

1-4 212

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/1996

ISSN 0869-5997



ADAM SMITH INSTITUTE

Первая Международная Конференция
"ДОБЫЧА И ПРОИЗВОДСТВО ЗОЛОТА И БРИЛЛИАНТОВ В СТРАНАХ СНГ".
27-28 ноября 1996 г., Лондон, Отель Le Meridien

Страны бывшего Советского Союза находятся в числе крупнейших стран-производителей драгоценных металлов и камней. С момента распада Союза в 1991 году, многие западные специалисты рассматривают данный регион как наиболее важный растущий рынок. За последние несколько лет в странах СНГ произошли кардинальные изменения - существенное возрастание притока инвестиций и активизация деятельности, особенно в секторе добычи золота, при постоянной стабилизации финансового и законодательного режимов. Успех таких проектов, как "Зарафшан - Ньюмонт" в Узбекистане и "Нельсон Голд" в Таджикистане, свидетельствует о том, что учреждение совместных предприятий на территории бывшего Советского Союза имеет огромный потенциал.

Сегодня на территории стран СНГ существует редкая возможность для совмещения потребностей отечественных золото- и алмазопромышленников с нуждами представителей западных компаний, работающих в секторе драгоценных металлов и камней. Сектор СНГ нуждается в притоке капитала и модернизации технологии в то время, как западные компании постоянно ищут возможность для расширения поля деятельности и пополнения своих резервов.

Цель данного форума - помочь делегатам оценить потенциал, существующий на территории бывшего Советского Союза, и обеспечить его реализацию путем предоставления полной информации о финансовом, техническом и оперативном состоянии отрасли драгоценных металлов и камней в странах СНГ. В том случае, если потребности стран СНГ и Запада будут удачно совмещены и потенциал региона будет по достоинству оценен, страны СНГ станут одним из основных производителей золота и бриллиантов до окончания XX века.

На сегодняшний день свое участие в конференции подтвердили: Центральный Банк России; г-н Е. Бычков, Ассоциация российских бриллиантов; г-н В. Генералов, РАО "Норильский Никель"; г-н С. Акылбеков, геологический институт, Казахстан; г-н Д. Сарыйгулов, "КыргызАлтын", Кыргызстан; Комитет по драгоценным металлам, Таджикистан. Западная сторона такими компаниями, как EBRD; Zoloto-Mining; Russian-American Investment Corporation; Zarafshan-Newmont. Представители западных компаний предложат к обсуждению важнейшие вопросы, затрагивающие финансовые и законодательные аспекты промышленности. Наиболее интересным моментом конференции с точки зрения участников будут заседания, в течение которых будет рассматриваться работа таких западных компаний, как Nelson Gold Corporation, Archangel Diamond Corporation, Ubelex Deam и др. на практических примерах.

Параллельные дискуссии за круглым столом, предоставят делегатам возможность для обсуждения с представителями государственных органов и учреждений, а также с руководителями производителей золота и алмазов стран СНГ, включая Среднеазиатские республики, для того, чтобы в неофициальной обстановке обсудить интересные их вопросы, с учетом особенностей отдельно взятых регионов.

Для получения дальнейшей информации, пожалуйста,
обращайтесь к Регине Кларк по адресу:
Институт Адама Смита, 11-13 Charterhouse Buildings, London, EC1M 6AD

CONFERENCE DIVISION: 11-13 CHARTERHOUSE BUILDINGS, LONDON, EC1M 6AD

TEL: +44 (0) 171 490 3774 • FAX: +44 (0) 171 490 8932 • E MAIL: 100451.3122@compuserve.com

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

5/1996

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

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

1-й экз.

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА ЦНИГРИ

Учредитель

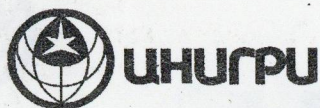
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)

Издается при участии

Международной Академии минеральных ресурсов,

фонда им. академика В. И. Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1996



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ КАРТА РОССИИ МАСШТАБА 1:5 000 000

Составлена и подготовлена к изданию структурно-формационная карта России м-ба 1:5 000 000. Карта входит в единый комплект карт того же масштаба, включающий серию геофизических, геохимических и геоэкологических карт. Структурно-формационная карта отличается от всех изданных мелкомасштабных карт совмещением данных по структурно-геодинамической обстановке становления комплексов геологических формаций и их рудоносности с учетом связи рудных и соответствующих геологических формационных комплексов.

Карта сопровождается двумя врезками м-ба 1:30000, отражающими тектоническое и металлогеническое районирование России.

Карта может быть использована для геохимического и металлогенического районирования территории России, позволяя исследовать зональность вертикальных и латеральных рядов геологических и рудных формаций, эволюцию рудовмещающих структур. Карта может служить основой для мелкомасштабного прогноза рудных месторождений разных типов, в т.ч. цветных, благородных, редких и других металлов.

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

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Научно-методические основы и практика рудноформационного анализа

Scientific and Methodological Fundamentals and Practice of Ore-Assemblage-Based Analysis

Горжевский Д. И.
История возникновения и современное использование понятия «рудные формации»

5

Gorzhevsky D. I.
History and Present-day Use of the Concept «Ore Assemblage»

Контарь Е. С.
Латеральные и вертикальные ряды месторождений черных и цветных металлов в геологической истории Урала

10

Kontar' Ye. S.
Lateral and Vertical Series of Base and Ferrous Metals in the Geological History of the Urals

Кудрин В. С., Архангельская В. В.,
Эпштейн Е. М.
Особенности рудноформационного анализа месторождений литофильных редких металлов

18

Kudrin V. S., Arkhangel'skaya V. V.,
Epshtein Ye. M.
Specific Features of Ore-assemblage-based Analysis of Endogenic Lithophylic Rare Metal Deposits

Кудрявцев Ю. К.
Ряды и сочетания рудных формаций палеозойских медно-порфировых провинций

26

Kudryavtsev Yu. K.
Families and Combinations of Ore Assemblages in Paleozoic Porphyry Copper Provinces

Лутков Р. И., Соловьев Г. А., Ведяева
И. В.
Принципы рудноформационного анализа разноранговых геоструктур (на примере Урала)

35

Lutkov R. I., Solovyev G. A., Vedyayeva I. V.
Principles of Ore-assemblage-based Analysis of Different-rank Geostuctures (History Case: the Urals)

Павловский А. Б., Маршукова Н. К.,
Бурова Т. А.
Рудноформационный анализ и новые типы оловянного оруденения

43

Pavlovsky A. B., Marshukova N. K.,
Burova T. A.
Ore-assemblage-based Analysis and New Types of Tin Ore Mineralization

Рахматуллаев Х. Р., Терлецкий О. Г.,
Абдурахманов А. А., Мирусманов
М. А., Казакбаева С. М.
Семейство рудных формаций герцинской тектоно-магматической активизации территории Узбекистана (Западный Тянь-Шань)

50

Rakhmatullaev Kh. R., Terletsky O. G.,
Abdurakhmanov A. A., Mirusmanov M. A., Kazakbaeva S. M.
A Family of Ore Assemblages Related to Hercynian Tectono-magmatic Activation of Some Areas in Uzbekistan (West Tien Shan)

Сидоров А. А., Томсон И. Н.
Место крупных месторождений в рядах рудных формаций

56

Sidorov A. A., Tomson I. N.
The Role of Large Deposits in Ore Assemblage Families

Фогельман Н. А.
Базовые формации или геолого-генетические модели?

63

Fogel'man N. A.
Basic Assemblages or Geological-genetic Models?

Хроника

73

Chronicle

Поздравляем с шестидесятилетием

75

Congratulations

**В этом номере журнала
публикуются доклады
симпозиума
"РУДНОФОРМАЦИОННЫЙ
АНАЛИЗ. СОСТОЯНИЕ И
ПЕРСПЕКТИВЫ"
(ЦНИГРИ 5–6 февраля 1996 г.).**

**Часть докладов, отобранных для
публикации, будут помещены в
последующих номерах журнала.**

НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ПРАКТИКА РУДНОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА



УДК 553.2(092)

© Д. И. Горжевский, 1996

ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОНЯТИЯ «РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ»

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Обсуждаются концептуальные и исторические аспекты учения о рудных формациях. Главное внимание уделено проблеме взаимоотношений геологических и рудных формаций и рядам рудных формаций. Перспективы дальнейшего развития рудноформационного анализа для региональной металлогении — в конкретизации представлений о рядах рудных формаций, а для локальных прогнозов — в разработке методов геофациального анализа осадочных и магматических пород.

Термин «рудная формация» был введен в 1849 году А.Брейтгауптом и позднее использовался А.Гродеком в 1880 г. и Штельцнер-Беком в 1901 г. Однако под этим термином они понимали эмпирически наблюдаемые, устойчивые минеральные парагенезисы эндогенных рудных месторождений. Позже, в работах Ф.Ю.Левинсон-Лесинга (1911), Н.И.Богдановича (1912), В.А.Обручева (1928) и М.А.Усова (1931) обращалось внимание на взаимосвязь различных типов минеральных ассоциаций с составом вмещающих пород и ассоциирующими магматическими образованиями. Однако основателями понятия о рудных формациях, близкого к современному, следует считать С.С.Смирнова, Ю.А.Билибина и Н.С.Шатского. С.С.Смирнов еще в 1937 г. на примере оловорудных месторождений убедительно показал взаимосвязь минерального состава оловянных руд с определенными типами магматических комплексов, а также с окорудными изменениями вмещающих пород и их составом и на этом основании выделил касситерит-кварцевую и касситерит-сульфидную формации оловорудных месторождений. Под рудной формацией, по С.С.Смирнову, следует понимать ряд месторождений полезных ископаемых с близкими минеральными ассоциациями, сформированных в сходных геологических обстановках независимо от возраста оруденения.

Ю.А.Билибин [1] широко использовал

понятие о рудных формациях для эндогенных месторождений. Под рудной формацией (рудным комплексом) он понимал естественные группы рудных месторождений, объединенные сходными парагенетическими ассоциациями минералов, близкой тектоно-магматической обстановкой и генетическими связями со сходными породами, близкими пределами температур и глубин рудообразования и сходными промышленными характеристиками. Н.С.Шатский [12, 13] разработал понятие о специализированных на определенные полезные ископаемые геологических формациях (на примере фосфоритоносных и марганцевоносных осадочных формаций).

Таким образом, понятие о рудных и геологических формациях обязано своим развитием, главным образом, исследованиям отечественных ученых. В шестидесятых и семидесятых годах нашего столетия теоретическим вопросам о рудных формациях различных полезных ископаемых посвящено уже большое количество работ Е.Е.Захарова, Р.М.Константинова, В.А.Кузнецова, И.Г.Магакьяна, Д.И.Горжевского и В.Н.Козеренко, В.С.Домарева, В.С.Кормилицына, Е.А.Радкевич, Д.В.Рундквиста, В.И.Смирнова, Н.А.Строны, Г.А.Твалчрелидзе, Ф.Н.Шахова, А.Д.Щеглова и др. Наиболее важное значение в этот период имели публикации Р.М.Константинова и В.А.Кузнецова, в которых было уточнено понятие о рудных формациях, дана их систематика,

выделены ряды рудных формаций и предложена методика рудноформационного анализа.

В восьмидесятых годах важные исследования в области рудноформационного анализа были выполнены М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевским, А.И.Кривцовым, М.М.Константиновым, В.А.Кузнецовым, В.И.Смирновым, Е.И.Филатовым и Е.П.Шираем, Н.А.Фогельман и др. В 1983 г. вышел справочник «Рудные и рудоносные формации», в 1984 г. — справочник «Основные типы рудных формаций», в 1986 г. — «Рудные формации» Д.И.Горжевского и И.Т.Макеевой, а в 1988 г. — книга «Формационный анализ рудных месторождений» Е.И.Филатова и Е.П.Ширая.

С нашей точки зрения, наиболее важными проблемами в области изучения рудных формаций являются:

- количественное значение тех или иных минералов в составе минеральных ассоциаций руд;

- соотношение геологических и рудных формаций;

- соотношение генетической и формационной систематики месторождений полезных ископаемых;

- ряды рудных формаций.

Выделение минеральных ассоциаций, на которых основаны рудные формации, должно осуществляться с учетом количественного содержания тех или иных минералов в этих ассоциациях. Одним из первых на это обратил внимание Р.М.Константинов [3], который предложил методику определения количественной роли минералов путем макро- и микроскопического исследования образцов и шлифов. Позже Д.И.Горжевским и В.Н.Козеренко (1986) была предложена методика определения количественной роли минералов для некоторых типов рудных месторождений путем пересчета химических анализов рядовых и объединенных проб, а также с помощью рационального анализа проб, который осуществляется при изучении технологических свойств руд. В дальнейшем значение количественной роли металлов в руде было подчеркнуто А.И.Кривцовым [5], М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевским, М.М.Константиновым и другими авторами [2].

Минералы переменного состава, такие как карбонаты, блеклые руды и т.д., также долж-

ны быть конкретизированы в количественном выражении. То же относится к магматическим формациям, в которых должна быть определена количественная роль кислых, средних и основных пород и соотношений Са, Mg, K, Na, Fe и других элементов. Несмотря на кажущуюся простоту этого вопроса, многочисленные разногласия по вопросу названия и номенклатуры рудных формаций обусловлены отсутствием количественных параметров.

Проблема взаимоотношений рудных и геологических формаций впервые была поставлена Н.С.Шатским для фосфоритовых и марганцевых осадочных формаций. Применительно к эндогенным месторождениям группировка генетических взаимоотношений рудных и геологических формаций была предложена Д.В.Рундквистом [9] в 1978 г. Крупный вклад в эту проблему был сделан А.И.Кривцовым в 1984—1985 и 1989 гг., а также Г.Н.Щербой и Т.М.Лаумулиным [15], которые обосновали выделение рудовмещающих, рудогенерирующих и рудообразующих типов геологических формаций. Представляется, что проблема взаимоотношений геологических и рудных формаций является ключевой в рудноформационном анализе, имеет важнейшее теоретическое и практическое значение, заслуживает дальнейших исследований и еще далека от решения.

Вопрос о соотношении рудноформационной и генетической классификации месторождений полезных ископаемых до сих пор вызывает дискуссию. Некоторые исследователи (Н.В.Петровская и др.) считают рудную формацию основной классификационной единицей общей генетической систематики месторождений полезных ископаемых. Другие (И.Г.Магакьян, В.А.Кузнецов и др. [6—8]) делали попытки рассматривать рудные формации как составные части генетических групп месторождений. Однако В.А.Кузнецов позднее отмечал, что генетические построения не средство, а цель рудноформационного анализа. Р.М.Константинов подчеркивал, что понятие о рудной формации, в противоположность генетическим представлениям, должно вытекать из непосредственных наблюдений и обобщений фактического материала.

Н.С.Шатский отмечал, что до сих пор в большинстве случаев генезис минеральных

месторождений не имеет однозначного истолкования; ни одна из гипотез происхождения даже такого хорошо изученного полезного ископаемого, как нефть, не дала прочных основ для прогноза нефтяных районов и месторождений. Наоборот, даже слабо разработанные тектонические и, следовательно, формационные построения послужили основанием для открытия крупных нефтеносных областей и месторождений. По мнению Н.С.Шатского, решение общей проблемы о законах размещения минеральных месторождений нельзя основывать только на анализе общих генетических гипотез возникновения месторождений полезных ископаемых. В то же время из этого не следует, что мы не должны интересоваться данными об их происхождении; можно думать, что исследование связей минеральных месторождений с тектоникой вообще и изучение геологических и минеральных формаций приведет к важным выводам в области генезиса рудных и нерудных полезных ископаемых.

В.С.Кормилицын, П.А.Строна и П.М.Татаринов [4] отметили, что формационная классификация не должна подменять собой генетическую. Обе они имеют право на самостоятельное развитие. Генетическая классификация фиксирует физико-химическую обстановку периода формирования месторождений (глубину, давление, температуру, состав рудоносных растворов и т.д.); формационная классификация включает более широкий круг явлений и отражает исторические взаимосвязи групп месторождений с тектоникой, литогенезом и магматизмом.

Особое место в проблеме рудных формаций занимают ряды рудных формаций. Этот термин трактуется по-разному. В работах И.Г.Магакьяна, В.А.Кузнецова, Д.И.Горжевского и В.Н.Козеренко он использовался как классификационная категория в систематике рудных месторождений. В ином, по существу в генетическом, смысле его употребляли Ю.А.Билибин, Р.М.Константинов, а также Д.В.Рундквист. Ю.А.Билибин в 1959 г. выделил ряд золоторудных месторождений, связанных с мондонитовой и эскситовой магматическими формациями и считал признаком, объединяющим их, развитие в одинаковой тектоно-магматической обстановке.

Однако наиболее важный вклад в изучение рядов рудных формаций внес Р.М.Кон-

стантинов совместно с И.Н.Томсоном. На примере оловянных и вольфрамовых месторождений Дальнего Востока, Забайкалья и других рудных районов Р.М.Константинов убедительно показал существование рядов рудных формаций. Исследование этих рядов рассматривалось им как метод сравнительного изучения месторождений различных рудных формаций, применяемый независимо от места нахождения и геологического возраста и позволяющий выявить геологические факторы, влияющие на изменение минерального состава рудных формаций. Сущность данного метода заключается в разделении минерального состава руд на различные группы минералов. При этом особое важное значение имеют так называемые переходные минералы, которые в месторождениях определенной рудной формации не связаны с влиянием вмещающих пород. В оловорудных месторождениях касситерит-кварцевой формации к минералам переходной группы Р.М.Константинов относит вольфрамит и шеелит, которые обуславливают переход касситерит-кварцевой формации к сложной касситерит-вольфрамит-кварцевой, а увеличение количества сульфидов, турмалина и хлорита — к касситерит-сульфидной.

По нашему мнению, аналогичный ряд формаций образуют месторождения колчеданного семейства, которые залегают в осадочно-вулканических породах. Роль переходного минерала играет здесь сфалерит. Увеличение содержания этого минерала обуславливает переход серно-колчеданных месторождений к медным месторождениям кипрского, а затем уральского типа. В месторождениях алтайского типа в рудах появляется галенит, количество которого нередко больше, чем количество халькопирита. Таким образом, осуществляется переход от медных месторождений кипрского типа к медно-цинковым, а затем к медно-свинцово-цинковым, что связано с изменением состава рудоносных вулканитов.

Изучение поведения группы «переходных минералов» позволяет в пределах одной металлогенической провинции, установить серию месторождений, в которых меняются количественные соотношения рудообразующих минералов. Важное значение имеет прогнозирование определенных типов руд-

ных месторождений в других провинциях, по аналогии со сходной провинцией, где уже установлен ряд близких рудных формаций.

Изучение рядов рудных формаций позволяет ввести определенную систему в анализ состава руд месторождений и путем сравнения геологических условий их формирования выявить факторы, которые влияли на изменение минерального состава руд.

Р.М.Константинов выделил два типа рядов рудных формаций: вертикальный, обусловленный изменением состава минеральных ассоциаций, возникших в разные стадии минерализации, и латеральный, в пределах которого переход одной рудной формации в другую происходит путем изменения состава устойчивой минеральной ассоциации, образовавшейся в одну и ту же стадию минерализации, но в участках с иным геологическим строением и составом вмещающих пород.

Однако последующие исследования заставили в большинстве случаев отказаться от широкого использования понятия «вертикальный ряд рудных формаций». Хорошо изученную на многих месторождениях вертикальную минеральную зональность, обусловленную сменой минеральных ассоциаций, едва ли следует рассматривать как ряд именно рудных формаций. Едва ли рационально выделять на одном конкретном месторождении несколько рудных формаций. Здесь, по всей вероятности, мы имеем дело с рядом минеральных ассоциаций, относящихся к единой формации. Этот вывод впервые сделан А.Д.Щегловым [14], который все минеральные ассоциации Джидинского вольфрамового месторождения справедливо отнес к единой рудной формации, несмотря на то, что молибден-вольфрамовое оруденение образовано в несколько стадий минерализации — от пегматитовой до стадии образования халцедоновых жил с ферберитом. Однако ведущее значение имеет среднетемпературная вольфрам-сульфидно-кварцевая стадия, определяющая «лицо» месторождения.

Что касается латерального или точнее, латерально-вертикального ряда Р.М.Константинова, то его действительно следует рассматривать как ряд рудных формаций, на состав которых, вероятно, оказывают существенное влияние следующие факторы:

геотектонический режим отдельных частей структурно-формационных зон;

состав и петрохимические особенности магматических пород, с которыми ассоциирует оруденение;

формационные и фациальные особенности осадочных пород, вмещающих оруденение;

степень и тип катагенеза и метаморфизма пород;

характер и интенсивность околорудного метасоматоза;

состав, глубина залегания и строение фундамента структурно-формационных зон.

За последние 20—30 лет проблема рудных формаций, их рядов и взаимоотношений рудных и геологических формаций превратилась в мощный метод прогноза и поисков полезных ископаемых — рудноформационный анализ, обладающий своими специфическими методиками и высокими предсказательными способностями.

Сравнительно недавно, благодаря работам А.А.Сидорова и И.Н.Томсона [10, 11], появилось понятие о так называемых базовых формациях, сущность которого заключается в выделении некоторых рудных формаций, из которых возникают другие. Следует согласиться с авторами, что многие рудные месторождения жильного типа действительно являются производными более крупных полихронных и, возможно, даже полигенных месторождений. Однако, с нашей точки зрения, это понятие в целом является излишним. Так, в качестве базовых формаций золоторудных месторождений [10], автор выделяет следующие: золото-сульфидную, золото-пиритовую, колчеданную, медно-порфировую, олово-серебро-порфировую, хромитовую, медно-никелевую, полиэлементную, углеродистую, железистых кварцитов; для свинцово-цинковых — стратиформную, колчеданную, скарноидную, т.е. к базовым формациям отнесены все известные главные рудные формации того или иного полезного ископаемого.

Другой недостаток выделения базовых рудных формаций заключается в том, что это понятие недостаточно учитывает геологическую обстановку. Именно по этой причине в единую колчеданную формацию попали стратиформные залежи в осадочных формациях типа Холодинского и Филизчая и месторождения в вулканогенно-осадочных породах типа Рудного Алтая и Куроко.

Кроме того, известны жильные месторождения свинцово-цинковых руд никак не связанные с так называемыми базовыми формациями. В качестве примера можно упомянуть жильные месторождения Садонского рудного района, месторождение Кер-д'Ален в США и др.

Рудноформационный анализ как метод прогноза новых месторождений полезных ископаемых требует дальнейшего развития. Одно из его возможных направлений — это ряды рудных формаций, другое можно назвать фациальным. В этом случае геологические формации следует разделять на фациальные группы пород. Например, в случае прогноза стратиформных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в известково-доломитовых формациях, многими исследователями отмечено, что месторождения локализуются в рифовых фациях, расположенных в определенных структурных зонах. Эти зоны часто бывают приурочены к крупным разломам, которые служат, во-первых, путями выделения из недр углекислоты, углеводородов и азота, а во-вторых, путями выделения рудных веществ. Углеводородными и азотистыми соединениями питаются рифообразующие организмы, а пористость рифовых образований является важным фактором для осаждения рудных минералов из растворов.

Другим примером использования фациального анализа при прогнозе свинцово-цинковых месторождений могут быть представления ряда исследователей о парагенетической связи многих свинцово-цинковых месторождений Рудного Алтая с так называемыми флюид-порфирами или газонасыщенными вулканитами. Эта проблема подробно рассмотрена Г.Ф.Яковлевым и Е.Б.Яковлевой [16]. По их данным, среди девонских вулканогенных пород Рудного Алтая, следует выделять породы флюид-порфинового комплекса. Эти породы отличаются более слабой степенью альбитизации и повышенным содержанием калия, обилием летучих соединений (CO_2 , HCl , HF , H_2O , B_2O_3 , P_2O_5 и др.) и характерными полосчатыми, флюидалными и брекчиевидными текстурами. По данным этих авторов, а также ряда других исследователей, с массивами и залежами таких пород ассоциирует часть полиметаллических месторож-

дений Рудного Алтая. По всей вероятности, флюид-порфировые породы, формирующиеся из самостоятельных магматических очагов, можно рассматривать как особый петрогенетический тип риолитов Рудного Алтая, имеющий определенное значение в качестве поискового критерия.

Таким образом, одним из возможных путей дальнейшего развития рудноформационного анализа при изучении рудных районов и рудных полей можно считать выделение в пределах геологических формаций фациальных типов осадочных и магматогенных пород. Возможно, правильное было бы в этом случае рудноформационный метод называть рудноформационно-фациальным.

Таким образом, можно констатировать, что рудноформационный анализ, созданный школами отечественных геологов, еще далеко не исчерпал своих возможностей в области как теоретической, так и практической геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. — М.: Госгеолтехиздат, 1955.
2. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Константинов М.М., Кривцов А.И. и др. Основы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов / Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIV. — М.: Наука, 1985.
3. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М.: Наука, 1973.
4. Кормилицын В.С., Строна П.А., Татаринов П.М. Общие принципы систематики месторождений на формационной основе / Проблемы региональной металлогении // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 191. 1973. С. 186—208.
5. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
6. Кузнецов В.А. Генетические ряды и серии рудных месторождений. / Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. — Ташкент, 1975. С. 6—15.
7. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования // Геология и геофизика. 1972. № 5. С. 3—10.
8. Магакьян И.Г. Главнейшие промышленные семейства и типы руд. ЗВМО, 1960. Сер. 2. Вып. 4. С. 241—247.
9. Рундквист Д.В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях / Критерии прогнозной оценки территорий и твердые полезные ископаемые. — Л.: Недра, 1978. С. 15—37.

10. Сидоров А.А. О рудноформационном анализе золотых и золотосодержащих месторождений // Геология рудных месторождений. 1992. № 6. С. 70—79.
11. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 97—102.
12. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Тр. совещания по осадочным породам. — М.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 7—100.
13. Шатский Н.С. Геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 11. С. 9—18.
14. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. — М.: Недра, 1976.
15. Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М. Геологические и рудные формации (соотношение, связи, эволюция) // Металлогенические проблемы Средней Азии. — Ташкент, 1982. С. 12—32.
16. Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б. Рудоносные флюид-порфиновые комплексы Юго-Западного Алтая // Вестник МГУ. Сер. Геология. 1973. № 2. С. 72—82.

Gorzhevsky D. I.

HISTORY AND PRESENT-DAY USE OF THE CONCEPT <ORE ASSEMBLAGE>

Conceptual and historical aspects of the doctrine on ore assemblages are discussed. The main concern is given to the problem of interrelations between geological formations and ore and to the issues of ore-assemblage series and families. Further development of the ore-assemblage-based analysis for regional metallogeny is expected to consist in giving more concrete expression to the concepts of ore-assemblage series and families, and for local prediction problems — in developing advanced techniques of geofacial analysis for sedimentary and igneous rocks.

УДК [553.3 + 553.43/48] (470.5)

© Е. С. Контарь, 1996

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

Е. С. КОНТАРЬ (Уралгеолком)

Показано, что месторождения цветных (медь, цинк, свинец, бокситы) и черных (железо, титан, хром, марганец) металлов различных рудноформационных типов от архея до перми связаны с определенными этапами тектоно-магматического (тектоно-седиментационного) развития региона. Некоторые типы месторождений возникали только один раз, другие — неоднократно. Хронологическое распределение месторождений различных рудноформационных типов коррелируется с общемировыми тенденциями их размещения.

Уральский подвижный пояс образован тремя крупными структурными элементами, тесно взаимоувязанными в своем развитии и отвечающими металлогеническим провинциям [1, 3]. В направлении с запада на восток к ним относятся: восточная окраина Восточно-Европейской платформы, Уральская геосинклинальная система, Валерьяновский вул-

кано-плутонический пояс. Каждой из этих металлогенических провинций соответствуют специфические месторождения цветных и черных металлов и их ряды, образованные на определенных этапах тектоно-магматического (тектоно-седиментационного) развития.

Наиболее ранними проявлениями руд-

ной минерализации на Урале являются архейские железистые кварциты (месторождения Радостное, Магнитный ключ, Куватальское и др.). Они расположены среди метаморфитов (двупироксеновые гнейсы, разнообразные метабазиты и метавулканиты) Тараташского выступа, который рассматривается как фрагмент щита Восточно-Европейской платформы. Блоки архейского фундамента находятся также и в пределах срединных массивов внутри Уральской геосинклинальной системы. Петрогеохимическое изучение некоторых метабазитов показало, что они сопоставимы с континентальными толеитами [6, 9].

Наиболее ранние проявления сульфидного (в том числе с магнетитом и гематитом) оруденения приурочены к глубоко метаморфизованным гнейсо-амфиболитовым образованиям нижнего протерозоя. Блоки пород этого возраста расположены как на окраине платформы (Уфалейский, Кожимский), так и в пределах срединных массивов внутри Уральской геосинклинальной системы (Харбейский, Салдинский, Сысертско-Ильменогорский, Челябинско-Суундукский, Адамовско-Мугоджарский и др.). Первичная природа нижнепротерозойских метаморфитов реконструируется [5, 9 и др.] следующим образом. Амфиболиты отвечают по составу спилитизированным толеитовым базальтам, гнейсы — вулканитам среднего и кислого состава; кварцитам — породы типа фтанитов. Эти данные могут свидетельствовать о том, что блоки, образованные нижнепротерозойскими метаморфитами, представляют собой фрагменты древнего зеленокаменного пояса. Проявления сульфидного (и окисносulfидного) оруденения, имеющего стратиформный характер, в этом случае могут рассматриваться как колчеданные.

Судя по расположенным среди нижнепротерозойских образований блокам пород архея, можно допустить, что зеленокаменный пояс Урала сформирован на раздробленной примитивной континентальной коре. Раннерифейские отложения в пределах нижнепротерозойских выступов не известны. Вероятно, в это время Уральский зеленокаменный пояс был кратонизирован, спаян с блоками архея и вместе с ним по отношению к более поздним образованиям

представлял собой платформенный субстрат. Рифейскому времени отвечают тектоно-магматические обстановки двух типов, обеспечившие соответствующее рудообразование.

Одна из них, распространенная на большей части Урала, это — обстановка формирования осадочного платформенного чехла и синхронных магматических формаций. В этих условиях образована значительная группа месторождений различных рудно-формационных типов. К терригенно-карбонатным (терригенно-известняково-доломитовым) формациям приурочены стратиформные месторождения магнетитов (Саткинское), сидеритов (Бакальское), свинцово-цинковых руд (Кужинское, Кувагинская, Медведевская группы месторождений и др.). Магматическим формациям, пространственно, структурно и стратиграфически сопряженным с породами осадочного чехла, свойственны месторождения следующих рудноформационных типов.

Базитовые члены формации расслоенных габбро-гранитных интрузий содержат ильменит-титаномagnetитовые руды Маюровского и Кусинско-Копанской группы месторождений. Высокоглиноземистые хромиты с платиноидами Сарановского месторождения обязаны своим образованием формации расслоенных перидотит-пироксенитовых интрузий, близких [16] платформенным массивам бушвельдского типа. К проявлениям платформенной металлогении, с точки зрения автора, принадлежат также титаномagnetитовые иногда с апатитом руды, связанные с зональными расслоенными массивами Платиноносного пояса (Качканарское, Гусевогорское). В случае наложения на такие объекты сульфидного оруденения, сопряженного с более поздним колчеданообразованием, формируются полигенные месторождения типа Волковского и Суоямского, также содержащие небольшие количества платиноидов.

Другой тип тектоно-магматических обстановок рифейского времени отвечает геосинклинальным условиям. Ранним стадиям геосинклинального развития свойственна метаофиолитовая ассоциация с небольшими серно-медноколчеданными (с повышенным содержанием кобальта) месторождениями, близкими кипрскому типу (Северо- и Юж-

но-Юлукское, Гумеровское, Карасьевское и др.). Дифференцированная базальт-риолитовая ассоциация обеспечивает образование колчеданно-полиметаллических проявлений, сопоставимых с объектами рудноалтайского типа (Тышор-Монтолорское рудное поле на Полярном Урале). На флангах колчеданных проявлений залегают тела силикатно-марганцевых руд (гондитов). На поздних стадиях геосинклинального развития происходило накопление вулканитов базальт-андезитобазальтовой формации с комагматическими малыми телами габбро-диоритов и диоритов. С последними связано появление первых в геологической истории Урала проявлений медно-порфировых руд (месторождение Лекын-Тальбей и др.).

В венде—раннем кембрии рифейская геосинклиналь Полярного Урала пережила орогенный этап развития с накоплением красноцветной молассы, риолитов и гранит-порфиров, содержащих жильные медно-свинцово-цинковые рудопроявления.

Конец кембрия—начало ордовика ознаменовались крупными тектоно-магматическими событиями, приведшими к важным металлогеническим последствиям — это время заложения Уральской палеозойской эвгеосинклинали. Она состоит из сложно сопряженных палеовулканических поясов и внутригеосинклинальных срединных массивов.

Палеовулканические пояса характеризуются одновременным заложением и одновременной стабилизацией, но обладают принципиально сходным характером развития и металлогении. Это обстоятельство обуславливает повторяемость в геологической истории Урала однотипных рядов магматических, осадочных и рудных формаций. В то же время, каждый палеовулканический пояс развивался направленно, по единой схеме: растяжение — сжатие — континентализация, что соответствует раннегеосинклинальной, позднегеосинклинальной и континентальной стадиям.

Ранние стадии геосинклинального развития выражены образованием офиолитовых ассоциаций и вулканитов базальт-риолитовой (базальт-андезит-дацит-риолитовой) формации. Этим обстановкам отвечает следующий вертикальный ряд рудных формаций. Альпинотипные ультрамафиты обеспечивают образование месторождений низ-

коглиноземистых высокохромистых руд, наиболее известными из которых являются Кемпирсайское и Раизское. Толеитовые базальты офиолитовых ассоциаций содержат медно-серноколчеданные (с повышенными содержаниями никеля, кобальта, иногда платиноидов) месторождения (Ишкининское, Ивановское, Дергамышское и др.), близкие объектам кипрского типа. Кремнисто-фтанитовые породы, чередующиеся с базальтами, содержат проявления марганцевых руд, метаморфизованных в ряде случаев до родонитов. В тех случаях, когда толеитовым базальтам предшествует накопление черносланцево-терригенно-олигомиктовых пород, происходило образование стратиформных свинцово-цинковых месторождений (например, Нижне-Талотинское на Полярном Урале), сопоставимых с объектами фидзчайского типа.

Дифференцированные вулканогенные формации генерируют значительные накопления колчеданных руд. Вулканогенные колчеданные месторождения Урала, как это показано в ряде работ Е.П.Ширая [15], И.Б.Серавкина [11] и автора [3], принадлежат двум группам. Месторождения одной из этих групп наиболее распространены на Урале, обладают значительными размерами и медным или медно-цинковым составом руд, и относятся к уральскому типу (Шемурская, Красноуральская, Медногорская, Учалинско-Верхнеуральская группы, Гайское, Подольское, Сибайское, Сафьяновское и др.). Геологические условия их образования сопоставимы с обстановками, свойственными первичногеосинклинальным вулканическим поясам [13] или первичным геосинклиналям [2]. Месторождения другой группы, имеющие существенно меньшие размеры и свинцово-медно-цинковый состав руд (Джусинское, Барсучий Лог, Колпаковское, Баймакская, Красноборско-Горельская группы и др.), сходны с объектами рудноалтайского типа. Условия их образования близки вторичногеосинклинальным; в том числе и по их ассоциации с медно-порфировыми объектами (Биргильдинско-Томинская группа), приуроченными к интрузивным эквивалентам дифференцированных вулканогенных формаций.

На флангах или несколько выше колчеданосных систем располагаются место-

рождения, принадлежащие кремнисто(яшмово)-марганцевой формации (Кусимовское, Файзулинское и др.). Примерно к этому же уровню относится накопление углеродистых терригенно-вулканомиктовых пород, содержащих стратиформные скопления существенно цинковых (или свинцово-цинковых руд), как это имеет место в случае Амурского месторождения или Полиметаллического рудопроявления.

Поздние стадии геосинклинального развития реализованы накоплениями туфотурбидитно-базальт-андезито-базальтовой формации и сопряженных с ней массивов рифогенных известняков. Интрузивные эквиваленты вулкаников представлены породами габбро-диоритовой формации. В ассоциации со всеми этими образованиями находятся магнетитовые месторождения в скарнах (Второе, Третье Северные, Круглогорское и др.), имеющие в ряде случаев стратиформный характер. Малые интрузии габбро-диоритов и диоритов содержат медно-порфировые объекты бошекульского типа (месторождения Салаватское, Вознесенское, рудопроявления Подовинское, Спиридовское и др.).

Помимо этого, в позднегеосинклинальных условиях происходят значительные преобразования ранее образованных колчеданных месторождений. Так, диориты, обеспечившие скарново-рудный процесс на Третьем Северном магнетитовом месторождении привели к скарнированию колчеданных залежей Тарньерского месторождения. При этом происходило также перемещение части меди в зоны скарнообразования. Такой же процесс, с точки зрения автора, имел место при формировании Гумешевского, Шуралинского, Алексеевского и Новоалексеевского медно-скарновых месторождений, которые, по существу, являются скарнированными колчеданными месторождениями. Имеется также определенная сумма данных, могущих свидетельствовать о том, что при тангенциальном сжатии, на фоне которого накапливались вулканики базальт-андезитобазальтовой формации, происходила тектоническая передислокация колчеданных руд в эти образования, как это представляется для Пышминско-Ключевского, Медногорского и Колюшинского колчеданных месторождений, которые изначально были об-

разованы в связи с накоплением пород нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации.

На континентальной стадии развития палеовулканических поясов проявлены следующие формации магматических и осадочных пород и связанные с ними рудные месторождения. Ранним этапам континентального развития свойственна терригенно-карбонатно-трахибазальт-трахитовая формация, в ряде случаев, замещаемая песчано-сланцевыми отложениями, близкими граувакковой формации. Вулканики вместе с комагматичными и совозрастными образованиями габбро-сиенитовой формации образуют сложную вулcano-плутоническую ассоциацию. Последняя обуславливает образование скарново-магнетитовых месторождений (Тагило-Кушвинский рудный узел, Теченское). На примере месторождений Тагило-Кушвинского рудного узла [7] показана их полигенность. Она выражена в том, что ранние стратиформные сингенетичные руды, залегающие в терригенно-карбонатных отложениях, регенерированы и скарнированы субсинхронными интрузиями сиенитов и сиенито-диоритов с образованием рудных столбов. Примерно в этих же условиях образованы стратиформные железо-марганец-свинцово-цинковые (иногда с баритом) руды (Сапальское месторождение, Липозское, Казанское и другие рудопроявления), которые по особенностям своего состава и положения (мульды, наложенные на стабилизированный эвгеосинклинальный субстрат), могут быть сопоставлены с объектами атасуйского типа. Далее континентальный формационный ряд наращивается либо карбонатной формацией с бокситами (СУБР), либо песчано-сланцевыми угленосными отложениями, ассоциирующими с трапповыми или трахириолит-трахибазальт-толситовыми комплексами. С интрузивными составляющими трапповой формации связаны мелкие медно-никелевые месторождения Худолозовской группы, сопоставляемые Д.Н.Салиховым и Г.Н.Пшеничным [11] с месторождениями норильского типа. Ассоциация щелочных вулкаников, чередующихся с карбонатными и терригенными породами, с интрузиями габбро-граносиенитовой формации является ответственной за образование железных руд Магнитогорского района.

Выше этих образований, в условиях широко распространенного карбонатного платформенного чехла, располагаются месторождения карбонатно-марганцевых (Аккермановское, Кипчакское), а также некоторые стратиформные свинцово-цинковые проявления (Ермаковское, Николаевское и др.), возможно, преобразованные в жильные зоны в связи с процессами регенерации.

Завершается континентальный формационный ряд пестроцветными субконтинентальными карбонатно-песчано-глинистыми отложениями, содержащими местами проявления эвапоритов и медистых песчаников.

По времени заложения и развития среди палеовулканических поясов Урала выделяются две группы. Начало формирования одной из них — Тагильско-Сакмарский, Катенинский, Октябрьско-Денисовский относится к концу кембрия — началу ордовика. К этой же группе примыкает западная часть Западно-Магнитогорского палеовулканического пояса с ордовик-нижнедевонским рядом геосинклинальных формаций. Наиболее ранний переход к континентальному развитию (поздний силур — ранний девон) относится к Тагильско-Сакмарскому палеовулканическому поясу. Вулканические пояса другой группы (восточная часть Западно-Магнитогорского, Восточно-Магнитогорский, Каменский) прошли путь геосинклинального развития в интервале средний (частично, ранний) девон — фран, с переходом к континентальному режиму с фаменского времени.

Соответственно выстраивается два основных уровня колчеданообразования (верхний ордовик — нижний силур и средний девон); два уровня позднегеосинклинального накопления железных руд (нижний-верхний силур и нижний-средний девон); железнакопление континентальной стадии — верхний силур — нижний девон и верхний девон — нижний карбон; подобная тенденция может быть намечена также для проявлений низкоглиноземистых хромитов и медно-порфировых руд.

В южной части Урала находится Иргизский палеовулканический пояс, где геосинклинальные формации относятся к раннекаменноугольному времени. Эта структура сформирована на Мугоджарском срединном массиве и может быть отнесена к типу вто-

ричных геосинклиналей. Поэтому месторождения колчеданных руд (Кнапы-Коль, Каракум и др.) характеризуются здесь свинцово-медно-цинковым составом.

Заложению палеовулканических поясов каждой генерации соответствуют стратиграфический перерыв на платформе и тектономагматическая активизация стабилизированных областей. Каждый такой перерыв зафиксирован отложениями фалаховой формации, проявленной на уровне раннего ордовика и раннего-среднего девона. В верхних частях разреза ордовикской фалаховой формации в ряде случаев формируются проявления медистых песчаников (Саурипейское, месторождения Полярного Урала). В расположенных стратиграфически выше терригенно-карбонатных и карбонатных отложениях залегают карбонатно-марганцевые (Парнокское), стратиформные свинцово-цинковые (Саурейское, Бойцовское, Кожимское), оолитовые железные (Пашийская группа) руды, а также бокситы СУБРовского уровня. Все эти, наиболее известные, объекты, а также ряд других размещены в стратиграфическом интервале от ордовика до верхнего карбона. К пермским отложениям приурочены карбонатно-марганцевые руды Улутелякского месторождения, медистые песчаники Предуралья, а также эвапориты Соликамского бассейна. Следует подчеркнуть, что все рудные объекты (свинцово-цинковые проявления, бокситы, марганцевые, оолитовые железные руды, медистые песчаники), начиная со среднего девона, пространственно и стратиграфически сопряжены с нефтегазовыми залежами восточной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Имеются также указания на определенную нефтегазоносность ордовиковых отложений, в которых залегают марганцевые (Парнокское), свинцово-цинковые (Саурейское) месторождения и проявления медистых песчаников. Все эти обстоятельства хорошо согласуются с развиваемой в последние годы концепцией о структурно-парагенетических и, вероятно, генетических взаимосвязях процессов рудо- и нафтидогенеза [10].

Тектоно-магматическая активизация, синхронная с заложением геосинклинальных палеовулканических поясов, реализована следующим образом. Начало развития

палеовулканических поясов первой генерации, в частности, Тагильско-Сакмарского, сопряжено по времени с образованием мисскит-карбонатитовой формации в Сысертско-Ильменогорском срединном массиве и трахибазальт-трахиандезит-трахириолит-сиенит-граносиенитовой ассоциации на платформе. В обоих случаях активизационные комплексы формируют редкометалльно-редкоземельное оруденение (Вишневогорское, Потанинское месторождения и др.).

Ранне-среднедевонская тектоно-магматическая активизация совпадает во времени с заложением следующей генерации палеовулканических поясов и проявляется в стабилизированном Тагильско-Сакмарском палеовулканическом поясе. Вещественно она выражена трахибазальт-трахиандезит-габбро-монцодиорит-лейкогранитной вулканоплутонической ассоциацией, в связи с которой образованы медноскарновые и железомедноскарновые месторождения Краснотурьинского и Песчанско-Ауэрбаховского рудных узлов. Автор склонен полагать, что образование Воронцовского золоторудного месторождения обусловлено этой же плутонической ассоциацией. Нельзя исключить также активизационную природу некоторых ранне-среднедевонских массивов тоналит-трондьемитовой формации, проявленной во внутригеосинклинальных срединных массивах.

Таким образом, четкая синхронизация таких важных геологических событий как заложение палеовулканических поясов каждой генерации, стратиграфический перерыв на платформе и тектоно-магматическая активизация стабилизированных структур не позволяют допускать наличие значительных горизонтальных перемещений на Урале в палеозойское время.

Завершение развития Уральской геосинклинальной системы зафиксировано формированием крупных ареалов полигенно-анатектических гранитов, происходившим преимущественно в пределах срединных массивов. Позднепалеозойско-раннемезозойское гранитообразование рассматривается обычно как проявление орогенеза или коллизионных процессов [8]. Отличительная их особенность заключается в следующем. Они происходили не после геосинклинального развития, а после накопления уг-

леносных осадков, сопряженных с ними траппов, отложения карбонатных толщ, обусловленных великой визейской трансгрессией и даже после накопления пестроцветных эвапоритоносных осадков. Таким образом, к началу массового гранитообразования Урал находился в условиях, по крайней мере, квазиплатформенного режима. Это дает автору основание полагать, что орогенез и сопряженное с ним гранитообразование являлись не эпигеосинклинальными, а эпиплатформенными, т.е. представляли собой, по существу, тектоно-магматическую активизацию кратонизированной области [4]. Об этом может свидетельствовать также морфология гранитоидных интрузий, сходная с массивами центрального типа.

Рассмотрим теперь Валерьяновский вулканоплутонический пояс (ВПП). Вопрос о самостоятельности и одноранговости этой структуры по отношению к геосинклинальной структуре Урала неоднократно обсуждался [1, 3, 14 и др.].

Валерьяновский ВПП сложен, в основном, каменноугольными осадочными и вулканогенно-интрузивными ассоциациями. На уровне турнейского-ранневизейского ярусов здесь накапливались углисто-терригенно-сланцевые отложения, сопоставимые с разновозрастной угленосной формацией, развитой в Уральской геосинклинали. В визе-серпуховское время была сформирована андезит-базальт-диорит-гранодиоритовая вулканоплутоническая ассоциация, обусловившая накопление уникальных объемов магнетитовых руд Соколовско-Сарбайского и Качарского рудных узлов. Палеотектоническая природа и особенности образования этой вулканоплутонической ассоциации интерпретируются по-разному. А.М.Дымкин и Ю.А.Полтавец [14] предполагают сходство рассматриваемых магматитов с комплексами, свойственными тыловым зонам островных дуг. Однако автору представляется более убедительной точка зрения С.Н.Иванова, А.М.Пумпянского, Г.И.Самаркина [14], которые установили значительную общность этих образований с континентальными толитами (трахибазальтовые ассоциации), свойственными платформенным авлакогенам.

Такой взгляд на палеотектоно-магматическую природу Валерьяновского ВПП по-

звояет объяснить и некоторые другие черты его рудоносности, такие как: наличие стратиформной свинцово-цинковой минерализации в карбонатных отложениях, чередующихся с вулканитами на Ломоносовском железорудном месторождении; проявление стратиформного барит-халькозинового оруденения в пестроцветной ангидритсодержащей надрудной толще (средний-верхний карбон) Качарского железорудного месторождения.

Важным элементом металлогении Валерьяновского ВПП является также молибден-медно-порфировое оруденение, как наиболее близкое казахстанско-среднеазиатскому типу (месторождения Северная и Южная Бенкала, рудопроявления Баталинское, Красноармейское и др.). Эти объекты приурочены к малым порфировым интрузиям, принадлежащим габбро-монцит-граносиенитовой формации, сосуществующим с совозрастными вулканитами трахиандезит-трахибазальтового состава в рамках вулканоплутонической ассоциации среднего-верхнего карбона. Отметим также, что в связи с этим же интрузивным магматизмом, проявленным в стабилизированном Катенинском палеовулканическом поясе, образованы медно-порфировые месторождения Михеевское, Тарутинское, Новониколаевское, иногда ассоциирующие со скарнами. Следует подчеркнуть, что средний-верхний карбон — это эпоха наиболее интенсивного медно-порфирового оруденения в Казахстанско-Среднеазиатской части Урало-Монгольского глобального металлогенического пояса (Коунрад — C_2 , Актогай — C_{2-3} , Коксай — C_2 , Алмалыкская группа — C_2-P).

Таким образом, изложенное позволяет сделать следующие выводы:

в геологической истории Уральского подвижного пояса существуют определенные латеральные и вертикальные ряды месторождений цветных и черных металлов;

некоторые рудноформационные типы месторождений в геологической истории Урала возникали только единожды (железистые кварциты — архей; магнезиты, сидериты — нижний рифей, ильменит-титаномагнетитовые, апатит-титаномагнетитовые руды, высокоглиноземистые хромиты — средний рифей); другие рудноформационные типы месторождений (колчеданные,

марганцевые, железоскарновые, медно-порфировые, свинцово-цинковые и др.) возникли неоднократно;

в каждом разновозрастном латеральном ряду преобладают месторождения какого-либо одного рудноформационного типа, тогда как другие на данном уровне являются подчиненными;

хронологическое распределение ряда рудноформационных типов месторождений хорошо коррелируется с общемировыми тенденциями их размещения. Так, железистые кварциты известны только на архейском уровне. Ордовик-нижнесилурийское колчеданообразование Урала имеет аналоги в каледонидах Скандинавии, Англии, Ирландии, Ньюфаундленда, Канадских Аппалачей. Средний девон — это также глобальная эпоха колчеданообразования, охватившая, помимо Урала, ряд регионов Западной и Центральной Европы, Карпаты, Передовой хребет Большого Кавказа, Рудный Алтай, некоторые районы Кордильер и др. Наличие на Урале небольших (плохо изученных) раннекаменноугольных колчеданных месторождений сопоставимо с общим сокращением продуктивности на колчеданные руды в это время, хотя к этому возрастному уровню относится образование Иберийского пиритного пояса (Испания, Португалия) с его крупными колчеданно-полиметаллическими месторождениями типа Рио-Тинто, Ла-Царца и др. Пермь — это эпоха накопления медистых песчаников как в Предуралье, так и в Центральной Европе (Предсудетско-Мансфельдская меденосная область). Проявление на окраине Восточно-Европейской платформы стратиформного свинцово-цинкового оруденения на нескольких уровнях совпадает с аналогичной ситуацией на других платформах (в частности, Северо-Американской);

на окраине Восточно-Европейской платформы, как и в чехлах других платформ, проявлена структурно-парагенетическая приуроченность некоторых месторождений цветных и черных металлов к нефтегазоносным и солеродным бассейнам.

При проведении региональных геолого-геофизических работ, особенно на их ранних стадиях, необходимо учитывать установленные связи различных рудноформационных типов месторождений цветных

металлов с этапами тектоно-магматического (тектоно-седиментационного) развития региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Глубинное строение и металлогения подвижных поясов* / К.К. Золотов, Б.В. Попов, М.С. Рапопорт и др. — М.: Недра, 1990.
2. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Рудные формации / ИНТ, сер. Рудные месторождения. Т. 16. — М., 1986.
3. Контарь Е.С. О металлогеническом районировании Урала. Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы // Сб. науч. статей. — М.: Ростеолфонд, 1988. С. 19—34.
4. Контарь Е.С. Некоторые проблемы магматической геологии и металлогении Урала / Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования // Сб. статей. — Екатеринбург, Уралгеолком, 1995. С. 207—210.
5. О возможной первичной природе гнейсов ильменогорского комплекса / Б.Н. Иванов, Т.Д. Нишанбаева, А.Г. Баженова и др. // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. — Свердловск, УНЦ АН СССР, 1987. С. 75—83.
6. О возрасте гранитизации и природе субстрата гнейсов Сысертско-Ильменогорского комплекса / А.А. Краснобаев, Ю.А. Ронкин, А.И. Степанов и др. // Ежегодник — 1977, ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1978. С. 3—6.
7. О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала / Я.П. Белевцев, В.П. Бухаров, В.В. Науменко и др. // Геология рудных месторождений, 1982. № 1. С. 53—66.
8. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородин, М.С. Рапопорт и др. — Миасс, 1994.
9. Особенности химизма амфиболитов ильменогорского комплекса / А.Г. Баженов, Б.Н. Иванов, Л.Ф. Баженова и др. // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. — Свердловск, УНЦ АН СССР, 1979. С. 90—100.
10. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д.И. Горжевский, А.А. Карцев, Д.И. Павлов и др. — М.: Недра, 1990.
11. Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинаклинали. — Уфа: БашФАН СССР, 1984.
12. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: Наука, 1986.
13. Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. — М.: Недра, 1977.
14. Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. — М.: Наука, 1986.
15. Ширай Е.П. Вулканогенные формации медноколчеданных районов (Сравнительный анализ формаций как основа прогнозирования медноколчеданных месторождений). Автореф. дис... докт. г.-м.н. — М., 1981.
16. Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. Формационное деление магматических образований на Урале. Магматические формации / Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещ. — М.: Наука, 1961. С. 213—224.

Kontar' Ye. S.

LATERAL AND VERTICAL SERIES OF BASE AND FERROUS METALS IN THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE URALS

In the Urals, known base (Cu, Zn, Pb, bauxite) and ferrous (Fe, Ti, Cr, Mn) metal deposits belonging to different ore assemblage types vary in age from Archean to Permian. They have been formed in certain stages of the region's tectono-magmatic (tectonic-sedimentation) development. Some of the deposits emerged just once, the other ones have had come into being repeatedly. The chronological distribution of deposits belonging to different ore assemblage types correlates with the worldwide trends of their localization.

УДК 553.3/493

© В. С. Кудрин, В. В. Архангельская, Е. М. Эпштейн, 1996

ОСОБЕННОСТИ РУДНОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛИТОФИЛЬНЫХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

В. С. КУДРИН, В. В. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, Е. М. ЭПШТЕЙН (ВИМС Роскомнедра)

Месторождения литофильных редких металлов отличаются от многих других рудных месторождений широкой комплексностью, относительно низкими содержаниями редких металлов в рудах при многочисленности минералов-концентраторов полезных компонентов, изменчивостью компонентного и минерального состава руд, многообразием рудогенерирующих геологических формаций и весьма широким диапазоном физико-химических условий рудообразования. Эти особенности обуславливают сложные пространственно-временные соотношения рудных формаций между собой и диктуют необходимость учета при рудноформационном анализе дополнительных критериев: минеральных ассоциаций рудоносных пород и форм генетической связи месторождений с рудогенерирующими геологическими формациями.

Одной из специфических особенностей месторождений литофильных редких металлов (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Zr, Hf, Y, TR) является широкая комплексность — поликомпонентность руд. В составе большинства месторождений обычно присутствуют от 2—3 до 8—10 и более полезных компонентов из числа не только редких, но и черных и цветных металлов (Fe, Ti, Al, U, Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn и др.), а также неметаллов (флюорит, криолит, апатит, флогопит, форстерит, барит, полевошпат, кварц и др.). Общее количество полезных ископаемых, присутствующих в промышленных концентрациях в месторождениях редкометалльных рудных формаций, близко к трем десяткам. Это обстоятельство весьма осложняет рудноформационный анализ и создание единой рудноформационной классификации всех редкометалльных месторождений, в которой в сложном «переплетении» оказываются рудные формации многих полезных ископаемых.

Другой специфической особенностью рудноформационного анализа редкометалльных месторождений является многообразие рудогенерирующих геологических формаций, что и обуславливает многочисленность формаций рудных. Среди рудогенерирующих геологических формаций есть магматические, метаморфические и регионально-метасоматические. «Материнские» магматические формации

включают представителей ультраосновного, основного, среднего и кислого семейств. Общей чертой, объединяющей почти все «материнские» магматические формации, как, впрочем, и сами рудные формации, является их повышенная или высокая щелочность. Уровень относительной щелочности пород в целом коррелируется с их основностью и с глубиной магматических очагов. Параллельно с возрастанием щелочности пород «материнских» магматических формаций в рудах месторождений уменьшается содержание редких щелочей, Ta, Sn, W, Mo, увеличивается комплексность оруденения и нарастают содержания Nb, TR, U, Th, Ti, Fe, P, Cu.

Еще одна особенность редкометалльных месторождений — это весьма существенная изменчивость компонентного и минерального состава оруденения в геологическом пространстве. Она выражается в смене ведущего профиля оруденения даже в пределах одного месторождения, а тем более — в разных месторождениях одной формации. Например, тантал-ниобий-циркониевые руды вверх по разрезу или по латерали рудообразующей системы могут сменяться иттриево-редкоземельными или флюорит-бериллиевыми, или тантал-ниобиевое оруденение сменяется железорудным, апатитовым, флогопитовым. Подобные примеры можно про-

должить. При едином же элементном профиле оруденения может изменяться минеральный состав руд.

Весьма характерна для редкометалльных месторождений длительность рудного процесса, эволюционирующего в широком диапазоне температур и других физико-химических параметров. Следствием эволюции условий является направленная смена по этапам и стадиям рудоотложения ассоциаций ведущих полезных компонентов и их минеральных форм.

Многочисленность рудных формаций редкометалльных месторождений, эволюция условий рудообразования, многокомпонентность состава руд и изменчивость их вещественных характеристик предопределены весьма сложными пространственно-временными соотношениями рудных формаций и других таксонов систематики, выражающимися в существовании их многовекторных латеральных и вертикальных рядов.

В настоящей статье сделана попытка показать эти и другие специфические особенности построения рудноформационной классификации редкометалльных месторождений, опираясь на ее отдельный фрагмент — систематику Ta-Nb месторождений [3].

В основу систематики положено близкое к сложившемуся у ведущих специалистов по рудноформационному анализу [1, 2, 4—6] понимание рудной формации как группы месторождений и рудопроявлений сходного элементного и минерального состава, образованных в близких геологических условиях.

Все эндогенные месторождения Nb и Ta можно объединить в 9 рудных формаций (табл. 1). Каждая из формаций характеризуется вполне определенными (отличающимися в качественном и/или количественном отношении) ассоциациями ведущих полезных компонентов, типами рудопроизводящих — «материнских» геологических формаций, геотектоническими позициями, а также пределами уровней и масштабов концентрации рудных компонентов, т.е. своей относительной экономической значимостью. В качестве дополнительных признаков самостоятельности рудных формаций в представленной систематике учитываются также: 1) минеральный состав, а точнее — формационный тип рудоносных

пород; 2) форма причинных связей оруденения с рудопроизводящими геологическими формациями (т.е. характер их пространственно-временных и генетических соотношений). Эти признаки отражают специфику редкометалльных месторождений.

Первый признак используется вместо минеральных ассоциаций рудных компонентов, так как в редкометалльных месторождениях последние далеко не всегда отражают их формационный тип. Этому есть несколько причин: 1) обычно ничтожно малые содержания рудных минералов (доли %); 2) многочисленность промышленно значимых минералов (только для Nb и Ta их более 30); 3) узкие рамки вариаций физико-химических параметров устойчивости многих минералов (что приводит к быстрой смене одного минерала другим, особенно в условиях неоднородной вмещающей среды); 4) частое совместное присутствие двух или нескольких минералов-концентраторов одного элемента в переменных количественных соотношениях (от 0 до 100 % от их суммы). Минеральный же состав рудоносных пород адекватно отражает валовый состав руды, типоморфные минеральные парагенезисы и геологическую и физико-химическую обстановку рудоотложения. Формационный тип рудоносных пород — магматических либо метасоматических — обязательно находит отражение в наименовании рудных формаций (например, пегматитовая, карбонатитовая, альбититовая и т.д.).

Что касается второго дополнительного классификационного признака, т.е. характера отношений оруденения с рудопроизводящей геологической формацией, то условиями для выделения самостоятельных рудных формаций могут служить связь месторождений с различными фазовыми составляющими «материнских» комплексов, место их образования в процессе становления геологической формации и другие формы проявления причинных связей. Сказанное можно иллюстрировать на примере рудных формаций, связанных с единой геологической формацией агпаитовых нефелиновых сиенитов (рис. 1). Так, в Ловозерском массиве на Кольском п-ове Ti-TR-Nb-Ta рудная формация представлена лопарит-содержащими ийолитами, малиньитами, лувэритами I интрузивной фазы магматиче-

1. Формационные типы эндогенных месторождений тантала и ниобия

Рудные формации	$\frac{\text{Nb}_2\text{O}_5}{\text{Ta}_2\text{O}_5}$	Рудогенерирующие геологические формации	Рудоносные геологические формации	Геотектоническая позиция рудогенерирующих геологических формаций	Примеры месторождений
Sn-Be-Cs-Li-Ta пегматитовая	0,5—3	Гранодиориты-гранит-лейкограниты дифференцированных комплексов	Микроклин-альбитовые и альбитовые гранитные пегматиты	Зеленокаменные пояса и грабены рифтогенных систем щитов платформ и срединных массивов складчатых областей	Вишняковское, Берник-Лейк, Гринбушес
Sn-Li-Ta квальмитовая	0,5—1,5		Литионитовые и мусковитовые квальмиты	Горсты рифтогенных систем, щитов платформ и складчатых областей	Этыкинское, Орловское, Алахинское, Абу-Даббаб
Sn-Be-Zr-TR-Y-Nb-Ta щелочно-квальмитовая плутоногенная	6,0—12,0	Щелочные и субщелочные гранитоиды	Щелочные и литиево-слюдистые квальмиты	Разломы региональных зон трещиноватости, формирующие борты грабенов рифтогенных систем и горстовые поднятия внутри них	Улуг-Танзекское, Халдазан-Бургэтэг, Тор-Лейк, Питинга
Be-Zr-TR-Y-Nb-Ta щелочно-квальмитовая метаморфогенная	8,0—17,0	Приразломные метаморфические комплексы амфиболитовой фации низких давлений	Щелочные квальмиты гнейсовидные и полосчатые (метаморфогенные)	Узлы пересечения разломов зон планетарной трещиноватости, формирующие крупные шовные структуры (троги, авлакогены и др.)	Катугинское, Полярное, Брокмен

Рудные формации	$\frac{\text{Nb}_2\text{O}_5}{\text{Ta}_2\text{O}_5}$	Рудогенерирующие геологические формации	Рудоносные геологические формации	Геотектоническая позиция рудогенерирующих геологических формаций	Примеры месторождений
TR(Ce)-Nb-Ta магматическая ийолит-малинит-луавритовая	13,0—14,0	Агпайтовые нефелиновые сиениты (I фаза)	Агпайтовые нефелиновые сиениты (II фаза)	Активизированные окраины древних платформ; причлененные к ним области допалеозойской складчатости; зоны рифтогенеза на их щитах. В пределах этих структур — границы разновозрастных блоков фундамента, узлы пересечения долгоживущих разломов в участках замыкания грабенных систем рифтогенных систем	Ловозерское
Nb-Ta-TR(Y)-Zr магматическая ювит-луавритовая	13,0—14,0	Агпайтовые нефелиновые сиениты (II фаза)			Чингисуайв
Поликомпонентная карбонатитовая	от 2—5 до 200	Ультрамафиты, ийолиты, карбонатиты массивов центрального типа	Карбонатиты, карбонатитовиды ультраосновных щелочных комплексов	Активизированные разломы срединных массивов складчатых областей	Белозиминское, Томторское, Сент-Оноре, Араша
P-Nb карбонатитовая	15—100	Фениты зон приразломного щелочного метасоматоза	Карбонатиты линейных зон		Татарское, Ново-Полтавское
Zr-Nb альбититовая	>100	Нефелиновые сиениты	Альбититы, карбонатиты, щелочные пегматиты		Вишневогорское, Мазуровское, Растиньон, Силл-лейк

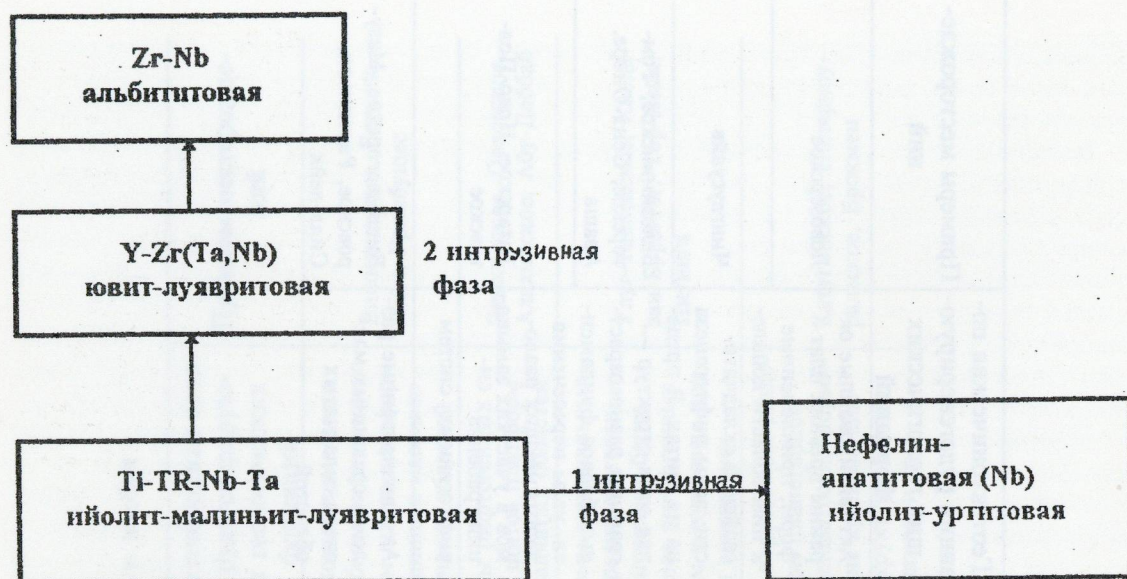


Рис. 1. Пространственно-временные соотношения рудных формаций, связанных с геологической формацией апатитовых нефелиновых сиенитов.

ского комплекса (Ловозерское месторождение), другая — иттриевоземельно-Zr (иногда с Ta и Nb) рудная формация представлена эвдиалитовыми ювитами и луавритами II интрузивной фазы (месторождение Чинглу-суайв), а третья — Zr-Nb формация связана с постмагматическими экзоконтактовыми циркон-пироксоловыми альбититами (месторождение Флора).

По временным соотношениям эти рудные формации укладываются в трехступенчатый вертикальный ряд, объединяющий ассоциацию рудных формаций. Эта схема может быть дополнена и латеральной составляющей ряда — нефелин-апатитовой (с попутным Nb)-ийолит-уртитовой рудной формацией, представленной в Хибинском массиве.

Подобные же сложные пространственно-временные взаимосвязи между рудными формациями Nb, Ta и других полезных ископаемых фиксируются в целом ряде случаев. Это можно показать на примере рудной формации олово-литий-танталоносных редкометалльных гранитов (квальмитов), связанных с самой поздней интрузивной фазой гранит-лейкогранитной магматической формации (рис. 2). В вертикальном ряду рудных формаций более ранней по времени и связанной с предыдущей интрузивной фа-

зой магматического комплекса является Mo-W (с Be), (либо Sn-W) рудная формация (Сундалинское месторождение в районе Этыкинского Та месторождения, Спокойнинское месторождение в Хангилай-Шилинском массиве в районе Орловского Та месторождения, Чапаевское месторождение в районе Пограничного и Вознесенского Та месторождений в Приморье, месторождения Кутурук и Олохтох в районе Та-Sn месторождения Кестер и др.).

Близкоодновременно с Sn-Li-Ta редкометалльными гранитами, в качестве составляющего латерального ряда, формируется

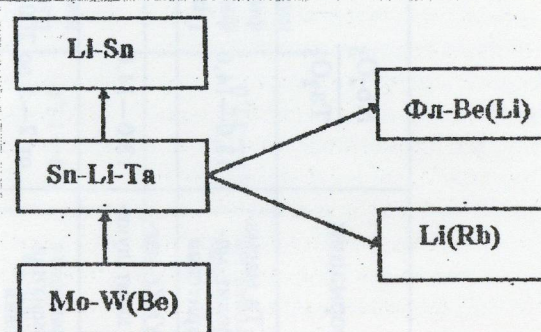


Рис. 2. Пространственно-временные соотношения между рудными формациями редких и некоторых других металлов, связанных с гранит-лейкогранитной магматической формацией.

литиевое оруденение в экзоконтактовых апоалюмосиликатных топаз-циннвальдитовых грейзенах и роговиках (Этыкинское Li месторождение). В карбонатной же вмещающей среде образуется бериллий-флюоритовое (с Li) оруденение (Вознесенское месторождение). Вертикальный ряд продолжается оловорудной (с Li) рудной формацией, представленной штокверком кварц-топаз-циннвальдитовых или кварц-амазонитовых прожилков с касситеритом, более поздних, чем редкометальные граниты, и обособленных пространственно (Этыкинское месторождение олова).

Латеральный ряд рудных формаций, подобный охарактеризованному, выстраивается и по соотношению $\text{Sn—Be—Zr—Y—TR—Nb—Ta}$ месторождений в щелочных плутоногенных квалмитах с экзоконтактовыми флюорит-бериллиевыми месторождениями (рис. 3).

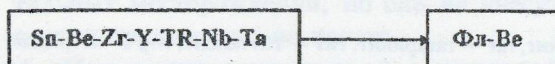


Рис. 3. Латеральный ряд щелочно-квалмитовой и флюорит-бериллиевой рудных формаций.

Не менее сложные пространственно-временные соотношения имеют место не только между рудными формациями, но и на более высоких и более низких уровнях систематики.

Например, в упомянутой рудной формации $\text{Sn—Be—Zr—Y—TR—Nb—Ta}$ -носных щелочных квалмитов количественные соотношения основных полезных компонентов изменяются направленно и постепенно от одного рудного объекта к другому даже в пределах единой рудной провинции (рис. 4). В корреляционной зависимости от соотношений Ta, Nb, TR и Be изменяются содержания Zr, тогда как содержание Sn меняется, по-видимому, по другому вектору. Соответственно, в составе рассматриваемой рудной формации можно выделить несколько субформаций: TR-Be, Zr-Nb-Y, Nb-Ta (с Zr), а также Sn-Nb-Ta. Картина еще более усложняется многообразием минеральных типов оруденения, которые укладываются как в латеральные ряды, отражающие фациальные особенности рудного процесса, так

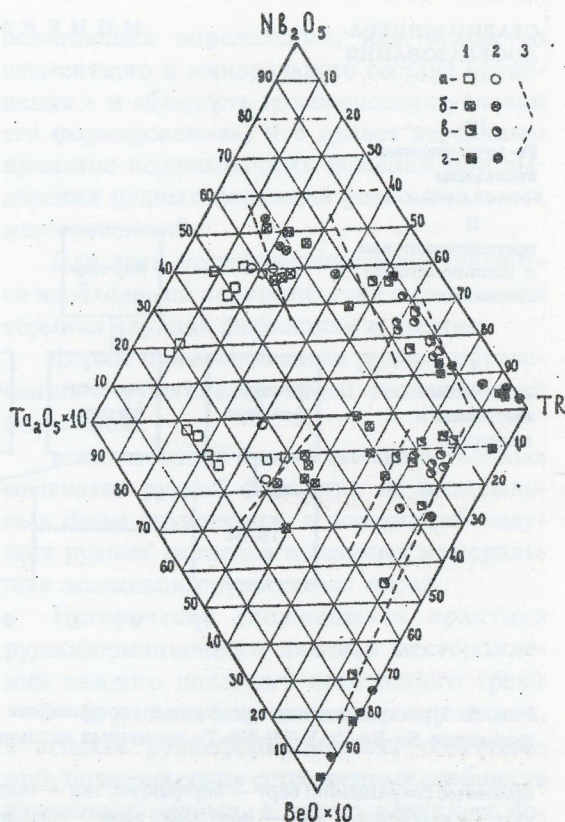


Рис. 4. Изменение соотношений ведущих рудных компонентов в месторождениях формации плутоногенных и метаморфогенных редкометальных щелочных квалмитов, по которым выделяются субформационные типы: а, б — ниобий-танталовый (а — танталовый подтип, б — ниобий-танталовый подтип), в — ниобий-иттриевоземельный, г — редкоземельно-бериллиевый:

1 — плутоногенные месторождения, 2 — метаморфогенные месторождения, 3 — границы полей месторождений разных субформационных типов

и в вертикальные ряды, связанные со стадийностью минералообразования (рис. 5).

Особая сложность расчленения свойственна поликомпонентной карбонатитовой рудной формации, связанной с геологической формацией ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов (УИК). В ее составе установлено 11 видов ведущих полезных ископаемых и большое число минеральных типов оруденения, выступающих в качестве элементарных таксонов систематики (табл. 2).

Многокомпонентность и сложное сочетание минеральных типов редкометальных и прочих месторождений в карбонатитах обусловлены полистадийностью рудообразования и разнообразием фациальных обстановок их формирования. Таким образом,

СТАДИИ МИНЕРА-
ЛООБРАЗОВАНИЯ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ РУД

III
Fe- мусковитовые
кварциты

II
протолитионитовые
и полиитионитовые
кварциты

I
рибекитовые
кварциты и
альбититы

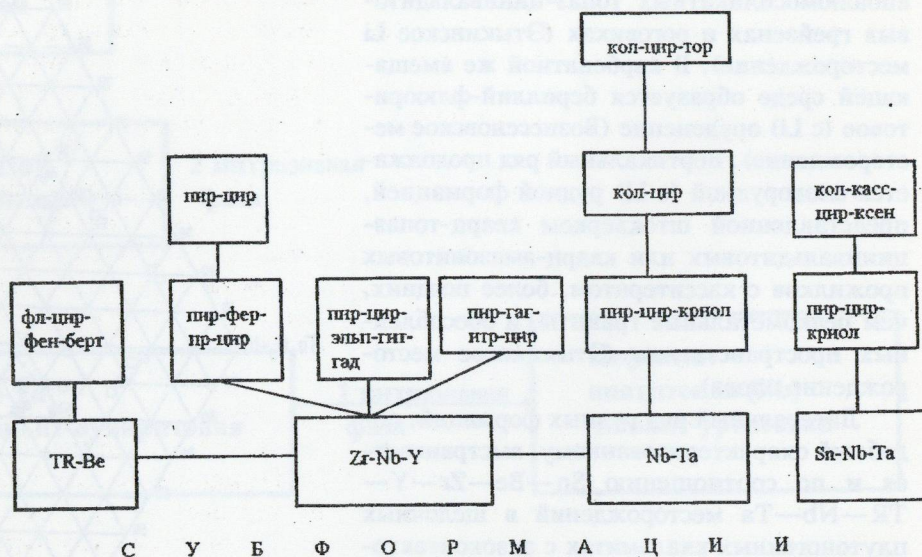


Рис. 5. Пространственно-временные соотношения между минеральными типами и субформациями рудной формации Sn-Be-Zr-Y-TR-Nb-Ta щелочных кварцитов:

принятые сокращения: берт — берtrandит, гад — гадолинит, гаг — гагаринит, гит — гиттинсит, итр — иттриалит, касс — касситерит, кол — колумбит, ксен — ксенотим, криол — криолит, пир — пироксид, тор — торит, фен — фенацит, фер — фергусонит, фл — флюорит, цир — циркон, эльп — эльпидит

2. Минеральные типы руд поликомпонентной карбонатитовой рудной формации [7]

Стадии рудообразования	Редкометалльные месторождения		Прочие месторождения
	Субформации	Минеральные типы	Минеральные типы
Доломит-анкеритовая (IV)	TR-Nb	Бастнезит-колумбит-пироксидовый	Гематит-флюоритовый
		Монацит-пироксидовый	
Кальцит-доломитовая (III)	Nb	Пироксид-луешитовый	Апатит-магнетитовый
Магнезито-кальцитовая (II)		Пироксидовый	Халькопиритовый
		Пироксид-апатит-магнетитовый	Апатит-магнетит-бадделитовый
	Ta-Nb	Гатчеттолитовый (U-Ta пироксидовый)	Флогопитовый
Гатчеттолит-апатит-магнетитовый			
Кальцитовая (I)	Nb-Fe-Ti	Перовскит-магнетитовый	Апатитовый
			Магнетитовый

выделяются вертикальные (разновременные) и латеральные (синхронные) ряды минеральных типов, нередко сложно сочетающиеся в пространстве в пределах единых месторождений.

Среди редкометалльных месторождений поликомпонентной карбонатитовой рудной формации с определенной долей условности можно выделить четыре субформации (см. табл. 2), причем две-три из них иногда совмещаются в пределах одного месторождения (например, Белозиминского, Горноозерского, Сокли, Ковдорского и др.). Среди месторождений других полезных ископаемых этой рудной формации в таблице 2 показаны лишь минеральные типы, сложно перемежающиеся в возрастной и латеральной последовательности с редкометалльными месторождениями.

Можно привести и другие примеры сложных соотношений различных таксонов рудноформационной систематики редкометалльных месторождений, но они не внесут ничего принципиально нового.

При построении рудноформационной классификации редкометалльных месторождений обращает на себя внимание еще одна особенность — наличие сходных по вещественным признакам рудных формаций, связанных с разными рудопродуцирующими геологическими формациями, то есть явление конвергенции. Это видно на примерах рудных формаций Sn—Be—Zr—Y—TR—Nb—Ta-щелочных квальмитов, относимых к плутоногенному и метаморфогенному типам, Be-флюоритовых грейзенов, сопровождающих интрузии как лейкогранитов, так и щелочных гранитоидов, Zr—Nb альбититов, связанных с массивами нефелиновых сиенитов разной формационной принадлежности, апатит-Nb(Ta) карбонатитов массивов УИК и приразломных зон фенитизации и т.д. Такие родственные по составу рудные формации группируются в ряд семейств.

Опыт рудноформационного анализа редкометалльных месторождений, обладающих упомянутыми выше специфическими особенностями, приводит к следующим методическим выводам.

Смысловое содержание термина «рудная формация» в принятом в настоящее время его понимании оставляет значительную степень свободы в трактовке таких ее осново-

полагающих определений, как «сходство элементного и минерального состава оруденения» и «близость геологических условий его формирования», что делает вероятным принятие неоднозначных решений при выделении рудных формаций редкометалльных месторождений.

Для этих месторождений представляет собой необходимой конкретизация определения термина «рудная формация» с учетом:

формы причинной связи рудных образований с рудогенерирующей геологической формацией;

использования в качестве вещественных признаков рудной формации не минеральных форм оруденения, а ассоциаций ведущих рудных металлов и главных минеральных ассоциаций рудоносных пород.

Исторически сложившаяся практика рудноформационного анализа месторождений каждого полезного ископаемого (реже — 2—3) должна быть дополнена изучением, в аспекте рудноформационных соотношений, более широких естественных сообществ различных рудных, а также нерудных полезных ископаемых, т.е. ассоциаций и семейств рудных формаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Кривцов А.И. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов // Советская геология. 1984. № 6. С. 6—12.
2. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н., Константинов Р.М. Магматические и рудные формации. — М.: Недра, 1986.
3. Методические рекомендации по проведению поисковых и поисково-оценочных работ на тантал, ниобий и сопутствующие им иттрий и редкоземельные элементы / В.С.Кудрин, Л.Г.Фельдман, А.А.Шугин и др. // Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр. — М.: ВИМС, 1992.
4. Покалов В.Т. Рудноформационный анализ и некоторые аспекты его применения // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 9—15.
5. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д.В.Рундквиста. — Л.: Недра, 1981.
6. Формационный анализ и крупномасштабный прогноз рудных месторождений / Под ред. Д.И.Горжевского, И.В.Крейтер — М., ЦНИГРИ, 1987. Вып. 216.
7. Эпштейн Е.М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. — М.: Недра, 1994.

Kudrin V. S., Arkhangel'skaya V. V., Epshtein Ye. M.

SPECIFIC FEATURES OF ORE-ASSEMBLAGE-BASED ANALYSIS OF ENDOGENIC LITHOPHYLIC RARE METAL DEPOSITS

The rare metal deposits differ from other ore deposits by the co-presence of several ore elements, their relatively small contents with a multitude of ore minerals, variability of element and mineral compositions of ores, diversity and great numbers of geological ore-generating formations. These peculiarities cause rather complicated space-time interrelations of the ore assemblage involved. This fact should be accounted for in the ore-assemblage-based analysis of rare metal deposits.

УДК 553.43'536

©Ю. К. Кудрявцев, 1996

РЯДЫ И СОЧЕТАНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

Ю. К. КУДРЯВЦЕВ (ИМГРЭ Роскомнедра)

Установлено, что в латеральных рядах молибденово-медных месторождений закономерное положение занимают железо- и золоторудные, золото-серебряные, скарновые медно-полиметаллические и Pt-содержащие никелево-медные месторождения. Во внешних терригенных прогибах локализованы практически разновозрастные с ними месторождения медистых песчаников. С более молодыми формациями связаны месторождения Mo, W, Be, Nb, TR; Y, с формациями субстрата — преимущественно полиметаллов.

Общие представления о закономерном размещении месторождений в медно-порфировых провинциях, отвечающих вулканоплутоническим поясам или сближенным по возрасту системам поясов, были сформулированы А.И.Кривцовым и его коллегами из ЦНИГРИ [8]. В соответствии с этими представлениями базальтоидные вулканоплутонические пояса (ВПП) входят в состав эвгеосинклиналей и образуют барьерные зоны островодужных геоструктур. Медно-порфировые месторождения ассоциируют с прорывающими вулканы интрузивами габбро-диорит-гранодиоритового (тоналитового) состава. Андезитоидные вулканоплутонические пояса рассматриваются в качестве элемента окраинно-континентальных и внутриконтинентальных геосинклинально-складчатых систем. Общий ряд геоструктур этих систем составляют: эвгеосинклинали, достигающие островодужных стадий развития — вторичные геосинклинали — тыловые прогибы — краевые ВПП — внешние

континентальные прогибы. Соответственно в зависимости от состава субстрата в пределах андезитоидных ВПП выделяются эпизвгеосинклинальные, эпимиогеосинклинальные и эпикратонные зоны, которые характеризуются закономерной латеральной сменой минерально-геохимических типов месторождений медно-молибденового семейства от существенно медных до существенно молибденовых. Для базальтоидных ВПП общий временной ряд месторождений имеет вид: медно-цинково-колчеданные — марганцевые — медно-порфировые и жильные золото-полиметаллические, для андезитоидных — стратиформные свинцово-цинковые — железорудные — медно-порфировые — золото-серебряные — редкометалльные. При специальном рассмотрении рудноформационной зональности применительно к конкретным палеозойским медно-порфировым провинциям эти ряды могут быть существенно детализированы.

Наиболее полный латеральный ряд фор-

маций устанавливается в герцинской Джунгаро-Балхашской провинции, рассматриваемой в границах ареала вулканоплутонических ассоциаций Прибалхашско-Илийского ВПП (рис. 1). Для ее внутренней Балхашской структурно-формационной и металлогенической зоны, в которой развиты преимущественно нижнепалеозойский офиолитовый и среднепалеозойский флишеидный комплексы, характерно мышьяковистое молибден-кобальт-висмут-золото-медное оруденение, сконцентрированное в Саякском рудном районе. Известные здесь месторождения и проявления принадлежат к трем морфогенетическим типам: скарновому, прожилково-вкрапленному и жильному. Все промышленные месторождения связаны со скарнами. Отношение меди к молибдену в рудах месторождения составляет 200—400, достигая в ряде случаев 1000—2000 и более. Содержание золота колеблется от 0,2 до 2 г/т. Концентрации висмута на нижних и средних горизонтах месторождения Саяк-I достигают 0,3 % [7]. На месторождении Саяк-IV самостоятельное значение приобретают золото-кобальтовые руды, в которых главным концентратором золота выступает арсенопирит. На этом же месторождении установлено борное оруденение, представленное боросиликатами и разнообразными боратами. Практический интерес имеют и магнетитовые залежи в скарнах. Совокупность данных свидетельствует о внедрении саякских гранитоидов в конце среднего карбона (московский век). Гранодиориты, слагающие рудоносный Умитский массив, отличаются повышенной магнезиальностью и общей щелочность (сумма щелочей — 7,4 %). Натрий-калиевое отношение близко к 1. Им присущи наиболее высокие в регионе фоновые содержания никеля, кобальта и хрома.

Западнее, в пределах Бактай-Иткудуской рудной зоны в последние годы выявлена группа золоторудных месторождений, ассоциирующих с гранитоидами, которые по возрасту сопоставляются с саякскими. На наиболее изученном Долинном месторождении минерализованные жильные зоны залегают преимущественно в габбро-норитах раннего субкомплекса, реже в более поздних гранодиоритах, слагающих соответственно западную и восточную части единого интрузива, и формируются после даек диорит-

порфириров и спессартитов. Первичные руды жильных зон принадлежат единому золото-мышьяковисто-железистому типу. Золото, в основном, свободное и сопровождается пиритом и теллуридами свинца, серебра и висмута. Для месторождения характерно проявление ранней кварц-молибденитовой минерализации, обуславливающей образование значительных ореолов Mo, W и Sn в тыльных и подрудных зонах жильных систем, выходящих в гранитоиды. От саякских гранодиоритов отличаются несколько пониженной общей щелочностью (6,4 %), повышенным натрий-калиевым отношением (1,4) и высокой титанистостью. При более высоком сравнительно с гранитоидами медно-порфировых систем содержании золота (4,1 и 0,95 мг/т соответственно) они заметно обеднены Cu, Pb и Zn.

В расположенной еще далее на запад Токрауской структурно-формационной и металлогенической зоне выделяются две подзоны — Восточная и Западная. В Восточной подзоне, где субстратом рудоносных вулканоплутонических ассоциаций служат андезитойды среднепалеозойского (фамен-визейского) островодужного комплекса, располагается наиболее крупное в районе Коунрадское медно-порфировое месторождение, а также молибден-порфировые месторождения ранней возрастной группы, самым представительным среди которых является месторождение Кенькудук. Первое локализовано в окраинной части созданного саурскими движениями Коунрадского поднятия и приурочено к шовному прогибу, выполненному нижнепалеозойскими офиолитами и представляющему собой апофизу более крупных трогов внутренней Балхашской зоны. Вторые занимают осевую, насыщенную гранитами, часть поднятия. Отношение меди к молибдену в коунрадских рудах близко к 100. Ранние высокоглиноземистые гранодиориты, с которыми связана основная часть руд, имеют раннекаменноугольный серпуховский возраст. По общей щелочности они практически идентичны гранодиоритам Долинного месторождения и отличаются от них повышенной натриево-стью ($Na/K = 2,1$). Рудоносные биотитовые граниты, которые контролируют молибден-порфировое оруденение, по возрасту близки к ранним коунрадским гранодиори-

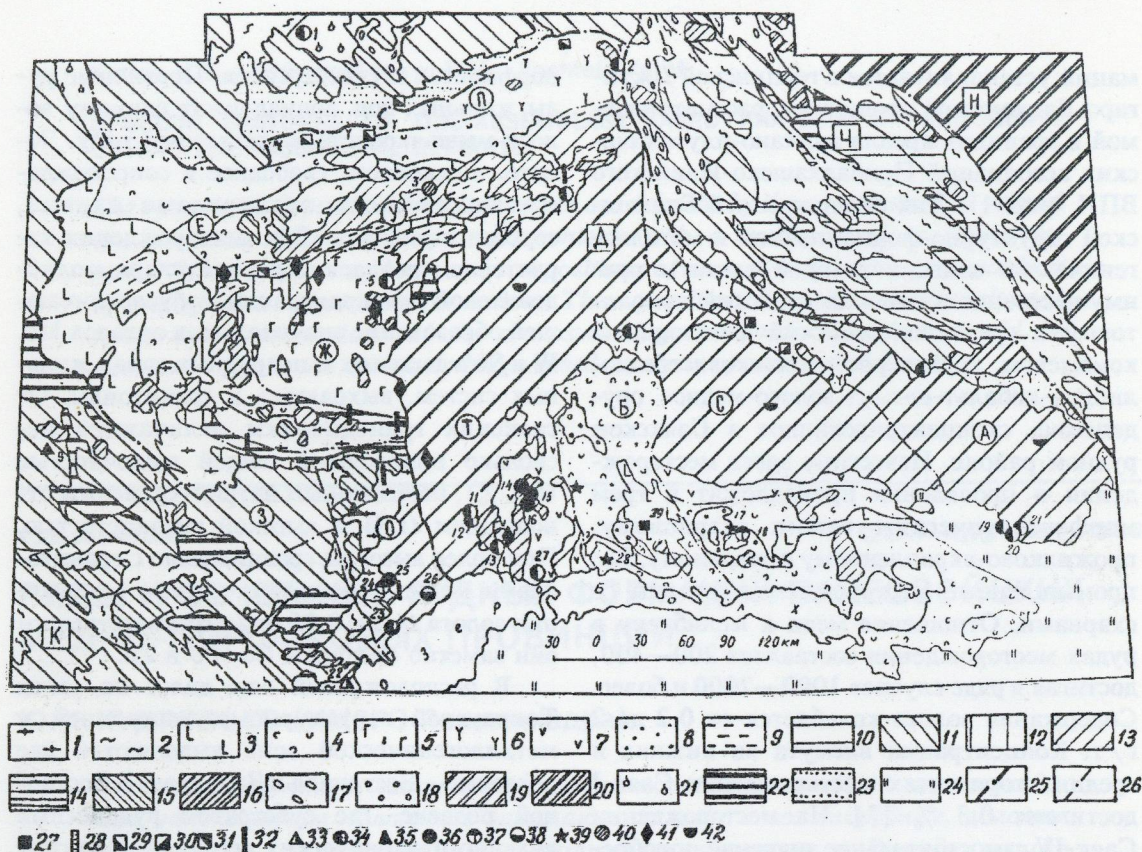


Рис. 1. Схема размещения месторождений в структурах Центрального Казахстана (составлена на основе геологической карты Ц. Казахстана м-ба 1:500000, 1981 г.):

1 — выходы докембрийского фундамента; 2 — нерасчлененные геосинклинальные формации области каледонской стабилизации; эвгеосинклинальные формации герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы: 3 — офиолитовая и терригенно-кремнистая Pz_1 , 4 — терригенная $S-D_1$ и $S-D_3$ (соответственно в северно-западной и центральной частях), 5 — кремнисто-базальтовая и терригенная $S-D_2$, 6 — базальт-риолитовая, базальт-трахириолитовая и терригенная D_{2-3} ; 7 — зона андезитовидного островодужного вулканизма D_3fm-C_{1v1} ; 8 — тыльные прогибы, сопряженные с островодужной зоной, и поздние прогибы эвгеосинклинальных зон, сложенные флишеидной формацией D_3fm-C_{1v1} ; 9 — унаследованные и наложенные прогибы, сложенные углеродистой карбонатно-терригенной формацией D_3fm-C_{1v1} с локально проявленным базальт-риолитовым вулканизмом; континентальные и островодужные ВПП по возрасту: 10 — S , 11 — D_{1-2} , 12 — D_3 , 13 — $C-D$; интрузивы тыльных и фронтальных зон ВПП по возрасту: 14 — S , 15 — D , 16 — $C-P$; сопряженные с ВПП прогибы, сложенные формациями: 17 — молассовыми, S , 18 — вулканогенно-молассовыми; 19 — нерасчлененные формации Зайсанской складчатой системы; 20 — интрузивы фронтальной зоны Жарма-Маурского ВПП; молассовые впадины и рифтогенные прогибы, сложенные: 21 — терригенными и терригенно-карбонатными формациями D_2-C , 22 — то же D_3-C , 23 — терригенными угленосными формациями D_3-C ; 24 — платформенные мезо-кайнозойские впадины; разломы, разделяющие: 25 — складчатые системы (металлогенические провинции), 26 — структурно-формационные (металлогенические) зоны; месторождения: 27 — медно-колчеданные, 28 — скарновые (регенерированные) медно-полиметаллические, 29 — малопиритные халькопирит-борнитовые, 30 — колчеданные медно-полиметаллические, 31 — барит-борнит-халькопиритовые, 32 — колчеданные барит-медно-полиметаллические, 33 — медно-порфировые девонского возраста, 34 — то же каменноугольного возраста, 35 — молибден-порфировые девонского возраста, 36 — то же каменноугольного возраста, 37 — скарновые (молибденово)-медные, 38 — скарновые медно-полиметаллические, 39 — золоторудные, 40 — никелево-медные, 41 — вольфрам-молибденовые и молибденовые, 42 — хакользина и самородной меди. Месторождения: 1 — Самарское, 2 — Коктасжал, 3 — Камкор, 4 — Байское, 5 — Алмалы, 6 — Александровское, 7 — Бесшоки, 8 — Нурбай, 9 — Шалгия, 10 — Бирюк, 11 — Борлы, 12 — Южное Борлы, 13 — Коунрад, 14 — Кепчам, 15 — Каскырказган, 16 — Кенькудук, 17 — Саяк-IV, 18 — Саякская группа месторождений, 19 — Айдарлы, 20 — Актогай, 21 — Кызылкия, 22 — Сарышаган, 23 — Сокуркой, 24 — Каратас-I, II, 25 — Каратас-IV, 26 — Гульшадская группа месторождений, 27 — Приозерное, 28 — Долинное, 29 — Тесиктас. Складчатые системы и металлогенические провинции: Д — Джунгаро-Балхашская, Н — Зайсанская, К — Кокчетав-Северо-Тяньшаньская, Ч — Еременьтау-Чингиз-Тарбагатайская. Структурно-формационные и металлогенические зоны: А — Баканасская, Б — Балхашская, Е — Тектурмасская, Ж — Жаман-Сарысузская, З — Позднекаледонская, О — Новалы-Кызылэспинская, П — Спасская, С — Северо-Балхашская, Т — Токрауская, У — Карасорско-Успенская.

там. Cu/Mo в рудах месторождений составляет 20—30. Можно полагать, что оно завышено в связи с наложением минерализации, сопровождающей поздние интрузивы плагитоклазовых гранитов.

В западной подзоне, где основание вулканоплутонического пояса сложено среднепалеозойским карбонатно-терригенным комплексом, накопившимся в заостроводужном бассейне и почти повсеместно перекрытым образованиями ВПП, проявлены молибден-медно-порфировые месторождения с Cu/Mo в рудах близким к 50, которые концентрируются в Борлинском рудном районе. При близкой общей щелочности коунрадских и борлинских гранитоидов последние являются заметно менее натровыми ($\text{Na}/\text{K} = 1,2$). В кислых вулканитах рудоносной вулканоплутонической ассоциации этой подзоны известно золото-серебряное теллуридно-сурьмяное оруденение непромышленного месторождения Науразбай, локализованное во вторичных кварцитах одноименного массива.

Внешняя, Новалы-Кызылэспинская эпикратонная зона, выходящая в пределы эпикаледонского краевого массива, также неоднородна. Основной особенностью геологического строения ее юго-восточной части является широкое развитие венд-нижнепалеозойского комплекса, образованного карбонатными и черносланцевыми толщами общей мощностью свыше 3500 м. Последние заметно обогащены Zn , Pb , Cu , Mo и другими элементами, что, по-видимому, в значительной степени определяет проявление здесь медно-полиметаллической минерализации в скарнах и актинолит-тремолит-эпидотовых метасоматитах. Известные месторождения локализованы в полосе контакта кремнисто-терригенной и доломитово-известняковой пачек венд-палеозойской толщи в северо-восточном сегменте экзоконтакта Гульшадского адамеллитового интрузива, синхронного с рудоносными интрузивами Борлинского и Коунрадского районов. При повышенной (9,6 %) общей щелочности адамеллитов в сравнении с борлинскими гранодиоритами, Na/K в них снижается до 0,7. Кроме медно-полиметаллической в Гульшадском районе в последние годы обнаружена специфическая молибден-порфировая минерализация в связи со среднекамен-

ноугольными биотитовыми гранитами. Отличительной чертой ее является резко повышенное в сравнении с ранее рассмотренными месторождениями содержание рения в молибдените. Минерализация накладывается на апоэффузивные вторичные кварциты и сопряжена с диаспор-пирофиллит-кварцевыми метасоматитами и ассоциирующими с ними андалузит-, джумортьерит- и зунит-содержащими гидротермалитами.

В западной части внешней металлогенической зоны каледонское основание составляют блоки докембрийского фундамента, перекрытые образованиями силурийского островодужного комплекса и Девонского вулканоплутонического пояса. Металлогенический облик ее определяют скарновые молибденово-медные и молибден-порфировые месторождения Каратасского рудного района. Молибденово-медные месторождения с Cu/Mo в рудах близким к 30 приурочены к экзоконтактам среднекаменноугольного интрузива кварцевых монцонитов. Молибден-порфировое месторождение Каратас-IV с равным соотношением меди и молибдена в рудах ассоциирует с лейкократовыми гранитами, которые прорывают как кварцевые монцониты, так и пересекающие их дайки, и, видимо, представляет вторую возрастную группу объектов этого типа. Не исключено, что по времени формирования они близки вольфрам-молибденовым месторождениям, связываемым с акчатауским интрузивным комплексом. В южной части района известно и существенно медное оруденение месторождения Сокуркой с Cu/Mo в рудах близким к 150.

По уровню щелочности и соотношению натрия и калия гранитоиды Каратасского и Саяжского районов неразличимы. Первые выделяются также повышенными, но заметно уступающими саяжским, концентрациями Co , Ni и Cr . Для них характерны, кроме того, максимальные содержания Ba и Sr , высокая титанистость.

В качестве завершающих членов выделяемого латерального ряда рудных объектов, видимо, можно рассматривать (молибден)-цинк-кобальт-никель-медную с платиноидами минерализацию месторождения Камкор каменноугольного возраста, расположенного в центральной части Карасорско-Успенской зоны, а также месторождения

медистых песчаников Джезказганского района, локализованные в каменноугольных терригенных отложениях внешних герцинских прогибов. Существенно медные ($\text{Cu}/\text{Ni} = 8$) прожилково-вкрапленные и гнездовые руды месторождения Камкор залегают в небольшом интрузиве, сложенном перидотитами, габбро-норитами и норитами и прорывающем углеродистые терригенные отложения [7]. Появление объектов этого типа в ряду медно-молибденовых месторождений не случайно. Сходное по составу и более значительное по масштабу оруденение известно в Жарма-Саурской зоне Зайсанской провинции. Близкая по составу минерализация проявлена на месторождении Бошекуль и некоторых других объектах.

Включение в рассматриваемый ряд месторождений медистых песчаников также представляется оправданным. Геохимическое родство их с медно-порфировыми месторождениями подчеркивали Е.М.Поплавко, В.В.Иванов и Г.Г.Дьяконова [13]. Несомненно близость типоморфных элементов их руд, показательна высокая концентрация в рудах рения. Это родство подчеркивается закономерным изменением соотношений изотопов свинца галенитов из близких по возрасту руд месторождения Джезказган и медно-порфировых месторождений Казахстана и Узбекистана. На диаграммах (рис. 2) рой точек, отражающих эти соотношения, образует единый непрерывный тренд. Начало его составляют фигуративные точки составов свинца месторождения Коунрад, далее следуют точки, отвечающие составам свинца месторождений Борлы, Саяк, Кальмакыр и Дальнее и, наконец, — рудных залежей Джезказганского месторождения. В этой системе ясно обособляются меденосные цехштейновые сланцы, что обусловлено сильной изменчивостью отношения $^{206}/^{204}\text{Pb}$ при практически не меняющемся отношении $^{207}/^{208}/^{204}\text{Pb}$. По геофизическим данным, на глубоких горизонтах Джезказганского района можно предполагать присутствие магматических тел основного состава. В то же время геохимические особенности красноцветных песчаников указывают на несомненное участие заключенной в них меди в процессах рудообразования, подтверждая представления о сложном генезисе этих месторождений.

В занимающих северо-восточную и северную части Джунгаро-Балхашской провинции Баканасской и Спасской зонах в целом сохраняется та же общая тенденция изменения состава руд молибденово-медных месторождений в зависимости от их палеопозиции. Однако выявляющиеся закономерности менее отчетливы. Отсутствуют молибден-порфировые месторождения. Резкое изменение Cu/Mo в рудах, соответствующее изменению составов порфировых тел, отмечается уже в пределах наиболее значительного Актогайского рудного района: на месторождении Кызылкия оно близко к 100, Актогай — 50, Айдарлы — 35.

В целом по геохимическим особенностям магматические образования и контролируемые ими медно-молибденовые месторождения можно разделить на две группы. Одна из них включает магматиты и рудные объекты Балхашской, вторая — окружающих зон. В то же время по характеру распределения РЗЭ гранитоиды региона образуют родственную серию, в которой все изученные полнокристаллические и порфировые породы характеризуются резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (рис. 3). В спектрах РЗЭ отсутствуют или слабо выражены европиевые минимумы. Полученные значения начальных отношений изотопов стронция для магматических пород исследованного ряда также близки и закономерно увеличиваются от 0,7038 в гранитоидах Балхашской зоны до 0,7052 и 0,7057 соответственно в интрузивных породах Токрауской и Новалы-Кызылэспинской зон (рис. 4).

В связи с геологическими формациями предшествующих циклов развития в Балхашской зоне следует отметить проявление медно-колчеданного оруденения раннепалеозойского возраста, представляющего интерес на единственном мелком месторождении Тесиктас. Для Спасской зоны характерны мелкие месторождения малопиритных халькопирит-борнитовых руд в среднедевонских осадочно-вулканогенных толщах. В Токрауской зоне островодужные фамен-нижнекаменноугольные андезитойды вообще не содержат минерализации. В одновозрастных, преимущественно карбонатных, формациях рифтогенных прогибов внешних эпикаледонских зон развито главным образом пол-

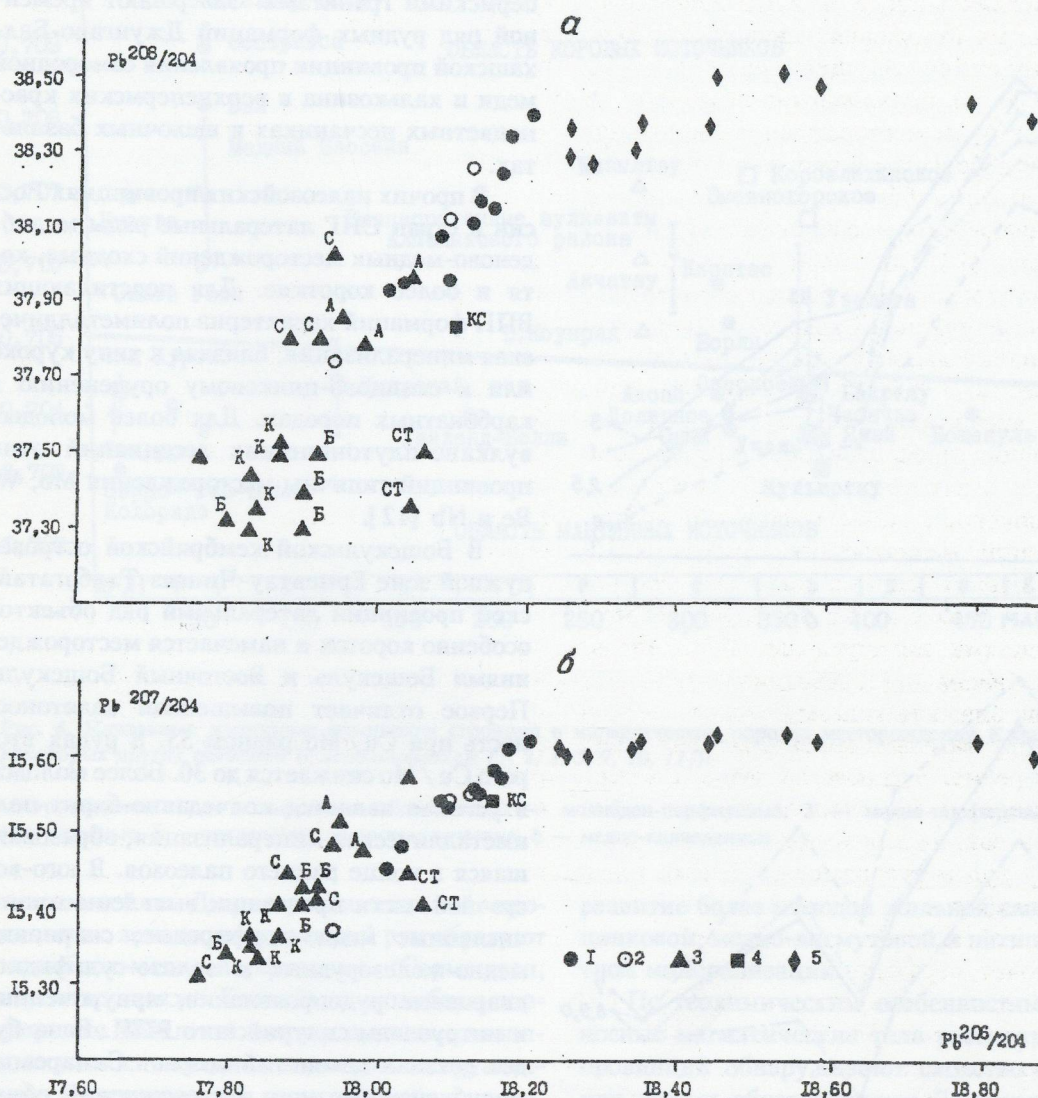


Рис. 2. Изотопный состав свинца позднепалеозойских молибден-медно-порфировых месторождений и месторождений медистых песчаников и сланцев Казахстана, Узбекистана и Германии (с использованием [14, 15, 17]):

месторождения медистых песчаников Джезказганского района: 1 — залежи в отложениях джезказганской, 2 — таскудукской свит; 3 — молибден-медно-порфировые месторождения; 4 — молибден-порфировые месторождения; 5 — оруденные сланцы цехштейна. Названия месторождений: А — Кальмакыр, Дальнее, Б — Борлы, К — Коунрад, КС — Каратас-IV, С — Саяк-I, СТ — Соргуз

иметаллическое оруденение [16]. Различные типы последнего образуются здесь в связи с геотектоническими процессами силурийского и девонского возраста. В целом очевидно, что масштабы проявления оруденения в формациях, подстилающих ВПП, и в самих поясах

обратно пропорциональны. С более молодыми вулканоплутоническими формациями сопряжены ограниченная по масштабу золото-адуляр-кварцевая минерализация, а также промышленное Mo, W и Be оруденение кварцевожильно-грейзенового и штокверко-

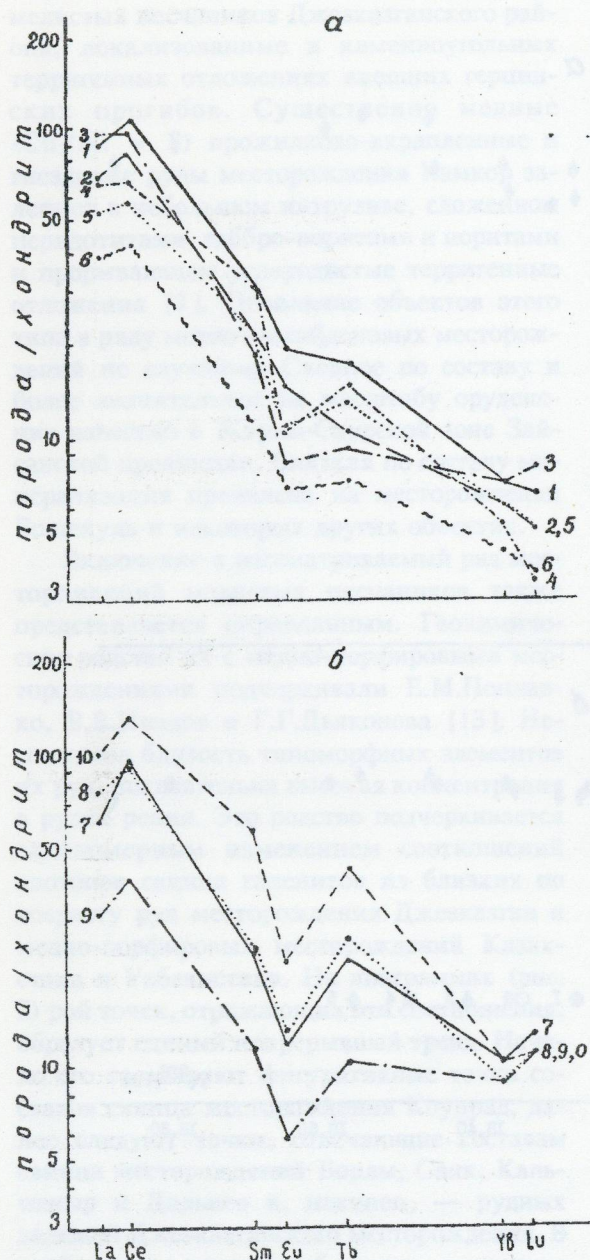


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в рудоносных гранитоидах и порфировых интрузивах молибден-медно-порфировых и скарновых месторождений Казахстана, Узбекистана (а) и Урала (б):

месторождения и исследованные гранитоиды: 1 — СЗ Балыкты, кварцевые монцитит-порфиры, 2 — Каратас-IV, гранодиорит-порфиры, 3 — Борлы, порфировидные гранодиориты, 4 — Коунрад, гранодиорит-порфиры, 5 — Саяк-I, гранодиориты, 6 — Бошекуль, тоналит-порфиры, 7 — Бенкалинское, диорит-порфиры, 8 — Баталинское, гранодиориты, 9 — Новониколаевское, диорит-порфиры, 10 — Верхнеуральское, гранодиориты

вого типов, связанное с каменноугольными-пермскими гранитами. Завершают временной ряд рудных формаций Джунгаро-Балхашской провинции проявления самородной меди и халькозина в верхнепермских красноцветных песчаниках и щелочных базальтах.

В прочих палеозойских провинциях России и стран СНГ латеральные ряды молибденово-медных месторождений сходные, хотя и более короткие. Для подстилающих ВПП формаций характерна полиметаллическая минерализация, близкая к типу куроко или к свинцово-цинковому оруденению в карбонатных породах. Для более молодых вулканоплутонических ассоциаций этих провинций типичны месторождения Mo, W, Be и Nb [12].

В Бошекульской кембрийской островодужной зоне Ерментау-Чингиз-Тарбагатайской провинции латеральный ряд объектов особенно короток и намечается месторождениями Бошекуль и Восточный Бошекуль. Первое отличается повышенной золотоносностью при Cu/Mo равном 55. В рудах второго Cu/Mo снижается до 30. Более молодой в регионе является колчеданно-барит-полиметаллическая минерализация, образовавшаяся в конце раннего палеозоя. В юго-восточной части провинции выявлены многочисленные медно-порфировые, скарновые медно-железорудные и золото-сульфидно-кварцевые рудопроявления, приуроченные к интрузивам силурийского ВПП. Если будет доказан девонский возраст Самарского молибденово-медного месторождения, обнаруженного в широтной ветви Девонского ВПП в последние годы, то к северу от него соответствующий латеральный ряд продолжится до месторождений медистых песчаников Чадринской группы.

В Кокчетав-Северо-Тяньшаньской провинции Казахстана, включающей металлогенические зоны Селетинско-Степнякского региона, Бетпакдалы, Кендыктаса и более южных районов, наиболее выразителен латеральный ряд, связывающий позднеордовикские железорудные, молибден-медно-порфировые и золоторудные месторождения ее северной части. Среди более молодых объектов Девонского ВПП следует особо отметить месторождения уран-молибденовой формации. В Позднекаледонской зоне, при-

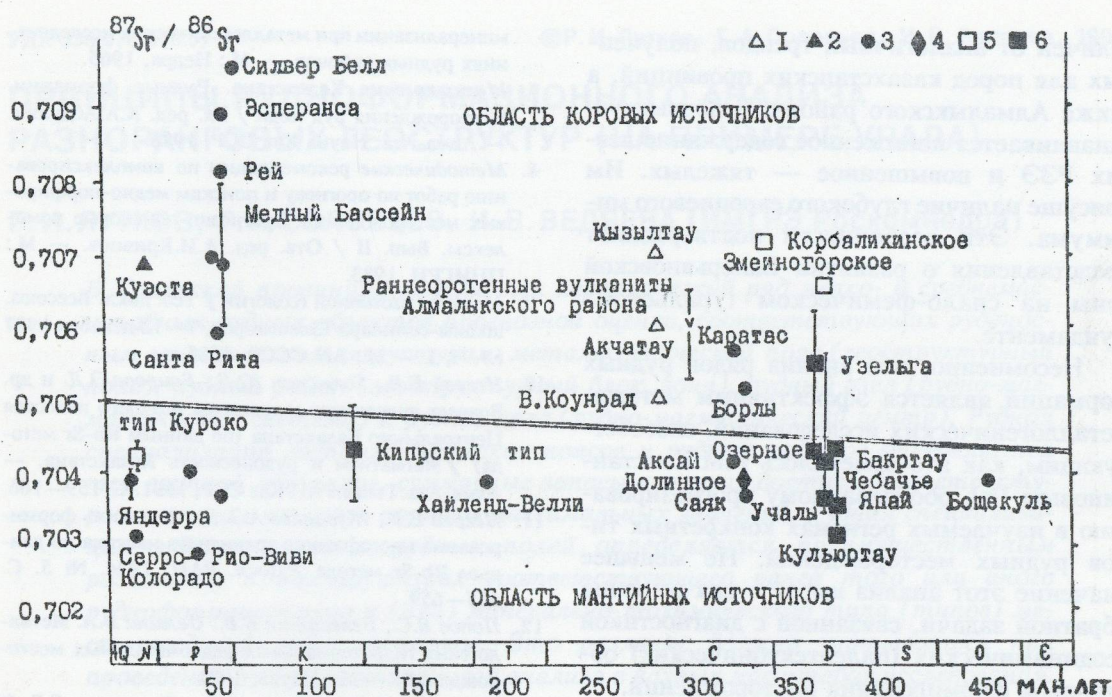


Рис. 4. Начальные изотопные отношения стронция в магматических породах месторождений Казахстана и некоторых других регионов (с использованием [1, 2, 3, 5, 9, 10, 11]):

месторождения: 1 — вольфрам-молибденовые, 2 — молибден-порфировые, 3 — медно-порфировые, 4 — золоторудные, 5 — колчеданно-полиметаллические, 6 — медно-колчеданные

мыкающей к Джунгаро-Балхашской провинции с запада, латеральный ряд образуют молибден-медно-порфировые (Сарышаган, вероятно, также Коксай), и молибден-порфировые (Шалгия) месторождения, связанные с ниже-среднедевонскими интрузивами. Подстилающий силурийский островодужный комплекс безруден.

Таннуольско-Хамсаринская металлогеническая зона Тувы по формационному ряду молибденово-медных месторождений, особенностям их структурной позиции и магматизма наиболее сходна с восточной частью Токрауской зоны Джунгаро-Балхашской провинции. Качественно близкий ряд с объектами Селетинско-Степнякского региона образуют средне-верхнедевонские и каменноугольные формации Уральской провинции. Латеральный ряд рудных формаций Кураминской провинции также короток. По И.М.Голованову [4] его составляют объекты медно-порфирового и скарнового золотохалькопиритового и полиметаллического типов. Спецификой провинции является

развитие более молодой жильной свинцово-цинковой, медно-висмутовой и пятиэлементной минерализации.

По геохимическим особенностям рудосносные магматические тела рассмотренных провинций обнаруживают сходство с теми или иными образованиями Джунгаро-Балхашского ряда. Пологим трендом РЗЭ с пониженным содержанием легких РЗЭ и повышенным — тяжелых выделяются вулканы Бошекульского района. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученное на основании анализов минералов бошекульских гранитоидов, колеблется от 0,7039 до 0,7044. Магматические образования Алмалыкского района заметно отличается более высокое значение начального отношения стронция (0,7053—0,7065). По распределению РЗЭ они близки к комплексам внешней зоны Джунгаро-Балхашской провинции. Девонские и каменноугольные гранитоиды Урала, и в их числе гранитоиды Валерьяновской зоны, по геохимическим характеристикам близки между собой. В то же время тренд распределения РЗЭ в них резко

отличен от аналогичных трендов, полученных для пород казахстанских провинций, а также Алмалыкского района. В первых устанапливается пониженное содержание легких РЗЭ и повышенное — тяжелых. Им присуще наличие глубокого европиевого минимума. Эти особенности подтверждают представления о развитии Валерьяновской зоны на снало-фемическом (уральском) фундаменте.

Несомненно, что анализ рядов рудных формаций является эффективным методом металлогенических исследований, способствующим, как это отмечалось Р.М.Константиновым [6], обоснованному прогнозированию в изучаемых регионах конкретных типов рудных месторождений. Не меньшее значение этот анализ имеет и для решения обратной задачи, связанной с диагностикой геодинамических (палеотектонических) обстановок формирования месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобохов А.С. Эндогенная динамическая система Южно-Уральской палеостровной дуги. — М.: Наука, 1991.
2. Ганиев И.Н., Сайдыганцев С.С. Rb-Sr возраст и генезис вулканитов минбулакской свиты Чаткало-Кураминского региона // Узбекский геологический журнал. 1990. № 5. С. 21—28.
3. Генезис рудных месторождений. Т. 1, 2 / Ред. Б.Скиннер. — М.: Мир, 1984.
4. Голованов И.М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. — Ташкент: Фан, 1978.
5. Ильин В.А., Солодилова В.В., Лупарева Н.П., Мулыкова М. Возраст и генезис гранитоидов массива Аксай (Центральный Казахстан) по Sr-изотопным и геохимическим данным // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 70—78.
6. Константинов Р.М., Жариков В.А., Омеляненко Б.И. и др. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. — М.: Недра, 1965.
7. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди / Гл. ред. А.А.Абдулин. — Алма-Ата: Наука Каз ССР, 1978.
8. Методические рекомендации по комплексированию работ по прогнозу и поискам медно-порфировых месторождений. Прогнозно-поисковые комплексы. Вып. II / Отв. ред. А.И.Кривцов. — М.: ЦНИГРИ, 1983.
9. Методы изотопной геологии // Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара (Звенигород, 7—13 декабря 1987 г.). Ч. I. — М.: АН СССР, 1987.
10. Негрей Е.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. и др. Возраст вулканитов и гранитов позднего палеозоя Центрального Казахстана (по данным Rb-Sr метода) / Магматизм и рудоносность Казахстана. — Алма-Ата: Гылым АН Каз ССР, 1991. С. 159—166.
11. Негрей Е.В., Журавлев А.З. Длительность формирования многофазного гранитного массива по данным Rb-Sr метода // Докл. РАН. 1994. № 5. С. 655—659.
12. Попов В.С., Белевитин В.В., Семин В.А. Металлогения гидротермальных редкометалльных месторождений. — М.: Наука, 1981.
13. Поплавко Е.М., Иванов В.В., Дьяконова Г.Г. О геохимическом сходстве медно-порфировых месторождений и медистых песчаников (на примере Казахстана) // Тез. докл. на 27 междунардн. геол. конгрессе. Секция XII. Т. 6. — М.: Наука, 1984. С. 254—255.
14. Пучков Е.В., Мещанинов Е.З., Рахубенков А.Т. и др. Изотопный состав свинца некоторых медно-порфировых месторождений Казахстана и Узбекистана // Геология рудных месторождений. 1976. № 1. С. 76—83.
15. Сыромятников Н.Г., Трофимова Л.А., Замятин Н.И. Стабильные изотопы и радиоэлементы как индикаторы рудообразования. — Алма-Ата: Наука Каз ССР, 1978.
16. Чу-Илийский рудный пояс. Полезные ископаемые. Рудные полезные ископаемые / Гл. ред. А.А.Абдулин. — Алма-Ата: Наука Каз ССР, 1980.
17. Wedepohl K.H., Delavaux M.X., Doe B.R. The potential source of lead in the Permian Kupferschiefer bed of Europe and some selected Paleozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany // Contrib. Mineral. Petrol. 65. 1978. P. 273—281.

Kudryavtsev Yu. K.

FAMILIES AND COMBINATIONS OF ORE ASSEMBLAGES IN PALEOZOIC PORPHYRY COPPER PROVINCES

It has been revealed that iron and gold deposits, gold-silver ones, and skarn-type Cu-polymetallic and Pt-bearing Cu-Ni deposits occupy certain regular positions in lateral series of Mo-Cu deposits. Cuprous sandstone deposits of much the same age are localized in extremal terrigenous troughs. Associated with somewhat younger formations are Mo, W, Be, Nb, TR, Y deposits, while those associated with bedrock formations are predominantly base metal ones.

УДК 553.078(470.5)

©Р. И. Лутков, Г. А. Соловьев, И. В. Ведяева, 1996

ПРИНЦИПЫ РУДНОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА РАЗНОРАНГОВЫХ ГЕОСТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Р. И. ЛУТКОВ, Г. А. СОЛОВЬЕВ, И. В. ВЕДЯЕВА (ИМГРЭ Роскомнедра)

В Уральской провинции выделяется иерархический ряд мелко- и среднемасштабных рудных объектов прогнозной оценки, соответствующих рудоносным геологическим структурам: металлогенический пояс (геоструктурный пояс), рудный район (геоструктурный блок, зона), рудный узел (рудно-магматическая система) и рудное поле (рудно-магматический центр). Рудная специализация металлогенических поясов и рудных районов определяется той группой металлов, суммарные запасы которых достигают в структурах первого и второго порядка максимальных значений. Рудная специализация рудных узлов и рудных полей определяется преимущественным развитием в геоструктурах соответствующего ранга того или иного рудноформационного и (или) минерально-геохимического типа (типов) месторождений этих металлов. Это различие должно учитываться при проведении рудноформационного анализа в разных масштабах исследования.

Сущность, задачи и возможности металлогенического (рудноформационного) анализа общеизвестны, широко обсуждаются и совершенствуются в современных геологических исследованиях. Его роль в решении одной из главных задач — прогнозной оценке состава месторождений и запасов полезных компонентов — невозможно переоценить. На его основе совершенствуется учение о рудоносных геоструктурах. Большой вклад в развитие учения о рудных формациях внесли С.С.Смирнов, В.И.Смирнов, И.Г.Магакьян, Ф.И.Вольфсон, Л.Н.Овчинников, Д.В.Рундквист, Н.П.Лаверов, Р.М.Константинов, А.И.Кривцов и многие другие. Начала регионального металлогенического анализа были положены и развиты сотрудниками ВСЕГЕИ. Для средне- и крупномасштабных исследований метод развивался сотрудниками академического Института геологии и минералогии рудных месторождений. В настоящее время рудноформационный анализ продолжает совершенствоваться. Появляются новые данные по региональной геофизике, геохимии, а известные материалы интерпретируются по-новому в свете вновь полученных данных. Возрастает комплексность прогнозных оценок, начиная с мелкомасштабных и заканчивая крупномасштабными исследованиями. Предлагаются новые критерии выделения и

оконтуривания рудоносных геологических структур — объектов прогнозной оценки.

На Урале, старейшем горно-рудном районе России, комплексные исследования рудоносных геоструктур проводятся К.К.Золовевым, Е.С.Контарем, В.А.Прокиным, А.И.Грабежеевым, Е.А.Белгородским, А.С.Бобоховым и многими другими. В этих работах принимают участие и авторы статьи. Проведенный нами пространственно-статистический анализ материалов по месторождениям, региональной геологии, геофизике и геохимии Урала и среднемасштабных геоструктур Среднего и Южного Урала позволяет высказать некоторые соображения об особенностях рудноформационного анализа при разномасштабных исследованиях.

На Урале, как и в других рудоносных провинциях, выделяется иерархический ряд рудоносных геоструктур и соответствующих им рудных объектов. Достаточно детально изучены крайние члены этого иерархического ряда: мелкомасштабные (геоструктурные и соответствующие им металлогенические пояса и области) и крупномасштабные геоструктуры и рудные объекты (рудные тела, месторождения). Более неопределенное положение сложилось со среднемасштабными рудоносными геоструктурами и соответствующими им рудными объектами:

рудными полями, узлами и рудными районами. У исследователей до сих пор нет единства в критериях и параметрах выделения и оконтуривания названных геоструктур. Дело доходит до того, что одну и ту же площадь квалифицируют и как золоторудный, и как медно-колчеданный, и как хромитоносный и т.д. рудный район, что вообще противоречит принципу районирования. Чаще всего это происходит из-за того, что предпочтение оказывается одному-двум признакам: структурному или вещественному (составу геологических формаций), геохимическому или минеральному составу месторождений. Суммарные запасы полезных компонентов в месторождениях, локализованных в пределах выделенной структуры, по вполне понятным причинам и вовсе не принимаются во внимание. Между тем, по нашим данным, распределение запасов металлов не соответствует распределению месторождений тех же металлов [2]. То есть высокая насыщенность геоструктуры рудными объектами какого-либо формационного типа не может быть несомненным положительным критерием оценки ее перспектив. Обязательным является использование фактора, определяющего вкупе с другими факторами запасы полезного компонента. На Урале такой фактор — глубинное строение складчатой системы [3]. Связь состава оруденения с особенностями глубинного строения наблюдается для всех формационных типов и возрастных групп месторождений. Характерна приуроченность месторождений сидерофильной и халькофильной групп металлов к областям погружения границы Мохоровичича и поднятия границы Конрада, а месторождений литофильной группы металлов — к областям воздымания границы Мохор и погружения поверхности Конрада. Кроме того, в распределении месторождений сидерофильной и халькофильной групп наблюдается зональность по отношению к оси зоны с наибольшим показателем основности земной коры. Эти закономерности самого общего плана и характеризуют складчатую систему в целом. Рассмотрим, как проявляется фактор «глубинное строение» в масштабе геоструктур первого и второго порядка.

Геоструктурами первого порядка на Урале являются структурно-формационные пояса (с запада на восток): Предуральский

краевой прогиб, Внешнеуральская зона смятия, Центрально-Уральское поднятие, Тагил-Магнитогорский (Главный эвгеосинклинальный) прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие, Тюменско-Кустанайский прогиб, Тобольско-Кушмурунское поднятие. Структурно-формационным поясам соответствуют металлогенические пояса. Расчеты распределения запасов металлов в структурно-формационных поясах доказывают, что металлогеническая специализация рудоносных геоструктур начинается уже на уровне геоструктур первого порядка, проявляясь в самом общем виде — на уровне групп металлов. В прогибах сосредоточены основные запасы металлов сидерофильной и халькофильной групп, в пределах поднятий — запасы металлов литофильной группы, что соответствует составу дифференцированных магматических комплексов [3].

Геоструктуры второго порядка на Урале выделяются по-разному. Классическим считается выделение структурно-формационных зон в пределах структурно-формационных поясов. Структурно-формационные зоны представляют собой более однородные в геолого-структурном отношении части поясов, с более однородным составом геологических формаций. Такое районирование оправдано и тем, что исторически изучение поверхности самой верхней части земной коры уралид опережало региональные геофизические исследования, которые дают представление о глубинном строении складчатой системы. Поэтому схема металлогенического районирования позволяла сузить разброс рудноформационных типов месторождений в пределах структур второго порядка, однако не давала представления о распределении ресурсов.

Данные региональных геофизических исследований позволили Е.М.Ананьевой, Н.Г.Берлянд, К.К.Золосеву, М.С.Рапопорту [4] и другим исследователям говорить о мозаично-блоковом строении средних и верхних горизонтов земной коры. По степени основности земной коры, по значимой дискретности средних значений поля силы тяжести на Урале выделяется семь типов структурно-формационных блоков и зон — геоструктур второго порядка (рис. 1).

Пространственное размещение структур

турно-формационных блоков в пределах геоструктурных поясов вполне закономерно. Ультрафемические и фемические «утяжеленные» блоки развиты только в границах Главного геосинклинального прогиба, насыщенного магматическими образованиями основного состава. К Главному прогибу, как и к другим прогибам, приурочено подавляющее большинство «тяжелых» и «утяжеленных» блоков, а к поднятиям, насыщенным гранитоидами, гранито-гнейсами — большинство «легких» и «сверхлегких» блоков. Границы блоков четко выделяются по геофизическим данным — различиям в значениях поля силы тяжести и его градиентов и особенностям структуры аномального магнитного поля. На протяженных участках они совпадают с разрывными тектоническими элементами — кольцевыми и линейными разломами глубокого заложения. В таком понимании структурно-формационный блок (зона) является единым в структурном отношении, однородным и по преобладающему составу геологических формаций, и по глубинному строению (степени основности земной коры). Такое районирование позволило изучить размещение месторождений полезных ископаемых и запасов полезных компонентов в участках с различной основностью земной коры, оценив тем самым металлогеническую специализацию геоструктур второго порядка. Как показали наши расчеты, существует четкая приуроченность месторождений полезных ископаемых того или иного состава к структурно-формационным блокам (зонам) с определенной основностью земной коры [4]. Металлогеническая специализация геоструктур второго порядка — структурно-формационных блоков (зон) — обуславливается тем типом месторождений, который преобладает по относительному масштабу оруденения, т.е. запасам полезных компонентов (рис. 2). Наглядным примером тому служат параметры хромитового оруденения в структурно-формационных блоках (зонах) земной коры разной основности. При сопоставимой встречаемости хромитовых месторождений во всех типах блоков (зон) по основности земной коры около 95 % запасов хрома сосредоточено в ультрафемических геоструктурах. Сопоставимые оценки получены для остальных металлов. Как видно из рис. 2, по

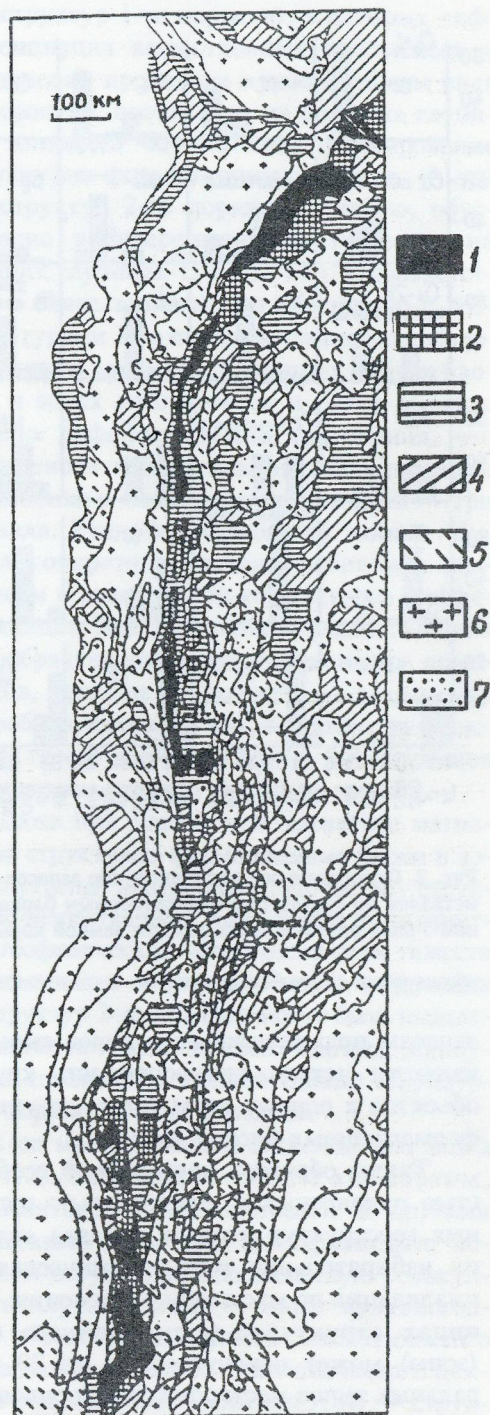


Рис. 1. Структурно-формационные блоки и зоны Уральской провинции (по Е.М.Ананьевой, Р.И.Луткову, Е.Б.Шмидт, 1991):

типы структурно-формационных блоков и зон по основности земной коры: 1 — ультрафемические (УФ), 2 — фемические «утяжеленные» (ФУ), 3 — фемические (Ф), 4 — сиало-фемические «утяжеленные» (СФУ), 5 — сиало-фемические «облегченные» (СФО), 6 — сиалические (С), 7 — ультрасиалические (УС)

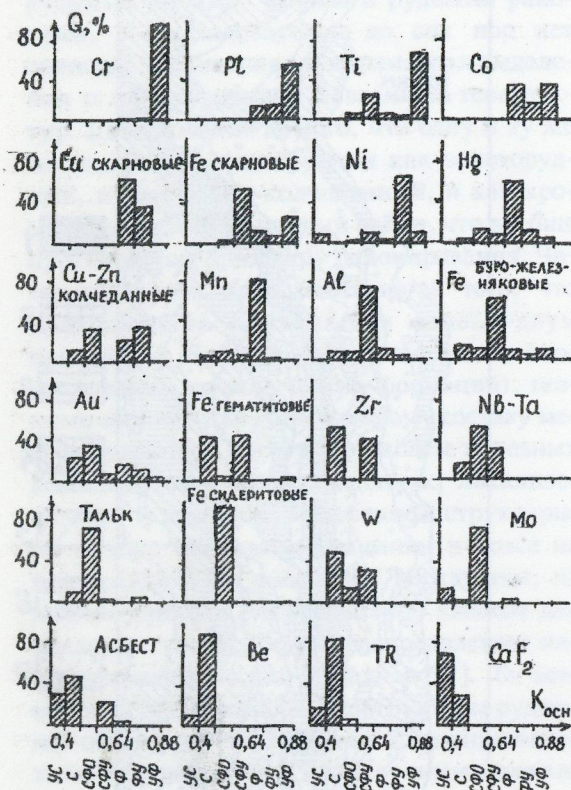


Рис. 2. Относительное распределение запасов (Q, %) металлов по структурно-формационным блокам и зонам Урала различной основности земной коры:

обозначения типов блоков см. рис. 1

запасам практически всех видов сырья выявляется четкая приуроченность крупных объектов к одному-двум типам структурно-формационных блоков (зон).

Таким образом, характерной особенностью рудоносных и потенциально рудоносных геоструктур второго порядка является их избирательная металлогеническая специализация по масштабу оруденения: в границах структурно-формационного блока (зоны) может присутствовать до 20 минеральных типов месторождений и рудопроявлений, но только один — три типа дают крупные по запасам объекты. С другой стороны, крупные месторождения определенного состава приурочены к геоструктурным блокам с узким диапазоном основности земной коры. Для крупных запасов хрома, платины, титана это ультрафемические геоструктуры, для кобальта — «тяжелые» бло-

ки от фемических до ультрафемических; для меди скарновых месторождений, для никеля, ртути и марганца — фемические и «утяжеленные» фемические блоки; для железа скарновых месторождений — «утяжеленные» блоки от сиало-фемического до ультрафемического типов, для железа месторождений бурого железняка и алюминия — блоки сиало-фемического «утяжеленного» типа; для ниобия, тантала, вольфрама — геоструктуры сиалического, сиало-фемического «облегченного» и сиало-фемического «утяжеленного» типов; для молибдена, талька, сидерита — геоструктуры сиало-фемического «облегченного» типа; для бериллия и редких земель — геоструктуры сиалического типа, для флюорита — геоструктуры ультрасиалического и сиалического типа. Относительно высокая концентрация запасов циркония и бурого железняка приходится на сиалический и сиало-фемический «утяжеленный» типы геоструктур. Наибольший разброс запасов металлов наблюдается в золоторудных и медно-цинково-колчеданных типах оруденения: существуют два максимума концентрации запасов металлов — в сиалическом и сиало-фемическом «облегченном» типах блоков, а также в фемическом и фемическом «утяжеленном» типах геоструктур.

Избирательная металлогеническая специализация структурно-формационных блоков (зон) проявляется не только в распределении крупных месторождений, но и в позиции комплексных геохимических аномалий. По результатам опробования литохимических потоков рассеяния в масштабе 1:1000000 (материалы Г.А.Вострокнутова, 1993, Уральский РГК) в пределах Уральского геохимического полигона нами выделяются 10 областей, различающихся фоновыми концентрациями металлов и 308 эпигенетических (аномальных) геохимических полей, в том числе 117 геохимических полей элементов сидерофильной группы (Cr, Ni, Y, Mn, Co и Sc), 96 полей элементов халькофильной группы (Cu, Zn, Pb, Ba, Au и Ag) и 95 полей элементов литофильной группы (Be, Ta, Nb, Zr, Sn) [4]. Геохимические поля трех названных групп элементов в большинстве случаев пространственно разобщены: из 308 геохимических полей 66 % являются моноассоциативными. Наблюдается соответствие состава месторож-

дений и эпигенетичных геохимических полей. Характерно, что низкоаномальные геохимические поля (коэффициент аномальности менее 3), фиксируя участки повышенной концентрации элементов в рудовмещающих породах, могут располагаться в пределах нескольких структурно-формационных блоков, пересекать межблоковые границы. Однако высокоаномальные геохимические поля того же состава (коэффициент аномальности выше 3) располагаются исключительно в пределах структурно-формационных блоков (зон) соответствующего типа (рис. 3). То есть при использовании традиционной схемы выделения геоструктур второго порядка по формационному составу поверхностных геологических образований мы сможем оценить лишь предполагаемый состав оруденения и только при условии, что формационная принадлежность пород известна. Для территорий, где рудовмещающие формации перекрыты толщей мезо-кайнозойских осадков, классический подход формационного и на его основе металлогенического районирования вообще вряд ли приемлем.

Таким образом, по многим параметрам: размеру (средняя площадь до нескольких тысяч квадратных километров), преобладающему развитию комплексов того или иного состава, структурной обособленности и избирательной металлогенической специализации, — структурно-формационные блоки и зоны Урала в металлогеническом отношении могут квалифицироваться как рудные районы. Структурно-формационные блоки и зоны на новых площадях или площадях, перекрытых непродуктивными образованиями, могут рассматриваться как потенциальные рудные районы, переходящие в категорию последних при наличии в них дифференцированных геологических образований (рудогенерирующих и рудовмещающих вещественных комплексов).

При таком определении рудный район как рудоносная геоструктура 2-го порядка имеет конкретные вещественные и структурные параметры, характеристики геофизических и геохимических полей, определенный узкоспециализированный состав оруденения, т.е. его можно однозначно выделить и оконтурить, в том числе и на перекрытых площадях (по параметрам геофизических и геохимических полей). В отличие от структурно-формационных поясов

(геоструктур 1-го порядка), в которых дифференциация вещественных комплексов и оруденения проявлена в самом общем виде и, вероятно, происходит на больших глубинах (порядка 40—50 км), формирование структурно-формационных блоков и зон (геоструктур 2-го порядка), видимо, обусловлено дифференциацией вещества на средних глубинах (10—15 км). В соответствии с более высокой, по сравнению с геоструктурами 1-го порядка, степенью дифференциации вещества, в геоструктурных блоках и зонах наблюдается и более высокая степень дифференциации оруденения, что выражено в избирательной специализации оруденения в блоках и зонах на один — три металла. Рудноформационный же тип объектов конкретного состава может быть различным в зависимости от факторов дифференциации более высоких порядков: состава рудообразующих и рудовмещающих комплексов, степени открытости — закрытости рудообразующих систем, и связан с рудоносными геоструктурами 3-го и 4-го порядков — рудными узлами, рудными полями.

Даже при однотипном характере магматизма структурно-формационные блоки и зоны внутренне неоднородны. По составу структурно-вещественных комплексов и параметрам геофизических полей (поля силы тяжести и аномального магнитного поля) в границах геоструктур 2-го порядка могут быть выделены магматические системы, центры, образующие со слоистой толщей единые структурные формы высоких порядков.

Под магматической системой мы, вслед за К.К.Золотевым, М.С.Рапопортом, Е.С.Контарем, Е.М.Ананьевой и другими уральскими геологами и геофизиками, понимаем структурно обособленную совокупность плутогенных и (или) вулканогенных образований единого магматического очага долговременного магматического цикла, а под магматическим центром — структурно обособленные, вещественно однородные или дифференцированные интрузивные массивы или вулканические постройки одного магматического этапа.

При развитии рудообразующих процессов магматические системы переходят в категорию рудномагматических систем, а магматические центры — в категорию рудномагматических центров. Структурно

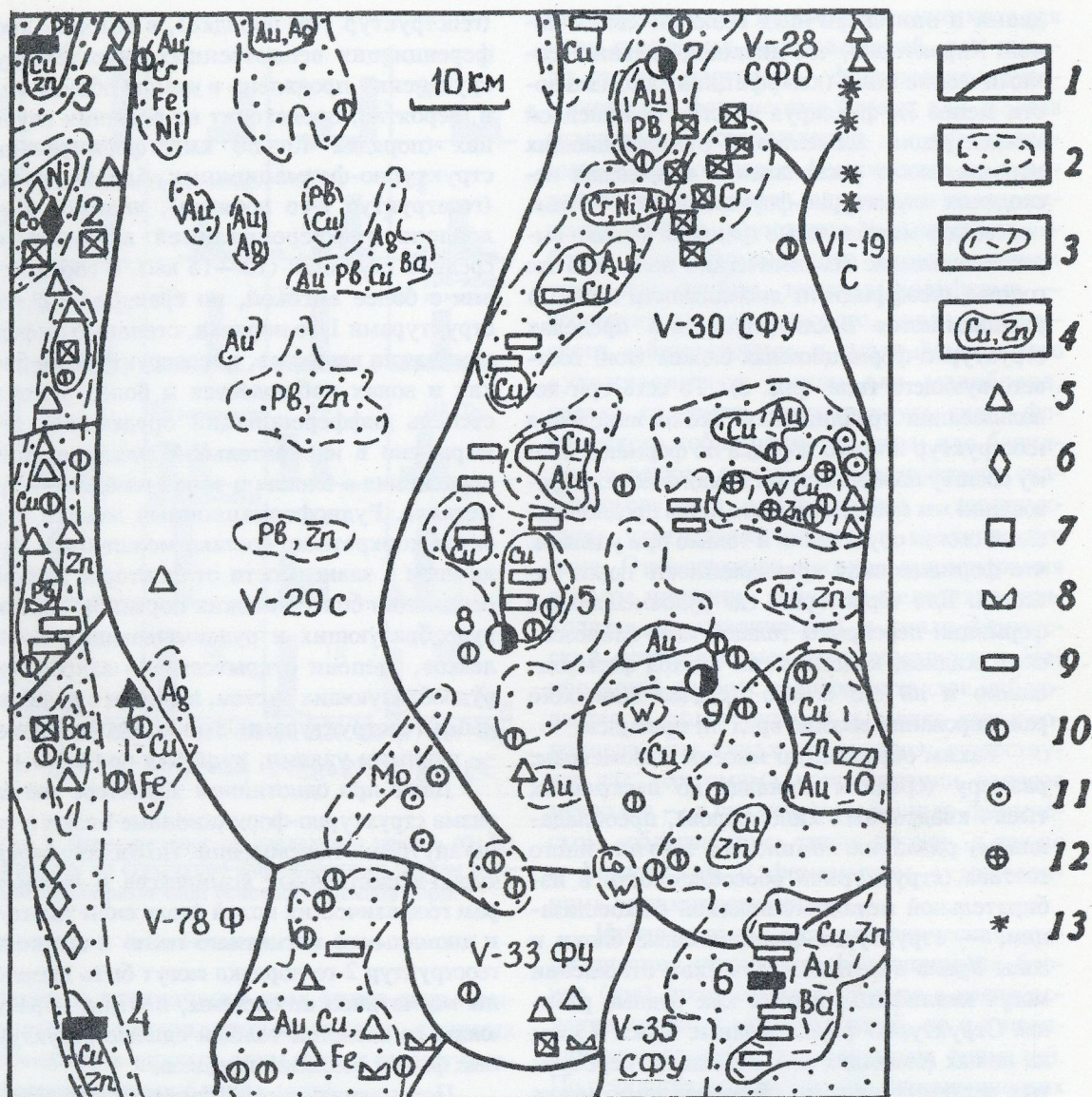


Рис. 3. Положение месторождений и рудопроявлений в структуре эпигенетических геохимических полей на Исетско-Пышминской площади:

1 — границы структурно-формационных блоков (рудных районов); 2 — геохимические поля с коэффициентом аномальности концентрации металлов 1—3; 3 — геохимические поля с коэффициентом аномальности концентрации более 3; 4 — состав геохимических полей; месторождения (залитые значки) и рудопроявления: 5 — железорудные, 6 — никелевые, 7 — хромитовые, 8 — марганцевые, 9 — медно-колчеданные, 10 — золоторудные, 11 — молибденовые, 12 — вольфрамовые, 13 — бериллиевые; месторождения полезных ископаемых: 1 — Сиверское, 2 — Нижне-Александровское, 3 — Белореченское, 4 — Дегтярское, 5, 8 — Пышминское-Ключевские, 6 — Арамилское, 7 — Первомайско-Зверевское, 9 — Березовское

взаимосвязанные магматическая система и комплекс рудовмещающих пород с рудными объектами (месторождениями и рудопроявлениями) представляют собой рудный узел (рудноносная структура 3-го порядка), а рудномагматический центр с комплексом рудо-

вмещающих пород и рудных объектов — рудное поле (рудноносная структура 4-го порядка).

Пространственно-статистический анализ вещественных комплексов, геофизических, геохимических полей и месторожде-

ний полезных ископаемых, проведенный нами по структурно-формационным блокам и зонам Среднего и Южного Урала, подтвердил правомочность и этой части систематики рудоносных геоструктур и рудных объектов. Это может быть продемонстрировано на примере Исетско-Пышминской площади Среднего Урала (Главный геосинклинальный прогиб) (см. рис. 3).

Большинство магматических систем и центров исследованной площади относятся к рудномагматическим и отвечают рудным узлам и рудным полям. Выделяются полицентричные и моноцентричные рудномагматические системы. Адекватные первым рудные узлы состоят из нескольких рудных полей (Пышминско-Ключевской рудный узел на западе блока V-30 с Пышминско-Ключевскими месторождениями золота и колчеданных руд, Мостовский рудный узел с проявлениями хрома, никеля, золота на севере этого же блока и другие). В моноцентричных рудномагматических системах границы рудных узлов и полей совпадают (Благodatский рудный узел с проявлениями вольфрама, молибдена и золота на востоке блока V-30, Уктусский рудный узел в блоке V-33 и другие).

В Пышминском блоке (V-30), в юго-восточной его части, выделилась Старо-Пышминская магматическая система, которая на основании проведенных исследований рассматривается как потенциально рудномагматическая с прогнозируемым оруденением колчеданного типа. На основании материалов геохимической съемки по коренным породам (масштаб 1:200000, В.Ф.Копанев, С.К.Шахурина, 1994, УГСЭ, Уральский РГК) нами составлена карта эпигенетических аномальных геохимических полей Исетско-Пышминской площади (см. рис. 3). По положению рудных объектов в структуре геохимических полей можно констатировать, что состав месторождений и состав сопровождающих их геохимических полей однотипен, а крупные месторождения сопровождаются эпигенетическими геохимическими полями высокой интенсивности.

В качестве примера соотношения металлогенической специализации рудного района и рудных узлов в границах того же района рассмотрим структурно-формационный блок V-30 СФУ. В пределах блока

сиало-фемического «утяжеленного» типа, соответствующего рудному району, специализированному на медь и золото, развиты месторождения различных формационных типов. Для меди известно два рудноформационных типа: медно-колчеданный (в том числе три минерально-геохимических типа — медно-колчеданный, медно-колчеданный обогащенный кобальтом и медно-колчеданный с золотом) (Пышминско-Ключевской узел) и медно-молибденовый (Благodatский узел). Для золота известны золото-сульфидный рудноформационный тип объектов в палеозойских вулканогенно-осадочных породах (Пышминско-Ключевской узел) и золото-сульфидно-кварцевый тип в гранитоидах Мостовского узла.

В пределах рудных полей размещение месторождений контролируется структурными элементами еще более высоких порядков: линейными и кольцевыми разрывами, участками неоднородности внутри рудовмещающей толщи, которые фиксируются изменением показателей физических полей (поля силы тяжести и аномального магнитного поля). Влияние перечисленных факторов на размещение рудных объектов изучено нами на количественной основе, но выходит за рамки обсуждаемой проблемы.

Таким образом, среднемасштабный (1:200000) пространственно-статистический анализ всего комплекса структурно-геологических, геофизических, геохимических материалов позволяет выделять и оконтуривать рудные узлы и рудные поля по соответствующим им рудоносным геоструктурам — рудномагматическим системам и рудномагматическим центрам. Рудномагматические системы и центры завершают иерархический ряд рудоносных геоструктур Урала. Как и структурно-формационные пояса и структурно-формационные блоки и зоны, рудномагматические системы и центры — это конкретные геологические образования, имеющие свои критерии и параметры оконтуривания, что сводит к минимуму субъективизм их выделения.

Таким образом, рудноформационный анализ рудоносных геоструктур имеет свои отличительные особенности при мелко- и крупномасштабных исследованиях. На уровне геоструктурных поясов и областей, а также блоков и зон, обусловленных диффе-

ренциацией вещества на больших и средних глубинах земной коры, рудноформационный анализ должен основываться на анализе распределения запасов металлов, а на уровне структур 3-го и 4-го порядков (рудноматических систем и центров) рудноформационный анализ может проводиться в традиционном ключе, опираясь на распределение рудных объектов различных рудноформационных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лутков Р.И. Принципы структурно-вещественного и геохимического районирования рудоносных провинций // Отечественная геология. № 6. 1995. С. 53—57.
2. Овчинников Л.Н., Лутков Р.И., Корытов Ф.Я. Особенности размещения хромитовых месторождений Урала в связи с его глубинным строением / Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов // Тр. Всесоюзн. симпозиума. — Свердловск, 1985.
3. Овчинников Л.Н., Лутков Р.И., Корытов Ф.Я. О связи металлогении Урала с его глубинным строением / Очерки металлогении. — Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1986. С. 46—73.
4. Физические поля и металлогения Урала / Е.М.Ананьева, К.К.Золотов, Р.И.Лутков, Л.Н.Овчинников, Б.А.Попов, М.С.Рапопорт, В.М.Рыбалка. — Екатеринбург: Среднеуральское книжн. изд-во, 1996.

Lutkov R.I., Solovyev G.A., Vedyayeva I.V.

PRINCIPLES OF ORE-ASSEMBLAGE-BASED ANALYSIS OF DIFFERENT-RANK GEOSTRUCTURES (HISTORY CASE: THE URALS)

A hierarchical series of small- and medium-scale ore-bearing evaluation subjects has been established for the Uralian province. These depositional features correspond to certain ore-bearing geological structures: metallogenic belt (geostructural belt), ore-bearing district (geostructural belt, zone), ore knot (ore-magmatic system) and ore field (ore-magmatic center). Ore specialization of metallogenic belts and ore-bearing districts is determined by a group of metals, total reserves of which run up to their maximum values in first- and second-order structures. Ore specialization of ore knots and ore fields is specified by the predominant development of certain ore-assemblage and/or mineral-geochemical type(s) of deposits containing these metals in geostructures of corresponding rank. This distinction should be taken into account when performing ore-assemblage-based analysis in different-scale research.

УДК 553.45

©А. Б. Павловский, Н. К. Маршукова, Т. А. Бурова, 1996

РУДНОФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И НОВЫЕ ТИПЫ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

А. Б. ПАВЛОВСКИЙ, Н. К. МАРШУКОВА, Т. А. БУРОВА (ВИМС Роскомнедра)

Рассматриваются особенности геолого-структурной позиции, характера связи с магматизмом, метасоматоза и вещественно-минерального состава руд крупномасштабных оловорудных месторождений, выделяемых в качестве самостоятельного геолого-промышленного типа надинтрузивных грейзенов; показаны черты их сходства и отличия от малых и среднего масштаба месторождений традиционного типа оловоносных эндо- и экзогрейзенов.

Выделение оловорудных формаций базируется в основном на трех положениях: геотектонической позиции и геодинамической обстановке формирования оруденения; пространственно-временном и генетическом соотношении оруденения с определенными магматическими формациями; специфике парагенных олову геохимических ассоциаций ведущих элементов, отражающей особенности течения послемагматических процессов рудообразования.

В соответствии со сказанным, для целей прогнозирования, поисков и оценки промышленных перспектив оловянного оруденения в широком спектре его эндогенных проявлений на геолого-геохимической основе выделяются две главные формации оловорудных месторождений с определенными ассоциациями рудогенных элементов: литофильная редкометалльно-оловянная и сидеро-халькофильная полиметалльно-оловянная (таблица).

В объемах выделенных формаций, охватывающих практически все известное многообразие оловянного оруденения, в зависимости от конкретных особенностей геологической и физико-химической обстановок формирования, формы и размеров рудных тел, минерального и вещественного состава руд, содержаний основных и попутных компонентов, возможной глубины распространения оруденения и ряда других параметров, выделяются следующие пять основных геолого-промышленных типов оловорудных месторождений: апоскарновый штокверково-залежный, грейзеновый жильно-штокверковый, кварцевый штокверково-жильный, силикатный штокверково-жильный и сульфидный

прожилково-жильный. Месторождения первых трех типов входят в состав редкометалльно-оловянной формации, два последних относятся к полиметалльно-оловянной формации оловорудных месторождений.

Однако, необходимость повышения обоснованности прогноза и эффективности поисков крупных оловорудных месторождений, рентабельно отрабатываемых в современных условиях, требует постоянного совершенствования систематики оловорудных месторождений с целью выявления возможностей установления новых перспективных типов оловянного оруденения на базе углубленного рудноформационного анализа.

Так, детальный анализ оловянного оруденения ряда ранее известных и новых крупных и весьма крупных месторождений России (Хинганское, Правоурмийское), Китая (месторождения района Гэцзю), Казахстана (Сырымбет), Бразилии (Бом-Футуро и другие районы Рондонии) показал, что это оруденение отличается от наиболее близкого к нему оловянного оруденения грейзенового геолого-промышленного типа с его малыми и средних масштабов месторождениями Германии (Альтенберг, Садисдорф), Чехии (Циновец) и Нигерии.

В отличие от традиционных околотрузивных эндо- и экзогрейзенов, непосредственно связанных с небольшими интрузиями субщелочных гранитов заключительных фаз внедрения оловоносных магматических комплексов, группа рассматриваемых крупномасштабных месторождений не обнаруживает видимой связи с какими-либо конкретными интрузиями гранитоидов и характеризуется спецификой геолого-структурной обстанов-

Формационные и геолого-промышленные типы оловорудных месторождений

Оловорудная формация	Геолого-про- мышленный тип	Геотектониче- ская позиция и геодинамиче- ская обстанов- ка формирова- ния оруденения	Оловоносная магматическая формация	Характер связи с магматизмом	Главные и по- путные полез- ные компоненты	Промышлен- ное значение	Месторождения
Редкометаль- но-оловянная	Апоскарновый, штоковерково-за- лежный	Щиты, платфор- мы, срединные массивы, ранне- инверсионные поднятия в складчатых сис- темах; эпигео- синклинальная орогения и тек- тоно-магматиче- ская активизация	Гранодиорит- гранит-лейкогра- нитная	Генетическая с интрузиями за- ключительных фаз внедрения оловоносных магматических комплексов	Олово, редкие металлы, вольф- рам, иногда цинк	Низкое, в пер- спективе сред- нее и высокое	Пела-Глобенш- тайн, Хамер- лайн (Германия) Бе- реговое (Кирги- зия) Титовское, Кителя, Каньон (Россия)
	Грейзеновый эн- до- и экзоинтрузи- онный жильно-штоко- верковый						
	Кварцевый, штоковерково- жильный						Альтенберг, Са- ндисдорф (Герма- ния), Циновец (Чехия), Экут, Таризль (Рос- сия)
					Олово, вольф- рам, бериллий, висмут, молиб- ден, тантал, нио- бий	Среднее и вы- сокое	Маучи (Мьян- ма) Эренфри- дерсдорф (Германия), Сант-Александр (Вьетнам) Иуль- тин, Светлое, Первоначальное (Россия)

Оловорудная формация	Геолого-про- мысловый тип	Геотектониче- ская позиция и геодинамиче- ская обстанов- ка формирования руденения	Оловоносная магматическая формация	Характер связи с магматизмом	Главные и по- путные полез- ные компоненты	Промышлен- ное значение	Месторождения
Редкометаль- но-оловянная	Грейзеновый наинтрузив- ный, линейно- штокверковый*	Наложенные приразломные прогибы в зонах поздней текто- но-магматиче- ской активизации на щитах, платфор- мах и средин- ных массивах	Гранодиорит- гранит-лейкогра- нитная	Парагенетиче- ская с интрузив- ными проявлениями оловоносных магматических комплексов	Олово, берил- лий, вольфрам, ниобий, редкие земли, индий, медь	Высокое и весь- ма высокое	Месторождения районов Рондо- нии (Брази- лия), Гэцзю (Китай), Сы- рымбет (Казах- стан), Хингайское, Правоурмий- ское, Одинокое (Россия)
Полиметаль- но-оловянная	Силикатный штокверково- жильный	Геосинклиналь- ные и ороген- ные прогибы складчатых сис- тем; эпигеосинк- лиальная орогения	Диорит-монцог- ранодиорит-гра- нитная	Парагенетиче- ская с многофа- зовыми проявлениями оловоносных магматических комплексов	Медь, висмут	Весьма высокое	Гербертон (Авс- тралия), Ларам- кота, Монте-Бланко (Боливия), Уч- кошкон (Кирги- зия), Валькумей, Дуб- ровское, Солнеч- ное, Хрустальное (Россия)

Оловорудная формация	Геолого-про- мышленный тип	Геотектониче- ская позиция и геодинамиче- ская обстанов- ка формирования руд	Оловоносная магматическая формация	Характер связи с магматизмом	Главные и по- путные полез- ные компоненты	Промышлен- ное значение	Месторождения
Полиметал- но-оловянная	Сульфидный, прожилково- жильный	Геосинклиналь- ные и ороген- ные прогибы складчатых сис- тем; эпигеосинк- лиальная орогения	Диорит-монцог- ранодиорит-гра- нитная	Парагенетиче- ская с многофа- зовыми проявлениями оловоносных магматических комплексов	Олово, свинец, серебро, цинк, медь, сурьма, индий, скандий	Среднее и вы- сокое	Квинсленд, Ре- нисон Белл (Ав- стралия), месторождения района Дачан (Китай), Ляля- гуа, Оуруо, По- тоси, Каргайколло (Боливия), Му- шистон (Таджи- кистан), Сарыбулак (Киргизстан), Черемуховое, Хапчеранга, Дальнегетское, Хета (Россия)

* Новый геолого-промышленный тип, рассматриваемый в данной статье.

ки нахождения, вещественно-минерального состава руд и целого ряда других признаков.

Формирование месторождений связано с процессами тектоно-магматической активизации жестких кристаллических массивов, заложением и обновлением крупных разрывных нарушений, вдоль которых формировались прогибы и протяженные вулканотектонические депрессии с проявлениями эффузивного и сменившего его кислого интрузивного магматизма.

Размещение рудных районов контролируется, как правило, окраиной платформ, ограниченных крупными глубинными разломами (рисунок). При этом локализация оруденения определяется трансформными поперечными структурами и прогибами фундамента и носит узловый характер. Рудные узлы приурочены к участкам пересечения продольных глубинных разломов поперечными зонами повышенной проницаемости. В более детальном плане структурная позиция рудных полей и месторождений определяется их приуроченностью к брахиантиклиналям второго порядка, находящимися в пределах крупных синклинальных структур.

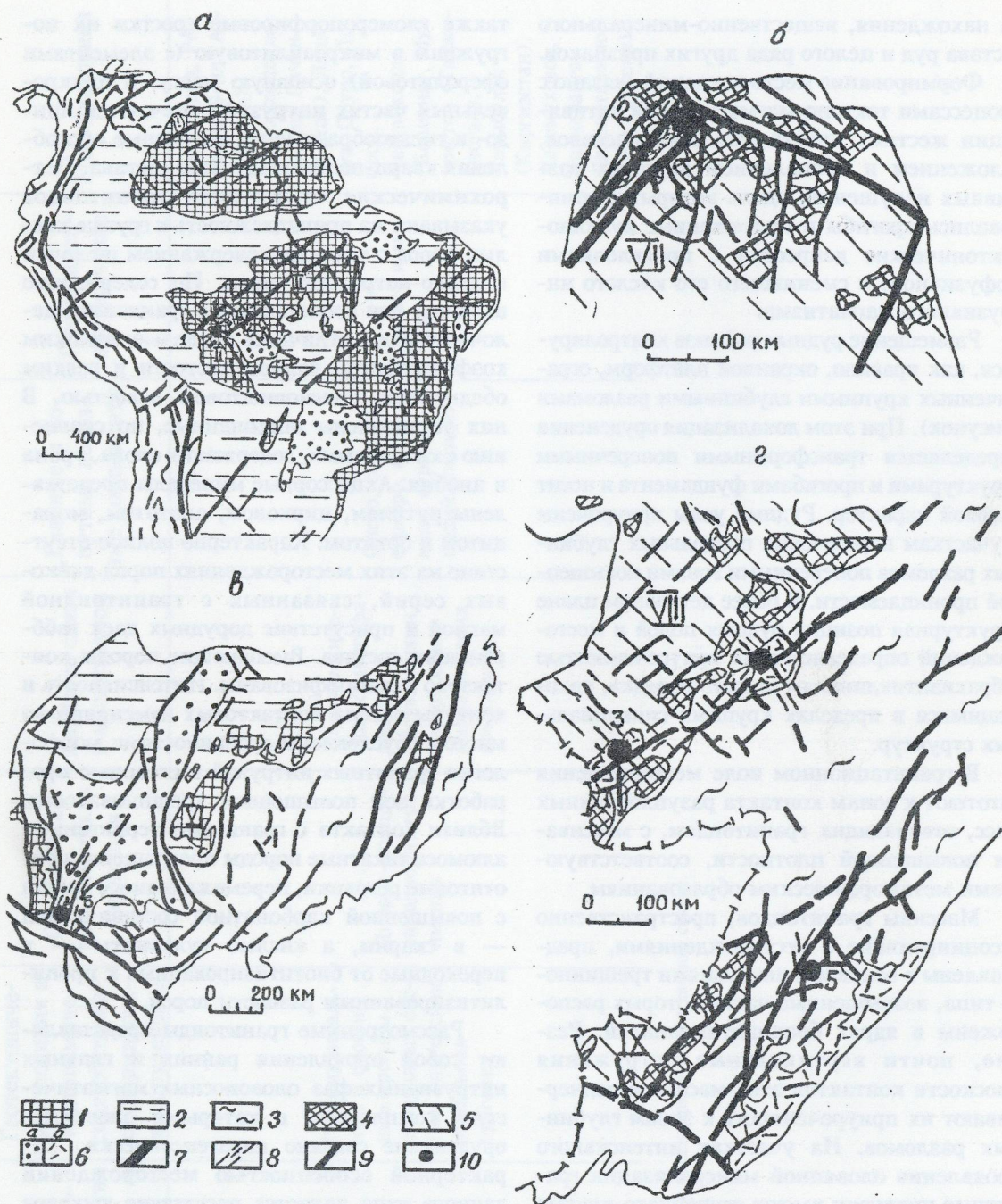
В гравитационном поле месторождения тяготеют к зонам контакта разуплотненных масс, отвечающих гранитоидам, с массивами повышенной плотности, соответствующими метаморфическим образованиям.

Массивы гранитоидов, пространственно ассоциирующие с месторождениями, представлены в основном интрузиями трещинного типа, возвышенные части которых расположены в ядрах брахиантиклиналей. Резкие, почти вертикальные погружения плоскости контактов этих массивов подчеркивают их приуроченность к зонам глубинных разломов. На участках интенсивного проявления оловянной минерализации гранитные интрузии имеют ступенчато-крутые погружающиеся на глубину контакты, обусловленные серией поперечных разломов.

Гранитоиды, слагающие трещинные интрузии, фациально неоднородны, и наряду с широко представленными гранит-порфирами среди них отмечаются кварцевые порфиры, мелко- и среднезернистые граниты. Текстурно-структурные особенности указывают на их субвулканическую природу. Порфировые выделения — кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (преимущественно альбит-олигоклаз), а

также гломеропорфировые сростки их погружены в микроаплитовую (с элементами сферолитовой) основную массу. В прикровельных частях интрузий отмечаются линзо- и гнездообразные пегматоидные обособления кварц-полевошпатового состава. Петрохимические особенности гранитоидов указывают на принадлежность к группе кислых пород с высоким содержанием щелочей калиево-натриевой серии. По содержанию щелочей они сопоставимы с гранитами щелочного ряда, отличаясь предельно высоким коэффициентом глиноземистости и резким обеднением полевошпатовой известью. В них установлены повышенные, по сравнению с кларковыми, содержания олова, урана и ниобия. Акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом, апатитом, монацитом и ортитом. Характерно полное отсутствие на этих месторождениях пород дайковых серий, связанных с гранитоидной магмой и присутствие дорудных даек габброидного состава. Вмещающие породы контактово метаморфизованы. Интенсивность и контуры ореола контактовых изменений во многом обусловлены особенностями морфологии гранитных интрузий и степенью проработки зон повышенной трещиноватости. Вблизи контакта с гранитами терригенные алюмосиликатные породы превращены в биотитовые роговики, перемежающиеся толщи с повышенной карбонатной составляющей — в скарны, а кислые вулканы — в переходные от биотитизированных к пропилитизированным разности пород.

Рассмотренные гранитоиды представляют собой проявления ранних и главных интрузивных фаз оловоносных магматических комплексов, с которыми оловянное оруденение связано парагенетически. Характерной особенностью месторождений данного типа является отсутствие выходов на поверхность гранитов заключительных фаз оловоносных магматических комплексов. Не встречены материнские граниты даже при бурении скважин на глубину 800 и более метров. Присутствие их на глубине предполагается по широкому распространению зон рудоносных метасоматитов, сопровождающихся обширными геохимическими ореолами Nb, TR, Sn, W, Mo, Be, Zn, Cu, Bi, In, Pb с отчетливо выраженной вертикальной зональностью.



Геотектоническая позиция надинтрузивных грейзеновых оловорудных месторождений:

А — Южная Америка, Б — Северный Казахстан, В — Южный Китай, Г — Приморье и Хабаровский край. Платформы (Южно-Американская, Китайская): 1 — щиты (I — Гвианский, II — Гуапоре́йский, III — Центрально-Бразильский, IV — Восточно-Бразильский) и антеклизы (V — Юньнань-Гуйчжоуская, VI — Цзяннаньская), 2 — платформенный чехол; 3 — складчатые области; срединные массивы (VII — Кокчетавский, VIII — Хингано-Буреинский, IX — Ханкайский); 4 — выступы фундамента, 5 — осадочный чехол; 6 — наложенные прогибы, выполненные: а — осадочными породами, б — эффузивами; разломы: 7 — главные глубинные, 8 — рудоконтролирующие зоны, 9 — прочие; 10 — надинтрузивные грейзеновые оловорудные месторождения (1 — район Рондонии, 2 — Сырымбет, 3 — Хинганское, 4 — Правоурмийское, 5 — Тигриное, 6 — район Гэцзю)

Одной из важнейших особенностей месторождений, определившей весь ход их формирования, является их глубинность. Глубина формирования месторождений измеряется первыми сотнями метров от палеоповерхности, то есть они, по существу, относятся к близповерхностным образованиям. В то же время, глубина распространения оруденения, его вертикальный размах в зависимости от мощности отложений в наложенных прогибах колеблется в пределах 300—700 м и, возможно, более.

Основными морфологическими типами рудных тел на месторождениях являются протяженные метасоматически минерализованные зоны, линейные жильно-прожилковые тела кулисообразного строения с большим вертикальным размахом, не выходящие, однако, за пределы контактово-метаморфизованных пород. Наиболее крупные из зон представлены участками дробления и брекчирования с раздувами и ответвлениями и сложным внутренним строением. Рудные тела внутри зон представлены гнездами и линзами руд различного состава, сетчато-прожилковым и вкрапленным оруденением. Наиболее богатые рудные тела приурочены главным образом к местам пересечений разломов различных направлений. Обращает на себя внимание независимость морфологии рудных тел от большинства протяженных хорошо картируемых линейных разрывных нарушений, а также отсутствие зон объемного катаклаза вне участков развития рудоносных метасоматитов. Эти факты являются доказательством тесной временной и генетической связи процессов катаклаза и метасоматоза, связанных с явлениями гидроразрыва, сопровождающими гидротермальный процесс и происходящими под воздействием высокого давления восходящих рудоносных флюидов. Кроме зон катаклаза, рудоносные метасоматиты развиваются также за счет прилегающих участков трещиноватых пород. Однако здесь интенсивность метасоматических преобразований и содержание оловянных минералов, как правило, значительно ниже.

В качестве важнейших минералого-геохимических особенностей руд рассматриваемых месторождений следует отметить:

интенсивный фторовый метасоматоз, придающий рудам сходство с традиционной грейзеновой минерализацией;

неотчетливая стадийность практически одноактного непрерывно эволюционировавшего процесса минералообразования;

широкое распространение в рудах как литофильных, так и халькофильных элементов и их минералов;

значительные вариации минеральных форм отдельных элементов и состава ряда минералов;

закономерное изменение в процессе рудообразования минеральных форм ряда лито- и халькофильных элементов, обусловившее проявление на месторождениях разнотипной рудоминеральной зональности.

Как видно из сказанного, рассматриваемые оловорудные месторождения, при всей своей близости к традиционным месторождениям оловоносных грейзенов, относимых к редкометально-оловянной формации, имеют вместе с тем определенные черты сходства с месторождениями, относимыми к полиметально-оловянной формации. К ним относятся: удаленность от магматического источника, локализация оруденения в крупных хорошо проработанных тектонических структурах, повышенный по сравнению с грейзенами сидеро-халькофильный состав рудных образований. Это, однако, не может служить основанием для выделения какой-то новой, возможно переходной оловорудной формации, или отнесения данного оруденения к полиметально-оловянной формации, поскольку месторождения, несмотря на приуроченность к наложенным прогибам зон тектоно-магматической активизации, все же тяготеют к позитивным структурам — срединным массивам, платформам и щитам, характеризуются пространственно-временной связью с интрузиями оловоносных магматических комплексов гранит-лейкогранитной формации, правда, при отсутствии материнских интрузий в верхнем структурном ярусе. Повышенные количества сульфидов в рудах месторождений обусловлены, по-видимому, спецификой вмещающих сред — вулканогенных и карбонатных пород, способствующих осаждению этих минералов из растворов, в той или иной мере несших какое-то количество цветных металлов. Турмалин также не является показателем принадлежности оруденения к полиметально-оловянной формации, так как даже для традиционных оловоносных эндо- и экзо-

грейзенов весьма характерны их турмалиновые разности. Тем не менее имеющиеся отличия в структурной позиции, отношении к магматизму и в минеральном составе диктуют необходимость рассматривать данное оруденение как самостоятельный геолого-промышленный тип оловорудных месторождений надинтрузивных грейзенов, существенно удаленных от своих магматических источников.

Таким образом, углубленный рудноформационный анализ позволил в объеме редко-металльно-оловянной формации выделить

новый геолого-промышленный тип оловорудных месторождений — надинтрузивных грейзенов, которые, в отличие от традиционных оловоносных эндо- и экзогрейзенов, характеризуются крупными масштабами оруденения, удаленного от материнских интрузий. Охарактеризованные особенности надинтрузивных грейзеновых месторождений, геологические условия их локализации и минеральный состав руд могут служить научно-методической основой прогноза и поисков крупнообъемных концентраций оловянного оруденения нового типа.

Pavlovsky A. B., Marshukova N. K., Burova T. A.

ORE-ASSEMBLAGE-BASED ANALYSIS AND NEW TYPES OF TIN ORE MINERALIZATION

Peculiarities of geological-structural setting, specificity of correlation with magmatic occurrences, metasomatism, substantial and mineral compositions of ores innate to large-scale tin ore deposits forming a unique category referred to as supra-intrusive greisens are discussed. Also shown are their common and distinctive features established as a result of comparing the new type of deposits with small- and medium-scale ones representing the traditional ore-bearing endo- and exogreisens.

УДК 552.57:553.41 (575)

© Коллектив авторов, 1996

СЕМЕЙСТВО РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ГЕРЦИНСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТЕРРИТОРИЙ УЗБЕКИСТАНА (ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Х. Р. РАХМАТУЛЛАЕВ, О. Г. ТЕРЛЕЦКИЙ, А. А. АБДУРАХМАНОВ,
М. А. МИРУСМАНОВ, С. М. КАЗАКБАЕВА (Узбекистан, Институт
минеральных ресурсов)

В Западном Тянь-Шане выделено Hg—Sb—As—Ag—Au—W—Sn семейство рудных формаций, связанное с позднеорогенным этапом тектоно-магматической активизации. Это семейство определяет своеобразный металлогенический профиль региона и имеет максимальный металлогенический потенциал по сравнению с формациями более ранних тектоно-магматических циклов.

Выделение Hg—Sb—As—Ag—Au—W—Sn семейства рудных формаций предложено в 60-е годы в работах Х. Р. Рахматуллаева [1, 2]. В основу выделения данного семейства рудных формаций положены следующие критерии: золотоносность минерально-гео-

химических парагенезисов; вещественный состав месторождений с количественными взаимоотношениями минералов, определяющих название формации; глубинность их формирования; связь с различными формациями определенного ряда образований од-

**Соотношение метасоматических и рудных формаций позднеорогенного
рудно-магматического этапа герцинского тектоно-магматического цикла (по
Х.Р.Рахматуллаеву)**

Формация. Субформация		Состав	Возраст (относительно магматических образова- ний)
Метасоматическая	Рудная		
Графитовая ранняя		Графит, графитит, ру- тил, анатаз и др.	До даек порфир-пор- фиритового ряда фор- мации
Кварц-серицит-турма- лин-доломитовая <i>Кварц-серицитовая</i> <i>Турмалиновая</i>	Кварц-касситеритовая	Кварц, серицит, тур- малин (дравит ран- ний), реже флюорит, хлорит, битум, касси- терит, арсенопирит, пирит, сфалерит, станнин, халькопи- рит, галенит	Постлампрофировый, но доодинитовый
Доломитовая	Сульфидно-кассите- ритовая	Карбонаты Са, Mg, Fe, серицит, хлорит, брусит, барит, флюо- рит, кварц, графит, касситерит, пирит, арсенопирит, сфале- рит, галенит, стан- нин и др.	Постлампрофировый
Калиево-полевошпат- биотитовая	Кварц-(вольфра- мит)-шеелит-арсено- пирит-золоторудная	Ортоклаз, микро- клин, биотит, актино- лит, кварц, кальцит	Интрадайковый в пор- фир-порфиритовом ряду формации
Пропилитовая	Кварц-пирит-арсено- пирит-шеелит-золото- рудная	Тунгстенит, вольфра- мит, молибденит, ше- елит, арсенопирит, пирит, пирротин, зо- лото, хедлеит, жозеит и др.	
Хлоритовая		Хлорит (деллисит, ди- абантит), кварц, шее- лит, арсенопирит, золото, висмутин и др.	
Актинолитовая		Актинолит, кварц, шеелит, арсенопирит, пирит, золото и др.	
Альбитовая	Кварц-альбит-пи- рит-арсенопирит- золоторудная. <i>Электрумвая</i>	Альбит, олигоклаз, кварц, шеелит, арсе- нопирит, пирит, золо- то и др.	
Углеродистая средняя		Графит, углеводоро- ды, антраксолит, се- рицит, карбонаты, рутил, анатаз, пирит и др.	То же, после даек си- енито-диоритовых порфиритов

Формация. Субформация		Состав	Возраст (относительно магматических образований)
Метасоматическая	Рудная		
Турмалиновая поздняя		Турмалин (дравит), кальцит, пирит, арсенопирит	То же, но до даек сие-нит-порфиров
Березит-лиственитовая	Золоторудная	Серицит, фуксит, хлорит, кварц, карбонаты Mg, Fe, Ca, пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, золото и др.	После даек порфир-порфирового ряда формаций, но до даек щелочных базальтоидов
	Кварц-пирит-золоторудная	Серицит, хлорит, карбонаты, кварц, пирит, золото, редко касситерит	
	Кварц-карбонат-серебряно-золоторудная	Серицит, хлорит, альбит, карбонаты, кварц, шеелит, теллуриды, золото, аргентит, галенит, сульфосоли серебра	
Графитовая поздняя		Углеводороды	
Аргиллизитовая	Кварц-антимонит-серебряно-золоторудная	Доломит, кварц, кальцит, серицит, антимонит, буланжерит, миаргирит, аргентит, пирит, киноварь, золото	
Серицитовая-аргиллизитовая	Кварц-серицит-миаргиритовая		
Доломитовая	Доломит-киноварная с золотом	Доломит, серицит, кальцит, кварц, редко флюорит, киноварь, реже антимонит, пирит, золото, арсенопирит, шеелит	
Джаспероидная	Кварц-флюорит-киноварь-антимонитовая	Серицит, графит, хлорит, адуляр, кальцит, доломит, анкерит, барит, флюорит, антимонит, метациннобарит, пирит, редко шеелит	
Лиственитовая	Лиственит-киноварная	Серицит, фуксит, графит, кальцит, киноварь, пирит и др.	
	Кальцит-кварц-флюорит-аурипигмент-киноварная	Кальцит, кварц, гидрослюда, флюорит, аурипигмент, реальгар, киноварь	
Кальцитовая	Кальцит-барит-киноварная с золотом	Кальцит, барит, киноварь, пирит, галенит, сфалерит, золото	
	Кальцит-киноварная с золотом	Кальцит, киноварь, пирит, золото	
Диккитовая	Диккит-киноварная	Диккит, гидрослюда, кварц, кальцит, киноварь, пирит, антимонит	

ного магматического этапа и наличие родственности происхождения разнометалльных формаций. Х.Р.Рахматуллаевым в 1985 году было дано следующее определение: под «семейством рудных формаций» понимается совокупность родственных разнометалльных рудных формаций, последовательно и направленно меняющихся по составу и связанным генетически или парагенетически с одним рядом магматических формаций [3]. Данное определение шире понятия «рудное семейство» А.Г.Бетехтина или «семейство месторождений» И.Г.Магакьяна. Оно близко к определению И.Н.Томсона, Р.М.Константинова и А.А.Малахова.

Основной критерий единства выделенных в таблице рудных формаций и субформаций, принадлежности их к единому семейству позднеорогенного рудно-магматического этапа герцинского тектоно-магматического цикла для всего Западного Тянь-Шаня — минералого-геохимическое родство, пространственная и временная связь с порфир-порфиритовым рядом формаций и тектоническая позиция их размещения.

Характеризуемые рудные формации и обстановки их размещения соответствуют этапу герцинской тектоно-магмо-металлогенической активизации (P_2-T_1), понимаемой как базификация земной коры континентального типа в любых масштабах и формах.

Минералого-геохимические критерии единства этого семейства рудных формаций таковы:

1. Наличие сквозных рудообразующих элементов — мышьяка, ртути, золота, серебра, олова, вольфрама, сурьмы, селена, теллура, палладия (в целом платиноидов) и др.

2. Наличие нетипичных для данных формаций минералов или их разновидностей, характерных для последующей формации. Так, самородное золото в оловорудных формациях связано с сульфидной стадией минералообразования; касситерит отмечается в рудах кварц-пирит-золоторудной формации; станнин — в скарново-сульфидно-золоторудной; ртутистое золото — в кварц-антимонит-серебросодержащей и кварц-антимонитовой; цинксодержащая киноварь — в ртутных рудах, ауристобит и сурьмосодержащий галенит — в комплексных сурьма-мышьяк-вольфрам-золотых ру-

дах и др. Кроме рудных, типоморфными нерудными минералами семейства формации являются турмалин (дравит) и доломит.

3. Закономерное изменение пробности золота от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным. Так, в кварц-(вольфрамит)шеелит-арсенопирит-золоторудной и кварц-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудной ассоциациях золото высокопробное — 850; в среднетемпературных — золоторудной и кварц-пирит-золоторудной — среднепробное — 800, а в низкотемпературной кварц-антимонит-серебряно-золоторудной — низкопробное — 521. Данный критерий — один из главных, подтверждающих представления о пульсационно-эволюционном формировании семейства формаций, так как обратное распределение пробности золота в аналогичных рудных формациях характерно для регенерированных золоторудных месторождений (Л.М.Индолев, В.И.Бергер). Переходными минеральными ассоциациями между высокотемпературными — оловорудными и вольфрамо-золоторудными и среднетемпературными — березито-золоторудными формациями служат турмалин-кальцит-пиритовые и турмалин-кальцит-пирит-арсенопиритовые прожилковые и прожилково-цементационные образования; а между среднетемпературными и низкотемпературными — аргиллизито-ртутно-сурьмяными с золотом, аргиллизито-березитовые метасоматические субформации с электрум-гесситовой и сульфосолями серебра и селенсодержащим галенитом ассоциациями.

4. Закономерно распределяющиеся термобарометрические показатели минералов в последовательно формировавшихся метасоматических и рудных формациях, соответствующих трем глубинным фациям: мезоабиссальной, гипабиссальной и приповерхностной. Мезоабиссальной фации глубинности соответствуют кварц-турмалин-касситеритовая, карбонатно-касситеритовая и кварц-(вольфрамит)шеелит-арсенопирит-золоторудная формации. Нижний диапазон температуры их образования 360°C и более, давление — до 700 атм. Гипабиссальной фации глубинности соответствует средняя часть рудометасоматической колонки семейства. Кварц-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудная формация и кварц-альбит-пирит-арсенопирит-золоторудная (электрум) субформация характеризуются температурой 250°C —

450°C, давлением 450 атм и более. Карбонат-серебряно-золоторудная и кварц-пирит-золоторудная формации и кварц-полисульфидно(березит)-золоторудная субформация характеризуются температурой 180—300°C и давлением 250—600 атм. Приповерхностной фации глубинности соответствуют кварц-антимонитово-серебряно-золоторудная, кварц-барит-киноварнорудная с золотом, доломит-киноварнорудная с золотом формации и субформации с температурой образования 150—200°C и давлением в пределах 200 атм, а также кварц-флюорит-киноварь-антимонитовая и кварц-кальцит-флюорит-антимонит-аурипигмент-киноварная формации с температурой образования 50—150°C и давлением 50 атм и более. Приведенные данные по четвертому критерию являются фактически отражением регрессивной метасоматической и рудной зональности единого цикла рудообразования.

5. Данные изотопных исследований серы, кислорода и углерода, показывающие, что рудоносные растворы, формирующие рудные формации семейства характеризуются однородностью изотопного состава серы ($\delta^{34}S$ = от +0,3 до +7,7‰) из сульфидов. Сульфиды из даек порфир-порфиритовой формации характеризуются $\delta^{34}S$ от -1,0 до +5,0‰. По изотопному составу сера сульфидов сходна с серой ряда золоторудных месторождений России (от 3,0‰ — для Приамурья и до 4,5‰ — для Приморья), по И.А.Загрузиной, М.Н.Голубчиной. Участие в процессах минералообразования вод различного генезиса (магматического, метаморфического и др.), установленное по изотопным данным $\delta^{18}O$ $CaCO_3$ (от -0,8, -7,4, -4,1 до +10,8‰), также свидетельствует о том, что рудные формации семейства формировались в различных условиях глубинности. По значениям изотопных отношений углерода в жильных кальцитах, колеблющихся от -7,2 до -10,1‰ (относительно стандарта PDB), установлено участие как глубинных, так и поверхностных источников углекислоты. Ассоциация исследованного кальцита с графитом позволяет интерпретировать их как ассоциации, допускающие глубинный источник рудообразующих флюидов, формирующих метасоматические и рудные формации семейства [4].

Региональными критериями единства семейства формаций служат пространственно-временные их закономерности:

все метасоматические и рудные формации семейства располагаются как в пределах складчатого сооружения герцинид Южного Тянь-Шаня (включая его передовые прогибы), так и в пределах Срединного Тянь-Шаня, а также в Юго-Западных отрогах Южного Тянь-Шаня;

наблюдаются пересечения высокотемпературных образований метасоматических и рудных формаций среднетемпературными, которые, в свою очередь, пересекаются более низкотемпературными [3, 5]. Направленная смена минералоотложения происходит согласно с последовательным развитием метасоматитов и руд в едином цикле рудообразования при ритмично действовавших тектонических подвижках [3];

по характеру размещения в пространстве метасоматические и рудные формации семейства отвечают вертикальной зональности как результат регрессивной зональности единого цикла рудообразования. Последний состоит из пяти последовательно прерывисто-непрерывно развивающихся этапов минералообразования [5];

имеется тесная пространственная и временная (парагенетическая) связь с порфир-порфиритовым рядом формаций [3, 5];

отмечаются геолого-структурные связи в размещении оруденения семейства формаций. Оруденение локализуется, главным образом в положительных пликативных, а также разрывных структурах восток-северо-восточного, отчасти меридионального направления.

Таким образом, олово, вольфрам, мышьяк, золото, серебро, сурьма и ртуть присутствуют в сульфидных рудах всех формаций. Отмечается тенденция скользящего увеличения содержания олова, вольфрама, мышьяка, палладия, золота и пробности золота и уменьшения содержания сурьмы, серебра, селена и ртути от более низкотемпературных минералов к высокотемпературным, а также закономерная смена Ag/Au от высоких значений к низким.

Установлено, что метасоматические и рудные формации регрессивно зонально проявились в пределах единого цикла рудообразования [3], состоявшего из пяти последовательно прерывисто-непрерывно развивающихся этапов минералообразования: мышьяково-сурьмяно-ртутнорудного с золотом, палладием и селеном; серебряно-золоторудного с теллурием, селеном и палладием;

мышьяково-золоторудного с селеном, палладием и теллуром; вольфрамоворудного с золотом, палладием; оловорудного с золотом и палладием [5].

По термобарическим данным можно выделить три фации глубинности руд: приповерхностные, гипабиссальные и мезоабиссальные с двумя (менее глубинные и более глубинные) субфациями [5]. Эти фации глубинности руд, согласно геологическим условиям и последовательно зональному размещению в земной коре, отвечают четырем глубинным ярусам оруденения: касситеритоворудному, шеелито-арсенопирит-золоторудному, серебряно-золоторудному и антимонитово-киноварнорудному в пространственной и временной ассоциации с дайками порфир-порфиритового ряда формаций [5]. Приведенные данные также свидетельствуют о единстве рудного процесса при формировании Hg—Sb—As—Ag—Au—W—Sn рудного семейства формаций позднеорогенного рудно-магматического этапа (P_2 — T_1).

Абсолютный возраст магматических и рудных образований позднеорогенного рудно-магматического этапа (с учетом данных Ю.А.Костицына) показывает, что время общей продолжительности формирования щелочных пород и ассоциирующих с ними редкоземельных минерализаций и порфир-порфиритового дайково-рудного прерывисто-непрерывного процесса составляет 40 млн. лет. Формирование ритмично развивающихся метасоматических и рудных формаций происходило по-видимому в течение 10 млн. лет. Ритмичный рудно-метасоматический ряд или цикл рудообразования, сформированный за такой период, можно отнести к особому металлогеническому профилю.

Рассмотренное семейство метасоматических и рудных формаций и в самом деле определяет своеобразный металлогенический профиль региона на позднем этапе развития складчатых поясов (по Ю.А.Билибину), или этапе поздней тектоно-магматической активизации срединных массивов (по А.Д.Щеглову), или структуры «ДИВА» (по Чен Го-Да). Одна из причин ритмичности формирования семейства формаций, согласно Х.Р.Рахматуллаеву, — глубинный источник вещества. Данное положение, а также предположение о значительном (до более 3 км) вертикальном размахе собственно золотого оруденения се-

мейства подтвердились данными по СГ-10 В.А.Хохлова, Ф.С.Бурханова [6], А.А.Кременецкого и др. В пользу гипотезы глубинного источника газовой-эманационных и гидротермальных флюидов, формирующих метасоматические и рудные формации, рассмотренные нами на примере уникальных месторождений золота (Мурунтау), ртути (Хайдаркан) и др., свидетельствуют также следующие факты:

палладиеносность метасоматических и рудных образований семейства и их тесная сопряженность с этапами предрудной графитизации. Последняя ассоциация сопровождается магнизиальным метасоматозом (доломитизацией, дравитовой турманилизацией), содержит акцессорные самородное железо, карбиды железа (когениит), сульфиды с ртутью;

изотопные составы серы ($\delta^{34}\text{S}$ — от +0,3 до +0,1‰) сульфидов, их однородность, близость по изотопным соотношениям к сере метеоритов; изотопные соотношения кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ до +10,8‰) углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{РДВ}}$ от -7,2 до -10,1‰) для кальцита из золоторудных (Мурунтау) и кинноварнорудных (Хайдаркан) жил почти соответствуют аналогичному мантийному углероду, для которого принимается $\delta^{13}\text{C} = -7 \div 9\text{‰}$ [7];

в метеоритах содержание золота существенно выше, чем в любых не затронутых рудообразованием породах земной коры. Оно колеблется от 50 до 1440 мг/т (Plan, 1965);

развитие эксплозивных брекчий в рудных зонах и присутствие в их цементе турмалина и графита. Последние, вероятнее всего, производные поздних трубок взрыва этапа позднеорогенной активизации P_2 — T_1 . Они вероятно наложены на проявления «кимберлитоподобных флюидо-порфировых диатрем или трубок взрыва», возникавших на этапе активизации каледонской эпохи. Эти предположения указывают на то, что геологическое строение и развитие Западного Тянь-Шаня все еще нуждается в углубленном исследовании.

Итак, золотоносность семейства формаций отмеченного этапа характеризуется максимальным металлогеническим потенциалом ($\approx 80\%$ промышленного золотого оруденения), по сравнению с предыдущими тектоно-магматическими циклами Западного Тянь-Шаня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рахматуллаев Х.Р. Низкотемпературные постмагматические формации Центральных Кызылкумов (горы Букантау, Кокпатас и др.) и их рудоносность // Автореф. канд. дис. — Ташкент, 1961.
2. Рахматуллаев Х.Р. О закономерностях размещения проявлений семейства $Kb-(Sb-Ag)-As-Au$ формаций в Кокпатасском рудном поле / Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. — Ташкент, 1969. С. 204—207.
3. Рахматуллаев Х.Р. Основные этапы флюидного и гидротермального процессов на золоторудных узлах Южного Тянь-Шаня / Этапы образования рудных формаций. — М.: Наука, 1989. С. 19—37.
4. Рахматуллаев Х.Р. Предполагаемые глубинные источники рудного вещества (на примере металлогенической провинции Тянь-Шаня) // Узбекский геологический журнал. 1991. № 5. С. 81—84.
5. Рахматуллаев Х.Р. Рудные формации и глубинные ярусы оруденения позднеорогенного этапа развития герцинид. — Ташкент: ФАН, 1992.
6. Бурханов Ф.С. Петрология метаморфических образований юго-восточной части Мурунтауского рудного поля (по данным глубокого бурения) // Автореф. канд. дис. — Ташкент, 1994.
7. Томсон И.Н., Кравцов В.С. Тектоническая позиция оловоносных и золотоносных поясов и источники рудного вещества / Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. — М., 1984. С. 5—7.

Rakhmatullaev Kh.R., Terletsky O.G., Abdurakhmanov A.A., Mirusmanov M.A., Kazakbaeva S.M.

A FAMILY OF ORE ASSEMBLAGES RELATED TO HERCYNIAN TECTONO-MAGMATIC ACTIVIZATION OF SOME AREAS IN UZBEKISTAN (WEST TIEN SHAN)

A unique Hg—Sb—As—Ag—Au—W—Sn ore assemblage family related to the late orogenic stage of tectono-magmatic activization in West Tien Shan has been established. This family specifies a peculiar metallogenic profile of the region and features maximum metallogenic potential as compared with ore assemblages related to earlier tectono-magmatic cycles.

УДК 553.3/4:551.31

©А.А. Сидоров, И.Н. Томсон, 1996

МЕСТО КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РЯДАХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

А.А. СИДОРОВ, И.Н. ТОМСОН (ИГЕМ РАН)

Группы крупных (большеобъемных) месторождений рассматриваются в качестве определяющих классификационных единиц; совместно с месторождениями-сателлитами они образуют единые полихронные ряды рудных формаций с одним или множественными источниками рудного вещества. Выделены следующие геолого-генетические группы (ряды рудных формаций) и их сателлиты: железистые кварциты, уран-многометалльные, колчеданные полиметаллические, сульфидные вкрапленных руд, медно(молибден)-порфировые, олово(серебро)-порфировые, медно-никелевые, хромитовые, платино-металльные. Отмечается высокая конвергенция многих сателлитных рудных формаций, входящих в различные геолого-генетические группы.

Большеобъемные месторождения и рудно-формационный анализ. Основная часть информации по металлоносности рудных районов получена на крупных и уникальных

месторождениях. Роль этой информации была показана нами на примере крупных месторождений Дальнего Востока [5], минеральные ассоциации которых хорошо отра-

жают состав руд месторождений и рудопоявлений сателлитных рудных формаций конкретных рядов, что и послужило одним из важнейших критериев отнесения подобных месторождений к базовым рудным формациям. Хорошо проявлена и обратная связь. Например, в рудах золото-серебряных месторождений колчеданного ряда хорошо выражены галенит-сфалеритовые и пирит-халькопиритовые минеральные ассоциации (с переходами к жильным типа куроко), в рудах золото-серебряных месторождений медно-порфирового ряда широко развиты пирит-халькопиритовые ассоциации; в рудах золото-серебряных месторождений олово-порфирового ряда обычно распространены оловосодержащие сульфидно-сульфосольные минеральные ассоциации; в рудах золото-серебряных месторождений золото-сульфидного ряда хорошо выражены допродуктивные арсенопирит-пиритовые минеральные ассоциации [4].

Многие большеобъемные месторождения представляют собой базовые рудные формации и являются недифференцированными (полиминеральными) образованиями, тогда как сателлитные месторождения характеризуются сравнительно простым составом руд. Так, порфировые рудные формации представляют начальные (базовые) члены рудноформационных рядов, а золото-серебряные и сурьмяно-ртутные формации завершают эти вертикальные ряды. Однако известны районы, в которых образованию порфировых месторождений предшествовало развитие вкрапленных сульфидных руд (в том числе гидротермально-осадочных). Эти руды, несмотря на значительное распространение, не всегда представляют промышленную ценность; их изучение показало, что они либо представляют базовую формацию единого с порфировыми месторождениями ряда, либо входят в самостоятельный рудноформационный ряд, сопряженный с порфировым [5]. В частности, «допорфировые» руды известны на месторождениях Фреснильо (Мексика), Дукал (Северо-Восток России). Основное количество большеобъемных месторождений не относятся в полной мере к формациям вкрапленных сульфидных руд, но именно вкрапленные руды играют определяющую роль в параметрах этих месторождений. К сожалению, ано-

мальные содержания (до так называемых местных кларков) тех или иных элементов в осадочных и магматических толщах нередко рассматривались не как фактор, способствующий образованию крупных и уникальных месторождений, а как следствие их формирования. В последние десятилетия в самых различных геологических провинциях получен ряд убедительных доказательств первичности вкрапленных руд и вторичности или сателлитности жильных руд, в том числе и весьма богатых. В качестве примера приведем рудные районы: Майский на Чукотке, Мурунтау в Кызыл-Кумах, Карлин в провинции Бассейнов и Хребтов США. Что касается рудных районов порфировых и даже колчеданных месторождений, то первичность вкрапленных руд по отношению к сателлитным жильным там никогда не подвергалась сомнению. Известны случаи многократного образования порфировых месторождений, образующих в этих случаях сложные недифференцированные ряды. Примером может служить месторождение Клаймакс с его трехфазными внедрениями рудоносных порфировых тел.

Прямые и обратные связи вещественного состава руд месторождений сателлитных и базовых формаций хорошо просматриваются на примере всех членов рудноформационного ряда Центральной Чукотки. Так, крупное Палянское ртутное месторождение, представляющее крайнюю завершающую формацию ряда, образовалось в протяженной зоне брекчирования, смятия и милонитизации (прослежена на 6 км при ширине 2—2,5 км) в метаморфизованных песчано-глинистых толщах триаса. По направлению и внутреннему строению эта зона почти аналогична смежной Майской зоне золото-сульфидного оруденения. Эти зоны близки и по характеру тонкой сульфидизации пород (пирит, арсенопирит) и по составу рудных микроассоциаций (самородный мышьяк, галенит, сфалерит, пирротин, пентландит-миллерит, халькопирит, пирит, марказит). В пределах рудного поля среди гидротермально измененных трахиандезитов и андезито-базальтов куполовидного субвулканического тела при проходке копуш в элювиальном слое была выявлена знаковая золотоносность. На золотоносном участке отмечено большое скопление линзовидных

и миндалевидных скоплений халцедона, агата, друзового кварца. В халцедонах с помощью единичных химических и химико-спектральных анализов установлено содержание золота до 1 г/т. Ртутное месторождение полностью сформировалось в связи с гидротермально-магматическими процессами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, однако как Майская, так и Палянская полиметалльные зоны тонкой сульфидизации черносланцевых толщ имели длительное развитие, возможно, с этапов образования рудовмещающих толщ [2]. Таким образом, все большеобъемные месторождения в этих зонах характеризуются определенными чертами базовых рудных формаций, а все мелкие и средние жильные месторождения относятся к сателлитным, так как минеральный состав жильных руд обнаруживает убедительные элементы родства с тонкорассеянной сульфидной вкрапленностью пород минерализованных зон. Нетрудно представить, что от геохимической неоднородности минерализованных пород (источников рудного вещества) и динамики физико-химических процессов рудообразования зависит мобилизация-концентрация тех или иных элементов (Sn, W, Au, Ag, Sb, Hg) во вмещающих структурах металлоносных зон. Построение температурных рудноформационных рядов в этом случае имеет лишь вспомогательное значение, тогда как порфировые ряды всегда имеют зонально-температурную основу. Следует также заметить, что по объему руд нередко наиболее эффективны так называемые подготовительные этапы рудообразования, поэтому исключать их из модели месторождения, а следовательно и рудной формации, представляется некорректным.

Ярусность оруденения. Крупные и уникальные месторождения формируются в несколько этапов и являются полихронными, однако источник рудного вещества нередко представляется неизменным, поэтому суждения о полигенности крупных месторождений не всегда корректны. Последовательные минеральные типы оруденения сравнительно легко объединяются в рудноформационные ряды, которые включают многократно образующиеся месторождения базовых формаций и одновременно и/или позднее образующиеся месторождения сателлитных фор-

маций. Общим свойством этих рядов является обособление на различных гипсометрических уровнях рудных тел, образующихся в последовательные этапы.

Рудное поле Клаймакс представляет собой пример многократного образования рудных тел, которые последовательно занимают все более низкие гипсометрические уровни, отвечающие разноглубинным ярусам оруденения. Здесь нет четко выраженной зональной дифференциации рудного вещества как элементов образования сателлитных рудных формаций. Другим примером служит месторождение Тигриное в Приморье, где базовые эндогрейзены располагаются в интрузивных телах двух фаз. Продуктивные минеральные ассоциации сопровождают лейкограниты ранней фазы, в зоне экзоконтакта над интрузивным массивом находится штокверковая зона кварц-топаз-слюдистой минерализации с касситеритом, далее на флангах и по восстанию эта зона сменяется хлорит-сульфидной минерализацией. Таким образом, на месторождении наблюдаются три яруса оруденения — с базовой грейзеновой минерализацией в нижнем ярусе, кварцево-касситеритовой штокверковой — в среднем и касситерит-сульфидной — в верхнем ярусах. Разумеется, элементы температурной зональности здесь присутствуют, но вовсе не ими определяется ярусность этого месторождения.

На ряде касситерит-сульфидных месторождений Приморья отмечены проявления кварц-касситеритовой и грейзеновой минерализаций при отсутствии гранитоидных массивов (Щербаковское, Дальнее и др.). Эти факты можно рассматривать как доказательства двухъярусного оруденения (верхнего и среднего) и вероятного существования третьего глубинного яруса (гранитных массивов с грейзеновой минерализацией). Именно совмещение разноглубинных ярусов оруденения в пределах одного месторождения создает крупные и уникальные концентрации металлов.

Самостоятельное значение имеет оценка интенсивности рудообразования различных этапов этого процесса. В рудных районах, где совмещены разновозрастные месторождения сходных типов, отмечается большая разница в масштабах рудоотложе-

ния. Так, в Южном Перу в интервале 52—60 млн лет образовались четыре разновозрастных медно-порфировых месторождения: Серо Вере (60—61 млн лет), Токепала (57,1 млн лет), Кельявско (56 млн лет), Куахоне (52—51 млн лет). Самое крупное из них — Токепала.

В рудном поле Клаймакс каждая из трех интрузивных фаз сопровождалась формированием собственных рудных тел. Наиболее крупное и богатое рудное тело — Верхнее сопряжено с интрузивом средней фазы внедрения. Большие различия по степени продуктивности и масштабам распространения оруденения существуют между различными эпохами рудообразования. Так, широкое распространение получила минерализация миоценовой эпохи (17—12 млн лет), когда образовались такие крупные олово-серебро-порфировые месторождения как Чоролке, Тасна, Серо де Паско, Оруро в Боливии и Перу, золото-серебряные — Комсток, Сильвертон (США), группа Кууроко в Японии и другие. Крупные объекты образовались в пределах 35—30 млн лет — Чукамата (Чили), Бингем, Клаймакс (США) и др.

Для вулканогенных месторождений ярусность оруденения определяется также физическим состоянием зон рудоотложения. На основе текстурно-структурного изучения руд и большого объема исследований газожидких включений в минералах руд на месторождениях Охотско-Чукотского пояса выделены следующие ярусы эффективного рудоотложения [1]:

1. Конденсации газо-паровой фазы (массивные «надрудные» метасоматические каолиниты, алуниты, кварциты с вкрапленностью антимонитов, киновари, иногда с гнездовой мышьяковой и молибденовой минерализацией).

2. Изотермальный низкотемпературный (кварцевые и адуляр-кварцевые жилы с ритмично-полосчатыми, поясово-друзовыми, каркасно-пластинчатыми текстурами с Au—Ag и Sb рудами).

3. Резко изменчивых температурных градиентов (эксплозивных брекчий с Cu—Mo, Au—Ag, Au—Te, Cu—Pb или с Sn—Ag, Ag, Au—Ag, Ag—Pb—Zn рудами).

4. Высокого температурного градиента (кварцевые жилы с массивными и поясовыми

текстурами Cu—Mo, Pb—Zn, Au—Ag, Sb, а также Sn—Ag, Ag—Pb—Zn руд).

Эти ярусы рудоотложения отчетливо совмещены только на таких крупных месторождениях как Дукат; третья и четвертая зона характерны для неэродированных золото-серебряных месторождений; на других мелких и средних месторождениях обычно фиксируется какая-либо одна из этих зон. На рисунке показано положение эрозионного среза различных месторождений Северо-Востока России (рисунок).

Формирование крупнейших докембрийских месторождений определяется в 200 (Олимпик-Дам) и более миллионов лет, а на месторождении Хомстейк рудообразование завершилось в миоценовую эпоху глобального развития эпитегрмальных месторождений в Тихоокеанском рудном поясе. Значительные временные перерывы в рудоотложении на месторождениях-гигантах нередко сопровождалась размыва-

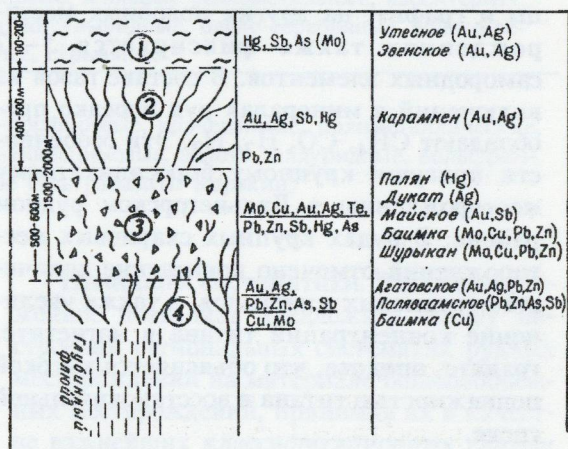


Схема ярусного оруденения на месторождениях, связанных с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом:

1 — наджилый ярус аргиллизации (каолинизации, алунитизации, кварцитизации) с гнездовой и спорадической ртутной, сурьмяной, мышьяковой, иногда молибденовой минерализацией; 2 — верхний ярус эпитегрмальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений с полосчатыми и симметрично-друзовыми жильными текстурами руд; 3 — средний ярус порфировых, штокверковых, жильных медно-молибденовых, олово-серебряных и олово-полиметаллических месторождений; 4 — нижний ярус порфировых и жильных (непорфировых) медно-молибденовых, олово-вольфрамовых, золото-редкометаллических месторождений. В правой колонке — положение эрозионного среза в сводной схеме ярусности вулканогенного оруденения

ми и обогащением руд в результате экзогенных процессов.

Особенности режима рудообразования. Крупные месторождения характеризуются особым флюидным режимом образования руд, который находит свое отражение в составе минеральных ассоциаций. Зачастую руды этих месторождений образованы в более восстановительных условиях, чем руды мелких и средних месторождений. Они нередко окружены предрудными углеродистыми и биотитовыми метасоматитами, имеющими восстановительный характер (преобладание закисного железа, наличие самородных элементов, интерметаллидов и акцессорных карбидов). Например, на весьма крупном оловополиметаллическом месторождении Дачанг в Китае среди 220 минералов установлено 12 самородных элементов и интерметаллидов. На месторождении Брокен-Хилл известны самородные золото, серебро, сурьма, элементы платиновой группы и графит; на других подобных месторождениях также фиксируется 5—7 самородных элементов. В составе газов из включений в минералах руд нередко преобладают CH_4 , CO , H_2 , N_2 . Эти особенности присущи крупному боросиликатному месторождению в Дальнегорском рудном районе. В рудах крупных скарновых месторождений отмечено повышение количества титановых минералов, а также увеличение концентраций титана в магнетите, гранате, эпидоте, что объясняется высокой подвижностью титана в восстановительной среде.

К особенностям состава руд крупных и уникальных месторождений относятся распространенность полиморфных модификаций ряда минералов, повышенное содержание таких элементов-примесей как кобальт, никель, висмут, имеющих глубинное (мантийное) происхождение.

Все это позволяет заключить, что формирование крупных и уникальных месторождений происходило под воздействием глубинного флюида с отчетливо восстановительными свойствами.

На примере большеобъемных месторождений Северо-Востока России хорошо различима динамика двух типов развития. Первый тип, назовем его майским, характерен

для интрузивно-купольных структур в пределах глинистых пластичных толщ верхоянского комплекса: после образования плутона гидротермальное рудообразование осуществлялось на фоне постумных «выдавливаний» гранитных массивов. В результате этого на одном уровне от дневной поверхности наблюдаются мезотермальные и эпитеpmальные рудные образования; в пострудное время по той же причине верхние надинтрузивные части месторождения, а нередко и порфировые руды, уничтожались эрозионными процессами. Вместе с тем, сохраняются непорфировые эпитеpmальные рудоносные жилы в пределах глинистых толщ рамы. Второй тип, назовем его дукатским, характерен для интрузивно-купольных структур в более жестких вулканогенно-осадочных или высокометаморфизованных толщах. Вертикальные движения здесь обратимы, в том числе компенсационны, и поэтому отмечаются внутрирудные размывы с образованием рудокластических слоев. Этот тип развития характерен для многих докембрийских месторождений и, естественно, более свойствен большеобъемным месторождениям.

Выявление динамики развития большеобъемного месторождения чрезвычайно важно для рудноформационного анализа в целом и для построения ряда рудных формаций в частности. Например, по причине развития многих месторождений олово-порфирового ряда на Северо-Востоке России по майскому типу их трудно идентифицировать с этим рядом, так как собственно порфировые руды в большинстве случаев уничтожены эрозионными процессами. Естественно, что такие месторождения сопровождаются крупными россыпями касситерита.

Большеобъемные месторождения содержат наиболее полную информацию о своих рядах рудных формаций, поэтому изучение истории и динамики их развития представляется особенно важным. Суммарные интервалы рудообразования нередко определяются в десятки и сотни миллионов лет, тогда как процессы образования многих спутных жильных месторождений значительно более кратковременны; именно для их исследования пригодны методы актуализма, физико-химические модели и эксперименты.

Примерная систематика большеобъемных месторождений и их сателлитов

Большеобъемные месторождения	Тип месторождений (местоположение)	Месторождения сателлитных рудных формаций
Железистые кварциты	Исуа (Гренландия), Хилл (Западная Австралия)	Колчеданные (пиритовые), магнетитовые скарны, золото-сульфидно-кварцевые, золото-серебряные, редкоземельные
Уран-многометалльные	Олимпик-Дам, Витватерсранд, Средне-Европейская рудная провинция	Скарновые редкометалльные и редкоземельные, пятиэлементные, полиметаллические, олово-вольфрамовые, олово-серебряные, золотые, золото-серебряные, сурьмяные
Колчеданные полиметаллические	Норанда (Канада), Куроко (Япония)	Полиметаллические (скарновые, жильные, метасоматические), золото-серебряные, серебряные, сурьмяные, ртутные
Сульфидные вкрапленных руд	Майское (Чукотка), Бакырчик (Казахстан), Карлин (США)	Порфировые, скарновые, жильные, метасоматические золотоносные: золото-сульфидные, золото-серебряные, серебряные, золото-сульфидно-кварцевые, золото-кварцевые; оловоносные: касситерит-кварцевые, силикатные, сульфидные; вольфрамитовые, урановые
Медно(молибден)-порфиоровые	Бингем (США), Песчанка (Чукотка)	Скарновые, метасоматические, жильные кварц-сульфидные полиметаллические, золото-серебряные, золото-сульфидно-кварцевые, сурьмяно-ртутные, ртутные
Олово(серебро)-порфиоровые	Боливийский	Грейзеновые, жильные редкометалльные, касситерит-силикатно-сульфидные, олово-серебряные, золото-серебряные, сурьмяные
Медно-никелевые, хромитовые, платинометалльные	Бушвельд (Южная Африка), Норильск (Россия)	Медно-порфиоровые, колчеданные, полиметаллические, золото-анальцимовые, золото-теллуридные, вольфрам-ртутные (ультрабазиты Корякии)

Какие же месторождения мы называем крупными, вернее, большеобъемными? Мы относим к ним образования, приближенные к магматическим, осадочным или метаморфическим формациям и отличающиеся от них аномально повышенными содержаниями рудных элементов и сопровождающиеся рядами средних и мелких месторождений-сателлитов. Таким образом, мы сознательно уходим от определения большеобъемного месторождения как промышленного объекта, иначе пришлось бы исключить основное количество комплексных месторождений будущего, какими являются, например, гигантские зоны тонкой сульфидизации в черносланцевых толщах. Ретроспектива изменения размеров крупных промышленных месторождений показывает, что они все более приближаются к размерам таких членов геологических формаций как свиты и интрузивные комплексы.

Принципы систематики. Все вышеизложенное позволяет предложить основу построений региональных систематик рудных месторождений на материале большеобъемных месторождений, принимая их в качестве важнейших классификационных единиц (таблица). В каждом случае фактическая полнота рудноформационного ряда будет, по-видимому, отличаться от прогнозного ряда, составленного на основе минералого-геохимических ассоциаций большеобъемного месторождения. Однако качественное содержание прогнозного ряда будет иметь высокую степень достоверности. При отсутствии большеобъемных месторождений жильные рудопроявления на основе их сравнения с сателлитными месторождениями других рудных районов могут быть идентифицированы с соответствующим рядом формаций. Таким образом, для каждого рудного района

могут быть составлены наблюдаемый и прогнозный рудноформационные ряды.

Большеобъемные месторождения можно разделить на две группы:

1. Крупные по стандартам горной промышленности (в эту группу входят главным образом уникальные месторождения благородных металлов, многие порфировые и колчеданные месторождения).

2. Железистые кварциты, медно-никеленозные или хромитонесные базит-ультрабазиты, стратиформные или линейные зоны сульфидизации (гематитизации). Большинство месторождений второй группы образовались в докембрии, и по отношению к фанерозойским месторождениям они могут рассматриваться не только в качестве базовых формаций, но и как рудные праформации.

Анализируя состав рудноформационных рядов, нетрудно заметить высокую конвергенцию сателлитных (жильных) месторождений, связанных с различными источниками рудного вещества. Эта конвергенция легко объясняется близкими физико-химическими условиями отложения руд из горячих растворов. Следовательно, при составлении генетических систематик месторождений и при определении металлогенической специфики регионов следует ориентироваться прежде всего на большеобъемные месторождения. Жильные ареалы могут служить лишь вспомогательным материалом для суждения о генезисе (источниках рудного вещества) оруденения и металлогенической специализации регионов. Более того, при этом анализе напрашивается вывод о том, что жильные месторождения (по крайней мере, с богатыми рудами) вне связи с месторождениями порфировых, вкрапленных руд или колчеданных и других осадочных формаций не образуются. Во всем многообразии кварцевых жил различного происхождения рудоносна лишь весьма незначительная их часть, и она, как правило, ничем не отличается от своих многочисленных нерудоносных аналогов, кроме рассмотренных выше минералого-геохимических связей с порфировыми, колчеданными месторождениями или с зонами вкрапленных руд. Определяющая роль именно этих месторождений и подчиненность им жильных ареалов предлагаются в качестве прин-

ципов новой систематики. Ее главнейшие объекты — большеобъемные месторождения. Мы предлагаем следующие формационные классы большеобъемных месторождений в совокупности с их сателлитами, которые в ряде случаев (в районах платформ) экстраполируются на основе анализа минералого-геохимического состава руд большеобъемных месторождений (см. таблицу). Каждый из приведенных в таблице семи классов объединяет генетически родственные (по источникам рудного вещества) рудноформационные ряды.

Такова, по нашему мнению, должна быть самая общая классификация большеобъемных рудных месторождений, которая может уточняться и развиваться в пределах каждой геологической провинции. Отсутствие тех или иных жильных формаций сателлитов в конкретных рудных районах объясняется не только глубиной их эрозионных срезов, но и особенностями структурных и физико-химических условий рудообразования. Эти особенности позволяют разработать принципы многомерных общих и региональных систематик [3]. Прогнозное значение предложенной классификации очевидно, так как по набору жильных месторождений можно судить о возможностях обнаружения большеобъемных месторождений того или иного класса и, наоборот, по составу руд большеобъемного месторождения можно получить представления о сателлитных рудных формациях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. — М.: Наука, 1979.
2. Ким Е.П., Цветков Л.П. Минералогические особенности и генезис Паянского ртутного месторождения на Чукотке // Советская геология. 1968. № 1. С. 125—334.
3. Серебро. Геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений / А.А. Сидоров, М.М. Константинов, Р.А. Еремин и др. — М.: Наука, 1989.
4. Сидоров А.А. О формационном разнообразии золото-серебряных месторождений // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 1. С. 129—132.
5. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 97—102.

Sidorov A. A., Tomson I. N.

THE ROLE OF LARGE DEPOSITS IN ORE ASSEMBLAGE FAMILIES

Groups of large deposits are considered as heart classification units, which form unified polychronous ore assemblage families with one or numerous ore matter sources, when taken together with satellite deposits. The following geology-genetic groups (ore assemblage families) and their satellites are distinguished: ferruginous quartzites, U-multimetallic, massive sulfide polymetallic, disseminated-ore sulfide, porphyry Cu (Mo), porphyry Sn (Ag), Cu—Ni, chromite, PGE. A high convergence is shown by many of the satellite ore assemblage involved in different geology-genetic groups.

УДК 553.001.57

©Н. А. Фогельман, 1996

БАЗОВЫЕ ФОРМАЦИИ ИЛИ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ?

Н. А. ФОГЕЛЬМАН (ЦНИГРИ Роскомнедра)

В качестве основы систематики и прогноза золоторудных месторождений с концепцией А.А.Сидорова и И.Н.Томсона о базовых рудных формациях сопоставляются разработки ЦНИГРИ о связи золоторудных формаций со сменой моделей рудообразования в процессе эволюции золотоносных рудно-энергетических систем.

В нашем журнале, а также в последних номерах журнала «Отечественная геология» проходит дискуссия по поводу поднятой А.А.Сидоровым и И.Н.Томсоном проблемы базовых рудных формаций (БРФ) и ее значения для целей систематики и прогноза месторождений. Эти исследователи в основу систематики кладут базовые формации, возглавляющие рудно-формационные ряды, служащие источником рудного вещества для сопутствующих им сателлитных формаций. В более ранней работе базовые рудные формации определяются как «группы оригинальных комплексных (колчеданных, порфириновых, вкрапленных сульфидных) месторождений, характеризующихся максимальным разнообразием минеральных и геохимических ассоциаций» [18, стр. 94]. Наряду с этим, в число базовых формаций включены отдельные большеобъемные месторождения и рудоносные магматические комплексы.

Базовые рудные формации рекомендо-

ваны в качестве крупнейшей классификационной единицы. Производные от них сателлитные формации «вне базовой формации не имеют генетического содержания», [там же, стр. 60]. Тем не менее они также рассматриваются авторами в качестве одного из таксонов формационной систематики, являясь «либо непосредственными дифференциатами единого с базовыми формациями рудогенерирующего очага, либо развиваясь в результате регенерации рудоносных образований базовой формации». Про базовые формации сказано также, что они представляют квинтэссенцию формационного ряда, нередко состоят из рудных скоплений, сингенетичных вмещающим толщам, и характеризуются разнообразием физико-химических условий рудообразования [19, стр. 95]. К сожалению, более четкое определение понятия «базовая рудная формация» в обсуждаемых публикациях отсутствует. В какой-то мере это, очевидно, должно восполняться характеристиками формационных

рядов, которые «отражают эволюционно развивающуюся геохимическую специализацию рудного вещества» и «удовлетворительно объясняются с позиций селективного выплавления пород (? — Н.Ф.) из мантии и дифференциации вещества во флюидно-гидротермальных системах» [19, стр. 97]. Однако, в самом определении понятия о рудно-формационных рядах содержится противоречие. С одной стороны, каждый ряд возглавляется базовой формацией, а с другой — имеется упоминание о рядах базовых формаций [18, стр. 8]. Соотношения между этими двумя типами рудно-формационных рядов требуют разъяснения, поскольку им придется большое прогнозно-металлогеническое значение.

В качестве главных участников дискуссии выступают А.Г.Жабин и Е.И.Филатов. Эти исследователи в принципе поддерживают выделение базовых рудных формаций, считая его «блестящей идеей советской геологии» [6, стр.63]. В то же время, по их мнению, многие образования, отнесенные в обсуждаемых публикациях к базовым формациям, должны быть из этой категории исключены, поскольку не доказано, что именно они являются источником рудного вещества для той или иной группы месторождений. С другой стороны, многие объекты, отнесенные к базовым формациям, «не сопровождаются сколько-нибудь полными и масштабными рядами последующих рудных формаций» [5, стр.14].

С позиций металлогении золота со многими критическими замечаниями А.Г.Жабина и Е.И.Филатова можно согласиться. Особенно сомнительной представляется безоговорочно декларируемая связь вулканогенного эпitherмального золото-серебряного оруденения вулканоплутонических поясов с процессами ремобилизации рудных компонентов из зон золото-сульфидной вкрапленной минерализации, локализованных в терригенных толщах фундамента этих поясов. Помимо общего разительного несходства минералого-геохимического состава месторождений этих разных формационных типов, здесь не соблюдается и постулируемая авторами закономерность, заключающаяся в упрощении состава руд сателлитных формаций по сравнению с базовой. Наоборот, в сводной работе В.Н.Сорокина [21] показана,

что месторождения золото-сульфидной формации, как правило, имеют весьма простой и однообразный состав. В отличие от них, месторождения золото-серебряного формационного типа характеризуются богатым набором минеральных видов, что показано М.М.Константиновым на примере месторождения Дукач [9]. Даже в очень мало-сульфидных рудах Балецкого месторождения, по данным Н.В.Петровской [15], насчитывается свыше 50 рудообразующих минералов. То же самое характерно и для эпitherмальных месторождений Северо-Американских Кордильер.

Для золота решительно не соответствует фактическим данным и тезис о невозможности формирования сколько-нибудь значительных жильных месторождений вне связи с базовой формацией сульфидно-вкрапленных руд. Так, С.Д.Шер особо отмечает полное отсутствие месторождений золото-сульфидной формации в районах развития калифорнийских жильных и штокверковых месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций Мадзер-Лоуд, Грасс-Валли и др. [25, стр. 89].

Помимо отмеченных несоответствий фактическим данным необходимо коснуться и тех теоретических основ, на которые опираются А.А.Сидоров и И.Н.Томсон в своей концепции, и вытекающих из нее принципах рудно-формационной систематики. Основываясь на фациях глубинности Эммонса, они надстраивают над предполагаемыми базовыми формациями вертикальные и латеральные ряды рудных формаций, которые должны служить основой систематики месторождений. При этом совершенно упускается из виду никем еще не опровергнутое положение об отсутствии постепенных переходов от мезотермального типа минерализации к эпitherмальному, а также то обстоятельство, что представления Эммонса об акробатолитовой позиции эпitherмальных месторождений давно уже не разделяются подавляющим большинством геологов, связывающих это оруденение с субаэральным вулканизмом. Вполне признавая «вторичность» многих проявлений кварцево-жильной минерализации в терригенных комплексах некоторых фемических золотоносных провинций (Кызылкумской, Западно-Калбинской), которые образуются за счет реге-

нерации развитого в тех же толщах золото-сульфидного оруденения, отметим, что огромные объемы жильного кварца образуются и вполне самостоятельно в терригенных комплексах провинций сиалического профиля (Ленской, Яно-Колымской), где они служат источниками богатейших россыпей. Они формируются за счет процессов ремобилизации золота из зон первичной (синседиментационной) рассеянной золотоносности терригенных толщ под влиянием позднейших энергетических импульсов. Что же касается вкрапленной сульфидной минерализации, относимой А.А.Сидоровым и И.Н.Томсоном к базовым рудным формациям, то и она далеко не всегда является продуктом деятельности глубинных растворов, с дифференциацией которых (иногда якобы протекавшей в течение нескольких геологических периодов!) эти исследователи связывают формирование рядов рудных формаций.

Нуждается в уточнении и разделяемое А.Г.Жабиным и Е.И.Филатовым положение о том, что базовые формации во многих случаях соответствуют продуктивным на то или иное оруденение геологическим формациям, являясь как бы промежуточным звеном между ними. С нашей точки зрения, для целей прикладной металлогении и прогноза целесообразно четко разделять указанные понятия, уделяя в то же время большое внимание дальнейшей разработке концепции А.И.Кривцова [10, 11] о разделении геологических формаций по их роли в рудогенезе. Значительная часть выделяемых нашими коллегами базовых рудных формаций соответствует рудоносным (по А.И.Кривцову), а также донорным (по удачному определению Б.Я.Вихтера [4]) геологическим формациям, действительно являющимся одним из важнейших коровых источников золота. Однако совершенно неправомерным является отнесение этих геологических формаций к крупнейшим месторождениям, поскольку они вообще не являются месторождениями по содержанию полезных компонентов. Одновременно эти образования не являются и рудными формациями, т.к. рудная формация есть понятие не только геологическое, но и экономическое, выделяемое с учетом возможности рентабельного извлечения полезных компонентов [17]. Тем не

менее, они попадают в одну группу с действительно крупными и уникальными месторождениями типа Витватерсранда или с расслоенными никеленосными интрузиями Норильска и Бушвельда. В последнем случае правильнее было бы считать рудогенерирующую геологическую (базит-гипербазитовую) формацию одним из неперменных членов рудоносного структурно-вещественного парагенезиса, но не рудной формацией. То же самое относится и к тем базит-гипербазитовым комплексам, которые непосредственно не несут рудной минерализации, но для золота, благодаря высоким кларкам концентрации этого металла, выступают в качестве донорных геологических формаций.

Основным недостатком обсуждаемой концепции является то, что в ней не учитываются тектоно-магматические обстановки формирования месторождений определенных формационных типов в условиях различных эндогенных режимов земной коры (в понимании В.В.Белоусова [2]). Соответственно, в отстройку рудно-формационных рядов не вносится необходимый элемент структурно-формационного и металлогенического районирования. В то же время, давно, еще Ю.А.Билибиным, установлено, что рудные комплексы (т.е., в современном понимании, рудные формации), так же как и любая геологическая формация, возникают «при специфических для них режимах развития земной коры» [11], то есть в условиях определенных структурно-формационных зон.

Не нашли достаточного отражения в концепции базовых формаций и вопросы минералогического состава месторождений, структур и текстур руд, а также связи этих особенностей, закономерно повторяющихся в разновозрастных месторождениях одной и той же рудной формации, с геологическими обстановками этапа рудообразования и с условиями транзита и разгрузки рудных растворов. Отсутствие этих данных по базовым рудным формациям показывает несоответствие их характеристики классическому определению Р.М.Константинова [8], предложившего понимать под рудной формацией «группу месторождений со сходными минеральными ассоциациями и близкими геологическими условиями формирования».

Неправомерной представляется и по-

пытка ранжирования рудных формаций, поскольку иерархическому ранжированию могут подлежать скорее таксоны формационной систематики, но не сами абстрактные формации, как рудные, так и вообще геологические.

Геологические формации, вмещающие зоны вкрапленной сульфидной минерализации, считаются базовыми рудными формациями, наиболее эффективными по объему руд (при этом упускается из виду, что это вообще еще не руды!).

В статье, публикуемой в данном номере журнала, для интересующих нас золотых и серебряных месторождений отмечается совмещение верхнего — эпипермального и нижнего — мезотермального ярусов оруденения в районе месторождения Дукат, что объясняется проявлением рудной зональности (по Эммонсу). Однако это может быть объяснено совмещением оруденения различного состава и возраста в пределах локальных наиболее эндогенно активных («очаговых») структур земной коры. И.Ф.Мигачевым при анализе геологической позиции таких комплексных рудных узлов допускается их расположение над унаследованно развивающимися мантийными диапирами [27]. В мировой литературе такие участки известны под именем горячих точек (hot spots).

Отмечая преобладание в нижнем «ярусе» Дукатского рудного узла восстановительных условий рудообразования, авторы почему-то не связывают это с существенно углеродистым составом терригенных толщ, слагающих фундамент вулканического пояса.

Сходство в строении рудных зон Чукотских месторождений — Майского золото-сульфидного и Паланского — ртутного, несущего проявления эпипермальной минерализации, в данном случае вполне логично интерпретировано авторами как результат наложения последней на более раннюю зону вкрапленных сульфидных руд.

Обратимся к разрабатываемым в ЦНИГРИ принципам систематики и прогнозирования золоторудных месторождений, более подробно освещенным в предыдущих публикациях [23, 24, 13].

В качестве крупнейшего таксона формационной систематики золоторудных (равно

как и медных и полиметаллических) месторождений рассматривается семейство золоторудных формаций, продуцируемых единой рудно-энергетической системой (РЭС), в которую входят: тектоно-магматическая обстановка, соответствующая эндогенному режиму земной коры этапа рудообразования; предполагаемые источники золота; условия транзита и рудоотложения; связь оруденения с проявлениями магматизма, метаморфизма и регионального метасоматоза; доля участия в рудообразовании экзогенных и эндогенных факторов.

Для фанерозоя и позднего докембрия выделяется три главных типа золотоносных РЭС: экзогенно-эндогенная, плутоногенная и вулканогенная. В ходе эволюции каждой РЭС происходит смена геолого-генетических моделей рудообразования и возникают различные их сочетания, что обуславливает обособление принадлежащих данному семейству золоторудных формаций. Эти соотношения обобщены в таблице, в которой кроме того отражены эндогенные режимы земной коры формирующие различные РЭС, а также характерные для каждой золоторудной формации минеральные комплексы и продуктивные парагенетические ассоциации.

Золотоносные рудно-энергетические системы и золоторудные формации

Экзогенно-эндогенная РЭС развивается, начиная с процесса осадконакопления, в складчатых зонах миогеосинклиналей, перикратонных и авлакогенных прогибов и терригенных чехлов срединных массивов. С ней связаны широко распространенные в углеродисто-терригенных («черносланцевых») комплексах месторождения золото-сульфидной формации и сопутствующее им в тех же терригенных толщах оруденение малосульфидной золото-кварцевой формации. Эти полигенные образования впервые были объединены В.М.Яновским [26] под несколько условным наименованием золото-углеродистой формации, а В.А.Буряком [3] отнесены к метаморфогенно-метасоматическому типу золоторудных месторождений. Они характеризуются широким участием в рудообразовании процессов регенерации и ремобилизации синседиментационного рассеянного золота из рудовмещающих толщ под воздействием более поздних, главным

Золотоносные рудно-энергетические системы и золоторудные формации

Золотоносные рудно-энергетические системы	Формационные типы (семейства) месторождений	Эндегенные режимы земной коры, тектоно-магматические обстановки этапа рудообразования	Источники золота; условия транзита	Ведущие геолого-генетические модели рудообразования	Золоторудные формации	Минеральные комплексы; продуктивные парагенетические ассоциации	Примеры региональных генотипов
Экзогенно-эндогенная	Золото-углеродистый («черносланцевый»)	Позднегеосинклинальный предоросный, субплатформенный (авлакогеновый). Складчатые системы мио-мегасинклиналей, перикратонных прогибов и терригенных чехлов срединных массивов	Мантийно-коровые; инфильтрационный, эксфильтрационный (элизийный) в сочетании с глубинными эманациями	Хемогенно-осадочная и вулканогенно-эксталяционная модели рудоподготовительной стадии. Метаморфогенно-метасоматическая, элизийно-катагенетическая, инфильтрационная и др. модели регенерационного рудообразования	Золото-сульфидная	Ранний продуктивный комплекс золоторудных сульфидов (арсенинит, мышьяковистый пирит) с тонкодисперсным золотом; поздние золоторудные антимонитовая и др. сульфидно-кварцевые ассоциации со свободным золотом	Даугыстауский (Южный Тянь-Шань); Бакырчикский (Вост.Казахстан); Майский (Чукотка)
					Золото-кварцевая	Малосульфидный (пирит, арсенинит) золото-кварцевый комплекс, иногда с развитием поздних ассоциаций с минералами висмута	Соврудниковский (Сев.Енисей); Каральевский (Чукотка)

Золотонос- ные рудно- энергети- ческие сис- темы	Формаци- онные ти- пы (семей- ства) мес- торождений	Эндегенные режи- мы земной коры, тектонно-магмати- ческие обстановки этапа рудообразова- ния	Источники золота; усло- вия транзита	Ведущие геолого- генетические моде- ли рудообразова- ния	Золоторуд- ные фор- мации	Минеральные комп- лексы; продуктивные парагенетические ас- социации	Примеры регио- нальных генотипов
Плутоно- генная	Полиме- тально-зо- лотой	Инверсионный оро- генный режим эпи- звгесинклинальных орогенов и обла- стей тектоно-магма- тической активизации с раз- витием гранитоид- ного магматизма в базитовом субстрате	Коровые; трансмагма- тические (переходя- щие в по- стмагмати- ческие) рас- творы	Ассимиляционная, пневмато-гидротер- мальная	Золото- полисуль- фидно-квар- цевая	Сульфидно-кварцевый с полиметаллической сульфоантимонитовой и другими продуктив- ными ассоциациями, с минералами теллура и висмута	Березовско-Кочкар- ский (Средн. Урал); Беркульский (Зап. Сибирь); Дара- сунский (Вост. За- байкалье)
						Ранний известково-си- ликатный, магнетито- сульфидный; поздний продуктивный золотой кварц-сульфидный	Синюхинский (Зап. Сибирь); Кали- островский (Кузнец- кий Алау)
					Золото- порфиро- вая	Ранний полевошпато- вых (альбит, калиш- пат) метасоматитов; продуктивные: кварц- арсенопиритовый пол- исульфидный с минералами висмута	Васильковский (Сев. Казахстан); Юбилейнинский (Южн. Урал)

Золотонос- ные рудно- энергети- ческие сис- темы	Формаци- онные ти- пы (смей- ства) мес- торождений	Эндеогенные режи- мы земной коры, тектонно-магмати- ческие обстановки этапа рудообразова- ния	Источники золота; усло- вия транзита	Ведущие геолого- генетические моде- ли рудообразова- ния	Золоторуд- ные фор- мации	Минеральные комп- лексы; продуктивные парагенетические ас- социации	Примеры регио- нальных генотипов
Вулкано- генная	Золото-се- ребряный	Позднеорогенный режим субэраль- ных вулканических поясов и рифтоген- ный режим позд- них стадий активизации	Мантийные; существенно газовый транзит, свя- занный с вулканоген- но-экспло- зивной деятельно- стью	Эксплозивно-гидро- генная	Золото- адуляр- кварцевая	Кварц-халцедон-(кар- бонат)-адуляровый; поздние ассоциации с минералами теллура	Балейский (Вост. Забайкалье)
					Золото-се- ребро-аду- ляр-квар- цевая	Кварц-халцедон-адуля- ровый с минералами Мп; поздние ассоциа- ции с минералами се- ребра, селена	Хаканджинский (Магаданская обл.)
				Сольфатарно-фума- рольная	Золото- кварц-гид- рослюдис- тая (золо- тоносные кварциты, аргиллизит- ы, адуля- ризиты)	Кварц-каолинит-алу- нит-адуляровый с вкрапленностью золо- тоносного пирита и марказита	Белогорский (При- морье); Куранахский (Ц. Алдан)

образом эндогенных, энергетических импульсов. Для регенерационного рудообразования наиболее характерны метаморфогенно-метасоматическая модель В.А.Буряка [3] и В.Ф.Проценко [16] и впервые (для золота) предложенная Н.К.Курбановым [12] элизионно-катагенетическая модель. Основное содержание понятия о регенерации заключается в высвобождении при метаморфогенно-метасоматическом преобразовании терригенных пород воды, кремнекислоты, серы и мышьяка и миграции этих элементов вместе с растворенным золотом в порово-трещинные системы с образованием промышленных рудных концентраций.

Разработка представлений о регенерационном рудообразовании группой исследователей ЦНИГРИ (Н.К.Курбановым и др.) положила начало построению системы геолого-генетических моделей и конвергентных рядов золоторудных месторождений в терригенных комплексах [13]. Результаты этих исследований позволили дать положительную оценку перспектив золотоносности палеозойских терригенных толщ западного склона Урала.

П.Г.Кучеревским изучен процесс регенерации массивных колчеданных руд при формировании оруденения золото-мышьяковисто-сульфидной формации с сохранением их реликтов, имеющих метаколлоидную структуру [14]. Ч.Х.Арифупов, В.И.Романов и Н.А.Вишневская установили, что мегаштокверк месторождения Мурунтау формировался в процессе регенерации на фоне деструкции скоплений синседиментационных сульфидов [1]. Знаменательно, что даже такие убежденные поборники ортодоксальной эндогенной теории рудообразования как П.Ф.Иванкин и Н.И.Назарова, обратившись к изучению кварцевых жил, широко распространенных в терригенных толщах верхоянского комплекса, пришли к выводу о грандиозных масштабах обособления кремнекислоты при преобразовании черных сланцев и обосновали гипотезу амагматического кварцевого жилобразования. Установлено, что зоны развития такого кварца, в отличие от очаговых ореолов магматогенно-гидротермальных кварцевых жил, имеют рассеянный, региональный характер [7].

Плутоногенная РЭС формируется в эпигеосинклинальных орогенах и областях

орогенной активизации с развитием гранитоидного магматизма в базитовом субстрате. Господствующей является ассимиляционная модель рудообразования, для реализации которой необходимо наличие среди рудовмещающих и рудоподстилающих толщ донорных базит-гипербазитовых формаций, которые служат главным источником золота. Условия транзита определяются длительной циркуляцией трансмагматических, переходящих в постмагматические, растворов с выщелачиванием и усвоением гранитной магмой золота из вмещающих пород.

Вулканогенная РЭС продуцирует близповерхностные золото-серебряные месторождения субаэральных вулканических поясов и континентальных рифтовых систем. В качестве наиболее характерной нами предложена взрывно-водородная модель, подразумевающая существенно газовый перенос полезных компонентов из глубинных (мантийных) источников и разгрузку этих глубинных эманаций при их смешивании с вадозовыми водами палеоартезианских бассейнов. Особое положение занимает сольфатарно-фумарольная модель, формирующая оруденение золото-кварц-гидрослюдистой формации, представленное золотоносными вторичными кварцитами и аргиллизитами.

Соотношения различных геолого-генетических моделей, действующих в процессе развития золотоносных РЭС, не только определяют принципы выделения основных таксонов формационной систематики — формационных семейств (или формационных типов) и золоторудных формаций, но и позволяют обосновать некоторые критерии прогнозирования различных геолого-промышленных типов золотого оруденения и оценки металлогенического потенциала золотоносных провинций. Так, перспективы золотоносности углеродисто-терригенных («черносланцевых») комплексов во многом определяются позицией терригенных бассейнов по отношению к областям сноса хемогенно-кластогенного золота, располагающимся на прилегающих кратонах, срединных массивах и конседиментационных поднятиях с выходами базифицированного древнего фундамента. Для прогноза золото-сульфидного оруденения исключительно благоприятны области, пережившие пред-

орогенный тектонический режим базитовой активизации, характеризующийся развитием щелочно-базальтоидного мегматизма. В этом отношении трудно переоценить важность и своевременность впервые проведенного И.Н.Томсоном и В.Д.Селиверстовым [22] обоснования этого типа тектонического развития и его значение для металлогении. Особенно благоприятны области с совмещением предорогенной (базитовой) и орогенной (гранитоидной) активизации, примером чего являются Западно-Калбинская и, в особенности, Кызылкумская провинции.

Критерием прогноза и оценки рудных полей с оруденением золото-серебряной формации может быть распространение в их пределах предрудных и синрудных эксплозивных брекчий и туффизитов, указывающее на возможности реализации наиболее продуктивной эксплозивно-водородной модели рудообразования. В основу прогноза плутоногенно-гидротермального оруденения положена контрастность рудовмещающей среды (гранитоиды в базитовом субстрате). Выступая в роли донорных геологических формаций, базит-гипербазитовые комплексы определяют местоположение и границы крупнейших рудных полей и месторождений, продуцируемых плутоногенной РЭС.

Таким образом, рассмотрены два принципиально отличных подхода к проблеме систематики и прогнозирования месторождений, один — основанный на концепции базовых формаций, и другой — на геолого-генетическом моделировании процессов рудообразования и реконструкции рудоносных рудно-энергетических систем, в процессе эволюции которых действуют те или иные модели. Для золота крупнейшим таксоном формационной систематики является совокупность продуктов деятельности РЭС, составляющая семейство месторождений единого формационного типа (или абстрактной формации). Модели или их сочетания лежат в основе выделения золоторудных формаций.

В заключение попытаемся ориентировочно отметить возможные пути сближения рассмотренных концепций. Для золота они объединяются признанием возможного заимствования рудного вещества из более ранних проявлений рудной минерализации, выделяемых А.А.Сидоровым и И.Н.Томсоном

в качестве базовых рудных формаций, а в концепции ЦНИГРИ связанных с конседиментационной рассеянной золотоносностью рудовмещающих-рудоносных формаций или с заимствованием золота из донорных геологических формаций (без отнесения указанных образований не только к категории «базовых», но и вообще рудных формаций). Сближение намечается и в признании А.А.Сидоровым и И.Н.Томсоном того, что для вкрапленных золото-сульфидных руд построение температурных рудно-формационных рядов не имеет определяющего значения и что образование рассеянной сульфидной вкрапленности относится к подготовительным этапам рудообразования. В качестве пожелания отметим целесообразность уточнения содержания понятия о базовых рудных формациях, соотношениях последних с продуктивными геологическими формациями и их геохимической специализацией, а также с существующими в литературе представлениями о рудоподготовительной стадии минерализации, процессах регенерации и ремобилизации рудных элементов.

Предлагаемые нами принципы систематики золоторудных месторождений, основанные на разработанной совместно с Н.К.Курбановым [13] схеме участия различных моделей рудообразования в процессе эволюции рудно-магматических систем, также требуют совершенствования в направлении более полного изучения физико-химических условий рудообразования и РТ-зональности в размещении минеральных типов месторождений и внесения в моделирование количественного фактора.

Наиболее же важным для целей прогноза является выявление и изучение продуктивных геологических формаций, а также не затронутых в настоящей публикации рудоконтролирующих структур, которые участвуют в строении рудоносных структурно-вещественных парагенезисов, определяя размещение и границы рудных узлов и рудных полей, формирующихся в различной тектоно-магматической обстановке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

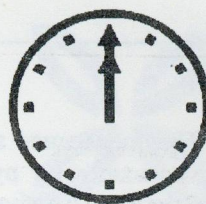
1. Арифуров Ч.Х., Романов В.И., Вишневецкая Н.А. Регенерированные золоторудные месторождения

- «кызылкумского» типа // Руды и металлы. 1994. № 3—5. С. 46—57.
2. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. — М.: Недра, 1978.
3. Буряк В.А. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального оруденения // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск, Наука. 1983. С. 132—138.
4. Вихтер Б.Я. О генетической модели золоторудных месторождений с позиций соотношения золото-сульфидных и золото-кварцевых руд // Генетические модели эндогенных месторождений, т. II. — Новосибирск, 1985. С. 108—109.
5. Жабин А.Г., Филатов Е.И. Базовые рудные формации рудоносных систем // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 13—17.
6. Жабин А.Г., Филатов Е.И. Подозревает ли Природа о нашем делении ее геологических объектов на рудные и нерудные // Отечественная геология. № 12. 1995. С. 61—63.
7. Иванкин П.Ф., Назарова А.Н. О природе жильного кварца // Руды и металлы. 1994. № 3—5. С. 118—124.
8. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М.: Наука, 1973.
9. Золото-серебряное месторождение Дукал (Россия) / Константинов М.М., Калинин А.И., Наталенко В.Е., Стружков С.Ф., Двуреченская С.С. // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 4. С. 317—334.
10. Кривцов А.И. Принципы классификации рудных формаций по их роли в рудообразовании // Геология рудных месторождений. 1984. № 1. С. 67—71.
11. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
12. Курбанов Н.К. Геолого-генетические модели формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Докл. на 28 сесс. МГК (Вашингтон, 1989).
13. Курбанов Н.К., Фогельман Н.А. Гетерогенность и конвергентные ряды месторождений золотоносных рудно-энергетических систем // Отечественная геология. 1996. № 1. С. 11—20.
14. Кучеревский П.Г. Условия локализации и формирования золото-сульфидного и золото-колчеданного оруденения в вулканогенно-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 212. С. 101—106.
15. Петровская Н.В. Минеральные ассоциации и строение рудных тел Балейского месторождения / Балейское рудное поле. — М.: ЦНИГРИ—ИГЕМ, 1984. С. 121—153.
16. Проценко В.Ф., Петров С.Ю., Ибрагимов Г.Г. Динамика и термика метаморфогенно-метасоматического металлообразования в черносланцевых толщах на примере Мурунтау. — Ташкент, ФАН, 1989.
17. Рундквист Д.В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. — Л.: Недра, 1978. С. 15—40, 602—605.
18. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 97—102.
19. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Рудно-формационные ряды и некоторые проблемы крупных и уникальных месторождений // Руды и металлы. 1995. № 1. С. 89—98.
20. Сидоров А.А., Томсон И.Н. О базовых рудных формациях // Отечественная геология. 1995. № 12. С. 59—61.
21. Сорокин В.Н. Систематика и генезис золото-сульфидных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 22—28.
22. Томсон И.Н., Селиверстов В.А. Магматизм и металлогения предороженного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология рудных месторождений. 1992. № 3. С. 3—17.
23. Фогельман Н.А., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 236. 1991. С. 3—12.
24. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31—41.
25. Шер С.Д. Металлогения золота. — М.: Недра, 1972.
26. Яновский В.М. Основные особенности месторождений золото-углеродистой формации // Тр. ЦНИГРИ. 1981. Вып. 165. С. 35—42.
27. Migachev I.F. Complex Ore Nodes of Marginal Volcano-Plutonic Belts and Their Geological Setting // Resource Geology Special Issue, 1993. № 15. P. 199—209.

Fogel'man N.A.

BASIC ASSEMBLAGES OR GEOLOGICAL-GENETIC MODELS?

To discuss the basic issues of systematization and forecasting of gold deposits, the concept of basic ore assemblages by A.A.Sidorov and I.N.Tomson is considered in comparison with TsNIGRI's elaborations on the association of gold ore assemblages with the replacement of ore generation models in the course of evolution of gold-bearing ore-energy systems.



II ЮГОСЛАВСКОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО РУДНИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ, 5–8 ИЮНЯ 1996 года, БОРСКОЕ ОЗЕРО, СЕРБИЯ

В работе совещания участвовало 130 человек. Большинство участников было из Югославии, 6 — из Республики Сербской, 5 — из Македонии, 2 — из России. Совещание открыл К.Прстич, заместитель министра энергетики и горного дела Правительства Республики Сербии.

В программу было включено 57 докладов по следующей тематике:

менеджмент и организация рудничных геологических служб;
рудничная геология и передовые экологические и технологические решения;
опробование и подтверждаемость запасов;
потери, разубоживание и управление качеством руды;
доразведка и эксплуатационная разведка;
геологическая документация на рудниках.

Официальными языками совещания были сербский, русский и английский.

К совещанию был выпущен сборник «Рудничная геология на распутьи...» (360 стр., 51 статья). Названия всех трудов даны на сербском, русском и английском языках, а все резюме составлены либо на русском либо английском. Декларация совещания, а также доклады, которые по тем или иным причинам не вошли в сборник, будут опубликованы позднее.

Работа совещания проходила по тематическим заседаниям. Большой интерес у присутствующих вызвало вступительное сообщение Д.Миловановича по вопросам менеджмента, за которым последовало оживленное обсуждение. Всеобщее внимание привлек зачитанный А.И.Кривцовым доклад «Система использования и развития МСБ — показатели управления и регулирования» — соавторы И.Ф.Мигачев и Б.И.Беневольский. Он обсуждался не только на заседании, но и во время перерыва (в кулуарах). Остальные доклады указанной тематики относятся к организации и деятельности рудничных геологических служб, статусу рудничных геологов на отдельных рудниках угля, металлических и неметаллических полезных ископаемых. В целом труды, опубликованные в сборнике, достоверно отразили состояние геологических работ на рудниках Югославии и Македонии, несмотря на то, что у отдельных авторов не было возможности проведения исследований аналитического характера.

Второй тематический круг обсуждаемых вопросов представляет собой попытку продвигаться в методологии, т.е. внести посредством рудничной геологии более значительный вклад в передовые экологические и технологические решения минерально-сырьевого комплекса, а также в некоторые экологические решения. Особое внимание по этой теме вызвал вступительный доклад М.Джюканович, посвященный Всемирному дню охраны окружающей среды. Результаты остальных докладов этого тематического круга, кажется, были ниже ожидаемых, так что, по всей вероятности, югославская рудничная геология встретится с передовыми технологическими решениями (особенно геотехнологическими, даже в теоретико-методологическом смысле) лишь в третьем тысячелетии.

Третье пленарное заседание с успехом выполнило задачи совещания относительно тематики опробования и сходимости данных о запасах.

Сообщения по тематике потерь, разубоживания и управления качеством руды оказались еще более успешными, поскольку они вызвали самое большое количество вопросов и весьма заинтересованное обсуждение. Этому в первую очередь способствовал вступительный доклад В.Радовича.

Проблематика методологии доразведки и эксплуатационной разведки — особенно на

Предпоследнее заседание было посвящено актуальным проблемам геологического документирования на рудниках Югославии. Кроме того, сюда были включены и тематически неоднородные сообщения (рудничная гидрогеология, осушение и генетические модели), которые по тем или иным причинам не полностью вошли в заданные тематические рамки совещания. Отмечена необходимость методологического совершенствования геологического документирования. Была принята предложенная во вступительном сообщении Н.Блечича и его сотрудников концепция о стандартизации в этой отрасли путем разработки и практической проверки современной методологии, созданием технических рекомендаций и инструкций, не ограничивающих творческую деятельность рудничных геологов.

На заключительном заседании была принята сформулированная на базе доклада Н.Блечича Декларация совещания, основные положения которой излагаются ниже. Лейтмотив Декларации — «Камо грядеши, рудничная геология?».

Рудничная геология должна идти в третье тысячелетие, готовясь для новых технологий, в первую очередь — для геотехнологических методов, которые наряду с классическими методами горнодобывающей эксплуатации будут находить все более и более важное место.

Подключение к международным связям науки (международные научные и отраслевые организации, общества, совещания) — это и есть предпосылка освоения новых технологий, а также других передовых решений.

Не дожидаясь нового тысячелетия, рудничной геологии следует идти к сбалансированному минерально-сырьевому народнохозяйственному комплексу.

Рудничной геологии нужно идти к нововведениям, восполнению и расширению знаний у рудничных геологов, причем не только по геологии, но и по охране окружающей среды, горному делу, а особенно — по новым технологиям.

Рудничной геологии следует идти к рыночной экономике. В условиях рынка рудничной геологии нужно идти к более значительному использованию небольших месторождений.

Необходимо, чтобы в рудничной геологии лучше использовались роль и значение менеджмента. Ей нужно идти к лучшей организации рудничных геологических служб, а также к тому, чтобы добиться статуса, обеспечивающего рудничным геологам возможность внести максимальный вклад в народное хозяйство.

Необходимо, чтобы рудничная геология постоянно шла к совершенствованию методов опробования, геологического контроля и проверки, а особенно к совершенствованию всех видов геологического документирования на рудниках. Она должна идти на более широкое применение метода баланса во всех фазах горнодобывающего производства, а особенно при контроле процесса обогащения полезных ископаемых.

Особенно важно, чтобы рудничная геология продвигалась к решению задач, связанных с управлением качеством руды. Здесь, не отказываясь от проверенных классических методов, нужно вводить и новые методы с использованием вычислительной техники и современных программных средств, приобретенных легальным способом и поддающихся последующим гибким переделкам и корректировкам программного обеспечения.

Уменьшение потерь и разубоживания руд будет и впредь одной из основных задач, в решении которой должны совместно принимать участие горняки и рудничные геологи.

Нужно идти к более масштабной, эффективной и рациональной доразведке и эксплуатационной разведке с применением горных выработок и незанятой горной техники в целях накопления геологической информации и геологического контроля.

Наряду с постепенным улучшением решений относительно классификации и учета запасов, необходимо развивать методы управления минерально-сырьевой базой.

Словом, рудничная геология должна пойти к лучшему завтрашнему дню, который был бы более богатым, гуманным и достойным, соответствуя энтузиазму рудничных геологов.

**Председатель Комитета по месторождениям
полезных ископаемых Югославии
Новак Блечич**

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЕМ



ГЕННАДИЙ КЛИМЕНТЬЕВИЧ КОПЫЛОВ — один из ведущих в стране специалистов по созданию океанских глубоководных добывающих комплексов.

С момента окончания в 1960 году МВТУ им. Н.Э.Баумана по настоящее время занимается созданием машин, механизмов, оборудования различного назначения. Одной из его разработок было создание и внедрение в серийное производство самоходных установок для инженерно-геологических изысканий; он разработал и внедрил в отечественную промышленность специализированную технику для буровзрывного бурения скважин. За эти работы Геннадий Климентьевич награжден золотой медалью и дипломом ВДНХ СССР. Серия авторских свидетельств подтверждает конкурентоспособность и патентную чистоту созданных Г.К.Копыловым изделий.

Геннадий Климентьевич работает в геологической отрасли 22 года, с 1986 г. — в ЦНИГРИ. Г.К.Копылов организовал и осуществлял координацию работ по созданию морских технических средств для опытной добычи железомарганцевых конкреций. В этой проблеме участвовали более 120 организаций, 42 министерства и ведомства страны.

В настоящее время Г.К.Копылов работает над созданием добычных выемочных машин многоцелевого назначения с использованием новых технических идей и принципов, обеспечивающих добычу различных видов морских твердых полезных ископаемых со дна Мирового океана.

Он — опытный руководитель, хороший организатор, исполнительный, дисциплинированный и честный человек.

Поздравляем Геннадия Климентьевича с юбилеем и от души желаем доброго здоровья, семейного благополучия, дальнейших творческих успехов.

ОЛЕГ СЕРГЕЕВИЧ НАБРОВЕНКОВ — известный специалист, заведующий лабораторией отдела геологии россыпей в мае 1996 года подошел к своему зрелому юбилею, отдав почти сорок лет добросовестному служению любимому делу.

Олег Сергеевич на протяжении многих лет занимался изучением геологического строения и золотоносности Ленского, Средне-Витимского районов и Северо-Байкальского нагорья, вопросами стратиграфии, тектоники и металлогении Байкальской складчатой области, а также связей коренной и россыпной золотоносности. Он принимал непосредственное участие в составлении и издании геологических и специализированных карт различного масштаба, которые послужили основой для разработки направлений геолого-разведочных работ на россыпи Ленского, Баргузинского, Северо-Байкальского и других районов Восточной Сибири.

В последующие годы он принимал активное участие в разработке геологической основы поисков и оценки новых золотороссыпных районов, используя материалы, собранные им на Полярном Урале, в Киргизии, на территории трассы БАМ. Олег Сергеевич неоднократно выезжал за рубеж в качестве консультанта по оценке россыпной золотоносности территорий МНР, Никарагуа, Гвинейской республики.

О.С.Набровенков — автор более 60 научных работ; он награжден медалями «За доблестный труд» и «Ветеран труда».

Поздравляя Олега Сергеевича с днем рождения, желаем ему здоровья, благополучия в семье, оптимизма и радости новых научных открытий.

ВЛАДИМИР АЛЕКСАНДРОВИЧ ОРЬЕВ — известный специалист в области разработки и испытаний буровой техники и технологии ее применения при разведке россыпных месторождений золота.

Вся творческая жизнь Владимира Александровича, глубоко преданного своей профессии, начиная с 1960 года, связана с ЦНИГРИ, в котором он проработал более 35 лет младшим, старшим научным сотрудником, заведующим лабораторией, ведущим научным сотрудником.

В.А.Орьев разработал методологические основы оценки технологических параметров бурового процесса, определения путей совершенствования существующей буровой техники и создания новых установок для разведки россыпных месторождений. Владимир Александрович теоретически обосновал целесообразность применения комбинированной технологии бурения на россыпях, которая воплощена в буровой установке УБР-50ВУ, выпускаемой серийно с 1987 года. Он является автором технического задания на модернизацию буровой установки УБСР-25М, которая в настоящее время успешно прошла приемочные испытания в производственных условиях. В 1989 году В.А.Орьев стал лауреатом премии Совета Министров СССР.

Владимира Александровича отличают высокий профессионализм, требовательность к себе, скромность и обаятельность.

Поздравляя его с шестидесятилетием, желаем Владимиру Александровичу крепкого здоровья и плодотворной работы.

Вниманию читателей !

В спецвыпуске за 1995 г. на стр. 92 автором статьи "Мариинская тайга" указан В.Н.Новиков. Следует читать: Б.В.Рыжов, О.С.Набровенков, В.Н.Новиков.

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

Сдано в набор
15.06.96
Подписано в печать
08.08.96
Тираж 250 экз.

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

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

SOFTSERVICE - ЦНИГРИ

компьютерные технологии информатизации геологоразведочных и горнодобычных работ

SOFTSERVICE

- крупнейший поставщик программного обеспечения на российском рынке;
- официальный дистрибьютор американских компаний Computer Associates и Oracle;
- партнер Microsoft.

ЦНИГРИ (СКАЦ - специализированный компьютерный аналитический центр)

- ведущий научно-исследовательский институт геологоразведочной отрасли;
- прогрессивные компьютерные технологии геологоразведочных и горнодобычных работ, переработки и анализа руд;
- мониторинг минерально-сырьевой базы, геолого-экономическая оценка месторождений и конъюнктуры минерального сырья.

SoftService и ЦНИГРИ - признанные лидеры в сфере своей деятельности. Совместный потенциал определяется высококвалифицированными специалистами, высокой технической и технологической вооруженностью.

Партнерами SoftService и ЦНИГРИ являются более 1000 организаций, занимающихся научной, учебной и предпринимательской деятельностью в России и зарубежом.

Если Вы не провели информатизацию производства, если есть проблемы мы готовы помочь и предложить:

- техническую поддержку;
- помощь в выборе программных продуктов;
- выбор средств разработки;
- разработку и распространение реальных инженерных решений;
- семинары и конференции;
- курсы обучения.

Важнейшим условием успеха информатизации является выбор программных средств ее ведения.

В геологоразведочной отрасли Oracle принят как базовый программный продукт при создании информационных систем, баз и банков данных, систем - client/server/.

Фирма **SoftService** - официальный дистрибьютор компании **Oracle** предоставляет программное обеспечение по самым низким в России ценам и дает рекомендации по его использованию, проводит обучение персонала.

SoftService

(095) 976-89-53
(095) 932-92-18
Fax: (095) 976-0133
932-9218
Email:
oracle@softservice.msk.ru

ЦНИГРИ

095) 315-43-47
095) 315-06-29
Fax: (095) 315-27-01
Email: tsnigri@vlkuz.msk.ru