонатитов разделены во времени последовательным рядом процессов: ранней микроклинизацией и последующей грейзенизацией гранитов, брекчированием и низкотемпературной приразломной аргиллизацией гранитов и терригенных пород. Радиологические датировки [8] подтверждают значительный временной разрыв между грейзенизацией гранитов (124—114 млн. лет) и оруденением (75—66 млн. лет). Видимо, связь карбонатитов с гранитами на Карасутском месторождении всего лишь пространственная, обусловленная приуроченностью к одному долгоживущему структурному узлу. Какие-либо щелочные породы и метасоматиты, характерные для многих карбонатитовых комплексов, на месторождении не выявлены.

Особенности структуры и текстуры, формы и строения тел карбонатитов Карасута привели автора к выводу об инъекционном способе их образования из магмаподобного вещества в условиях субвулканической фации глубинности с проявлением процессов протоклаза вкрапленников, автомагматического и эксплозивного брекчирования пород [2, 3]. Это подтверждается высокими температурами гомогенизации многофазных кристаллофлюидных включений во флюорите, достигающими, по данным М.Н.Кандинова и Л.С.Пузанова, 660—750°C [4]. Для анкерит-кальцитовых карбонатитов по бикарбонатному геотермометру рассчитана температура $610 \pm 30^\circ\text{C}$. Две фазы внедрения привели к формированию карбонатитовых тел в их современных объемах. В последующем флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты подверглись значительным аутометасоматическим изменениям: гематитизации и баритоцелестинизации, локально окварцеванию и флюоритизации.

Гематитизированные флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты (массовое содержание гематита в них 10—40%) на общем фоне карбонатитов слагают линейные субвертикальные тела, мощность которых уменьшается с глубиной. Черные пластинчатые кристаллы гематита размером от $0,05 \times 0,2$ до 1×5 мм образуют в сидеритовом агрегате неравномерную вкрапленность с гнездовыми, полосовыми и прожилковидными сгущениями. С гема-

титом ассоциирует бастнезит второй генерации в виде веерообразных сростков и одиночных пластинчатых метакристаллов во флюорите и сидерите. Суммарное количество бастнезита в гематитизированных карбонатитах увеличивается до 2—2,5%.

Флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты, включая их гематитизированные разновидности, в значительных объемах подвержены баритоцелестинизации. Баритоцелестин образует псевдоморфозы по бариту, частично замещает флюорит и сидерит. В карбонатитах с баритоцелестином наблюдаются мелкие гнездовые и прожилковидные выделения позднего кварца и темно-фиолетового флюорита с вкраплениями уранинита и сульфидов. Иногда встречаются маломощные прожилки целестина, кварца и кварц-сидеритовые прожилки с сульфидами, уранинитом и бастнезитом третьей генерации. Температура гомогенизации газово-жидких включений в позднем флюорите 140—250°C [4].

В палеогеновый период карбонатиты с поверхности до глубины от 100 до 300 м были окислены с образованием на рудоносных телах «железной шляпы». Ее нижняя граница во всех телах залегает примерно на одном гипсометрическом уровне, определяемом, вероятно, зеркалом древних грунтовых вод. Сидерит, анкерит и пирит в окисленных карбонатитах практически полностью псевдоморфно замещены темно-бурыми гидроксидами железа пористо-ячеистого сложения. Остальные минералы в цементе гидроксидов сохранились почти без изменений. Во вторую стадию гипергенеза в пределах «железной шляпы» вдоль крупных трещин образовались жилиподобные тела желто-бурых лимонитовых руд, характеризующихся полосчатым чередованием плотных натечных и рыхлых гидрогетитовых агрегатов. В таких рудах барит часто дезинтегрирован, а бастнезит замещен порошковатым агрегатом гипергенного бастнезита и рабдофанита. Ниже на выклинивании лимонитовых руд среди неокисленных флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов в зоне цементации распространены прожилковые и гнездовые выделения гипергенного стронцианита, местами выявлена вторичная сульфидная и урановочерниевая минерализация. Прожилки стронцианита с кальцитом и целестином встречаются и в окисленных анкерит-кальцитовых карбонатитах, а также в прилегающих к ним темно-бурых рудах.

Окисленные и неокисленные флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты представляют собой два главных типа комплексных руд, для которых в ВИМСе разработана технология извлечения железа, фтора, бария, стронция, редких земель и урана. Средний по месторождению валовый минеральный состав руд (массовое содержание в %) следующий: неокисленных — сидерит 37—39, гематит 10—12, флюорит 9, барит 12—13, баритоцелестин 5—7, стронцианит 1, бастнезит 1,7, пирит 2,5, апатит 0,5, кварц и алюмосиликаты пород в обломках 16—18; окисленных — гидроксиды железа (гидрогётит, гётит, гидрогематит) 30—32, гематит 14—16, барит 18—19, флюорит 11,5, баритоцелестин 2, стронцианит 0,1, бастнезит 2, апатит 0,5, кварц и алюмосиликаты обломков 18—20. Промышленно ценные минералы в комплексных рудах обоих типов составляют в сумме 80% (!) рудной массы.

Содержание в карбонатитах месторождения всех выявленных химических элементов рассмотрено автором в работе [3]. Выделен типохимический ряд элементов, являющихся петрогенными или выше-кларковскими примесными (в порядке убывания содержания): Fe, Ca, Ba, C, F, S, TR, Sr, Mg, Si, Mn, P, Cl, Y, Mo, U, Co, Th, Cu, Ag. По сравнению со средним составом карбонатитов мира [4, 5] в рудоносных карбонатитах месторождения в 30 раз больше Ba, в 7—11 раз F, S, Co, в 2—5 раз Fe, TR, Y, Th, Sr, Si, Cu, высока концентрация U и Mo, понижено содержание Mg, P, Ti и практически отсутствуют Nb, Ta, Zr, Hf. Содержания элементов определялись в 135 штучных пробах в лабораториях ВИМСа, ИМГРЭ, МГРИ различными методами: нейтронно-активационным (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Th, U, Co), химическим (сумма TR, Y), рентгеноспектральным (U, Th, Sr, Y, Mo), рентгенорадиометрическим (La, Ce, Nd, Sr, Ba), радиометрическим (Th, U, Ra). Произведены анализы монофракций основных минералов, три расшифровки полного состава TR в бастнезите. Уран и торий исследовались также в 60 шлифах методом *f*-радиографии, выполненной в 1983 г. во ВНИИЯГГе Д.П.Попенко, которой автор выражает благодарность. Приведены значения изотопного состава углерода, кислорода и серы, полученные совместно с Ф.И.Жуковым (ИГФМ АН УССР, 1983). Используются

также данные опробования руд Горной экспедиции (1958) под руководством А.С.Митропольского, результаты проведенного в ВИМСе изучения лабораторных технологических проб и данные А.П.Хомякова [7] по содержанию редких земель в минералах месторождения.

Во вмещающих породах на месторождении не выявлены повышенные против кларковых содержания каких-либо элементов. В ранних кварц-анкерит-кальцитовых жилах определено до 0,7% Mn и до 0,4% Cu, содержание других элементов незначительное, %: Sr 0,04, Ba, TR 0,02, Zn 0,003, Zr, V 0,002, Sc, Co 0,001, Mo 0,0004, Th 0,00014, U менее 0,0001.

В анкерит-кальцитовых карбонатитах в повышенных по сравнению с кларком количествах в среднем содержатся, %: сумма TR 0,28, Y 0,022, Mn 0,2, Ba 0,17, Sr 0,16, Th 0,006, U 0,003, Mo 0,001. Определены фоновые концентрации, %: V 0,005, Cu 0,003, Zn 0,002, Rb 0,0016, Co, Nb, Zr 0,001, Sc, Cr 0,0008, Pb, Ni 0,0005. Редкоземельные минералы в карбонатитах — монацит и паризит. В монаците определено 1,4% Th; судя по *f*-радиографиям, минерал равномерно обогащен торием и ураном. Слабую ураноносность на *f*-радиографиях обнаруживают паризит и апатит, не содержат урана кальцит и анкерит. В апатите определено также 0,7% TR. Спорадически в карбонатитах встречается торит. Собственные минералы урана, стронция и бария не обнаружены. Лишь в окисленных анкерит-кальцитовых карбонатитах местами распространены прожилки гипергенного стронцианита, определено до 15—20% Sr.

В рудоносных флюорит-барит-сидеритовых карбонатитах все первичные минералы распространены повсеместно и относительно равномерно. Наложение на карбонатиты гематита и стронциевых минералов обуславливает главные неоднородности минерального и химического составов комплексных руд, лежащие в основе подразделения их на природные типы. Среди неокисленных руд выделяются три основных типа: флюорит-барит-сидеритовый, отвечающий первичному составу карбонатитов; флюорит-барит-гематит-сидеритовый, объединяющий гематитизированные разности флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов; стронциеносный, включающий руды первых двух типов, но с наложенными минералами стронция — баритоцелестином и (или) стронцианитом. Среди окисленных ком-

1. Содержание в рудах редких земель, иттрия, урана, тория и стронция, в %

Типы руд и карбонатов	Пробы Горной экспедиции, 1958 г.	Штуфные пробы, 1982 г.				
		Сумма TR	Y	U	Th	Sr
Флюорит-барит-сидеритовый	$\frac{0,71 (44)}{0,20-1,38}$	$\frac{0,91 (19)}{0,44-1,37}$	$\frac{0,016 (15)}{0,006-0,039}$	$\frac{0,18 (4)}{0,010-0,025}$	$\frac{0,003 (7)}{0,001-0,007}$	0,18 (2)
Флюорит-барит-гематит-сидеритовый,	$\frac{1,27 (16)}{0,30-1,93}$	$\frac{1,62 (17)}{0,61-3,35}$	$\frac{0,017 (12)}{0,007-0,033}$	$\frac{0,005 (4)}{0,003-0,008}$	$\frac{0,007 (5)}{0,001-0,015}$	0,18 (3)
в том числе стронциеносный	—	1,09 (24)	0,017 (24)	—	—	8,3 (27)
Неокисленные руды в целом	0,93 (78)	1,25 (36)	0,017 (27)	0,012 (8)	0,005 (12)	—
Флюорит-барит-гидрогётитовый	$\frac{0,88 (12)}{0,62-1,26}$	$\frac{1,19 (28)}{0,24-2,21}$	$\frac{0,012 (10)}{0,003-0,022}$	$\frac{0,013 (20)}{0,002-0,031}$	$\frac{0,008 (20)}{0,0005-0,030}$	$\frac{0,19 (19)}{0,06-0,32}$
Флюорит-барит-гематит-гидрогётитовый	$\frac{1,58 (11)}{0,92-1,96}$	$\frac{2,14 (31)}{0,97-4,52}$	$\frac{0,017 (16)}{0,004-0,031}$	$\frac{0,011 (27)}{0,003-0,030}$	$\frac{0,010 (27)}{0,002-0,037}$	$\frac{9,19 (12)}{0,04-0,48}$
Флюорит-барит-лимонитовый,	$\frac{0,84 (6)}{0,52-0,99}$	$\frac{1,56 (13)}{0,5-3,21}$	0,015 (9)	$\frac{0,021 (11)}{0,003-0,050}$	$\frac{0,014 (12)}{0,001-0,051}$	$\frac{0,19 (12)}{0,09-0,35}$
в том числе стронциеносный	—	1,39 (10)	0,015 (10)	—	—	13,9 (15)
Окисленные руды в целом	1,14 (147)	1,67 (72)	0,015 (35)	0,014 (58)	0,010 (59)	—
Анкерит-кальцитовые карбонаты	—	$\frac{0,28 (17)}{0,11-0,57}$	$\frac{0,022 (10)}{0,007-0,036}$	$\frac{0,003 (7)}{0,0017-0,007}$	$\frac{0,006 (6)}{0,0027-0,008}$	$\frac{0,16 (5)}{0,09-0,35}$

П р и м е ч а н и е. В числителе — среднее содержание и число анализов (в скобках); в знаменателе — минимальное и максимальные значения.

плексных руд выделены четыре типа: флюорит-барит-гидрогётитовый и флюорит-барит-гематит-гидрогётитовый — продукты окисления первых двух типов первичных руд; флюорит-барит-лимонитовый — продукт наиболее интенсивной гидратации руд в зоне окисления; стронциеносный — с баритоцелестином и стронцианитом. Содержания изучаемых элементов в различных типах комплексных руд приведены в табл. 1, а коэффициенты их парной корреляции в табл. 2.

Ниже более подробно характеризуются закономерности распределения в рудах главных редкометалльных и радиоактивных компонентов.

Стронций. В комплексных рудах без собственных минералов стронция его содержание низкое — в среднем 0,19% и обусловлено концентрацией в барите в среднем 0,85% Sr, а также отчасти во флюорите от 0,2 до 0,6% Sr.

В таких рудах статистически выявляется прямая корреляция между содержанием

2. Статистическая корреляция между содержаниями элементов в комплексных рудах

Пары элементов	Число анализов	Коэффициент корреляции
Ba — Sr (в рудах без минералов Sr)	27	+0,60
TR — Th	64	+0,38
TR — U	64	- 0,37
U — Th	64	-0,18
Y — TR	67	+0,29
Y — F	67	+0,57
TR — F	67	+0,18

П р и м е ч а н и е. Шрифтом выделены коэффициенты корреляции при $P=0,02$.

ного типа в одних карбонатитовых телах занимают до одной трети их объема, в других практически отсутствуют. В окисленных комплексных рудах преобладает баритоцелестин, лишь на некоторых участках вблизи контакта с анкерит-кальцитовыми карбонатитами к баритоцелестину добавляется прожилковый стронцианит. Руды с баритоцелестином в штуфных пробах содержат от 0,6 до 15% Sr, а в крупнообъемных — в среднем 4—5%. Неокисленные руды стронциеносного типа помимо баритоцелестина в зоне цементации часто обогащены стронцианитом. Среднее содержание стронция в таких рудах повышено до 5—7%, а в штуфных пробах достигает 20%.

Баритоцелестин — главный стронциевый минерал в рудах. Светло-зеленый баритоцелестин образует псевдоморфозы по белому бариту, а его светло-розовые агрегаты замещают флюорит и сидерит. Иногда в псевдоморфозах по бариту отмечается голубой целестин, который также встречается в редких жилках мощностью до 5 см. Химический состав и свойства гипогенных сульфатов месторождения обобщены в табл. 3. Баритоцелестин представляет собой обособленную от барита и целестина минеральную фазу с промежуточными химическим составом, удельным весом, показателями оптического преломления и параметрами кристаллической решетки. Из среднего химического состава рассчитана формула баритоцелестина с соотношением элементов в мольных долях — $(\text{Sr}_{0,55} \text{Ba}_{0,36} \text{Ca}_{0,09})\text{SO}_4$.

По изотопному составу серы поздние сульфаты почти не отличаются от раннего барита: $\delta^{34}\text{S}$ в барите по двум определениям +8,6 и +9,7‰, в баритоцелестине +10,2‰, в целестине +9,0‰. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в баритоцелестине и стронцианите, по данным [1], равно 0,7038—0,7040. Оно совпадает со значением этого отношения в океанических базальтах и попадает в типичный для карбонатитов диапазон 0,702—0,707 [6].

Стронцианит тяготеет к карбонатным породам: в зоне окисления — к анкерит-кальцитовым карбонатитам, а на глубине — к неокисленным флюорит-барит-сидеритовым. Очевидно, что они служили для осаждения стронция щелочно-карбонатным барьером. Радиально-лучистые агрегаты белого игольчатого стронцианита выполняют сеть

разноориентированных мелких прожилков мощностью до 4 см и слагают гнездовые выделения, замещающие кальцит, сидерит и баритоцелестин. Наблюдались сростания стронцианита с гидрогетитом и вторичными сульфидами меди, что свидетельствует об их близодновременном образовании. В зальбандах стронцианитовых прожилков иногда встречается светло-голубой целестин, а в центре — кальцит. Распространены кальцитовые прожилки, секущие стронцианитовые. В составе стронцианита определено 60,3—63,2% SrO, 4,5—7,4% CaO, до 1,2% MgO и всего лишь 0,1% BaO. В гипергенном целестине определено 1,9% CaO и только 0,06% BaO, т.е. барий в гипергенных условиях почти не мигрировал. Вместе с тем стронцианит повсюду отличается повышенным содержанием урана, варьирующим по данным f -радиографий от 0,002 до 0,03%. Максимально обогащены ураном краевые части его игольчатых кристаллов и гнездовых выделений, зальбанды прожилков. Содержание урана в ассоциирующих со стронцианитом кальците и целестине не превышает 0,0003%. Изотопные определения показали, что гипергенные карбонаты наследуют углерод карбонатитов: $\delta^{13}\text{C}$ в стронцианите -3,3 и -3,9‰, кальците -4,1‰, в карбонатитах месторождения от -3,6 до -4,6‰. Изотопный обмен с атмосферным кислородом привел к утяжелению кислорода в гипергенных карбонатитах до +17,3...+20,0‰ $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с карбонатитами месторождения, в которых $\delta^{18}\text{O}$ колеблется в интервале от +10,9 до +14,7‰.

Редкие земли и иттрий. Все типы комплексных руд обогащены редкими землями (см. табл. 1). Около 90% суммы редкоземельных элементов, содержащихся в рудах, заключено в бастнезите — TRFCO_3 . Остальная часть рассеяна во флюорите — 0,3—0,8% TR, в среднем 0,5% и сидерите — 0,1% TR. Главной чертой в распределении редких земель является их наибольшая концентрация в гематитсодержащих рудах. Так, в рудах флюорит-барит-сидеритового типа содержание суммы TR 0,7—0,9%, тогда как во флюорит-барит-гематит-сидеритовых рудах, где к бастнезиту первой генерации добавляется бастнезит второй генерации, оно увеличивается до 1,3—1,6%. В окисленных рудах, где бастнезит сохраняется без существенных из-

3. Химический состав и свойства сульфатов ряда барит — целестин

Минерал	Содержание, %			Удельный вес, г/см ³	Оптические показатели			Параметры кристаллической решетки в Å*		
	SrO	BaO	CaO		N _g	N _p	2V*	a	b	c
Целестин	54,0—56,0	0,6—1,3	1,9	3,97—4,03	1,630—1,632	1,620—1,622	—	8,36	5,34—5,37	6,86—6,87
Баритоцелестин	26,1—34,5	23,7—30,0	1,3—3,4	4,14—4,19	1,637—1,640	1,627—1,631	63—52	8,492—8,511	5,406	6,961—6,964
Среднее (n)	29,2 (10)	—	2,5 (8)	—	—	—	—	—	—	—
Барит	0,4—1,9	61,5—65,7	0,1—2,0	4,23—4,35	1,646—1,649	1,635—1,637	40—37	8,87—8,88	5,46—5,48	7,16—7,18
Среднее (n)	1,0 (6)	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Используются данные: Э.П.Николаевой и др. (ВИМС) — определения удельного веса и 8 химических анализов; А.П.Хомякова — 3 химических анализа; Д.О.Онтюева — 1 химический анализ; остальные — данные автора, в т.ч. 8 химических анализов.

менений, остается эта же заметная разница между содержаниями TR в рудах без гематита (0,9—1,2%) и с гематитом (1,6—2,1%). Стронциеносные и лимонитовые руды характеризуются промежуточными значениями среднего содержания редкоземельных элементов, поскольку образованы наложением стронциевой минерализации и лимонитизации на комплексные руды как с гематитом, так и без него.

Среднее содержание иттрия в комплексных рудах 0,016%. Он относительно равномерно распределен в рудах разных типов благодаря избирательной концентрации во флюорите и бастнезите первой генерации (табл. 4). Статистически это подтверждается прямой корреляционной зависимостью содержания иттрия одновременно от содержания фтора и редких земель (см. табл. 2). В целом в комплексных рудах доля иттрия по отношению к сумме редких земель сравнительно низкая — $100Y/TR=1,2$.

Соотношение 14 лантаноидов и иттрия в различных минеральных объектах иллюстрирует табл. 4. Состав редких земель в бастнезите и в целом в комплексных рудах Карасутского месторождения характеризуется резким преобладанием легких лантаноидов (лантан, церий, празеодим и неодим). Тяжелые лантаноиды и иттрий избирательно сконцентрированы во флюорите. В анкерит-кальцитовых карбонатах в составе редких земель доля тяжелых лантаноидов более существенна, в них же повышено и содержание иттрия. Для месторождения в целом рассчитан валовый состав редких земель как среднее между анкерит-кальцитовыми карбонатами и комплексными рудами, взвешенное по их количественному соотношению на месторождении как 1:5. Резкое преобладание легких лантаноидов (суммарно это отражается в облегченной средней атомной массе редких земель) — типичная особенность карбонатов и щелочных пород. По этому признаку и низкому отношению иттрия к сумме лантаноидов бастнезит из карбонатов отличается от бастнезита из гранитов и пегматитов, с которыми связаны редкоземельные месторождения иных генетических типов (см. табл. 4).

При анализе состава редкоземельных элементов важную роль отводят европие-

вому показателю δEu , характеризующему концентрацию европия в объекте исследования относительно хондритов. Вслед за Ю.А.Балашовым (1976) считают, что в первичных мантийных магмах значение δEu близко к единице. В.С.Самойловым показано, что в пределах конкретных карбонатитовых массивов в разных типах карбонатитов δEu может значительно варьировать от дефицита европия до его избытка (от 0,44 до 1,54), в среднем же по массивам он изменяется в более узком диапазоне 0,7—1,3 и в среднем в карбонатитах составляет около 0,9 [6]. Это значение существенно отличается от δEu в гранитах (0,44) и связанных с ними щелочных редкометалльных метасоматитах (0,35—0,1). Валовый европиевый показатель Карасутского месторождения близок к единице (0,94), а дефицит европия в анкерит-кальцитовых карбонатитах ($\delta Eu=0,5$) и его избыток во флюорит-барит-сидеритовых ($\delta Eu=1,3$), вероятно, комплементарны, обусловлены фракционированием первично единой магмы.

Уран и торий. Содержание тория в комплексных рудах месторождения обычно колеблется в пределах 0,003—0,01%. Основной его концентратор — бастнезит — содержит 0,3% Th, распределенного в минерале, судя по *f*-радиографиям, равномерно. В этой связи гематитсодержащие, обогащенные бастнезитом руды содержат тория больше, чем руды без гематита (см. табл. 1), и статистически устанавливается прямая корреляция между содержанием тория и редких земель. Наибольшая концентрация тория (в среднем до 0,014%) зафиксирована в штучных пробах лимонитовых руд. В этих рудах кристаллы бастнезита нередко замещены порошковатым агрегатом гипергенного бастнезита и рабдофанита, в котором определено до 1,5—2,5% Th и до 0,12% U. Изредка встречаемые в рудной массе торит и ториеносный монацит связаны с обломками измененных гранитов, содержащих до 0,06—0,15% Th.

Первичное содержание урана во флюорит-барит-сидеритовых карбонатитах изменяется от 0,005 до 0,03%, обычно составляя 0,015—0,018% U. Ураноносность карбонатитов обусловлена рассеянной вкрапленностью мельчайших (0,00 n —0,0 n мм) зерен уранинита, большинство из которых фиксируется лишь на *f*-радиографиях. В

4. Состав редких земель в рудах, бастнезите, флюорите и объектах сравнения, отн. %

Минеральные объекты	TR, %	n	Сумма TR=100												Сред- няя атом- ная масса	$\frac{100Y}{TR}$	δEu		
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm				Yb	Lu
1. Комплексные руды в целом	1,2	—	25	48,5	5,4	16	2	0,6	1	0,23	0,55	0,14	0,32	0,04	0,19	0,03	1,2	1,2	
В том числе:																			
Без гематита	0,9	22	23	48	5,6	17	2,5	0,8	1,2	0,3	0,7	0,17	0,4	0,04	0,25	0,04	1,4	1,3	
с гематитом	1,6	21	27	49	5,1	15	1,6	0,4	0,8	0,16	0,4	0,11	0,25	0,03	0,12	0,03	1	1	
Бастнезит первой генера- ции	—	2	22	51,4	5,5	17,5	1,6	0,4	0,6	0,3	0,3	0,1	0,2	0,02	0,06	0,02	1,3	1,1	
То же, второй генерации	—	2	28,7	49,2	4,1	16,2	0,85	0,2	0,4	0,06	0,1	0,02	0,08	0,02	0,04	0,03	0,25	0,95	
« третьей генерации	—	1	22,7	57,1	4,4	13,8	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,19	—	
« гипергенный	—	1	32,1	48,6	3,3	14,4	0,82	0,15	0,31	0,05	0,07	0,09	—	—	0,03	—	0,18	0,8	
Флюорит первой генера- ции	0,5	5	6	26	7	20	10	2,1	11	1,6	7,6	1,2	3,6	0,5	2,4	1	20	0,65	
2. Анкерит-кальцито- вые карбонаты	0,28	7	14	37	7	22	5	0,7	3,5	0,4	3,5	1	3,5	0,5	1,5	0,4	8	0,5	
3. Месторождение в целом	1,05	—	23	47	5,5	17	2,5	0,6	1,4	0,25	1	0,3	0,85	0,1	0,4	0,1	1,6	0,94	
4. Земная кора (кларк)	0,011	—	17,9	34,7	5	19	4,7	1,5	4,7	0,8	4,3	1	2,9	0,5	2,6	0,4	21	1	
5. Граниты (SiO ₂ >70%)	—	—	21	42	4,8	19,3	3,5	0,4	3,2	0,5	—	0,7	2	0,3	2	0,3	16	0,44	
6. Карбонаты	0,29	14	29,2	42,8	4,5	16,8	2,5	0,6	1,75	0,01	1,1	0,02	0,45	0,01	0,25	0,01	2,6	0,88	
7. Бастнезит из: карбонатов	—	15	33,5	49,1	3,6	12,5	1	—	0,2	—	0,1	—	—	—	—	—	1,2	—	
щелочных пород	—	13	34,4	49,3	4,1	10,2	1	—	0,6	—	0,3	—	0,1	—	—	—	1,9	—	
гранитов и пегматитов	—	7	25	44,3	5,2	15,2	2,6	0,1	2	0,4	2,2	0,5	1,4	0,1	0,9	0,1	28	—	

Примечание. 1 — использованы анализы А.П.Хомякова (2 бастнезита и 4 флюорита) и А.С.Митропольского (бастнезит третьей генерации); 4, 5 — данные Ю.А.Балашова, 1976; 6 — среднее по 14 карбонатитовым массивам рассчитано из данных В.С.Самойлова, 1982; 7 — данные M.Fleischer, 1978; $\delta Eu = KEu/0,5(KSm+KGd)$, где KEu , KSm , KGd — коэффициенты концентрации элементов относительно хондритов.

наиболее крупных зернах размером до 0,1—0,2 мм под микроскопом видна их кубическая форма, а в прозрачных шлифах наблюдаются радиационные ореолы бурой окраски в сидерите и темно-фиолетовой во флюорите. Уранинит приурочен к тонкозернистому сидеритовому агрегату, слагающему основную массу в порфиридных карбонатах. Отдельные метакристаллики уранинита проникают по трещинкам во вкрапленники сидерита и флюорита. Содержание урана в сидерите, флюорите, барите, гематите, пирите, магнетите, кварце, оцененное на f -радиографиях по плотности треков, очень низкое — $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-6}\%$. Лишь в бастнезите определено 0,04—0,07% U.

В сильно гематитизированных флюорит-барит-сидеритовых карбонатах содержание урана уменьшается до 0,01—0,005%. В этой связи выявляется отрицательная корреляция между содержанием урана и редких земель. Уранинит, вкрапленный в сидерит, остается без изменений, но отсутствует на месте выделений гематита. В баритоцелестинизированных рудах валовое содержание урана не изменяется, но локально перераспределено. В агрегатах баритоцелестина уранинит не сохраняется, однако в смежных сидеритовых агрегатах вместе с равномерной вкрапленностью уранинита первой генерации появляется сгустковая и цепочечная вкрапленность уранинита второй генерации. В гнездах и прожилковидных выделениях позднего кварца и темно-фиолетового флюорита размер уранинита второй генерации достигает 0,5 мм, его зерна часто корродируются выделениями халькопирита и марказита. Поздний флюорит по данным f -радиографий содержит до 0,002% U.

На фоне умеренно ураноносных карбонатов скважинами пересечены разрозненные маломощные урановорудные интервалы с содержанием урана 0,04—1%, в среднем 0,11%. В таких интервалах в карбонатах наблюдались поздние кварц-сидеритовые прожилки с вкраплениями уранинита, флюорита, бастнезита и разнообразных сульфидов — пирита, марказита, халькопирита, молибденита, иногда сфалерита и галенита. За пределами тел комплексных руд подобные прожилки не встречаются. В общих запасах неокисленных комплексных руд доля урановорудных не более 1 отн. %.

В окисленных темно-бурых комплексных рудах среднее содержание урана 0,015—0,02% остается на уровне содержания в первичных флюорит-барит-сидеритовых карбонатах. Уранинит в окисленных рудах не сохраняется, и основное количество урана сорбируется гидроксидами железа, в которых на f -радиографиях прослеживается его рассеянное переменное распределение с концентрациями 0,003—0,1%. При этом содержание урана обычно больше в псевдоморфозах по сидериту и меньше в псевдоморфозах по пириту, больше в гётите и гидрогётите и меньше в гидрогематите. Среди гидроксидов железа иногда обнаруживаются точечные выделения с высокой плотностью треков, в которых в ряде случаев диагностированы урановые слюдки. Кроме ураноносного бастнезита, остальные первичные минералы (флюорит, барит, баритоцелестин, гематит, кварц) уран практически не содержат. В зоне окисления повышенное содержание урана до 0,02—0,03% имеют желто-бурые флюорит-барит-лимонитовые руды. Среди них на некоторых участках по бортовому содержанию 0,03% оконтурено слабоконтрастное урановое оруденение со средним содержанием 0,05% U. Максимальная концентрация урана до 0,3% зафиксирована в рыхлых лимонитовых агрегатах. В общих запасах окисленных комплексных руд доля урановорудных не более 1 отн. %. Лабораторные технологические испытания показали сравнительно легкую выщелачиваемость урана из железогидроксидных концентратов.

Несмотря на развитие мощной зоны окисления первично ураноносных карбонатов, зона вторичного обогащения ураном на месторождении распространена весьма локально. Это обусловлено активной сорбцией урана гидроксидами железа, что резко ограничивало его миграцию из окисленных руд. Повышенное содержание урана в гипергенном стронцианите не сказывается на валовом содержании урана в стронцианитизированных рудах. Лишь на ряде участков на выклинивании лимонитовых тел среди неокисленных комплексных руд скважинами пересечены интервалы с содержанием урана 0,03—0,1%. В таких рудах наряду с гипогенным уранинитом диагностированы урановые черни и вторичные сульфиды меди (борнит, халькопирит, ковеллин, халькозин). Урановые черни

и сульфиды образуют сажистые пленки на зернах и в трещинках пирита и сидерита. Содержание меди в рудах достигает 0,02—0,08%. В общих запасах неокисленных комплексных руд доля руд с вторичным урановым оруденением не превышает 1 отн. %.

Итак, высокая первичная концентрация урана во флюорит-барит-сидеритовых карбонатитах — отличительная черта Карасугского месторождения. Из литературы известны примеры высокой радиоактивности карбонатитов: кальцитовые карбонатиты второй стадии с гатчеттолитом и пирохлором в Восточной Сибири содержат в среднем 0,005% U и 0,007% Th; кальцитовые с магнетитом карбонатиты комплекса Палабора в ЮАР — 0,69% Cu и 0,004—0,012% U; ферродоломитовые и анкеритовые с бастнезитом и пирохлором карбонатиты массива Серро-Маномо в Боливии — 0,0012% U и 0,06—0,6% Th; радиоактивность кальцитовых с пирохлором карбонатитов комплекса Ханнешин в Афганистане 100—200 мкР/час урановой природы, а более поздних барит-анкерит-кальцитовых карбонатитов с монацитом и бастнезитом — 70 мкР/час ториевой природы. Уран в карбонатитах по содержанию обычно уступает торию и концентрируется вместе с ним в танталониобатах и минералах циркония (гатчеттолите, пирохлоре, циркелите, кальцитрите) или редкоземельных минералах (монаците, фторкарбонатах, ортите). В случае низкой концентрации редких металлов торий иногда образует собственные минералы — торианит, торит. В процессе многостадийного формирования карбонатитовых массивов основное количество тория и урана, как правило, привносится в одну из стадий или фаз внедрения. В последующие стадии гидротермально-метасоматического изменения карбонатитов (карбонатизации, гематитизации, сульфатизации, окварцевания, флюоритизации, фосфатизации) и в условиях гипергенеза радиоактивные элементы могут переотлагаться с образованием локальных сравнительно богатых скоплений.

Следует добавить, что в комплексных рудах Карасугского месторождения также повышены средние содержания молибдена 0,02—0,025%, кобальта 0,013% и марганца 0,35—0,4%. В первичных флюорит-барит-сидеритовых карбонатитах молибденит, как и уранинит, образует постоянную акцессорную примесь в основной массе кар-

бонатитов. Кобальт присутствует в количестве 0,3—0,4% в пирите, в котором отмечено и повышенное содержание серебра до 0,002%. Марганец связан с сидеритом, в средний состав которого входят: 1,35% MnO, 0,95% MgO и 0,7% CaO. На уровне фоновых концентраций в неокисленных комплексных рудах содержатся, %: Mg 0,3, Ti 0,1, P 0,09, Cu 0,0045, Zn 0,0033, Zr, V 0,003, Nb 0,002, Rb 0,0017, Pb 0,0016, Ni, Sn, Cr 0,001, Sc 0,0005, Li, Be, Ga, Hf 0,0002, W, Ag 0,00005, Ta 0,00004. При этом существенная часть Mg, Ti, P, Cu, V, Ni, Sn, Nb, Ta, Sc, Be, Ga и основная часть Zr, Cr, Rb, Li, Hf, W, Ge связаны с обломками вмещающих пород. Обломки пород и кварц обуславливают средние содержания в рудах, %: Si 4,6, Al 1,2, K 0,25, Na 0,1. В окисленных комплексных рудах спектр и концентрация большинства примесных элементов не изменяются, кроме незначительного увеличения содержания подвижных в гипергенных условиях V, Zn, Ga, Be и особенно Cu. В лимонитовых рудах содержание меди достигает 0,02%.

В поведении элементов в процессе многостадийного гипогенного минералообразования на месторождении можно выделить ряд особенностей. В предкарбонатитовых гидротермальных жилах редкометалльные и радиоактивные элементы почти не концентрировались. В анкерит-кальцитовых карбонатитах произошло вышекларковое, но ординарное для карбонатитов накопление Sr, Ba, TR, Y, Th, U, Mo, при этом иттрий и тяжелые лантаноиды (от диспрозия до лютеция) достигли в этих карбонатитах максимальной концентрации. С инъекцией флюорит-барит-сидеритовой магмы связан максимальный привнос суммы TR, Th, U, Mo, Co и Ba (среднее содержание в первичных карбонатитах Ba — 9%, Sr — только 0,19%). В процессе двухступенчатой (вкрапленники — основная масса) кристаллизации флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов редкие земли вместе с торием осадились в составе бастнезита вкрапленников, а уран и молибден позднее при кристаллизации основной массы. Это способствовало образованию ураном собственной минеральной фазы — уранинита.

В стадию гематитизации карбонатитов вместе с железом произошел дополнительный существенный привнос редких земель и тория, частично подвергся уран. В

стадию гидротермальной сульфатации флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов были привнесены стронций (условное среднее содержание сульфатного стронция в пересчете на весь объем комплексных руд около 1,2% Sr). На остаточную карбонатитовую природу руд, с которыми привнесены стронций, указывают значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в баритоцелестине (0,704), характерное для мантийных пород, и близость изотопного состава серы поздних сульфатов и раннего барита. В эту стадию многие элементы претерпели незначительное переотложение в составе поздних прожилков. На протяжении всего процесса минералообразования в составе редких земель неуклонно увеличивалась доля наиболее легких элементов — лантана и церия. Столь же последовательно уменьшалась доля иттрия по отношению к сумме лантаноидов (см. табл. 4). Такое поведение редкоземельных элементов и иттрия типично для карбонатитового процесса [6].

Гипергенный этап на Карасутском месторождении протекал в две стадии, отличающиеся условиями миграции элементов. Легкая окисляемость сидерита и резкое возрастание пористости руд при его замещении ячеистыми псевдоморфозами гидроксидов железа способствовали глубокому проникновению метеорных вод и полному окислению руд с выносом углерода и магния из окисляемых карбонатов, а также сульфидной серы. По-видимому, сравнительно маловодный режим окисления в первую стадию определил исключительно псевдоморфное развитие гидроксидов железа и почти полную сохранность в темно-бурых окисленных рудах первичных выделений барита, баритоцелестина, флюорита, бастнезита, гематита. Уран, молибден, кобальт и марганец, первичные минералы которых подверглись окислению, сорбировались огромной массой гидроксидов железа и заметно не мигрировали. Во вторую стадию гипергенеза роль воды возросла, о чем свидетельствует широкое распространение в желто-бурых лимонитовых рудах натечных, почковидных, рыхлых гидрогетитовых выделений. В таких рудах первичные минералы несут следы растворения, но в целом в лимонитовых рудах нет дефицита каких-либо элементов. Вероятно, источником гипергенных накоплений стронция, урана и меди в зонах окисления и цементации явились эродированные части рудоносных карбона-

титовых тел. Совместная миграция элементов обусловила повышенное содержание в стронцианите урана, но разные геохимические барьеры привели к разделному накоплению вторичной медно-урановой и стронцианитовой минерализаций в пространстве рудных тел. Другие элементы руд, в том числе барий, редкие земли, иттрий и торий, оказались в составе плохо растворимых минералов.

Итак, по основным минералого-геохимическим характеристикам анкерит-кальцитовые и флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты Карасутского месторождения вполне соответствуют редкоземельным карбонатитам «хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации», по классификации В.С.Самойлова [5, 6]. К числу таких характеристик можно отнести: широкое развитие карбонатов железа (сидерита, анкерита); высокие содержания флюорита, бария, стронция и редкоземельных элементов; резкое преобладание в составе последних легких лантаноидов; низкую долю иттрия относительно суммы редких земель; близость к единице валового европиевого показателя; повышенную концентрацию радиоактивных элементов; обедненность фосфором; типичные постмагматические изменения карбонатитов (гематитизация, сульфатизация, окварцевание, флюоритизация); соответствующий карбонатитам изотопный состав стронция, углерода, кислорода, серы. Вместе с тем флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты выделяются высокими первичными содержаниями барита и флюорита, урана и молибдена.

Высокотемпературный инъекционно-магматический генезис карбонатитов Карасутского месторождения противоречит представлению об исключительно гидротермально-метасоматическом способе образования карбонатитов «хлорит-серицит-анкеритовой фации» в температурном диапазоне от 200 до 500°C [5]. Возможно, корректнее рассматривать редкоземельные карбонатиты в качестве минеральной формации (фации), обязанной происхождением глубинной дифференциации вещества карбонатитовых магм и не только в связи с изменением их температуры. Способ же формирования первичных карбонатитов, инъекционно-магматический или гидро-

термально-метасоматический, и температура минералообразования определяют, по-видимому, исходным составом и условиями продвижения карбонатитовой магмы в верхние части земной коры, длительностью ее нахождения в промежуточных очагах и взаимодействием с ранее кристаллизовавшимися карбонатитами и вмещающими породами.

При формировании на Карасутском месторождении глубокой зоны окисления, чему благоприятствовал сидеритовый состав рудоносных карбонатитов, первичный сульфатный стронций переотлагался в форме ураноносного стронцианита на барьере карбонатных пород. Миграция остальных подвижных в гипергенных условиях элементов сдерживалась их активной сорбцией большой массой гидроксидов железа, поэтому, в частности, повышенные вторичные концентрации урана и меди в зонах окисления и цементации оказались локальными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блох А.М., Дагаева И.В. Природа сульфатов среднепалеозойских осадочных толщ Тувин-

ского прогиба // Советская геология. 1987. № 10. С. 91—99.

2. Болонин А.В., Кайкова Т.М., Комарницкий Г.М. О карбонатитовой природе комплексного железо-флюорит-барит-редкоземельного месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 3. С. 59—64.
3. Болонин А.В. Геохимические особенности карбонатитов комплексного железо-флюорит-барит-редкоземельного месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 1. С. 19—24.
4. Пузанов Л.С., Кандинов М.Н. О значении жидкой углекислоты в минералах флюорит-барит-железорудного оруденения // Тез. совещ. «Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования». Львов, 1975. С. 96—98.
5. Самойлов В.С. Карбонатиты (фаии и условия образования). — М.: Недра, 1977.
6. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. — М.: Наука, 1984.
7. Хомяков А.П., Семенов Е.И. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. — М.: Наука, 1971.
8. Шурупов В.В., Полевая Н.И., Миркина С.Л. О мезозойском времени минерализации и гидротермального изменения некоторых интрузивных пород Тувы // Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., 1966. С. 317—325.

УДК 550.42:553.41 (571.56)

© В.Б. Чекваидзе, И.З. Исакович, С.А. Миляев, 1999

МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ НАТАЛКИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.Б. Чекваидзе, И.З. Исакович, С.А. Миляев (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены эндогенные и экзогенные ореолы околорудных метасоматитов, рудосопровождающих минералов, элементов, ионов и значений потенциалов pH и Eh на типичном объекте золото-кварцевой формации в горно-таежных и мерзлотных ландшафтах.

Изучаемое месторождение расположено на юго-востоке Яно-Колымского складчатого пояса в пределах Аян-Юряхского антиклинория, где преимущественно развиты терригенные толщи пермского и триасового возраста. Месторождение вмещают верхнепермские отложения, подразделяемые на три свиты (снизу вверх): тасскую (глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников), атканскую (туфогенные сланцы) и нерючин-

скую (песчано-глинистые сланцы) [3]. Породы смяты в синклинальную складку, ограниченную продольными разломами (Наталкинская грабен-синклиналь), и инъецированы поясами даек спессартитов и альбитизированных риолитов. В размещении оруденения важная роль принадлежит продольным разрывным нарушениям северо-западного направления (Главный, Стержневой, Северо-Восточный и др.), сходящимся к северо-западу и веерообразно

расходящимся на юго-восток. Разломы и их оперения локализуют и ограничивают основную массу «рудных зон» (рудных тел и их сближенных серий) [4].

Выделяются следующие структурно-морфологические типы золотого оруденения: зоны метасоматического окварцевания; кварцевые жилы и линзы с четкими границами; системы параллельных кварцевых жил и прожилков; штокверковые тела.

На основании данных М.П.Крутоус, М.А.Гельмана, В.П.Плутешко и наблюдений авторов представляется такая последовательность формирования минеральных новообразований на месторождении. В дорудный (метаморфогенный) этап формировались две ассоциации, связанные с региональным метаморфизмом, — прогрессивная (биотит-пирротин) и регрессивная (хлорит по биотиту, пирит и марказит по пирротину, мусковитовидный серицит, жильный молочно-белый кварц). Последняя ассоциация является переходной к собственно рудному этапу, который подразделяется на четыре стадии: предрудного кислотного выпщелачивания, сульфидно-кварцевую, полисульфидную (продуктивную), пострудную.

Месторождение находится в горно-таежном районе с устойчивой сплошной многолетней мерзлотой. Мощность элювио-делювия на водоразделах и в верхних частях склонов 1,5—2 м; к подножию она увеличивается до 3—4, реже 5—6 м. Исследовались первичные и вторичные ореолы рассеяния околорудных метасоматитов, рудосопровождающих минералов, рудогенных и сопутствующих элементов, а также ионов и потенциалов pH и Eh. Выявленные ореолы сопоставлялись с эндогенными проявлениями путем изучения сопряженных профилей, включающих детально откартированные (по канавам, скважинам и т.д.) первичные минералого-геохимические ореолы и располагающиеся непосредственно над ними профили опробования рыхлых отложений по выработкам и поверхности.

В зоне гипергенеза вторичные околорудные метасоматические и минералогические ореолы изучались по обломочной фракции литохимических проб (обычно 2—3 мм) из рыхлого чехла. Фракция скреплялась цементирующим веществом (полистирол, эпоксидная смола и др.) до состояния твердого брикета, из которого изготавливались шлифы и

аншлифы. Брикеты-шлифы и брикеты-аншлифы включают не менее 10 обломков пород (обычно 20—30) и позволяют с высокой степенью достоверности картировать нижележащие зоны метасоматитов и минералогических ореолов при мощности элювиально-делювиального чехла до 6—8 м. По сопряженным профилям изучались также и вторичные ореолы рассеяния элементов.

При исследованиях в зоне гипергенеза весьма перспективным оказался ионо-потенциометрический метод, основанный на применении ионо-селективных электродов. С их помощью определяются концентрации таких ионов, как NH_4^+ , NO_3^- , Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , Br^- , Cl^- , I^- , Cu^{2+} , Pb^{2+} , Ag^+ и др., а также потенциалы pH и Eh, представляющие значительный интерес в качестве индикаторов золотого оруденения [2, 3, 11]. Метод базируется на возможности перевода в водный раствор слабо закрепленных компонентов солевых ореолов, сопутствующих рудным концентрациям, и их последующем анализе. Для анализа готовится породная суспензия из фракции менее 0,25 мм путем смачивания ее дистиллированной водой в отношении 1:1. Метод характеризуется дешевизной, высокой экспрессностью (до 80—100 проб за смену) и позволяет получать аналитические данные непосредственно в полевых условиях.

Околорудные метасоматические ореолы на эндогенном уровне вписаны в контур регионально-метаморфических преобразований. Последние четко зональны по латерали: с приближением к месторождению зона биотита сменяется зоной псевдоморфного (по биотиту) магнезиально-железистого хлорита и далее зоной равномерно рассеянного в породах мусковитовидного серицита (рис. 1). Ширина отдельных зон изменяется в пределах от 1 до 3 км и более.

Снижение значений изоград метаморфического процесса по мере приближения к местам локализации оруденения объясняется известной для Центрально-Колымского региона закономерностью, а именно преимущественным размещением интрузивных масс в обрамлении рудоносных площадей или под ними, но на больших глубинах (по геофизическим данным) [6]. По мнению ряда исследователей, интрузии служат «активизаторами» поровых растворов, мобилизующих металлы из вмещающих пород (и ранних, часто сингенетичных с осадками, рудных скоплений) с пос-

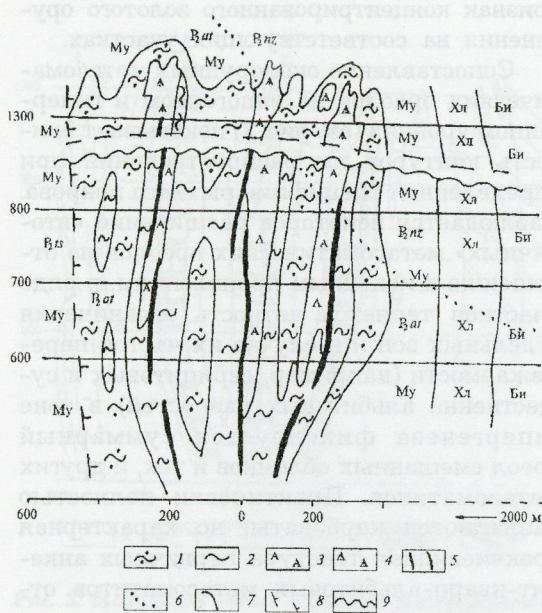


Рис. 1. Модельная схема строения околорудных метасоматических ореолов Наталькинского месторождения:

свиты: P_{2nr} — неручинская, P_{2at} — атканская, P_{2ts} — тасская; зоны: Би — биотита, Хл — хлорита, Му — мусковитовидного серицита; 1 — рассеянная малоинтенсивная серицитизация; 2 — повышенная серицитизация; 3 — анкерит-кварц-альбитовые метасоматиты крупно- и среднезернистые; 4 — анкерит-кварц-альбитовые метасоматиты тонкозернистые; 5 — рудные тела; 6 — граница атканской и неручинской свит; 7 — границы ореолов; 8 — Главный разлом; 9 — поверхность современного среза

ледующим переносом и переотложением рудного вещества в зонах регрессивного метаморфизма. В меньшей мере рудогенерирующая роль отводится самим интрузиям [10].

Собственно околорудные метасоматиты вписаны в контур зоны мусковитовидного серицита. Измененные породы отчетливо обрамляют отдельные рудные тела и их сближенные серии, а также сменяют последние по простирацию рудолокализирующих разрывных структур. Основная масса метасоматитов сформировалась в прерудную стадию гипогенного кислотного выщелачивания с выносом и последующим переотложением выщелоченных компонентов.

Зоны выщелачивания представлены протяженными (до 2—3 км) линейными зонами серицитизации (березитоидного типа) терригенных и туфо-терригенных пород. Степень изменения широко варьирует, но в целом весьма умеренная, и количество ново-

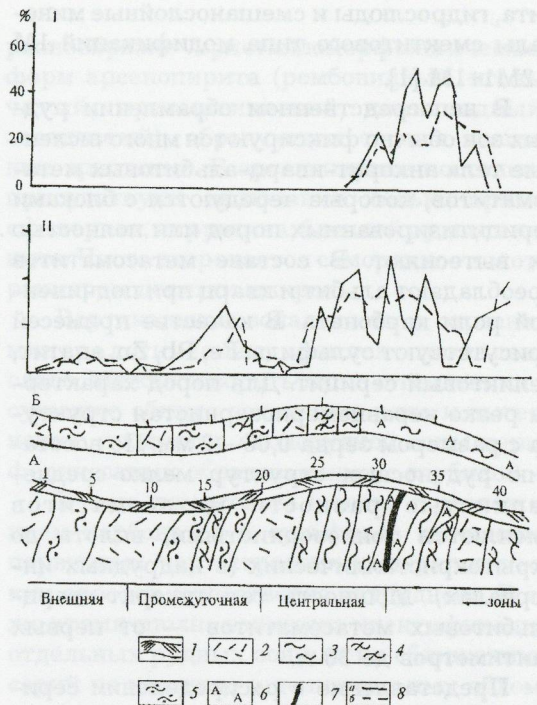


Рис. 2. Околорудные метасоматические ореолы Наталькинского месторождения на эндогенном уровне (А) и в зоне гипергенеза (Б):

I — альбитизация, II — серицитизация; 1 — рыхлые образования; 2 — рудовмещающие терригенные и туфо-терригенные породы; интенсивность серицитизации, %: 3 — более 15, 4 — 5—15, 5 — менее 5; 6 — анкерит-кварц-альбитовые метасоматиты (в эндогенной зоне) и кварц-альбитовые обломки (в экзогенной зоне); 7 — рудная зона; 8 — графики интенсивности изменений (а — на эндогенном уровне, б — в зоне гипергенеза)

образованного серицита не превышает 30—40% от объема пород. В то же время четко нарастает интенсивность преобразований пород от периферии к рудным зонам. Во внешней части ореола преобразований проявлена малоинтенсивная пятнистая серицитизация, составляющая не более 5—10% от объема пород, причем блоки измененных пород часто перемежаются с «пустыми» участками. В центральной, непосредственно рудовмещающей, зоне метасоматических преобразований поля серицитизации характеризуются большей сплошностью и повышенной интенсивностью серицитового замещения (до 20—40%) (рис. 2; см. рис. 1).

Светлые слюды в метаморфизованных породах и околорудных метасоматитах представлены модификацией 2M1. В рудных телах в незначительном количестве отмечаются пострудные выделения сери-

цита, гидрослюды и смешанослойные минералы смектитового типа модификаций 1M и 2M1+1M [1].

В непосредственном обрамлении рудных зон обычно фиксируются многочисленные тела анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов, которые чередуются с блоками серицитизированных пород или полностью их вытесняют. В составе метасоматитов преобладают альбит и кварц при подчиненной роли карбоната. В качестве примесей присутствуют сульфиды Fe, Pb, Zn, апатит, реликтовый серицит. Для пород характерна резко неравномернoзернистая структура с размером зерна 0,05—2 мм. По восстанию рудоносных структур мелко-среднезернистые разности метасоматитов сменяются тонкозернистыми, вплоть до скрытокристаллических (в надрудных интервалах). Мощность тел анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов — от первых сантиметров до 30 м.

Представление о распределении серицитовых и обогащенных альбитом метасоматитов в околорудном пространстве дает рис. 1. Наблюдается тенденция сокращения с глубиной количества и мощности тел анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов и вытеснения их серицитолитами. Ореол распространения последних с приближением к корневым уровням месторождения также заметно сужается, хотя интенсивность серицитового замещения повышается. Такого рода соотношения разнотипных метасоматических образований объясняются закономерным сопряжением продуктов кислотного выщелачивания и переотложения оснований в предрудном гидротермальном процессе. На уровне выщелачивания из пород выносились натрий, кальций, магний и, возможно, часть железа. Переотложение этих компонентов осуществлялось на уровнях развития анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов, причем центр накопления последних сдвинут по вертикали вверх относительно максимума накопления серицитизированных пород.

Помимо предрудных метасоматитов, на месторождении выявлены и синрудные новообразования хлорита, калишпата и каолинита. Они образуют относительно редкие и маломощные (до 1—2 м) тела и пятнистые скопления. В то же время развитие синрудных метасоматитов на фоне совмещения повышенно-серицитизированных и альбитизированных разностей пород — благоприятный

признак концентрированного золотого оруденения на соответствующих участках.

Сопоставление околорудных метасоматических ореолов на эндогенном и гипергенном уровнях (см. рис. 2) показывает близость контуров их распространения при определенной специфике рыхлого покрова. Наблюдается некоторое расширение «вторичных» метасоматических ореолов по отношению к исходным проявлениям, в ряде участков теряется четкость ограничения отдельных зон и в случае их частой перемежаемости (например, серицитовых и существенно альбитовых разностей) в зоне гипергенеза фиксируется суммарный ореол смешанных обломков и тех, и других метасоматитов. Практически полностью разлагаются карбонаты, но характерная брекчиевидная текстура первичных анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов отчетливо различима.

Для идентификации рудных зон с поверхности испытывался ряд показателей: количество обломков серицитизированных и альбитизированных пород; интенсивность серицитизации в обломках; «продуктивность» серицитового замещения, равная произведению количества серицитизированных обломков на интенсивность этого процесса в каждом брикете и т.д. Опыт показывает, что в условиях данного рудного поля наиболее информативны следующие параметры: интенсивность серицитизации и количество обломков альбитовых и кварц-альбитовых метасоматитов. С помощью этих параметров обычно удается идентифицировать не только рудоносный участок, но и отдельные рудные зоны.

В целом для рассматриваемой геологической и ландшафтной обстановки характерна высокая степень соответствия «первичных» и «вторичных» околорудных метасоматических ореолов.

Минералогические ореолы представлены нерудной прожилковой минерализацией и вкрапленностью сульфидов. Первая тесно привязана к рудным телам и распределена отчетливо зонально по отношению к ним. Условно можно выделить три зоны: внешнюю, промежуточную и центральную (рис. 3). Для внешней зоны характерно незначительное (менее 10% от объема пород) развитие нитевидных прожилков анкерита вдоль слоистости вмещающих пород. В промежуточной зоне интенсивность прожилкования повышается до 5—10%, а в составе прожилков

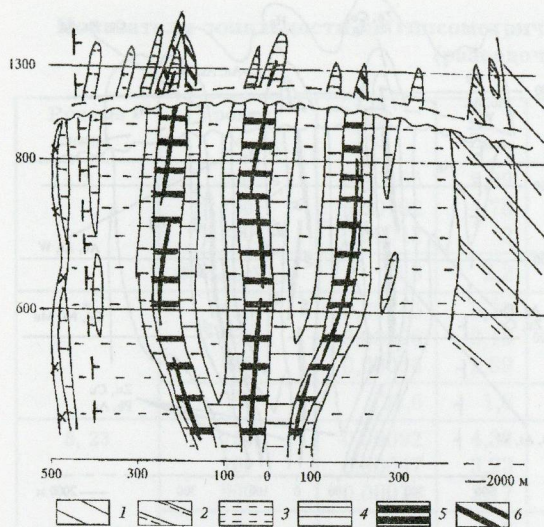


Рис. 3. Модельная схема строения минералогических ореолов Наталкинского месторождения:

зоны: 1 — пирротина, 2 — пирит-марказита с реликтами пирротина, 3 — пирит-марказита без реликтов пирротина, 4 — метакристаллического пирита и анкерит(Fe-кальцит)-кварцевых прожилков, 5 — арсенопирита, сфалерита, халькопирита в сочетании с анкерит(Fe-кальцит, кальцит)-калишпат-альбит-кварцевыми прожилками, 6 — вкрапленность барита; остальные усл. обозн. см. рис. 1

преобладают кварц и карбонаты (анкерит, железистый кальцит и кальцит приблизительно в равных соотношениях). В центральной зоне, в непосредственном обрамлении рудных тел распространены прожилки кварц-альбит-калишпат-анкеритового состава, причем интенсивность ореолов данного типа достигает 20—50%.

Сульфидная минерализация распространена значительно шире и выходит за пределы месторождения (см. рис. 3). Внешней границей последнего служит контур зоны хлорита (по биотиту), где появляются дисульфиды железа (пирит и марказит) с многочисленными реликтами пирротина, а затем и без реликтов этого минерала. Далее к центру наблюдается рассеянная вкрапленность метакристаллов пирита с зональной структурой агрегатов, переполненных реликтовыми включениями вмещающих пород. Наблюдается также эпизодическая вкрапленность игольчатого арсенопирита и халькопирита. В непосредственном обрамлении рудных тел развиты ореолы арсенопирит-пиритовой вкрапленности неравномерно-зернистой структуры при соотношении арсенопирита к пириту около 5:1. Характерно

разнообразие кристалломорфологических форм арсенопирита (ромбовидный, игольчатый, призматический, копьевидный, звездчатый), образующих тесные взаимные сростания. В арсенопирите постоянно присутствуют включения халькопирита, сфалерита, пирротина, блеклой руды, галенита. Часто встречается самородное золото размером десятки микрон.

Вертикальная зональность в строении минералогических ореолов проявлена слабо. Можно говорить лишь о тенденции к сужению общего зонального ряда и вытеснению продуктов окорудной зоны периферическими образованиями с глубиной.

В зоне гипергенеза в связи с разложением карбонатов и сульфидов выявление первичных черт строения минералогических ореолов существенно затруднено. В то же время вполне возможна идентификация отдельных рудных зон или их сближенных серий по наличию в делювиальных обломках реликтовых минералов, типоморфных для оруденелых участков на эндогенном уровне, или по их продуктам гипергенного разложения. Устойчивое наличие в обломках серого жильного кварца с пустотами выщелачивания, заполненными гидроксидами железа, значительная частота встречаемости скоплений гётита и гидрогётита (образовавшихся за счет сульфидов и железистых карбонатов) — благоприятные признаки оруденения золото-кварцевого типа.

Элементный состав эндогенных геохимических ореолов соответствует составу руд месторождения. Последние содержат золото (3000—10 000), мышьяк (300—1000), вольфрам (50—100), серебро (10—30), свинец (3—8), ртуть (3—5), молибден, медь, цинк (2—3). В скобках указаны коэффициенты концентрации элементов, нормированные по фону.

Наиболее контрастные первичные ореолы образуют Au, As, W. Они непосредственно тесно связаны с рудными зонами. Ореолы Ag, Pb, Hg, а также Cu, Zn, Mo представлены слабоконтрастными невыдержанными линейно вытянутыми вдоль разломов аномальными участками, которые обычно несколько удалены от рудных зон. Эти компоненты как бы отогнаны в стороны от рудоподводящих каналов. В то же время центральные части рудных зон также характеризуются аномальными содержаниями этих элементов.

Для Mn, Co, Ni установлены «отрицательные», т.е. пониженные против фона, содержания, причем зоны выноса сидерофильных элементов соответствуют ореолам околорудной серицитизации. Указанные элементы накапливаются на флангах геохимического ореола и пространственно тяготеют к зоне дисульфидизации метаморфогенного пирротина. По-видимому, пирит-марказитовые скопления служат осадителями переотложенных сидерофильных элементов.

Для геохимических ореолов характерна слабо выраженная поперечная зональность, проявленная в смене «рудной» ассоциации осевой части «полиметаллической» в промежуточной части и «ртутной» на флангах (рис. 4). Определенная асимметрия в распределении ореолов обусловлена избирательным накоплением ртути в вертикальных боках и на верхних горизонтах рудоносных разломов.

Вертикальная геохимическая зональность на месторождении ранее изучалась Д.Н.Сафроновым [7]. Нами исследованы более глубокие горизонты с применением расчетов по программе «НЮ-2» [5]. В качестве входных данных служили средние содержания типоморфных элементов или их продуктивности по изученным уровням рудных зон. В расчеты были включены три рудные зоны, что позволило выбрать наиболее надежные геохимические критерии для оценки уровней оруденения. Всего исследовано три разреза с числом уровней от трех до четырех. В результате составлен обобщенный ряд вертикальной зональности (снизу вверх): Sr-W-Co-Zn-As-Au-Ag-Mo-Pb-Ba-Hg.

Одновременно по программе «НЮ-2» выявлены общие монотонно убывающие с глубиной геохимические показатели первого и второго порядков общего вида: Ba, Pb, Hg/Sr, Co, Zn, W. Значения и вид некоторых показателей зональности для центральной части месторождения приведены в таблице.

Рудные зоны характеризуются малыми значениями R , что может свидетельствовать о значительной протяженности оруденения по вертикали и соответственно о его крупном масштабе [9].

Вторичные ореолы рассеяния рудогенных и сопутствующих элементов сохраняют близкую преемственность с концентрациями и распределением элементов в эндо-

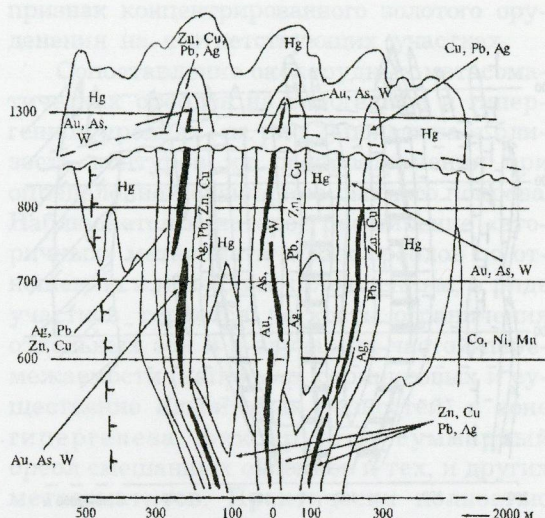


Рис. 4. Модельная схема строения первичных геохимических ореолов Натальинского месторождения:

усл. обозн. см. рис. 1

генной зоне. Высококонтрастные ореолы образуют Au, As, W, Ag, Hg, малоинтенсивные прерывистые — Pb, Zn, Cu, Ba, Mo.

Положение рудных зон наиболее отчетливо фиксируют вторичные ореолы Au и As. Эффективная ширина их в 2—3 раза превышает мощность рудных зон, составляя для единичных рудных тел 40—50 м, а для жильных серий 150—200 м. Морфология вторичных ореолов в плане подчиняется строению рудных зон. На крутых склонах (20—25°) ореольные максимумы смещаются относительно оруденелых участков вблизи водоразделов до 20 м, а в нижних частях склонов до 50—60 м.

При сопоставлении составов вторичных ореолов и коренных проявлений руд обнаружена высокая степень их геохимического сходства. Незначительное перераспределение химических элементов в процессе гипергенного ореолообразования подтверждается близкими значениями коэффициента остаточной продуктивности [8]. Последний определяет зависимость между содержанием металла в ореоле и коренном оруденении, причем значение коэффициента более единицы свидетельствует о накоплении элемента в ореоле, менее единицы — о выносе элемента из зоны гипергенеза. Оцененные по отдельным сечениям эти коэффициенты оказались близкими к единице: $K_{Au}=1,4$; $K_{As}=1,2$; $K_W=0,9$; $K_{Ag}=0,9$.

Ионо-потенциометрическими исследо-

**Показатели зональности по гипсометрическим уровням Наталкинского месторождения
(разведочная линия +40)**

Рудные зоны	Уровни, м	$\frac{Hg}{Sr}$	$\frac{Ba}{Zn}$	$\frac{Ba^2}{Sr \cdot Zn}$	$\frac{Ba \cdot Pb}{Sr^2}$	$\frac{Hg \cdot Ba}{Sr \cdot Zn}$	$\frac{Ba \cdot Pb}{Sr \cdot Co}$	$\frac{Ba \cdot Pb}{Sr^2}$	$\frac{Hg^2}{W \cdot Co} \cdot 10^{-6}$
3	750	0,00105	5,09	49,1	5,59	0,0054	29,5	0,0102	55,6
	700	0,00102	4,78	18,5	0,61	0,0049	7,54	0,0039	18,5
	600	0,00012	2	5,47	0,35	0,0003	4,38	0,0003	0,25
	$R=V_{max} \cdot V_{min}$	8,8	2,2	9	16	18	6,7	34	222
7	750	0,00345	5,31	69	7,15	0,0183	35,8	0,0449	233,4
	700	0,00076	3,16	12,7	1,08	0,0024	9,16	0,0031	23,5
	600	0,00016	2,89	7,81	0,37	0,0005	5,13	0,0004	14,4
	R	21,6	1,8	8,8	19,3	36,6	7	112	16,2
8, 23	750	0,00092	4,39	37,7	5,68	0,004	27	0,0079	15,7
	700	0,00047	3,23	19,4	1,46	0,0015	7,97	0,0028	7,74
	600	0,00017	2,17	4,69	0,53	0,0004	5,34	0,0004	1,9
	R	5,4	2	8	10,7	10	5,1	19,5	8,3

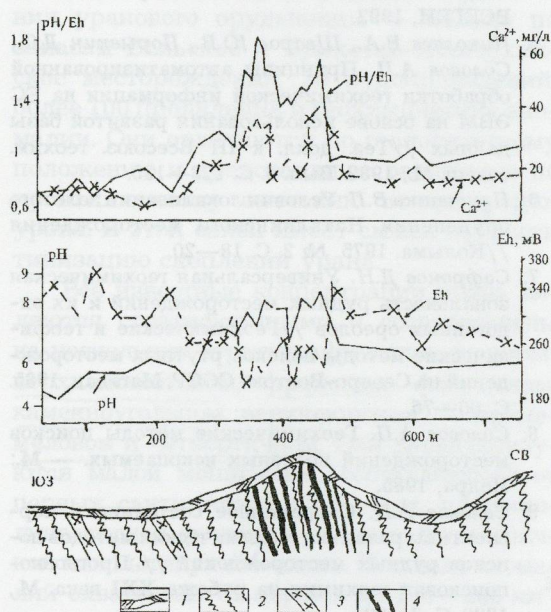


Рис. 5. Распределение ионо-потенциметрических аномалий по профилю на поверхности Наталкинского месторождения:

1 — элювио-делювий; 2 — углисто-глинистые сланцы; 3 — дайки плагиигранит-порфиров; 4 — рудные жилы

ваниями установлено наличие слабо выраженных аномалий NH_4^+ , Cl^- , Ca^{2+} , K^+ , Na^+ и некоторых других ионов, но наиболее отчетливо рудные зоны выражены в полях потенциалов pH и Eh.

Кислотно-щелочной потенциал в целом

для района достаточно устойчив. По данным более 200 определений на фоновых участках в почвах среднее значение pH $6 \pm 0,77$. Над рудными зонами оно возрастает до 8—8,5, что может быть связано с повышенной карбонатизацией пород в околорудном пространстве. В почвенных суспензиях наблюдается аномальное повышение концентрации Ca^{2+} (рис. 5). Окислительно-восстановительный потенциал характеризуется устойчивыми положительными значениями, что свидетельствует об окислительных условиях зоны гипергенеза. В пределах рудных зон в элювио-делювии Eh 200—170 мВ при фоне 285 ± 67 мВ.

В целях усиления полезного сигнала рассчитан показатель отношения pH к Eh, причем для обеспечения его безразмерности значения потенциалов нормированы по их фону. В зависимости от геологических и ландшафтных условий контрастность аномалий колеблется от 3 до 13 фоновых значений, что отвечает условию надежного выявления аномалий [8]. Следует отметить, что в обстановке Наталкинского рудного поля показатель pH/Eh уверенно оконтуривает рудные зоны, в том числе погребенные под рыхлым покровом мощностью 4—6 м и более.

В заключение необходимо отметить следующее. Комплексное изучение околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов дает возможность с большей достоверностью проследить пути миграции петрогенных и металлогенных элементов. В частности, зако-

номерное сопряжение зон выноса и осаждения оснований позволяет видеть в последних, представленных анкерит-кварц-альбитовыми метасоматитами, непосредственных концентраторов Na, Ca, Mg и, возможно, части Fe, вынесенных из пород в процессе кислотного выщелачивания. Аналогичную роль выполняют зоны альбитсодержащих и кварц-карбонатных прожилков (с анкеритом, железистым кальцитом и кальцитом). Прослеживание путей миграции сидерофильных элементов (Co, Ni, Mn) приводит к выводу об их выщелачивании в зонах серицитизации с последующим переотложением в регрессивно-метаморфической зоне дисульфидизации пирротина и хлоритизации биотита. Эта зона совместно с зоной мусковитовидного серицита, очевидно, может рассматриваться как закономерное внешнее обрамление центральной (рудовмещающей) зоны кислотного выщелачивания.

Практическая значимость изучения минералого-геохимических ореолов заключается в определении комплекса количественных и качественных критериев приближения к скрытому оруденению по латерали и вертикали. При этом достоверность прогнозных оценок возрастает за счет суммирования «поисковых вкладов» трех независимых групп критериев, характеризующих породный, минеральный и элементный уровни организации вещества [12].

Предложенный комплекс минералого-геохимических критериев использован при проведении поисковых работ на площади рудного поля. Некоторые результаты этих работ можно проиллюстрировать на примере Купольного участка. Последний расположен в восточной части рудного поля и обнаружен при профильном рекогносцировочном опробовании. Здесь в материале литохимических проб визуально зафиксированы обломки жильного кварца и кварц-альбитовых метасоматитов. В дальнейшем ионо-потенциметрической съемкой м-ба 1:10 000 на площади участка была выявлена контрастная аномалия рН/Еh значительной протяженности. Последующие аналитические исследования показали наличие ореолов обломков альбитсодержащих метасоматитов и ряда рудогенных элементов и

послужили основанием для проведения буровых работ, в результате которых вскрыт ряд промышленных золоторудных тел наталкинского типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альшиева Э.И., Куликов В.М. Минералогические особенности околорудных метасоматических ореолов золоторудного месторождения в терригенных толщах и их поисковое значение // *Тр. ЦНИГРИ*. 1989. Вып. 232. С. 70—76.
2. Милляев С.А., Чекваидзе В.Б. Ионо-потенциметрические индикаторы золоторудных месторождений // *Отечественная геология*. 1996. № 9. С. 41—48.
3. Милляев С.А., Чекваидзе В.Б. Ионо-потенциметрические съемки на золоторудных полях // *Руды и металлы*. 1997. № 1. С. 26—35.
4. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Отв. ред. М.М. Константинов, И.С. Розенблюм, М.З. Зиннатуллин. — Л.: ВСЕГЕИ, 1992.
5. Николаев В.А., Шваров Ю.В., Порьезкин Д.С., Соловов А.П. Принципы автоматизированной обработки геохимической информации на ЕС ЭВМ на основе использования развитой базы данных // *Тез. докл. к III Всесоюз. геохим. совещ.* М., 1982. Вып. 6. С. 123—125.
6. Плутешко В.П. Условия локализации золотого оруденения Наталкинского месторождения // *Колыма*. 1975. № 2. С. 18—20.
7. Сафронов Д.Н. Универсальная геохимическая зональность рудных месторождений и их эндогенных ореолов // *Геохимические и геофизические методы поисков ртутных месторождений на Северо-Востоке СССР*. Магадан, 1985. С. 60—76.
8. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.
9. Соловов А.П. Современное состояние и перспективы развития геохимических методов поисков рудных месторождений // *Прогнозно-поисковая геохимия на рубеже XXI века*. М., 1998. С. 7—29.
10. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. — Новосибирск: Наука, 1985.
11. Чекваидзе В.Б., Милляев С.А., Исакович И.З., Альшиева Э.И. Поисковая минералого-геохимическая модель золото-кварцевого оруденения в углеродистых толщах // *Многофакторные модели месторождений — основа эффективных методов поисков, оценки и разведки*: Тез. докл. Тбилиси, 1988. С. 73—74.
12. Чекваидзе В.Б., Милляев С.А., Исакович И.З. Комплексная минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений // *Руды и металлы*. 1995. № 2. С. 39—51.

УДК 553.495 (4-924.8)

© Коллектив авторов, 1999

ТИПЫ УРАНОВЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

П.А. Игнатов, А.Г. Лыхин, Ю.Ф. Малых (МГРИ—МГГА), С.С. Наумов, Ю.Л. Бастриков, Г.И. Новиков, А.Е. Фоменко, Е.К. Мельников, П.И. Шариков (СЦ «Геологоразведка»)

На основании различий в литолого-стратиграфической позиции, распространенности и геохимических особенностях выделены восемь разновидностей стратиформных урановых концентраций в осадочном чехле Московской синеклизы. Показаны закономерности их пространственного положения, в т.ч. приуроченность к флангам месторождений бурого угля и ранне- и среднекаменноугольным палеодолинам. Намечена связь наиболее масштабных из них с древними зонами грунтового и пластового окисления.

В Московской синеклизе известны многочисленные стратиформные проявления уранового оруденения — мелкие по запасам Бельское и Брикетно-Желтухинское месторождения, 20 рудопоявления, более 100 проявлений и геохимические аномалии. Они отличаются по геологическому положению и представляют различные по промышленному значению концентрации урана. В этой связи имеет смысл провести типизацию скоплений урана.

Все известные концентрации урана являются стратиформными и сосредоточены на нескольких стратиграфических уровнях: верхнеживетском, франском, фаменском, каменноугольном, верхнеюрском — нижнемеловом и четвертичном. Они характеризуются малой мощностью, составляющей от первых сантиметров до 1—3 м, линзовидной формой в разрезе, изометричной или вытянутой в плане. Площадь аномалий охватывает от первых до 150—200 км². Часто урановые скопления совмещаются с аномальными концентрациями радия и радона в подземных водах [1].

Следует отметить некоторые закономерности латерального распределения урановых концентраций. Упомянутые месторождения находятся на юго-западе и юго-востоке Московского бурого угольного бассейна и как бы обрамляют широкую полосу наибольшей угленосности. Максимальное количество урановых скоплений, большинство из которых связано с визейскими отложениями, установлено на юге и западе синеклизы, что соответствует главным направлениям транзита урана с его региональных коренных источников — Во-

ронезской антеклизы и структур Кольско-Карельского региона. В последнем имеются жильно-штокверковые урановые месторождения. Промежуточными источниками урана могут служить стратиформные урановорудные объекты и геохимически специализированные на уран терригенные вендские отложения и фосфоритоносные ордовикские, широко распространенные в Балтийской синеклизе.

Главные особенности концентраций урана в осадочном чехле Московской синеклизы следующие:

приуроченность к водоносным горизонтам нескольких стратиграфических уровней, содержащим восстановители и сорбенты урана (углистое вещество, фосфаты, глины);

постепенное уменьшение концентраций и масштабы скоплений урана от нижневизейских (два месторождения и большинство рудопоявлений) к верхневизейским (несколько рудопоявлений), среднекаменноугольным (одно рудопоявление), меловым (одно рудопоявление) и четвертичным (лишь геохимические аномалии) отложениям (рис. 1);

связь рудных скоплений урана с угленосными песчано-глинистыми отложениями бобриковского и тульского горизонтов, расположение их в краевых частях угольных месторождений и в крупных палеодолинах;

значительный вертикальный размах оруденения (до 150 м) и наличие признаков его эпигенетического происхождения.

Урановые скопления разделяются по степени концентрации и масштабности,

стратиграфическому положению, литологическому составу вмещающих пород и геохимическим особенностям. На этой основе выделены восемь типов концентраций урана:

1) широко распространенные рудные и сопровождающие их аномальные концентрации в нижневизейских угленосных песчано-глинистых отложениях (бобриковский и тульский горизонты);

2) относительно менее распространенные проявления и единичные рудопоявления в бокситах ранневизейского возраста;

3) рудопоявления и аномальные концентрации в верхневизейских известковистых углисто-глинистых отложениях;

4) единичные рудопоявления и проявления в среднекаменноугольных пестроцветных песчаных отложениях верейского горизонта;

5) геохимические аномалии и концентрации в обогащенных органическим веществом песчаных старооскольском и снежском горизонтах из верхнеживетских и франских отложений;

6) единичные рудопоявления и геохимические аномалии в верхнеюрско-нижнемеловых фосфоритах и условно объединенные с ними редкие проявления, связанные с фосфатизированными остатками фаменских ископаемых рыб;

7) редкие проявления, приуроченные к углистым глинам в фаменских отложениях;

8) единичные геохимические и радиогидрогеохимические аномалии в современных торфяниках и подземных водах.

К *первому типу* относятся рудные образования, основные концентрации которых локализованы в нижневизейских угленосных отложениях бобриковского и тульского горизонтов. К этим отложениям приурочены руды мелких по запасам Бельского и Брикетно-Желтухинского урановых месторождений, ряд рудопоявлений (Чипляевское, Студеновско-Сильковичское, Кировское, Вудское, Середейско-Шлиповское, Веригинское, Щелковское, Юраковское, Ларинское, Волковское, Западно-Скопинское) и множество проявлений урана. Рудоносные зоны охватывают серии сближенных многоярусных рудных линз мощностью 0,1—3 м в углисто-глинистых пиритовых прослоях на контакте с пластами песков. Рудоносные зоны месторождений и многих рудопоявлений распространены не только в нижней части

разреза (бобриковский и тульский горизонты), но и в выпележающих отложениях окского и верейского горизонтов. Вертикальный размах оруденения, в частности, на Бельском месторождении 150 м. Все урановорудные объекты слепые и располагаются на глубинах до первых сотен метров. Руды убогие и рядовые.

Урановое оруденение тяготеет к крайним частям угольных залежей. Бельское месторождение локализовано на северном фланге одноименной угленосной площади, в которую входит Нелидовское месторождение бурого угля, Брикетно-Желтухинское размещается севернее Арцибашевского месторождения угля. Аналогична позиция ряда рудопоявлений, расположенных на южном крыле Московской синеклизы (Чипляевского, Середейско-Шлиповского, Будского, Веригинского, Щекинского, Студеновско-Сильковичского, Западно-Скопинского, Ларинского, Юраковского и Волковского).

Следует указать на приуроченность Бельского и Брикетно-Желтухинского месторождений к двум крупным палеодолинам ранневизейского возраста — Бярятинской и Скопинской, выделенным В.С.Яблоковым [10] и другими исследователями [6]. Намечается пространственная связь рудоносных зон с резкими изменениями рельефа дна и морфологии ранневизейских палеодолин и наиболее поздней Азовской (башкирский век). Эти особенности сближают рассматриваемые месторождения с известными урановыми месторождениями палеодолинного типа (Семизбайским, Долматовским, Малиновским и др.) [3, 7].

Урановые руды представлены главным образом сорбционной и в меньшей мере минеральной (урановые черни, настуран) формами и связаны со скоплениями сульфидов железа (пирит, марказит, мельниковит). Вместе с ураном в рудах в повышенных концентрациях встречаются молибден, ванадий, селен, мышьяк, цинк и свинец. В южном крыле Московской синеклизы отложения бобриковского горизонта в целом отличаются повышенными концентрациями Sr, Ni, Co, Cu, Cr, Ti, V [6]. Ассоциация урана с сульфидами железа и углистым веществом указывает на то, что помимо сорбционного действовал восстановительный геохимический барьер. Важной особенностью руд считается их наложенный характер. В сероцветных песках рудоносной

U
Mo,
Se
Zn

пачки отмечаются осветление и ожелезнение, свидетельствующие о развитии окислительных процессов. Это подтверждается по радиологическим данным пермско-триасовым и поздне меловым возрастом руд — 175—240 и 70—75 млн. лет [9].

На северо-западе Московской синеклизы в бокситах Тихвинского района, являющихся стратиграфическими аналогами тульского горизонта, известны Мягозерское и Бокситогорское рудопоявления урана и десять его проявлений. Они объединены во *второй тип* концентраций урана, которые пространственно ассоциируют со скоплениями урана первого типа, локализованными в нижневизейских углистых глинах. Они также отличаются многоярусностью. Аномальные концентрации урана охватывают интервалы разреза до 18 м. В ряде случаев отмечается наложенный характер оруденения в виде урановых черней, окаймляющих конкреционные выделения пирита (Мягозерское рудопоявление). Большинство концентраций имеют хемосорбционный характер, поскольку связаны с прослойками углистых глин, заключенными в бокситоносных породах.

В этом районе урановые проявления первого и второго типов пространственно приурочены к отложениям верховьев субширотных долин ранневизейского возраста — Мягозерской, Бокситогорской и Меглинской, выделенных В.С.Кофманом [4]. Это также сближает позицию указанных проявлений с расположением известных месторождений урана палеодолиного типа.

К *третьему типу* отнесены урановые рудопоявления на юге Московской синеклизы (Нечаевское, Казначеевское, Лаптевское, Северо-Окское и Пущинское) и некоторые проявления Боровичско-Тихвинского района на северо-западе синеклизы, распространенные в верхневизейских отложениях. Они приурочены к прослоям углистых глин, расположенным внутри известняков, и представляют собой маломощные (в несколько дециметров) линзы сорбционных концентраций урана. Им сопутствуют концентрации ванадия, никеля, кобальта, серебра, молибдена и свинца. Существует мнение о седиментационно-диагенетическом и эпигенетическом происхождении данных скоплений урана. Об экзо- и эндогенетическом и инфильтрационном генезисе может свидетельствовать их связь с водоносными горизонтами известняков, вмещающих глины, и подземными водами,

дренирующими ранне- и среднекаменноугольные палеодолины.

В отложениях среднего карбона в верейском горизонте московского яруса известны одно Сычевское рудопоявление урана, расположенное на юго-западе Московской синеклизы, и ряд его проявлений на северо-западе синеклизы (*четвертый тип*). Эти урановые концентрации локализованы в сероцветных прослоях внутри красноцветных песчаников и песков. Можно предположить их эпигенетическое происхождение в связи с потоками артезианских подземных вод.

Скопления урана на разных стратиграфических уровнях в каменноугольной толще имеют определенный тренд площадного распространения. Нижневизейские урановые рудопоявления находятся в краевых частях Московской синеклизы, концентрации урана в более молодых отложениях — ближе к центру этой структуры (рис. 2). Последние можно объединить в крупную полосу, отстоящую от рудных линз в нижневизейских породах на 50—70 км. По-видимому, это вызвано перераспределением основных концентраций урана из базальных угленосных отложений в выше лежащие горизонты древними и современными инфильтрационными потоками подземных вод Московского артезианского бассейна.

Стратиформные концентрации урана *пятого типа* приурочены к живетским и франским отложениям. Они представлены маломощными (до нескольких дециметров) линзами, связанными с конкрецieveидными выделениями гематита и органического вещества. Эти скопления и их происхождение требуют дальнейшего изучения.

К *шестому типу* отнесены фосфорно-урановые концентрации Бабинского рудопоявления на севере Калужской области и ряд геохимических аномалий, большинство из которых сосредоточено на юго-востоке Московской области. Все они связаны с верхнеюрско-нижнемеловыми желваковыми фосфоритами, обогащенными органическим веществом и пиритом [2, 5]. Считается, что уран осаждался на созданном ими восстановительном хемосорбционном барьере. Отмечается уменьшение содержания урана по мере увеличения степени раскристаллизации фосфоритов.

К этому типу условно отнесены урановые проявления, локализованные в просло-

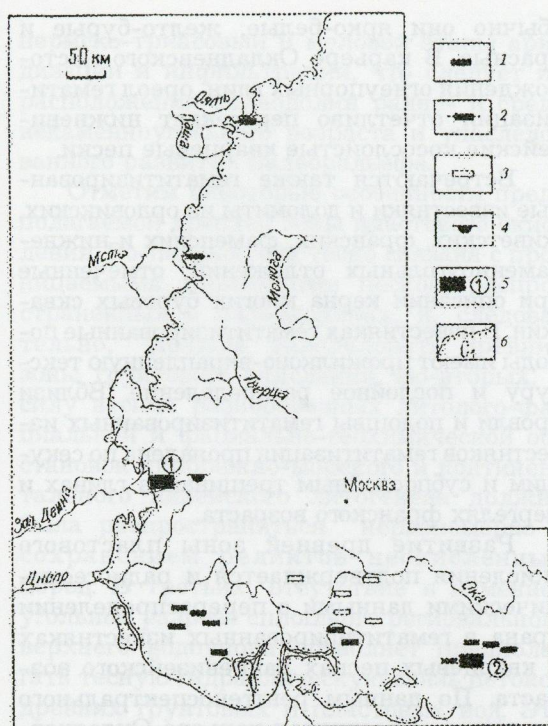


Рис. 2. Схема расположения урановых рудопроявлений и месторождений в пределах Московской синеклизы:

рудопроявления урана в отложениях: 1 — нижневизейских угленосных, 2 — нижневизейских бокситоносных, 3 — верхневизейских известковистых углито-глинистых, 4 — в среднекаменноугольных песчаных верейского горизонта; 5 — месторождения урана: 1 — Бельское, 2 — Брикетно-Желтухинское; 6 — граница несогласного залегания визейских отложений

ях, обогащенных фосфатизированными остатками ископаемых рыб в фаменских отложениях Боровичско-Тихвинского района. Они встречены на площадях, где зафиксирован более полный стратиграфический разрез верхнедевонских толщ под ранневизейской региональной поверхностью выравнивания. Предполагается их осадочное происхождение.

К седьмому типу концентраций отнесены обнаруженные в Боровичско-Тихвинском районе проявления урана, локализованные в углистых глинах фаменского возраста. Как правило, они встречаются не изолированно, а сопровождают повышенные концентрации урана на различных уровнях нижнекаменноугольного разреза. Это обстоятельство позволяет предположить их связь с эпигенетическими явлениями.

Восьмой тип концентраций урана приурочен к современным верховым торфяни-

кам и подземным водам. Близповерхностные аномальные содержания урана и радия в грунтовых водах, омывающих торфяники, ураноносные фосфориты и угленосные отложения, выявлены в 80-х годах на северо-западе Рязанской области геологами ПГО «Центргеология» [8]. В Боровичско-Тихвинском районе к этому типу относятся радиогидрогеохимические аномалии, которые отражают современные ореолы перераспределения урана. Они пространственно тяготеют к крупным зонам дренирования подземных вод. Три таких аномалии расположены в зоне дренирования р. Мсты на площади песчаных отложений Меглинской палеодолины. Перераспределение урана в неоген-четвертичное время подтверждается сведениями о неравномерности урановых концентраций на ряде проявлений. Возможность выщелачивания древних концентраций урана современными подземными водами предопределяется глубокими эрозийными врезами современных рек. В частности, русло в верховьях р. Оять прорезает нижнекаменноугольные отложения, включающие пески Мягозерской палеодолины.

Рассмотренные типы стратиформного уранового оруденения в Московской синеклизе позволяют предположить образование большинства из них в зонах древнего грунтового и пластового окисления. Потоки окислительных грунтовых вод формировали урановые концентрации палеодолинного типа. Артезианские воды могли формировать масштабные месторождения в зонах выклинивания пластового окисления. Связь урановых концентраций с грунтовым окислением ранне- и, возможно, среднекаменноугольного возраста предполагается на основании следующих данных:

локализация рудоносных зон в ранневизейских и среднекаменноугольной Азовской палеодолинах;

связь оруденения с резкими изменениями палеорельефа и морфологии раннекаменноугольных долин;

наличие в палеодолинных песчаных отложениях признаков наложенных окислительных и восстановительных, возможно, экзогенетических процессов;

малая мощность (десятки сантиметров) и линейная вытянутость вдоль палеорусел ряда рудоносных зон и их многоярусность;

приуроченность урановых скоплений к контактам русловых песков и глинистых

отложений, обогащенных углистым веществом.

Оруденение палеодолинного типа, вероятно, формировалось во время аридизации климата и перерывов в осадконакоплении в поздневизейско-серпуховское время и начале среднего карбона. Оруденение этого типа могло быть вовлечено в более масштабное перераспределение урана в древней зоне пластового окисления.

Связь уранового оруденения с региональной полихронной зоной пластового окисления предполагается, исходя из следующих данных:

- широкое площадное (сотни квадратных километров) распространение проявлений урана в нижневизейских песчано-глинистых отложениях;

- значительный вертикальный размах урановых концентраций на рудных объектах — от 50 до 150 м;

- распространение уранового оруденения и его признаков в проницаемых горизонтах разного возраста — от живецких до среднекарбонных и меловых;

- распространение протяженных (десятики километров) полос повышенной ураноносности со смещением урановых проявлений во все более молодые стратиграфические образования от краевых частей Московского артезианского бассейна к его центру;

- наличие признаков окислительно-восстановительных реакций в рудовмещающих породах;

- наложенный характер рудной минерализации, ее приуроченность к контактам проницаемых песчаных и непроницаемых глинистых пород;

- своеобразная форма кривых гамма-каротажа в рудных скважинах: существенное понижение радиоактивности в песчаных пластах и симметричные аномалии в их верхних и нижних контактах с глинистыми породами, содержащими углефицированные остатки и пирит-марказитовые стяжения;

- пермско-триасовый и позднемеловой возраст руд по радиологическим данным.

Признаком древних зон грунтового и пластового окисления является широкое распространение разнообразных гематитизированных пород, прежде всего гематитизированных (ожелезненных) песков и песчаников тульского и алексинского горизонтов карбона. М.Х.Махлина и др. [6] отмечают, что базальные пески бобринского горизонта редко черные углистые,

обычно они ярко-белые, желто-бурые и красные. В карьере Окладневского месторождения огнеупорных глин ореол гематитизации отчетливо пересекает нижневизейские косослоистые кварцевые пески.

Встречаются также гематитизированные известняки и доломиты из ордовикских, живецких, франских, фаменских и нижнекаменноугольных отложений, отмеченные при описании керна многих буровых скважин. В известняках гематитизированные породы имеют прожилково-вкрапленную текстуру и послойное распределение. Вблизи кровли и подошвы гематитизированных известняков гематитизация проявлена по секущим и субпослойным трещинам в глинах и мергелях франского возраста.

Развитие древней зоны пластового окисления подтверждается и радиогеохимическими данными о перераспределении урана в гематитизированных известняках и кварцевых песках ранневизейского возраста. По данным рентгеноспектрального анализа в известняках карьера Окладневского месторождения огнеупорных глин содержания урана составляют 20 г/т, а в песках — 35 г/т, что связывается с сорбционными концентрациями урана в тыловой части древней зоны окисления.

Рассматриваемые процессы гематитизации обладают рядом особенностей:

- охватывают практически весь комплекс девонских и нижне-среднекаменноугольных пород;

- имеют весьма широкое латеральное распространение; по данным В.С.Кофмана, ожелезненные пески тульского и алексинского горизонтов в Бокситогорской палеодолине встречены на протяжении до 100 км от выхода горизонтов на поверхность;

- наиболее ярко проявлены в проницаемых горизонтах — песках, песчаниках и пористых известняках, частично охватывают и глинистые породы, примыкающие к таким коллекторам.

Оруденение в древних зонах грунтового и пластового окисления представлено первыми пятью типами стратиформных концентраций урана. Второй и четвертый типы, вероятно, отражают собственно инфильтrogenные урановые концентрации, первый и третий — связанные с ними диффузионные.

Древняя зона пластового окисления, вероятно, проникала с запада, юго-запада и юга в Московский артезианский бассейн

пермско-триасовый и меловой этапы аридизации и инфильтрации, что следует из расположения палеодолин ранне- и среднекаменноугольного возраста и унаследованного развития палеорельефа.

Отметим некоторые особенности предполагаемой древней зоны пластового окисления. Во-первых, она тесно связана с проницаемыми горизонтами песков, распространенных в палеодолинах, и, следовательно, должна унаследовать древние зоны грунтового окисления. Во-вторых, в силу весьма разнообразных литолого-фациальной и фациально-геохимической обстановок прибрежно-морского и континентального визейского литогенеза должна была распространяться неравномерно с сохранением реликтов неокисленных пород. В третьих, отсутствие в каменноугольном разрезе сплошного регионального верхнего водоупора позволяет предполагать тесную гидравлическую связь потоков древних грунтовых и пластовых вод. Эта особенность коррелируется с асимметрией распространения проявлений уранового оруденения в каменноугольном разрезе по площади Московской синеклизы.

Вполне вероятно, что древние эпигенетические концентрации урана подвергались последующему перераспределению, в том числе и в неоген-четвертичное время. На это указывают: унаследованное развитие гидрогеологических условий; неотектонические поднятия; расположение большинства урановых проявлений в области дренирования горизонтов Московского артезианского бассейна; современные концентрации урана в торфяниках и подземных водах; вероятное смещение радиоактивного равновесия в рудах.

С учетом изложенного известные проявления уранового оруденения следует считать реликтовыми, расположенными в тыловой части региональной полихронной зоны внутрипластового окисления. Важным следствием является прогноз крупных урановых скоплений в виде слепых рудных тел в полосе выклинивания этой древней зоны в Боровичско-Тихвинском районе.

Необходимо подчеркнуть вероятную связь палеоландшафтных зон визейского осадконакопления с наложенной зоной пластового окисления и вероятной ураноносностью полосы ее выклинивания. Промышленное урановое оруденение, благоприятное для эффективного подземного выщелачивания, следует ожидать только в

пределах проницаемых русловых и дельтовых песчаных отложений палеодолин.

С геохимических позиций фациальные зоны бокситов и бокситоносных пестроцветных отложений не благоприятны для контрастного осаждения урана, поскольку они обеднены активным восстановителем — углистым органическим веществом. Не благоприятна для осаждения урана и щелочная среда карбонатных пород. Наиболее оптимальными для оруденения, связанного с древней зоной выклинивания внутрипластового окисления, следует считать речные и аллювиально-дельтовые песчаные осадки, распространенные в фациальной полосе наибольшей угленосности. Они преобладают не в верховьях палеодолин, а в их средних и нижних частях.

Все это позволяет объяснить кажущуюся явно меньшую ураноносность каменноугольных отложений северо-западного фланга Московской синеклизы по сравнению с ее юго-западной и южной частями. Так, в южных районах известны два месторождения, 18 рудопоявлений и более 108 проявлений урана. В Боровичско-Тихвинском районе обнаружены лишь два рудопоявления и около 30 проявлений урана. На наш взгляд, это обусловлено различным уровнем эрозионного среза и, возможно, лучшей сохранностью слепого уранового оруденения на северо-западном фланге Московской синеклизы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Игнатов П.А., Лыхин А.Г. Предпосылки для концентрации радона в подземных водах Московской синеклизы // Изв. вузов. Сер. геология. Геология и разведка. 1998. № 3.
2. Козлов А.А. Некоторые особенности связи урана с фосфатом фосфоритов Русской платформы // Геохимия. 1975. № 3.
3. Кондратьева И.А., Нестерова М.В. Литолого-геохимические особенности урановых месторождений в мезозойских речных долинах // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 6. С. 577—594.
4. Кофман В.С. Карбон // Геология СССР. Геологическое описание. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М., 1971. Т. 1.
5. Маленкина С.Ю., Савичев А.Е. Геохимия урана фосфоритов в центральной части Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Сер. геология. 1994. № 4.
6. Нижний карбон Московской синеклизы и Воротынецкой антеклизы / М.Х.Махлина, М.В.Вдовенко, А.С.Алексеев и др. — М.: Наука. 1993.

7. Предпосылки формирования крупных гидротермальных и экзогенно-эпигенетических урановых месторождений / Г.А.Машковцев, Я.М.Кисляков, А.К.Мигута и др. // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 6. С. 467—481.
8. Сомкин А.Г., Соколов А.В. Абрамов В.Н., Андреев С.В. Природные радоновые воды Подмосковья // Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физкультуры. 1993. № 9.
9. Старицкий Ю.Г., Кочкин Г.Б., Янова Е.О. Закономерности пространственного распределения главных видов полезных ископаемых в чехле Русской платформы // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1.
10. Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. — М.: Наука, 1973.

УДК 552.313.8:552.323.6

© Коллектив авторов, 1999

О ПРИРОДЕ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ В ТРИАСОВЫХ ТУФАХ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В.П. Афанасьев, Н.Н. Зинчук, В.И. Сафьянников, И.И. Антипин, Ю.Т. Яныгин (АК «АЛРОСА»)

Изучены индикаторные минералы кимберлитов в триасовых туфах Тунгусской синеклизы по данным шлихового опробования, а также по пробам из скважин и шурфов. Показано наличие комплекса глубинных (мантийных) минералов, соответствующих кимберлитовым, в туфах Сивикагнинской вулканотектонической структуры. Выделены две группы глубинных минералов: без признаков механического износа, по составу соответствующие индикаторным минералам из аллювия кимберлитов, и с признаками экзогенных изменений.

Разновозрастный кимберлитовый магматизм широко распространен на территории Сибирской платформы. Однако кимберлиты найдены преимущественно в районах с обнаженными кимберлитовмещающими нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными породами (Далдынское кимберлитовое поле, северные районы Якутской алмазонасной провинции) или перекрытыми относительно малоомощным чехлом терригенных отложений позднего палеозоя и мезозоя, а также траппов (Мало-Ботуобинский алмазонасный район, Алакит-Мархинское кимберлитовое поле, некоторые районы севера Якутской провинции). Мощность перекрывающих отложений и магматических пород сокращает возможности и результативность поисков, а также целесообразность обработки месторождений (порог экономической целесообразности обработки ограничен мощностью перекрывающих отложений в 200 м). Это суживает площади опробования и позволяет исключить из их числа значительные территории синеклиз — Тунгусской и Вилуйской. В их пределах возможны поиски только молодых кимберлитов, в частности

мезозойских в Тунгусской синеклизе. Поэтому находки на этих площадях индикаторных минералов кимберлитов и самих алмазов показывают потенциальную алмазонасность мезозойских магматических пород.

В 1977—1980 гг. в процессе геологической съемки м-ба 1:50 000 на восточном борту Тунгусской синеклизы в бассейне р. Большая Сивикагна в туфовых породах раннего триаса установлено наличие пиропы, хромдиопсида и хромшпинелида. В последующие годы эти породы и глубинная минерализация в них изучались геологами АК «Алмазы России-Саха».

Соответствие глубинных минералов индикаторным минералам кимберлитов позволяет ставить вопросы как генетического (какова связь этих минералов с туфами основного состава), так и поискового (какова поисковая значимость минералов и потенциальная алмазонасность их коренных источников) характера.

На площади распространения пиропоносных туфов выполнен комплекс геофизических (магнитная съемка м-ба 1:25 000 и

1:5000) и горно-буровых работ, в результате которых выявлено, что туфы содержащие глубинные минералы, приурочены к Сивикагнинской вулканотектонической структуре (ВТС). Эта структура расположена в поле сплошного развития туфовых отложений раннего триаса и представляет собой кальдеру проседания, выполненную мощной (более 500 м) толщей вулканогенных образований нижней подсвиты корвунчанской свиты. Структура тяготеет к Потакуйскому разлому северо-восточного простирания, в плане имеет форму эллипса размером 9,5×2,5 км, вытянутого в северо-восточном направлении. Внутреннее строение ВТС блоковое с широким развитием малоамплитудных разрывных нарушений. Периферийные части структуры сложены интенсивно намагниченными туфами жерловых и околожерловых фаций. Магмоподводящие каналы по данным магнитной съемки представлены трещинами и сопряженными с ними аппаратами центрального типа (рис. 1). Магнитное поле в пределах структуры сложное, с интенсивностью намагниченности до 3000 γ. Отмечается несколько изометричных отрицательных аномалий с интенсивностью до 300 γ.

Внутренняя, наиболее изученная, часть кальдеры и площадь, прилегающая к ней с запада, сложены спекшими туфами фаций горячих выбросов (сивикагнинская пачка), содержащими глубинные минералы — пироп, пикроильменит, хромшпинелид, флогопит, хромдиопсид. Пиропоносные туфы по имеющимся данным залегают субгоризонтально и имеют площадное распространение внутри ВТС и на незначительной площади за ее контуром. Их мощность в центральной части ВТС достигает 190 м. Пиропоносные туфы залегают на средне-крупнообломочных агломератовых туфах нижней пачки корвунчанской свиты. На водораздельных участках пиропоносные туфы перекрыты туфами верхней пачки корвунчанской свиты и песчано-гравийно-галечными отложениями ранней юры мощностью до 10—15 м.

Верхняя продуктивная часть сивикагнинской пачки представлена мелко-среднеобломочными туфами кристалловитрокластической и литовитрокластической структуры. Цвет пород пестрый за счет чередования участков, окрашенных в зеленовато-серые, голубовато-серые, коричневые, розовато-вишневые и серые тона. Широко

развиты процессы хлоритизации, цеолитизации и карбонатизации. Обломочная часть состоит в основном из обломков базальтов угловатой, угловато-округлой формы, базальтовых шлаков, вулканического стекла; преобладающий размер обломков 3—5 мм, редко до 10—15 см. В подчиненном количестве содержатся обломки доломитов, известняков, песчаников, редко гравий и галька кварцитов, кварца, роговиков. Базальты, шлаки и стекло интенсивно хлоритизированы, часто разбиты трещинами. Содержание обломочного материала достигает 55—65% объема породы. Обломочный материал цементируется песчаным матриксом, в состав которого входят кварц, плагиоклаз, ортоклаз, мелкие обломки кварц-серицитовых пород, базальтовых шлаков и микролитовых лав. Из минералов тяжелой фракции отмечаются: постоянно ильменит, альмандин, эпидот, ставролит, дистен, хромит, циркон, рутил, лимонит, пирит; часто пироксен, турмалин, сфен, магнетит, самородная медь; эпизодически пироп, пикроильменит, хромдиопсид, флогопит, корунд, роговая обманка, монацит, анатаз, андрадит. Цемент, связывающий обломочный материал, обычно замещен хлорит-монтмориллонитовой массой, иногда карбонатизирован или цеолитизирован. Химический состав толщ пиропоносных туфов изучен по скв. Ф-4 до глубины 203 м. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом на сканирующем спектрометре VRA-20R, аналитик Л.Д.Холодова (таблица).

Представленная коллекция проверена на однородность по содержанию кремнекислоты и щелочей. Распределение анализов неунимодально, коллекция может быть разбита на три группы: 1 — $\text{SiO}_2 < 49,5\%$; 2 — $49,5\% < \text{SiO}_2 < 51\%$; 3 — $\text{SiO}_2 > 51\%$. По среднему составу породы исследованной выборки относятся к семейству базальтов и долеритов, виду — базальта и долерита [1]. Различие между группами 1 и 2 состоит в изменении содержания SiO_2 , CaO и щелочей, причем с увеличением содержания SiO_2 в группе 2 происходит уменьшение содержания CaO и перераспределение щелочей в пользу K_2O . Это так называемый тренд лейкобазальтов. По разрезу породы выделенных первой и второй групп часто переслаиваются в верхней части разреза и образуют более мощные пачки в нижней.

В целом, оценивая состав изученных пород, необходимо отметить, что они являются

ся типичными представителями трапповой формации Тунгусской синеклизы, которые не связаны с глубинными ассоциациями минералов-индикаторов кимберлитов.

Глубинные минералы из туфов изуча-

лись в два этапа, соответствующие этапам геологоразведочных работ. На первом этапе изучены минералы, полученные при шлиховом опробовании элювия туфов и аллювия р. Сивикагна. Обнаружены пироп, пик-



Рис. 1. Геолого-структурная карта Сивикагнинской вулканической структуры:

1 — верхнечетвертичные — современные отложения; 2 — терригенные отложения ранней юры; 3 — туфы базальтов, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты раннего триаса; 4 — основные разрывные нарушения по дешифрированию КС; 5 — магмопроводящие разломы (вулканические трещины), предполагаемые по геофизическим данным; 6 — граница жерловых и околожерловых фаций туфов; 7 — граница спекшихся туфов фаций горячих выбросов; 8 — находки индикаторных глубинных минералов — пироба, пикроильменита, хромдиопсида (а — в современных отложениях, б — в туфах раннего триаса)

Химический состав туфов Сивикагинской ВТС по скв. Ф-4

Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
12,5	49,91	1,08	12,78	9,44	0,16	5,41	3,22	1,61	1,35	0,17	14,75	99,88
26	49,78	1,08	12,38	9,53	0,14	6,00	3,58	1,43	1,56	0,18	14,58	100,24
35,5	47,97	1,09	12,18	9,91	0,16	6,77	4,61	1,50	1,33	0,20	13,99	99,71
46,5	46,55	1,15	12,22	10,15	0,15	5,52	4,85	1,72	1,00	0,20	13,75	97,26
60	49,88	1,21	12,06	8,96	0,14	6,03	4,17	1,43	1,97	0,23	13,32	99,40
70	48,15	1,12	12,24	10,35	0,18	6,66	5,49	1,27	1,14	0,23	13,14	99,97
82	50,23	1,16	13,19	10,70	0,17	4,77	5,86	2,26	1,35	0,24	9,94	99,87
95	47,20	1,00	13,20	9,45	0,17	6,21	8,36	2,44	1,08	0,24	10,40	99,75
99	48,94	1,17	12,96	10,97	0,18	4,04	7,49	2,58	1,68	0,22	9,87	100,10
127	46,70	1,26	12,84	13,03	0,17	5,96	7,49	2,78	1,41	0,22	8,46	100,32
136	47,06	1,19	14,11	10,72	0,16	5,92	7,50	3,56	0,78	0,19	8,84	100,03
152	47,76	1,19	13,78	10,63	0,18	5,86	7,24	4,06	0,84	0,21	8,50	100,25
160	52,40	1,13	12,86	10,36	0,17	5,04	5,33	2,67	1,21	0,21	8,92	100,30
182	50,66	1,21	13,37	10,76	0,16	5,52	6,24	3,12	1,09	0,23	7,70	100,06
203	50,88	1,17	13,18	10,38	0,16	5,31	5,84	2,64	1,37	0,22	8,84	99,99

роильменит, хромшпинелид, хромдиопсид, флогопит. Распределение минералов по площади крайне неравномерное; преимущественно это единичные знаки, однако в некоторых пробах из туфов их концентрация достигает 500 знаков на 10-литровую пробу. Преобладает пироп. Гранулометрический диапазон минералов широкий — от $-4...+2$ до $-0,5$ мм. Пиропы преимущественно фиолетового цвета. На некоторых из них сохранились фрагменты келифитовой каймы, большинство зерен имеет постмагматическую коррозионную трещиноватость с вторичными продуктами по трещинам. Встречены сростки пироба с хромдиопсидом. Пикроильменит представлен овальными зернами и их обломками с микропирамидальным рельефом на овальной («первичной») поверхности. Хромдиопсид ярко- и светло-зеленый неправильной формы, иногда со следами постмагматического растворения. Хромшпинелид обычный для кимберлитов, представлен октаэдрами (нередко октаэдрами с вичиналями) и микроэдрическими кристаллами (в большинстве случаев с признаками магматической коррозии).

По физиографическим особенностям исследованные минералы полностью соответствуют кимберлитовым. При этом минералы совершенно не имеют признаков механического износа и гипергенных изменений и соответствуют минералам из элювия кимберлитов.

По химическому составу минералы также соответствуют кимберлитовым. Все проанализированные гранаты магнезиаль-

ные с широкими вариациями содержания хрома (рис. 2). Большинство точек составов гранатов на диаграмме Н.В.Соболева [5] в координатах CaO—Cr₂O₃ попадают в поле лерцолитового парагенезиса. Однако два граната из руслового аллювия р. Сивикагна имеют составы, соответствующие гранатам алмазной ассоциации, что свидетельствует о потенциальной алмазности источника глубинных минералов.

Пикроильмениты (54 анализа) также соответствуют кимберлитовым. Вариации массового содержания MgO от 1,1 до 11% с максимумом 7—10%; низкомагнезиальные, низкотитанистые пикроильмениты (MgO<6%) являются ферритмагнитными при комнатной температуре. Хромшпинелиды (63 анализа) также соответствуют кимберлитовым; характерен широкий диапазон содержания титана.

Второй этап изучения глубинных минералов связан с бурением на данной площади. Нами изучены минералы по 80 пробам из скважин, а также шурфов. Минеральные ассоциации, представленные пиропом, пикроильменитом, хромшпинелидом, хромдиопсидом при преобладании пироба, прослежены в переменных количествах до глубины 190 м, однако максимальное количество проб с этими минералами приурочено к близповерхностным горизонтам (0—10 м). В связи с преимущественно малыми объемами проб количество минералов небольшое (от единичных до десятка зерен). Однако и небольшое количество зерен показало резкие отличия их ассоциаций от ассоциаций шлиховых проб. Прежде всего

это касается характера и степени экзогенных изменений минералов. Минералы из проб по скважинам можно разделить на три типа ассоциаций: 1 — без заметных признаков экзогенных изменений (износа и гипергенной коррозии), по облику соответствующие минералам из элювия кимберлитов и практически аналогичные минералам, изученным по шлиховым пробам; 2 — со слабым или средним механическим износом, часто с признаками гипергенной коррозии; 3 — с сильным механическим износом, часто с гипергенной коррозией; эта группа представлена только пиропом, окатанным до шариков. Минералы чаще встречаются в моногенной ассоциации, но некоторые пробы смешанные. Закономерностей распределения ассоциаций с глубиной не отмечается. Первая ассоциация преобладает по количеству проб и зерен минералов. Для нее характерны максимальный размер зерен (размер пиропов достигает 4 мм), контрастная гранулометрия и наиболее разнообразный минеральный состав — пироп, пикроильменит, хромшпинелид, хромдиопсид. Вторая и третья ассоциации представлены преимущественно мелкими (менее 1 мм) зернами, причем вторая ассоциация — пиропом и пикроильменитом, а третья — только пиропом.

Формы механического износа и гипергенной коррозии обычны для ореолов индикаторных минералов кимберлитов [1—3]. Гипергенная коррозия отмечена только на пиробах второй и третьей ассоциаций и в онтогеническом плане является более поздней по отношению к механическому износу, т.е. накладывается на механогенные поверхности. На некоторых зернах пикроильменита фрагментарно или по всей поверхности зерна наблюдается очень тонкий микрокавернозный рельеф, придающий поверхности сажистый облик; эта коррозия связана, возможно, с термальным воздействием туфов (так как не характерна для пикроильменитов из ореолов). Исследование химического состава глубинных минералов из разреза туфовой толщи не проводилось, однако можно утверждать, что все они по физиографическим особенностям соответствуют кимберлитовым.

Проведенные геологоразведочные работы и лабораторные исследования показали следующее:

наличие комплекса глубинных (мантйных) минералов в туфах Сивикагнинской ВТС;

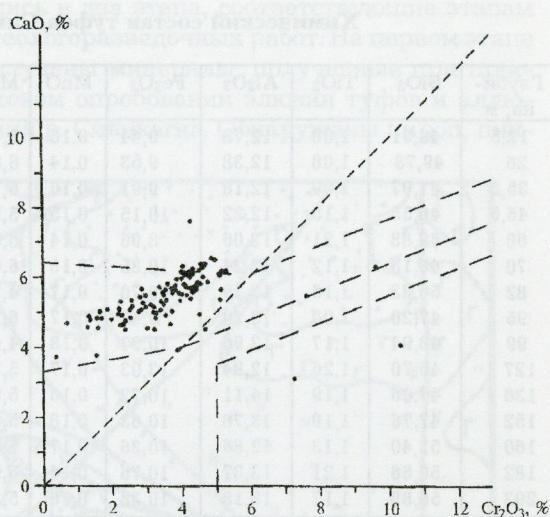


Рис. 2. Диаграмма составов пиропов из пиропоносных туфов, $n=121$

глубинные минералы по физиографическим особенностям и химическому составу соответствуют кимберлитовым;

по итогам двух этапов работ установлено, что в комплексе глубинных минералов присутствуют две их группы: 1) без признаков механического износа, физико-химических изменений, соответствующие индикаторным минералам из элювия кимберлитов; 2) с признаками экзогенных изменений — механического износа разной степени и гипергенных изменений.

Наибольшие затруднения вызывает вопрос об источниках и путях поступления в туфы глубинных минералов первой группы. Нами сознательно сделан акцент на двух этапах исследований глубинных минералов. Дело в том, что после первого этапа исследований мы не смогли обосновать непротиворечивую версию о путях и способах поступления индикаторных минералов кимберлитов в туфы. Одинаково правомочны и одинаково недоказуемы были версии о захвате индикаторных минералов трапвой магмой на глубине, захвате кимберлита, поступлении из промежуточного осадочного коллектора. Однако обнаружение индикаторных минералов с признаками износа и гипергенной коррозии определенно указывает на реальность последней версии. Эти минералы могли поступать только из более древнего, скорее всего, позднепалеозойского коллектора, поэтому возраст их коренных источников, вероятно, среднепалеозойский, как для Мало-Ботуобинского, Дал-

дыно-Алакитского алмазоносных районов по восточному борту Тунгусской синеклизы, так и для Тычанского коллектора по западному. Сонахождение с окатанными и корродированными минералами минералов без малейших признаков экзогенных изменений с точки зрения существования древнего промежуточного коллектора может свидетельствовать только о близости коренного источника. Однако пока не установлены местонахождение и характер этого коллектора, а также механизм, с помощью которого туфовая толща была заражена его индикаторными минералами не менее чем на 200 м. Пока этот вопрос не решен, мы не считаем возможным полностью закрыть и вопрос о минералах без экзогенных изменений; ситуация с пироповыми туфами новая, не изученная, и здесь могут быть совершенно неожиданные решения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П. О механическом износе индикаторных минералов в шлихах // Советская геология. 1986. № 10. С. 81—87.
2. Афанасьев В.П. Закономерности эволюции кимберлитовых минералов и их ассоциаций при формировании шлиховых ореолов // Геология и геофизика. 1991. № 2. С. 78—85.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Соколов В.Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минералогия зоны гипергенеза. М., 1980. С. 45—54.
4. Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочное пособие / О.А.Богатиков, В.И.Гоньшакова, С.В.Ефремова и др. — М.: Недра, 1981.
5. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазности // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70—80.

УДК 549.643:546.76:552.323.6

© И.П. Илупин, Ф.В. Каминский, У.Л. Гриффин, 1999

ОБОГАЩЕННЫЕ ХРОМОМ АМФИБОЛЫ В КИМБЕРЛИТАХ СИБИРИ

И.П. Илупин, Ф.В. Каминский (ЦНИГРИ МПР России), У.Л. Гриффин (Институт минералов, энергии и конструкций CSIRO, Австралия)

В пробах из кимберлитов Сибири обнаружены зерна амфиболов, которые можно считать индикаторными минералами для убогоалмазоносных трубок северной части Сибирской платформы. Микронзондовым анализом выявлены повышенные концентрации хрома в зеленых и титана в коричневых зернах амфибола.

К числу главных индикаторных минералов кимберлитов (в публикациях часто называемых также минералами-спутниками алмаза) относятся гранат-пироп, магнетит и ильменит (пикроильменит) и хромшпинелиды. Кроме того, внимание геологов-поисковиков нередко (особенно в тех случаях, когда кимберлитовые минералы в шлиховых ореолах достаточно обильны) привлекают также оливин, циркон, пироксен. Из пироксенов наиболее интересен ярко-зеленый (до изумрудно-зеленого) хромдиопсид. Благодаря яркой окраске хромдиопсид легко обнаруживается при изучении шлихов; его находки могут дать

дополнительную информацию об особенностях коренного источника. Одним из авторов [2] отмечено, что по соотношению натрия и алюминия хромдиопсид из кимберлитов в большинстве случаев отличается от хромдиопсида из других коренных источников. Изучение многочисленных ярко-зеленых зерен из кимберлитов Сибири (как из штуфов, так и из концентратов) показало, что, наряду с преобладающими клинопироксенами, среди них встречаются и амфиболы.

При анализе материала, извлеченного непосредственно из штуфов кимберлитов Сибирской провинции, зеленый амфибол

найден нами прежде всего в образцах из северных (убогоалмазоносных) кимберлитовых полей — Куойского, Куранахского (Мало-Куонамского), Лучаканского и Харамайского. Кроме того, он встречен в одном образце из алмазоносного Алакитского поля. Исследовано 15 образцов, в которых зеленый амфибол присутствует в составе глубинных ксенолитов или в сростках с другими глубинными минералами; возможно, что некоторые из этих сростков также представляют собой небольшие обломки глубинных ксенолитов. Помимо амфибола, проанализированы находящиеся в ассоциации с ним гранаты (в 10 случаях), оливины (5), хромшпинелиды (5), ортопироксены (3), клинопироксен (1), слюда (1) (табл. 1). Большая часть анализов выполнена на электронном микронзонде в Институте минералов, энергии и конструкций CSIRO (Австралия). Ряд анализов (тех образцов, в которых не определялся никель) проведен в ЦНИГРИ на микронзонде «Камебакс».

Амфиболы встречены также в кимберлитах Среднего Тимана [4]. Образцы из трубки Умбинская предоставлены Б.С. Шутовым.

Содержание Cr_2O_3 в изученных зеленых амфиболах обычно варьирует в пределах 1,40—2,42% и лишь в одном образце снижается до 0,69%. В ассоциирующих гранатах концентрации хрома умеренные — 1,76—4,58% Cr_2O_3 , в хромшпинелидах — 32,46—55,80% Cr_2O_3 . Содержания хрома в амфиболе и ассоциирующем хромшпинелиде связаны прямой зависимостью: с ростом концентрации Cr_2O_3 в хромшпинелиде (32,46 — 42,70 — 47,79 — 54,01 — 55,80%) увеличиваются его концентрации в амфиболе (1,48 — 1,77 — 1,93 — 2,25 — 2,42%). Для амфибола и граната корреляция по хрому не выдерживается, намечается тенденция прямой зависимости по содержанию железа. Концентрации $\text{FeO}_{\text{общ}}$ в изученных зеленых амфиболах невысоки — 2,21—3,39%; низки и содержания TiO_2 — до 0,24%, в единичном случае — 0,36%.

Зеленый амфибол встречен в концентрациях двух соседних трубок — Светлая и Коллективная, расположенных в северной части Алакитского поля. По мнению И.П.Илупина, эти трубки вместе с трубкой Искорка образуют обособленную группу. Минеральный и химический составы кимберлитов данной группы отличаются от соответствующих показателей других трубок Алакитского поля

и вообще трубок южной (алмазоносной) части провинции и близки к особенностям кимберлитов севера провинции. Присутствие в трубках Светлая и Коллективная зеленого амфибола — еще один показатель, подтверждающий сходство кимберлитов упомянутой группы с кимберлитами северной части Сибирской провинции.

Большинство изученных нами зеленых амфиболов по результатам анализов можно отнести к паргаситам; но два зерна из концентратов группы трубок Светлая и Коллективная и амфибол из сростка с ортопироксеном (тр. Дама), судя по повышенному содержанию кремнезема и пониженному Al_2O_3 , скорее всего, следует отнести к рихтериту.

Сведения о находках амфиболов в кимберлитах и их химическом составе нередко приводились в литературе. Большое внимание уделялось амфиболам ассоциации «МАРИД» (слюда+амфибол+рутил+ильменит+диопсид) и амфиболам из образцов с признаками мантийного метасоматоза из трубки Бултфонтейн, ЮАР [8, 11]. И те, и другие показали невысокое содержание Cr_2O_3 (не более 0,60%), низкое — Al_2O_3 (не более 1,71%), несколько повышенное (по сравнению с нашими образцами) TiO_2 — от 0,22 до 1,03%.

Данные о паргаситах из трубки Монастери (ЮАР) (Cr_2O_3 — 1,67 и 2,20%; TiO_2 — 0,01 и 0,00%) приведены в работе [8]. В работе [7], посвященной слюдам из перидотитовых ксенолитов в кимберлитах Южной Африки, также представлены результаты анализа двух образцов паргаситов (Cr_2O_3 — 1,92 и 2,22%, TiO_2 — 0,03 и 0,02%). Д.Смит [13], характеризуя минеральный состав перидотитовых ксенолитов из трубок Грин Кнобс и Булл Парк (США), дает результаты анализа двух образцов амфиболов с умеренным содержанием Cr_2O_3 (0,80 и 0,75%) и невысокой концентрацией TiO_2 (0,28 и 0,08%). В работе [12] для кимберлитов Танзании показаны данные по трем образцам магнезио-катафоритов (Cr_2O_3 — 2,03—2,48%, TiO_2 — 0,14—0,32%). В работе [9] приведены данные об амфиболах из трубки Ягерсфонтейн, ЮАР (Cr_2O_3 — 1,26—2,19%, TiO_2 — 0,04—0,58%).

А.Д.Харькив с соавторами [1] изучили амфиболы из метасоматизированных ксенолитов трубки Обнаженная (Куойское поле). Эти амфиболы в отличие от изученных нами окрашены в грязно-зеленые тона,

1. Химический состав ярко-зеленых амфиболов и ассоциирующих минералов из кимберлитов

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
Алакитское (Алакит-Мархинское) поле												
Трубка Светлая, зерна амфибола из концентрата												
Амф	46,08	0,04	11,92	1,74	2,75	0,01	19,38	11,91	3,43	0,60	Н. а.	97,86
То же	46,53	0,05	11,43	1,57	2,23	0,02	20,00	11,73	2,96	0,63	«	97,15
«	52,67	0,00	5,11	1,48	2,97	0,06	21,09	7,18	6,34	0,51	«	97,41
Трубка Коллективная, зерно из концентрата												
Амф	55,09	0,05	3,42	2,22	2,58	0,08	21,87	5,39	6,98	1,73	«	99,41
Трубка Комсомольская, гранатовый перидотит												
Амф	48,07	0,00	9,76	2,08	3,21	0,00	19,92	9,09	6,05	0,72	Н. а.	98,90
Гр	41,62	0,00	20,20	4,58	8,97	0,36	20,31	4,17	Н. а.	Н. а.	«	100,21
Куойское (Куойско-Беепчимское) поле												
Трубка Второгоднища, сросток Гр+Амф+Ол												
Амф	45,61	0,14	10,85	1,50	3,26	0,00	19,31	10,24	3,70	0,74	0,14	95,49
Гр	41,13	0,05	20,90	3,41	8,55	0,47	19,12	5,58	0,03	0,00	0,04	99,28
Ол	40,61	0,01	0,00	0,00	8,07	0,12	49,47	0,01	0,01	0,02	0,36	98,68
Трубка Муза, сросток Гр+Амф+Хш												
Амф	45,77	0,18	10,89	2,06	2,39	0,02	19,27	10,61	3,63	0,72	0,14	95,68
Гр	41,62	0,02	21,62	2,62	7,54	0,52	19,72	5,01	0,02	0,00	0,05	98,74
Трубка Муза, сросток Гр+Амф+Ол												
Амф	45,69	0,17	10,67	2,13	2,94	0,00	18,97	10,74	3,62	0,72	0,04	95,69
Гр	41,36	0,01	20,76	3,69	8,30	0,45	18,79	5,67	0,02	0,01	0,02	99,08
Ол	40,72	0,00	0,00	0,00	8,38	0,07	49,84	0,04	0,00	0,00	0,54	99,59
Курапахское (Мало-Куонамское) поле												
Трубка Университетская, шурф 18, сросток Амф+Ол												
Амф	46,46	0,20	9,88	2,13	2,61	0,01	19,56	10,25	3,62	1,06	0,09	95,87
Ол	40,82	0,03	0,02	0,00	7,76	0,09	50,21	0,01	0,01	0,00	0,38	99,33
Трубка Университетская, канава 3454, сросток Амф+Хш												
Амф	44,84	0,16	11,33	1,77	2,45	0,00	19,11	11,99	3,36	0,23	0,08	95,32
Хш	0,04	0,17	23,46	42,70	16,83	0,00	12,95	0,00	0,02	0,03	0,23	96,43
Трубка Университетская, канава 3454, шпинелевый перидотит со слюдой												
Амф	46,14	0,06	10,64	1,93	2,90	0,06	19,63	9,40	4,20	0,36	0,12	95,44
Ол	40,55	0,00	0,00	0,00	7,39	0,12	50,68	0,00	0,00	0,00	0,48	99,22
Рп	57,71	0,00	0,94	0,26	5,10	0,10	35,72	0,11	0,03	0,00	0,09	100,06
Хш	Н. а.	0,05	18,65	47,79	19,84	0,44	12,75	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	99,52
Сл	41,33	0,10	2,34	1,01	14,23	0,00	25,73	0,00	2,10	7,67	«	94,51
Трубка Университетская, шурф 21, шпинель-гранатовый пироксенит												
Амф	45,11	0,36	11,34	1,48	3,06	0,03	18,97	11,90	3,23	0,07	0,19	95,74
Мп	53,73	0,07	1,51	0,71	1,58	0,03	17,21	22,96	0,61	0,01	0,02	98,44
Гр	40,99	0,06	20,94	2,74	10,92	0,49	16,90	6,21	0,00	0,01	0,03	99,29
Хш	0,00	0,28	32,01	32,46	18,74	0,00	13,33	0,00	0,02	0,00	0,13	96,97
Лучаканское поле												
Трубка Дама, шурф 14023, сросток Амф+Хш												
Амф	49,27	0,00	7,30	2,42	2,56	0,00	20,23	7,81	5,36	0,93	Н. а.	95,88
Хш	Н. а.	0,00	10,17	55,80	20,95	0,45	11,53	Н. а.	Н. а.	Н. а.	«	98,90
Трубка Дама, шурф 14020, сросток Амф+Рп												
Амф	54,95	0,00	2,25	0,69	2,42	0,00	22,60	8,58	4,83	2,50	Н. а.	98,82
Рп	57,44	0,00	0,57	0,33	4,93	0,21	35,21	0,29	0,00	Н. а.	«	98,98

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
Трубка Дама, шурф 14020, сросток Гр+Амф+Хш												
Амф	47,47	0,18	9,08	2,25	2,50	0,05	19,75	8,94	4,08	1,41	0,07	95,78
Гр	41,18	0,07	20,21	4,18	7,69	0,49	19,84	4,76	0,03	0,00	0,00	98,45
Хш	0,05	0,32	11,10	54,01	19,34	0,00	11,69	0,01	0,02	0,02	0,10	96,66
Трубка Дама, шурф 14020, сросток Гр+Амф												
Амф	46,33	0,10	9,98	2,40	2,85	0,01	19,80	9,91	4,15	0,29	0,14	95,96
Гр	41,92	0,00	21,22	2,72	9,16	0,52	19,93	4,84	0,02	0,00	0,00	100,33
Трубка Лыхчан, шурф 14124, сросток Гр+Амф												
Амф	45,27	0,02	11,34	1,40	2,21	0,02	19,42	11,40	3,36	0,22	0,12	94,78
Гр	41,31	0,00	20,49	3,68	7,45	0,33	19,43	6,22	0,00	0,00	0,03	98,94
Харамайское поле												
Трубка Болото-2, гранатовый перидотит												
Амф	44,60	0,24	10,69	1,75	2,95	0,00	19,23	11,42	3,09	0,70	0,10	94,77
Ол	40,86	0,02	0,01	0,02	8,36	0,12	49,98	0,00	0,00	0,01	0,36	99,74
Рп	57,19	0,03	1,14	0,32	5,27	0,11	34,88	0,18	0,02	0,01	0,11	99,26
Гр	41,05	0,10	21,06	2,83	9,08	0,55	18,06	5,86	0,01	0,01	0,07	98,68
Трубка Болото-2, сросток Гр+Амф												
Амф	44,88	0,17	11,51	1,79	3,39	0,01	18,97	11,63	3,30	0,29	0,13	96,07
Гр	41,26	0,03	21,99	1,76	9,98	0,49	18,65	5,23	0,01	0,01	0,01	99,42
Средний Тимап												
Трубка Умбинская, измененный перидотит с амфиболом и хромшпинелидом												
Амф	45,25	0,18	10,80	1,78	2,83	0,06	18,73	11,13	3,32	1,02	Н. а.	95,10
Хш	Н. а.	0,10	15,96	47,86	19,85	0,44	12,63	Н. а.	Н. а.	Н. а.	«	96,84

Примечание. Амф — амфибол, Ол — оливин, Рп — ромбический пироксен, Мп — моноклинный пироксен, Гр — гранат, Хш — хромшпинелид, Сл — слюда. Н. а. — компонент не анализировался.

несколько обогащены кремнеземом (47,72—49,95% SiO₂), магнием (20,22—21,59% MgO), обеднены Al₂O₃ (6,63—7,73%). Содержание Cr₂O₃ в них 0,92—1,84%, а TiO₂ 0,32—0,43%.

Наиболее богатый хромом (из упомянутых в литературе) амфибол (3,51% Cr₂O₃) обнаружен в виде включения в гранате из трубки Интернациональная Мало-Ботуобинского поля [5]; амфибол вместе с флогопитом образует кайму вокруг зерна хромшпинелида, включенного в гранат. Толщина каймы 0,03 мм; таким образом, выделения этого амфибола значительно мельче, чем зерна амфиболов, изученных нами (как правило, не менее 1 мм).

Амфиболы, в том числе с повышенным (более 1%) содержанием Cr₂O₃, неоднократно упоминались и как составная часть глубинных ксенолитов из базальтоидов.

К сожалению, не всегда одновременно с результатами анализа амфибола приводятся сведения о его окраске. Но, обобщая данные, заимствованные из тех работ, где указаны и химический состав, и цвет амфибола, можно сделать вывод о том, что повышенные концентрации титана (более 1% TiO₂) и железа характерны для амфи-

болов, окрашенных в буро-коричневые тона. Хромистые амфиболы из кимберлитов содержат, как правило, не более 0,5% TiO₂ и не более 5% FeO_{общ.} Если же в амфиболе из кимберлита повышены концентрации титана и железа, то цвет его в коричневых тонах (табл. 2). Не исключено, что на окраску минерала влияют повышенные содержания титана, как это выявлено для ставролита [14] и гранатов из кимберлитов [3]. Амфиболы из массивов ультрамафитов нередко (хотя и не всегда) бедны титаном и железом; в некоторых работах отмечена ярко-зеленая окраска этих минералов.

Судя по составу (мало титана и железа, повышено содержание хрома), ярко-зеленой окраской обладают амфиболы из некоторых глубинных ксенолитов в базальтах — из вулкана Кирш (Аден) [8], из Большого Каньона, США [6], с о-ва Нунивак, Аляска [10].

Таким образом, ярко-зеленый хромистый амфибол можно рассматривать как один из индикаторных минералов кимберлитов. Конечно, для более или менее уверенного отнесения такого амфибола к минералам кимберлитов необходимо, чтобы

2. Химический состав коричневых амфиболов и ассоциирующих минералов из кимберлитов

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
Далдыньское поле												
Трубка Дальняя, пироксенит — бутылочно-зеленый пироксен и коричневый амфибол												
Амф	44,14	1,68	12,61	1,34	6,37	0,09	15,73	11,71	2,57	1,46	Н. а.	97,70
Мп	53,00	0,45	5,24	1,15	3,99	0,08	13,73	21,07	1,99	0,00	«	100,70
Средний Тиман												
Трубка Умбинская, измененный перидотит с ильменитом, зеленым пироксеном и коричневым амфиболом												
Амф	53,25	2,42	3,86	0,54	5,90	0,09	18,16	7,53	4,94	1,08	Н. а.	97,77
Мп	53,20	0,31	0,91	0,76	5,61	0,13	14,13	19,49	0,37	Н. а.	«	94,91
Ил	Н. а.	49,66	0,20	0,83	40,08	0,55	6,87	Н. а.	Н. а.	«	«	98,19

Примечание. Амф — амфибол, Мп — моноклинный пироксен, Ил — ильменит. Н. а. — компонент не анализировался. Низкая сумма в образце пироксена из трубки Умбинская связана с малым размером зерна.

он находился (в изучаемом шлиховом ореоле) совместно с другими, более распространенными минералами кимберлитов — пиропом, пикроильменитом, хромшпинелидами. Хромистый амфибол без этой ассоциации может поступать в рыхлые образования и за счет «обычных» ультраосновных пород.

Наиболее легко наблюдаемая при работе со шлихами особенность, позволяющая отличить зеленый амфибол от хромдиопсида, — это более совершенная спайность амфибола.

В большинстве случаев находки зеленых амфиболов связаны с убогоалмазонасными трубками (что следует учитывать при проведении поисковых работ), но иногда они встречаются в умеренно-алмазонасных кимберлитовых телах как в Сибири, так и в Южной Африке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глубинный метасоматоз зональных ксенолитов пород верхней мантии из кимберлитовой трубки «Обнаженная» / А.Д.Харькив, К.Н.Никишов, А.Ф.Сафронов, Д.И.Саврасов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 705—709.

2. Илутин И.П. Новые данные о типоморфизме хромдиопсида из кимберлитов // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 229. С. 7—9.

3. Илутин И.П., Сандомирская С.М. Результаты изучения пиропов из кимберлитовых тел северо-восточной части Сибирской провинции // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск. 1984. С. 114—129.

4. Краткая минералого-петрографическая характеристика кимберлитов Среднего Тимана / В.С.Шутов, Ю.Д.Смирнов, Л.И.Лукьянова,

Л.Н.Михайловская // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1983. Ч. 112. Вып. 4. С. 436—443.

5. Харькив А.Д., Афанасьев В.П. Гранаты кимберлитовой трубки Мало-Ботуобинского района и их генетические особенности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 1. С. 98—108.

6. Best M.G. Mantle-derived amphibole within inclusions in alkalic basaltic lavas // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79. № 14. P. 2107—2113.

7. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths - II. Primary and secondary-textured micas from peridotite xenoliths / J.S.Delaney, J.V.Smith, D.A.Carswell, J.B.Dawson // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1980. Vol. 44. № 6. P. 857—872.

8. Dawson J.B., Smith J.V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1977. Vol. 41. № 2. P. 309—323.

9. Field S.W., Haggerty S.E., Erlank A.J. Subcontinental metasomatism in the region of Jagersfontein, South Africa // Kimberlites and Related Rocks. Proc. 4th Int. Kimberlite Conf. Spec. Publ. Geol. Soc. Austral. 1989. № 14. Vol. 2. P. 771—783.

10. Francis D.M. The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska // J. Petrol. 1976. Vol. 17. № 3. P. 357—378.

11. Jones A.P., Smith J.V., Dawson J.B. Mantle metasomatism in 14 veined peridotites from Bultfontein mine, South Africa // J. Geol. 1982. Vol. 90. № 4. P. 435—453.

12. Nixon P.H., Condcliffe E. Tanzania kimberlites: a preliminary heavy mineral study // Kimberlites and Related Rocks. Proc. 4th Int. Kimberlite Conf. Spec. Publ. Geol. Soc. Austral. 1989. № 14. Vol. 1. P. 407—418.

13. Smith D. Hydrous minerals and carbonates in peridotite inclusions from the Green Knobs and Buell Park kimberlitic diatremes on the Colorado Plateau // Proc. 2nd Int. Kimberlite Conf. AGU, Washington, D.C. 1979. Vol. 2. P. 345—356.

14. Ward C.M. Titanium and the color of staurolite // Amer. Mineralogist. 1984. Vol. 69. № 5—6. P. 541—545.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



АЛЕКСЕЮ ДАВИДОВИЧУ ПЕТРОВСКОМУ, известному ученому-геофизику, доктору геолого-минералогических наук, академику Российской академии естественных наук, исполняется 70 лет.

А.Д.Петровский в 1953 г. окончил геофизический факультет МГРИ, в 1954—1957 гг. работал в НИСе МГРИ, участвуя в разработке и создании новой технологии радиоволнового просвечивания. Радиоволновые методы подземной геофизики становятся основой научных интересов его творческой деятельности в ЦНИГРИ, куда он перешел в 1957 г. и успешно трудится до настоящего времени.

В ЦНИГРИ А.Д.Петровский прошел все ступени роста научного работника — от младшего научного сотрудника до заведующего лабораторией волновых методов. В 1960 г. он защитил диссертацию на степень кандидата геолого-минералогических наук, в 1980 г. — докторскую.

А.Д.Петровский — один из основоположников нового направления в геофизике — радиогеоразведки, охватывающего не только технологии радиопросвечивания, но и определяющего дальнейшее развитие теоретических и методических исследований в области массэнергетических параметров геосреды. Изданная еще в 1971 г. книга «Радиоволновые методы в подземной геофизике» до сих пор остается теоретическим и практическим руководством.

Под руководством А.Д.Петровского созданы различные модификации радиоволновых технологий, которые успешно применены при поисках и разведке алмазов, золота, медно-никелевых и медноколчеданных руд, угля и других видов минерального сырья в различных регионах страны и за рубежом, открыты новые кимберлитовые трубки в Якутии с приоритетом ЦНИГРИ.

Технологии радиопросвечивания при активном содействии А.Д.Петровского были восприняты и развивались в нашей стране — в ВИРГ «Рудгеофизика», ВИТР, Якутском филиале ЦНИГРИ, КазВИРГ, а также в Китае и на Кубе.

С 1967 г. после доклада А.Д.Петровского на Международном семинаре ООН был официально признан приоритет ЦНИГРИ в области радиоволновых методов георазведки.

А.Д.Петровский — автор трех монографий, 150 печатных работ. Он имеет 11 авторских свидетельств на изобретения, награжден юбилейной медалью «За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения Владимира Ильича Ленина», медалью «Ветеран Труда», медалями ВДНХ и ВВЦ, знаком «Отличник разведки недр», дипломами ВДНХ, ЦНИГРИ.

Под руководством А.Д.Петровского 11 специалистов-геофизиков защитили кандидатские диссертации.

Деятельная натура Алексея Давидовича не позволяет ему замыкаться только в области геофизических проблем. Его интересы простираются в «большую геологию», социологию, философию, информатику, экономику и политику, проблемы управления и даже в поэзию.

Поздравляем Алексея Давидовича Петровского с юбилеем, желаем ему здоровья и многих лет кипучей творческой жизни.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ВИТАЛИЮ ИВАНОВИЧУ ЛОБАЧУ, старшему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья, кандидату геолого-минералогических наук, исполнилось 60 лет.

В.И.Лобач способствовал успешной промышленной оценке ряда важных золоторудных месторождений России и стран СНГ — Зун-Холбинского, Кумторского, Васильковского и др. Многие годы он в качестве эксперта активно участвовал в работе ГКЗ СССР и ЦКЗ Мингео СССР. Им проведены оригинальные исследования концентрационных неоднородностей распределения золота в рудных телах и обоснованы принципы количественной оценки сложности их строения для оптимизации технологии разведочных работ.

За многолетний плодотворный труд В.И.Лобач награжден медалью «Ветеран Труда».

Поздравляем Виталия Ивановича с юбилеем и желаем доброго здоровья и дальнейших успехов в работе.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ВАДИМУ ГЕОРГИЕВИЧУ БЕРНАДСКОМУ, ведущему научному сотруднику ЦНИГРИ, кандидату технических наук, исполнилось 60 лет.

После окончания в 1967 г. Московского инженерно-физического института Вадим Георгиевич несколько лет работал на одном из оборонных предприятий, а с 1970 г. его трудовая деятельность связана с ЦНИГРИ.

Им выполнен ряд оригинальных работ по изучению взаимодействия системы «человек — машина — среда» применительно к подземным горно-разведочным работам, созданию соответствующих технических средств для обеспечения благоприятных и безопасных условий труда горнорабочих, а также методов и средств автоматизации проветривания подземных горных выработок. При непосредственном участии и под руководством В.Г.Бернадского разработан ряд эффективных приборов для экспрессного и непрерывного контроля состояния воздушной среды, такие как портативный прибор «Поток» и стационарный прибор «Буря» для непрерывного измерения скорости и давления загрязненных воздушных потоков.

В.Г.Бернадским написано более 100 научных работ, большинство из которых опубликованы. Лично и в соавторстве им получено 40 авторских свидетельств на изобретения, многие из которых внедрены. Неоднократно работы В.Г.Бернадского отмечались наградами ВВЦ.

Энергия и нестандартное мышление при решении творческих задач снискали ему заслуженное уважение коллег.

Поздравляем Вадима Георгиевича с шестидесятилетием и желаем ему доброго здоровья и новых творческих удач.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» В 1999 ГОДУ

Тезисы докладов Всероссийской конференции «Мировая минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов на рубеже веков — перспективы использования и воспроизводства», 28—29 октября 1998 г., ЦНИГРИ, Москва, № 1. С. 3—134.

Прикладная металлогения

Бойко Н.И. К металлогении рифогенных комплексов. № 6. С. 18.

Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Железорудные структурно-формационные зоны докембрийских кратонов, Украинский и Балтийский щиты. № 3. С. 5.

Дунаев В.А. Эндогенная металлогеническая зональность Тунгусской провинции. № 4. С. 5.

Константинов В.М., Заварзин А.В., Фазлуллин М.И., Шульгин А.С., Цветкова М.В. Нетрадиционные типы рудопроявлений платиноидов и золота на востоке Русской платформы и в Уральском регионе. № 4. С. 13.

Контарь Е.С. Минерагения чехла восточной окраины Восточно-Европейской платформы. № 2. С. 5.

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Макаров Д.В. Особенности глубинной структуры Новгород-Тверской площади в связи с перспективами ее алмазности. № 6. С. 12.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамические условия образования благороднометалло-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия. № 5. С. 23.

Чайкин В.Г., Непряхин А.Е., Бережной А.Ю., Глебаев С.Г., Закирова Ф.А., Мехти А.М. Геолого-технологическая типизация благороднометалло-медных руд Вятско-Камской полосы, Восточно-Европейская платформа. № 3. С. 13.

Недропользование

Лесков М.И. Цена на золото и себестоимость его производства: анализ состояния и прогноз влияния на кондиционность природного сырья. № 6. С. 5.

Порожня Е.А., Мелехин Е.С., Караганов В.В. Актуальные проблемы недропользования на современном этапе. № 5. С. 15.

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Ахманов Г.Г., Васильев Н.Г. К методике геолого-экономической оценки ресурсов барита Алтае-Саянской складчатой области. № 5. С. 36.

Ваганов В.И., Илупин И.П., Кочеров А.И. Хромшпинелиды как индикатор алмазности. № 3. С. 35.

Горжевский Д.И. Конвергентность колчеданно-полиметаллических месторождений. № 6. С. 26.

Игнатов П.А., Штейн Я.И., Зинчук Н.Н., Черный С.Д., Бондаренко А.Т., Пыстин А.В., Старостин В.И. Физические и структурно-петрофизические характеристики осадочных пород, вмещающих Вотобинскую кимберлитовую трубку, Центральная Якутия. № 5. С. 41.

Мотов А.П., Артамонова Н.А. Вертикальная

зональность гидротермально-метасоматической системы рудного района. № 2. С. 22.

Назаренко В.О. О связи динамики и эволюции Лапландской гранулитовой зоны и Печенгской структуры и особенностях размещения медно-никелевого оруденения. № 3. С. 30.

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Смирнова Л.С., Одеров С.И. Структурная позиция кимберлитов Лесной Гвинеи по материалам космического зондирования. № 2. С. 13.

Федоров Ф.М., Ларионов В.Р., Матвеев А.И., Гольдфарб Ю.И. Методика расчета и выявления балансовых подблоков в некондиционных выемочных участках месторождений полезных ископаемых. № 4. С. 31.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З. Возраст оруденения и некоторые особенности генезиса скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине. № 2. С. 30.

Строение рудных месторождений

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Сафьянников В.И., Антипин И.И., Яныгин Ю.Т. О природе индикаторных минералов кимберлитов в триасовых туфах Тунгусской синеклизы. № 6. С. 58.

Баклаев Я.П., Полтавец Ю.А., Каретин Ю.С. Прогнозирование новых скарново-магнетитовых месторождений на Северном и Среднем Урале. № 5. С. 50.

Болонин А.В. Редкие земли, иттрий, уран, торий и стронций в рудах Карасутского карбонатитового месторождения в Туве. № 6. С. 31.

Игнатов П.А., Лыгин А.Г., Малых Ю.Ф., Наумов С.С., Бастриков Ю.Л., Новиков Г.И., Фоменко А.Е., Мельников Е.К., Шариков П.И. Типы урановых концентратов Московской синеклизы. № 6. С. 51.

Илупин И.П., Каминский Ф.В., Гриффин У.Л. Обогащенные хромом амфиболы в кимберлитах Сибири. № 6. С. 63.

Чеквадзе В.Б., Исакович И.З., Милев С.А. Минералого-геохимические ореолы Наталкинского золоторудного месторождения. № 6. С. 43.

Геолого-экономическая оценка рудных месторождений

Воробьев В.И. Прогноз использования минерально-сырьевой базы тяжелых цветных металлов России: состояние и перспективы. № 3. С. 71.

Комплексное использование минерального сырья

Шабалин Л.И. Геолого-технологические типы титаномагнетитовых руд и перспективы их использования в России. № 2. С. 37.

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Воробьев А.Е., Чекушина Т.В. Извлечение золота методами физико-химической геотехнологии. № 4. С. 37.

Кеворкянц С.С., Прис Г.В., Пятницкий В.И. К теоретическому обоснованию метода и устрой-

ства для индукционного анализа металлоносности песчано-гравийных смесей. № 2. С. 49.

Крылова Г.С., Седельникова Г.В., Елисеев В.Н., Зеленев В.И., Королев Н.И., Барашнев Н.И. Влияние физических характеристик золотосодержащего сырья на параметры и режимы его переработки способом кучного выщелачивания. № 5. С. 60.

Куликов Д.А., Куликов А.А. Влияние крупности золота на определение действительных его содержаний в золото-кварцевой руде Ирокин-ского месторождения в Северном Прибайкалье. № 2. С. 57.

Кязимов Р.А. Совершенствование технологии переработки бедных, забалансовых колчеданно-полиметаллических руд. № 3. С. 83.

Романчук А.И., Ивановская В.П., Матевич Т.Н., Королев А.Б. Использование железомарганцевых образований для очистки промышленных растворов от тяжелых металлов. № 4. С. 34.

Хорев В.А. Буровзрывные работы при проходке поисковых и разведочных шурфов. № 3. С. 80.

Новости, информация

Кременецкий А.А., Головин А.А., Кубанцев И.А. 19-й Международный симпозиум по прикладной геохимии (Ванкувер, Канада). № 5. С. 68.

Саблуков С.М. 7-я Международная кимберлитовая конференция, ЮАР, г. Кейптаун, 12—17 апреля 1998 г. № 2. С. 65.

Старостин В.И. Десятые научные чтения имени академика В.И.Смирнова. № 5. С. 64.

Дискуссии

Егоров Д.Г. К вопросу о генезисе железорудной формации Кольского полуострова. № 4. С. 64.

Коньшев В.О. Возможная модель геологического развития Среднего Урала. № 4. С. 46.

Корытов Ф.Я. Рудогенез в нефтегазоносных бассейнах. № 4. С. 60.

Рецензии

Горжевский Д.И., Кудрявцева Н.Г., Полывяный И.Я. Новая книга о совместных исследованиях казахстанских и китайских геологов в Юго-Западном Алтае. № 4. С. 75.

Горжевский Д.И., Ручкин Г.В. О книге «Металлогения меди, цинка и свинца на Урале». № 3. С. 89.

Письма в редакцию

Контарь Е.С. Пути совершенствования прогнозно-металлогенического обеспечения государственных геологических карт нового поколения. № 4. С. 84.

Корытов Ф.Я. Уран и торий во флюоритах. № 5. С. 77.

Нарсеев В.А. Золото в Зимбабве. № 4. С. 81.

Памятные даты

Беспяев Х.А. Академик К.И.Сатпаев и минералогия Казахстана — к столетию со дня рождения. № 2. С. 70.

К 90-летию И.С.Рожкова

Баранников А.Г., Шуб И.З. Вклад И.С.Рожкова в изучение геологии уральских золото-платиновых россыпей. № 5. С. 12.

Избеков Э.Д. И.С.Рожков — реформатор изучения россыпей. № 5. С. 9.

Ненашев Н.И. И.С.Рожков как организатор науки. № 5. С. 6.

От главного редактора. № 5. С. 5.

Поздравляем с юбилеем

60 лет Р.А.Амосову. № 3. С. 93.

60 лет В.Г.Бернадскому. № 6. С. 69.

50 лет Ю.К.Голубеву. № 4. С. 90.

К семидесятилетию Е.А. Козловского. № 3. С. 91.

50 лет В.В. Кузнецову. № 3. С. 93.

60 лет В.И.Лобачу. № 6. С. 69.

70 лет А.Д.Петровскому. № 6. С. 68.

70 лет А.Ф.Постельникову. № 2. С. 69.

70 лет Б.И.Прокопчуку. № 4. С. 89.

70 лет В.В.Стефановичу. № 4. С. 90.

Памяти Г.П.Воляровича. № 4. С. 91.

Памяти А.Н.Еремеева. № 3. С. 94.

Памяти И.А.Шувальского. № 2. С. 75.

ИЗДАНИЯ ЦНИГРИ В 1998—1999 ГОДАХ

Зарубежная минерально-сырьевая база на рубеже веков — ретроспектива и прогнозы. Обзор-анализ. А.И.Кривцов. — М.: ЦНИГРИ, 1998, 116 с. (Министерство природных ресурсов РФ, ЦНИГРИ, МАМР)

Рассмотрены структура системы использования и воспроизводства МСБ, ее основные показатели и их взаимозависимости. Проанализированы соотношения МСБ топливно-энергетического сырья и твердых полезных ископаемых; металлоемкость и материалоемкость энергопроизводства. Выявлены основные тенденции добычи и воспроизводства МСБ ведущих полезных ископаемых за 1950—1995 гг.; сопоставлены различные варианты прогноза использования и развития МСБ до 2025 г. Приведен комплекс фактических и расчетных показателей, используемых для аналитических и прогнозных построений.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в сфере экономики минерально-сырьевых ресурсов, научных работников, предпринимателей, преподавателей вузов.

Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия. А.И.Кривцов, Б.И.Беневольский, С.С.Вартанян / Под ред. И.Ф.Мигачева. — М.: ЦНИГРИ, 1998, 96 с., 56 ил. (Министерство природных ресурсов РФ, ЦНИГРИ)

Изложены результаты ретроспективного анализа и прогнозируемых сценариев использования и развития минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов применительно к развитым и развивающимся странам и Российской Федерации с иллюстрацией обширным фактографическим материалом. Оценены достаточность — недостаточность исходных запасов и добычных мощностей для реализации различных сценариев; определены возможные сроки возникновения дефицита исходных запасов и производственных мощностей в условиях глобализации МСБ и возможных направлений миграции инвестиций. Проанализированы правовые и налоговые факторы, определяющие инвестиционную привлекательность различных стран для освоения и развития МСБ. Для РФ определены первоочередные приоритеты в воспроизводстве минерально-сырьевой базы и рассмотрены направления возможной либерализации налогового режима при освоении МСБ.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в сфере экономики минерально-сырьевых ресурсов, предпринимателей и преподавателей высшей школы.

Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений. М.М.Константинов, В.В.Аристов, М.Е.Вакин, Р.Ф.Данковцев, В.О.Конышев, Т.Н.Косовец, Н.П.Остроумова, В.К.Политов, Г.С.Симкин, С.Ф.Стружков, В.А.Изотенкова, Н.А.Фогельман, В.М.Яновский. — М.: ЦНИГРИ, 1998, 155 с., ил.

Обобщены данные по закономерностям размещения мировых гигантов: основные эпохи рудонакопления, взаимосвязи с процессами рифтогенеза и концентрациями углеводородов. Разработаны модели рудообразующих систем, включающие специфику рудоподготовительного этапа, разноуровневую генерацию рудо-

носных флюидов, факторы длительного концентрирования рудного вещества. Для 12 крупнейших золоторудных месторождений России проанализированы особенности геотектонической позиции, структурные и минералого-геохимические признаки, отличающие их от однотипных средних и мелких объектов. Разработаны прогнозные и поисково-оценочные критерии крупных золоторудных месторождений, включающие признаки потенциальной рудоносности палеоструктур, геологических формаций и предрудных фаций, особенности рудообразующего процесса и др.

Для широкого круга специалистов, занимающихся геологией рудных месторождений и металлогенией.

Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах.

Ю.И.Новожилов, А.М.Гаврилов / Под ред. Н.К.Курбанова. — М.: ЦНИГРИ, 1999, 175 с., 13 табл., 53 ил.

Рассмотрены золоторудные месторождения относительно малоизвестного и весьма перспективного типа с технологически упорным тонкодисперсным золотом, сосредоточенным в сульфидах. На примерах известных золотоносных провинций России и стран ближнего зарубежья показано положение этих месторождений в ряду других формаций, установлены закономерности их локализации. Разработана типизация промышленных золото-сульфидных месторождений, отражающая внутрiformационную изменчивость вещественного состава руд, влияющую на технологические свойства. Значительная часть работы посвящена описанию конкретных месторождений, представляющих наиболее хорошо изученные и крупные эталонные объекты выделенных промышленных типов. Рассмотрены их региональная позиция, особенности геологического строения и вещественного состава, формы нахождения золота, геохимические особенности оруденения. Обсуждены проблемы генезиса этих месторождений. Выявленные закономерности могут быть использованы в качестве критериев при поисках и оценке прожилково-вкрапленных золото-сульфидных месторождений.

Для специалистов научных и производственных организаций, а также для студентов.

Металлогения андезитовидных вулкано-плутонических поясов.

А.И.Кривцов. — М.: ЦНИГРИ, 1999, 268 с.

Описаны строение, геологическое и металлогеническое развитие разновозрастных вулкано-плутонических поясов Китая, Монголии и Урала. Охарактеризованы основные типы рудных месторождений, проанализированы закономерности их размещения, рассмотрены вопросы металлогенического районирования и типизации металлогенических зон.

Для специалистов в области геологического и металлогенического картографирования, изучения и прогноза рудных месторождений, преподавателей, аспирантов и студентов высших учебных заведений.

Заказы на книги направляйте по адресу:

113545, Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ.

Телефон 315-43-47, факс (095) 313-18-18.

ХII МЕЖДУНАРОДНОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ГЕОЛОГИИ РОССЫПЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

**Природные и техногенные россыпи и месторождения
кор выветривания на рубеже тысячелетий**

Москва, 25–29 сентября 2000 г.

Организаторы

Российская академия наук,
Министерство природных ресурсов Российской Федерации,
Национальная академия наук Украины,
Государственный комитет Украины по геологии и использованию недр,
Союз старательских артелей России,
Международная ассоциация по изучению четвертичного периода (ИНКВА)

Тематика совещания

- Новые генетические, возрастные, минеральные и промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания.
- Минералогия и геохимия россыпей и месторождений кор выветривания – применение прецизионных методов изучения вещества.
- Месторождения мелкого и тонкого золота в россыпях и корях выветривания.
- Новые технологии прогнозирования, поисков, разведки, оценки отработки и обогащения россыпей.
- Геолого-экономическая оценка россыпей, особенности условий лицензирования.
- Информационные технологии при изучении и оценке россыпей, геоинформационные системы.
- Процессы современного рудообразования в техногенных месторождениях.
- Роль россыпей и месторождений кор выветривания в добыче минерального сырья – перспективы XXI века.
- Развитие научных идей и выдающиеся личности в геологии россыпей и кор выветривания. Научные школы и учебные программы.

Выездные экскурсии и семинары

Предконгрессные:

1. Однодневный семинар «Континентальные перерывы, коры выветривания и россыпи» (г. Воронеж). Геологическая экскурсия на Павловский ГОК и месторождения КМА. 4 дня.
2. Полевая экскурсия на россыпи и золотоносные коры выветривания Зауральского пенепплена, посещение Ильменского заповедника. 5 дней.
3. Полевая экскурсия на золотоносные песчано-гравийные смеси Северного Кавказа и Бешпагирское титан-циркониевое месторождение (Ставропольский край). 4–5 дней.

Послеконгрессные:

Одно-двухдневный семинар «Человеческая деятельность и минерально-сырьевая база» (г. Судак, Крым), геологические экскурсии по Крыму, посещение Малышевского титан-циркониевого месторождения. 5–6 дней.

Заявки направлять в Оргкомитет совещания по адресу:

109017 Москва, Ж-17, Старомонетный, 35, ИГЕМ РАН,
ученому секретарю, д-ру геол.-минер. наук Патык-Кара Наталии Георгиевне.
Тел. 7 (095) 230-8427, факс 7 (095) 230-2179, e-mail rkv2000@igem.ru
Текущая информация по совещанию будет публиковаться в ИНТЕРНЕТЕ по адресу:
<http://www.igem.ru/symp/rkv2000/>

ВНИМАНИЕ!

В ДЕКАБРЕ 1999 Г. В МОСКВЕ В ИГЕМ РАН ПРОЙДЕТ ЗАСЕДАНИЕ, ПОСВЯЩЕННОЕ
40-ЛЕТИЮ СЕКЦИИ РОССЫПЕЙ СОВЕТА ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАН
(1959–1999 ГГ.)

В программе: выступление академика Н.А. Шило, доклады ведущих ученых и молодых сотрудников ИГЕМ, ЦНИГРИ и др., дружеский ужин.

ПРИГЛАШАЕМ ПРИНЯТЬ УЧАСТИЕ!

Контактные телефоны:

(095) 315-2756 Матвеева Елена Вениаминовна,
(095) 230-8427 Шевелев Андрей Георгиевич.