

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

3/2010

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Зам. главного редактора А.И.КРИВЦОВ
Зам. главного редактора Н.И.НАЗАРОВА

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН
С.Ф.СТРУЖКОВ

УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

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

Москва ЦНИГРИ 2010

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

Сдано в набор 07.06.10 г.
Подписано в печать 16.06.10 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 313-43-47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2010

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Ваганов В.И., Дорофеев С.А., Колесникова Т.И., Щербаклова Т.Е.

Минералогические предпосылки алмазонасности европейской части России

4

Мишин Л.Ф., Бердников Н.В.

Индикаторная роль высокоглиноземистых вторичных кварцитов при поисках рудных месторождений

14

Строение рудных месторождений

Остапенко Л.А.

Типоморфизм самородного золота на месторождениях золото-кварцевой формации Центральной Колымы

25

Шамцян Ф.Г.

Геолого-структурные особенности Дилижанского месторождения меди в Республике Армения и перспективы его золотоносности

39

Баранников А.Г., Волькинштейн М.Я., Субботин И.А., Балахонов В.С.

Золотоносные коры выветривания Крылатовско-Чесноковского рудного поля, Средний Урал

43

Дискуссии

Константинов М.М., Косовец Т.Н.

Характер эволюции изотопного состава сульфидной серы золото-серебряных месторождений

52

Каменихин Н.Т.

Метод разбраковки геохимических и гидротермальных аномалий на ранних стадиях исследования

66

Поздравляем с юбилеем

А.М.Гаврилова

83

Памяти

С.Ф.Стружкова, Р.А.Эйдлина

86

Geological exploration and prospecting: Techniques and methods

Vaganov V.I., Dorofeev S.A., Kolesnikova T.I., Scherbakova T.E.

Mineralogical criteria of diamond potential of Russia's European Region

Mishin L.F., Berdnikov N.V.

Secondary quartzite as indicators in prospecting of ore deposits

Anatomy of ore deposits

Ostapenko L.A.

Typical features of the native gold grains from orogenic (gold-quartz) deposits of the Central Kolyma area

Shamtsyan F.G.

Dilizhan Cu deposit, Republic of Armenia: geology, structure, and gold potential

Barannikov A.G., Volkinshtain M.Ya., Subbotin I.A., Balakhonov V.S.

Gold bearing weathering crusts of Krilatovsko-Chesnokovski gold-bearing field, Middle Ural

Discussions

Konstantinov M.M., Kosovetz T.N.

The evolution feature of the sulfidic sulfur isotope in gold-silver ore deposits

N.T.Kamenikhin

Method of discrimination of geochemical and hydrothermal anomalies at the early stages of researches

Our congratulations

A.M.Gavrilov

In memoriam

S.F.Struzhkov, R.A.Eydlin

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.81:549 (470.1/6)

© В.И.Ваганов, С.А.Дорофеев, Т.И.Колесникова, Т.Е.Щербакова, 2010

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

В.И.Ваганов, С.А.Дорофеев, Т.И.Колесникова, Т.Е.Щербакова (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

На основании анализа типоморфных особенностей минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) из шлиховых проб оценена алмазоперспективность площадей в пределах Восточно-Европейской платформы. Интерпретация результатов шлихоминералогического опробования проводилась с использованием электронных баз данных типохимических особенностей МИК и комплекта наиболее информативных и статистически обоснованных диаграмм.

Ключевые слова: минералы-индикаторы кимберлитов, шлихоминералогический метод, базы данных, Восточно-Европейская платформа.

Ваганов Валерий Иванович, Дорофеев Сергей Александрович, Колесникова Татьяна Ивановна, Щербакова Татьяна Евгеньевна, diamond@tsnigri.ru

MINERALOGICAL CRITERIA OF DIAMOND POTENTIAL OF RUSSIA'S EUROPEAN REGION

V.I.Vaganov, S.A.Dorofeev, T.I.Kolesnikova, T.E.Scherbakova

The evaluation of the diamond potential of some prospected areas within the East European platform was performed on the basis of studies of the typomorphic characteristics of kimberlite indicator minerals (KIM) from heavy mineral concentrates (HMC). Interpretation of the HMC studies involved data from the specialized computer databases on KMC chemistries, as well as a series of statistical diagrams.

Key words: kimberlite indicator minerals, heavy mineral concentrates, database, East European platform.

Результаты научно-исследовательских и геологоразведочных работ за последние два десятилетия однозначно показали, что Восточно-Европейская платформа — самостоятельная алмазоносная провинция. Кимберлиты с промышленными содержаниями алмазов обнаружены в Архангельской области (месторождение им. М.В.Ломоносова и трубка им. В.Гриба), здесь же многочисленны слабоалмазоносные и неалмазоносные кимберлитовые трубки [1, 5]. Слабоалмазоносные лампроитовые и кимберлитовые трубки и тела неясной природы выявлены в Карелии [9, 11], неалмазоносные кимберлитовые трубки — в Республике Коми [4], слабоалмазоносные — в Финляндии [16], кимберлитоподобные породы — на Полярном Урале, в Украине и Белоруссии [4]. Естественно, что европейская часть России, располагаясь (геологически) в пределах Восточно-Европейской провинции, также относится к числу алмазоперспективных [4].

Специалистами ЦНИГРИ на основе комплексных прогнозно-поисковых моделей различных минерагенических таксонов [2, 4, 10] составлена сводная прогнозно-минерагеническая карта перспектив алмазоносности европейской части России

м-ба 1:2 500 000 (с врезками м-бов 1:1 000 000–1:200 000), на которой выделены 38 новых прогнозируемых площадей ранга кимберлитового поля (района). Подчеркнем, что по принятой стадийности геологоразведочных работ [2, 4] на региональном этапе (до м-ба 1:200 000 включительно) по комплексу косвенных геолого-геофизических критериев выделяются алмазоперспективные площади ранга кимберлитового поля, а последующая их разбровка (и соответственно проектирование дальнейших прогнозно-поисковых работ) базируется в основном на прямых минералогических признаках.

Таким образом, минералогические (шлихоминералогические) поиски для оценки алмазоперспективных территорий имеют важнейшее значение, поскольку их результаты служат прямыми признаками наличия (или отсутствия) на исследуемой площади проявлений алмазоносных пород. Прочие геолого-геофизические данные носят характер косвенных поисковых критериев. Лишь при наличии убедительных минералогических данных для конкретных площадей возможна количественная оценка прогнозных ресурсов категории P_3 [6].

Краткая характеристика наиболее информативных диаграмм

Минерал	Диаграмма (координаты)	Возможность определения степени алмазоносности	Возможность разделения минералов-индикаторов кимберлитов и минералов других типов магматитов	Возможность привязки к конкретным первоисточникам
Гранат	Н.В.Соболева ($\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--CaO}$) [12]	+	-	-
	Д.Шульце ($\text{Na}_2\text{O--TiO}_2$) [17]	-	-	+
Хромшпинелид	Ч.Фипке (в модификации В.И.Ваганова) ($\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--MgO}$) [2, 15]	-	+	-
	Н.В.Соболева ($\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3, \text{Cr}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$) [12]	+	-	-
Ильменит	И.П.Илупина (MgO--TiO_2)	-	+	+
	Р.Коугорна (MgO--TiO_2) [7]	-	+	+
Хромдиопсид	И.П.Илупина ($\text{Na}_2\text{O--Al}_2\text{O}_3$) [6]	-	+	+
	В.И.Ваганова (Cr--(50-Na)) [2, 3]	+	-	-

В европейской части РФ шлихоминералогические поиски в достаточно больших объемах проводились в течение длительного времени различными научно-производственными организациями. Анализ результатов этих поисков выявил ряд проблем, а именно:

1. Часто диагностика минералов-индикаторов кимберлитов выполнялась визуально, без подкрепления их данными микрозондового анализа, что приводило к многочисленным ошибкам.

2. В ходе прогнозно-поисковых работ многие минералы без достаточного обоснования относились к минералам-индикаторам алмазоносного или потенциально алмазоносного магматизма. Это связано с тем, что большинство выявляемых шлиховых ореолов имеют полигенный и полихронный характер. Смесь разновозрастных минералов в них сформирована из пород различных генетических типов (кимберлитов, щелочных базальтоидов, базальтов, ультрабазитов и т.д.), находящихся как в осадочном чехле, так и в кристаллическом фундаменте. Причем поля химических составов минералов характеризуются широкими областями перекрытия [2, 13, 15].

3. При интерпретации результатов шлихового опробования нередко упускался из вида принципиальный фактор — широкое развитие отложений покровных оледенений [4].

Очевидно, что накопленный массив минералогических данных нуждается в переинтерпретации с учетом информации, полученной к настоящему времени. Первоочередной является задача идентификации минералогических ореолов, т.е. установление их

связи (если она реально существует) с известными коренными первоисточниками и выделение тех полигенных и полихронных ореолов, в которых могут присутствовать МИК из еще не выявленных первоисточников. Поскольку все минералогические критерии алмазоносности имеют вероятностный характер, необходимо использование большого объема представительных выборок, что требует создания соответствующих электронных баз данных.

Таким образом, методика переинтерпретации шлихоминералогических данных исходит из двух ключевых моментов:

1. Сопоставление типохимических особенностей МИК из шлиховых проб с возможными коренными первоисточниками для выявления типа первоисточника и предварительной оценки степени его возможной алмазоносности.

2. Анализ морфологических данных — размера, окатанности, сохранности, характера поверхности и т.д., что позволяет сделать заключение о постгенетической эволюции МИК и дальности их переноса.

Вторая задача, несмотря на множество дискуссионных вопросов, решается путем использования хорошо зарекомендовавшего себя на практике комплекса исследовательских методов [13]. Первая задача сложнее. Полигенный и полихронный характер шлиховых ореолов на Восточно-Европейской платформе, широкое перекрытие составов минералов из кимберлитов и пород иных генетических типов — все это делает решение данной задачи нетривиальным и может привести к ошибкам в прогнозных построениях.

Как показывает практика исследований, наиболее наглядны графические методы сопоставления типохимических особенностей минералов. Однако остается вопрос — насколько выбранные диаграммы статистически обоснованы, информативны и точны.

Нами проанализированы информативность и обоснованность наиболее часто используемых различными авторами диаграмм для минералов-индикаторов (граната, хромшпинелидов, пикроильменита, хромдиоксида) на основе электронной базы данных (~5000 анализов) из известных алмазоносных (и неалмазоносных) кимберлитов и лампроитов мира, а также магматических пород иных генетических типов. В результате выбран оптимальный комплект диаграмм (таблица), позволяющий по типохимизму предполагаемых МИК интерпретировать прогнозно-поисковые данные. Он включает идентификацию МИК кимберлитового происхождения и близких по составу минералов, связанных с другими генетическими (неалмазоносными) типами пород (рис. 1), оценку степени вероятной алмазоносности предполагаемого первоисточника и сопоставление типохимических особенностей МИК с таковыми из конкретных возможных первоисточников.

Для наиболее удобной обработки данных по химическому составу минералов-индикаторов в программе Excel разработана автоматизированная система графического сравнения состава минералов-индикаторов с эталонными диаграммами, включающая пересчет состава минералов-индикаторов на кристаллохимические формулы, вынесение состава на эталонные диаграммы, построение сводных диаграмм с произвольным выбором условных обозначений для отдельных объектов. В системе используются команды-макросы, позволяющие пользователю путем нажатия нескольких клавиш осуществить все необходимые процедуры.

Авторы располагают данными >3500 микрозондовых анализов МИК для территории центральных областей России и Архангельской области и >1000 анализов — Республики Карелия. Все анализы привязаны к конкретным точкам пробоотбора, оцифрованы в программе ArcView и составляют основу сводной электронной шлихоминералогической базы данных. Для территории Республики Коми и западного склона Урала собрано >3000 микрозондовых анализов, однако точная привязка проб отсутствует, они характеризуют лишь крупные участки. Подробно остановимся на данных по центральным районам РФ и Республике Карелия.

Центральные районы РФ. В Центральном федеральном округе в 90-х годах прошлого века

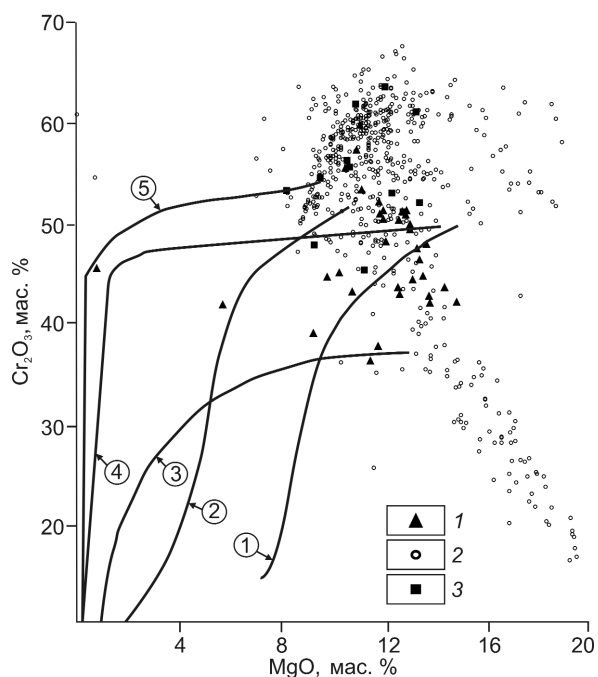


Рис. 1. Сравнение составов хромшпинелидов из высоко- и слабоалмазоносных кимберлитов Архангельской области с трендами их состава из других генетических типов платформенных магматитов на диаграмме Ч.Фипке [2, 15]:

1 — из кимберлитовой трубки ЦНИГРИ-Архангельская; из кимберлитовых тел месторождений: 2 — им. М.В.Ломоносова, 3 — им. В.Гриба; линии трендов состава хромшпинелидов из: 1 — меймечитов, 2 — массива Кондер, 3 — базальтов Норильского района, 4 — коматиитов, 5 — базальтов

шлихоминералогические поиски велись на шести площадях силами ЦНИГРИ, на Павловской площади (Воронежская область) специалистами ВСЕГЕИ и геологами ПГО «Воронежгеология» (рис. 2). Проиллюстрируем результаты переинтерпретации шлихоминералогических данных на примере Нелидовской и Павловской площадей.

В пределах *Нелидовской площади* предполагаемые кимберлитовые тела среднепалеозойского возраста перекрыты мощной нижнекаменноугольной терригенно-карбонатной толщей и ледниковыми отложениями. Как показывает опыт работ в Архангельской области, в такой обстановке шлихоминералогическое опробование поверхности не позволяет получить информацию об искомым объектах [5, 14]. Поэтому опробование площади было нацелено главным образом на возможное обнаружение признаков более молодого магматизма, т.е. объектов, прорывающих каменноугольные карбонатные породы и выходящих на подледниковую поверхность [4]. В результате шлихоминералогического опробования

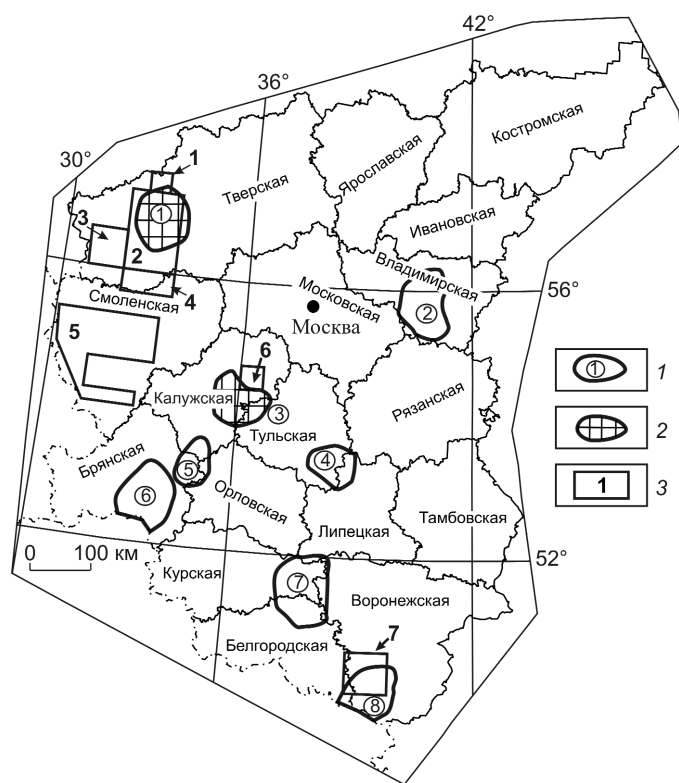


Рис. 2. Схема расположения алмазоперспективных площадей центральных районов РФ по комплексу геолого-геофизических [10] и шлихоминералогических данных:

1 — алмазоперспективные площади по модельным геолого-геофизическим построениям (цифры в кружках: 1 — Осташковская, 2 — Гусь-Хрустальная, 3 — Калужская, 4 — Павелецкая, 5 — Брянская, 6 — Унечская, 7 — Старооскольская, 8 — Павловская); 2 — площади, алмазоперспективные по комплексу геолого-геофизических и шлихоминералогических данных; 3 — площади проведения шлихоминералогического опробования (1 — Валдайская, 2 — Нелидовская, 3 — Торопецкая, 4 — Западно-Двинская, 5 — Смоленская, 6 — Калужская, 7 — Павловская)

вания практически на всей территории обнаружены минералы-индикаторы — гранаты (включая пиропы), хромшпинелиды и хромдиопсиды.

Среди пиропов по характеру поверхности зерен выделены две основные группы. К первой отнесены зерна неправильной формы с фрагментами гипергенной поверхности дислокационного типа со слабым механическим износом. Это зерна наиболее ближнего сноса, самые информативные. Они могли поступать в морену из кор выветривания промежуточных коллекторов или кимберлитовых тел. Ко второй группе отнесены зерна, претерпевшие сильный механический износ. Степень их обработки аналогична таковой ассоциирующего с ними алмазина, что позволяет рассматривать эту группу как дальнеприносную — фоновую.

Химический состав гранатов колеблется в широких пределах. На диаграмме Н.В.Соболева фигуративные точки их составов преимущественно (90%) располагаются в поле лерцолитового парагенезиса (рис. 3, а), отдельные точки попадают в области дунит-гарцбургитового (три анализа) и верлитового (пять анализов) парагенезисов. Общая картина распределения точек составов соответствует слабоалмазонному кимберлитовому типу (южная группа тел, месторождение им. М.В.Ломоносова, Архангельская область).

Распределение точек состава хромшпинелидов на диаграмме Н.В.Соболева (см. рис. 3, б) характеризуется резким преобладанием пикритового тренда [12, 13], что также характерно для неалмазонных пород.

Подавляющее большинство точек хромшпинелидов на диаграмме Ч.Фипке характеризуется относительно пониженным содержанием MgO и не связано с потенциально алмазонными породами (см. рис. 3, в). Их источником, скорее всего, были платформенные магматиты различного состава (базальты и др.). В то же время, попадаются отдельные зерна хромшпинелидов, которые по составу можно отнести к кимберлитам, в том числе алмазонным. Такие зерна представлены комбинационными и мириоздрическими кристаллами с характерной поверхностью коррозионно-гидротермального типа.

Кроме пиропов и хромшпинелидов, по всей площади встречаются единичные знаки хромистых диопсидов ярко-зеленого цвета со слабым механическим износом.

Однако зерна изумрудно-зеленого цвета, характерные для глубоких клинопироксенов из кимберлитов, не отмечены.

При более детальном анализе на территории Нелидовской площади выделены восемь локальных ореолов ранга куста кимберлитовых тел [4] для постановки прямых поисков. Для этих участков характерно наличие пиропов и хромшпинелидов кимберлитового типа с признаками ближнего переноса, а в пределах ореола или рядом с ним — перспективных локальных аэромагнитных аномалий трубчатого типа.

Павловская площадь. На территории Воронежской антеклизы позднедевонский промежуточный коллектор кимберлитовых минералов представлен ястребовским, петинско-воронежским горизонтами

франского яруса и верхнедевонской (фран-фаменской) «мамонской толщей». В десятках скважин по этим отложениям содержания пикроильменитов фоновые — единицы и десятки знаков на 10-литровую пробу. Ураганные содержания >1000 знаков на 10-литровую пробу установлены на двух участках, связанных с делювиально-пролювиальным комплексом фаций. Максимальные содержания (>2500 знаков) приурочены к основанию разреза [8].

По химическому составу и морфологическим признакам специалистами ВСЕГЕИ выделены два типа пикроильменита, условно названные «ястребовским» (I тип) и «осетровским» (II тип). Тип I аналогичен пикроильмениту из туфов основного состава ястребовского горизонта и в дальнейшем как минерал-индикатор не рассматривается. Пикроильмениты «осетровского» типа относятся специалистами ВСЕГЕИ к кимберлитовым [8].

На диагностическую диаграмму TiO_2 – MgO (по И.П.Илупину) вынесены все проанализированные составы пикроильменитов Павловской площади (рис. 4, а). Отчетливо видно, что подавляющее большинство точек образуют линейно вытянутый «рой», секущий границу «базальтоиды–кимберлиты» и полностью соответствующий главному базальтоидному тренду. Лишь в нижней части диаграммы намечается небольшая группа точек, которая может быть связана с кимберлитами, однако содержание Ti в них в среднем существенно ниже, чем в типичных алмазосных кимберлитах, и совпадает с составом неалмазосных кимберлитов Среднего Тимана. Итак, подавляющее большинство пикроильменитов Павловской площади к потенциально алмазосным породам отношения не имеет.

Составы пиропов на диаграмме Н.В.Соболева попадают исключительно в область лерцолитового парагенезиса, причем в основном в ее низкохромистую часть (см. рис. 4, б). Такая картина типична для неалмазосных кимберлитов.

Хромшпинелиды на диаграмме Н.В.Соболева образуют четкий «пикритовый» тренд, не связанный с кимберлитами (см. рис. 4, в). Еще отчетливее это видно на диаграмме Ч.Фипке (рис. 4, г). Очевидно, что наиболее вероятным первоисточником для данных хромшпинелидов являлись породы типа меймечитов и базальтов.

Таким образом, по минералогическим данным Павловская площадь не относится к числу перспективных на обнаружение коренных месторождений алмазов.

В итоге по результатам переинтерпретации шлихоминералогических данных для центральных районов РФ только Нелидовская площадь относит-

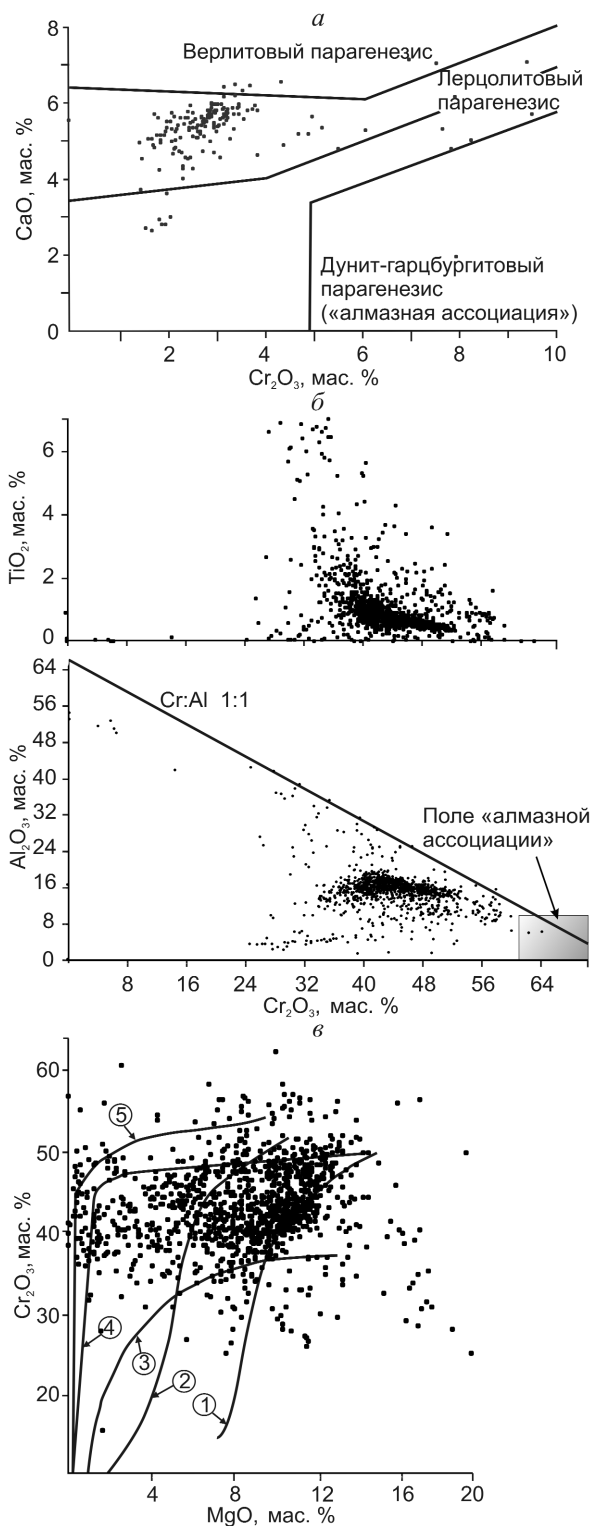


Рис. 3. Состав минералов-индикаторов кимберлитов из шлиховых проб Нелидовской площади, перспективной на коренные месторождения алмазов:

а, б — соответственно пиропов и хромшпинелидов на диаграмме Н.В.Соболева [12]; в — хромшпинелидов на диаграмме Ч.Фипке [2, 15] для платформенных магматитов; линии трендов см. рис. 1

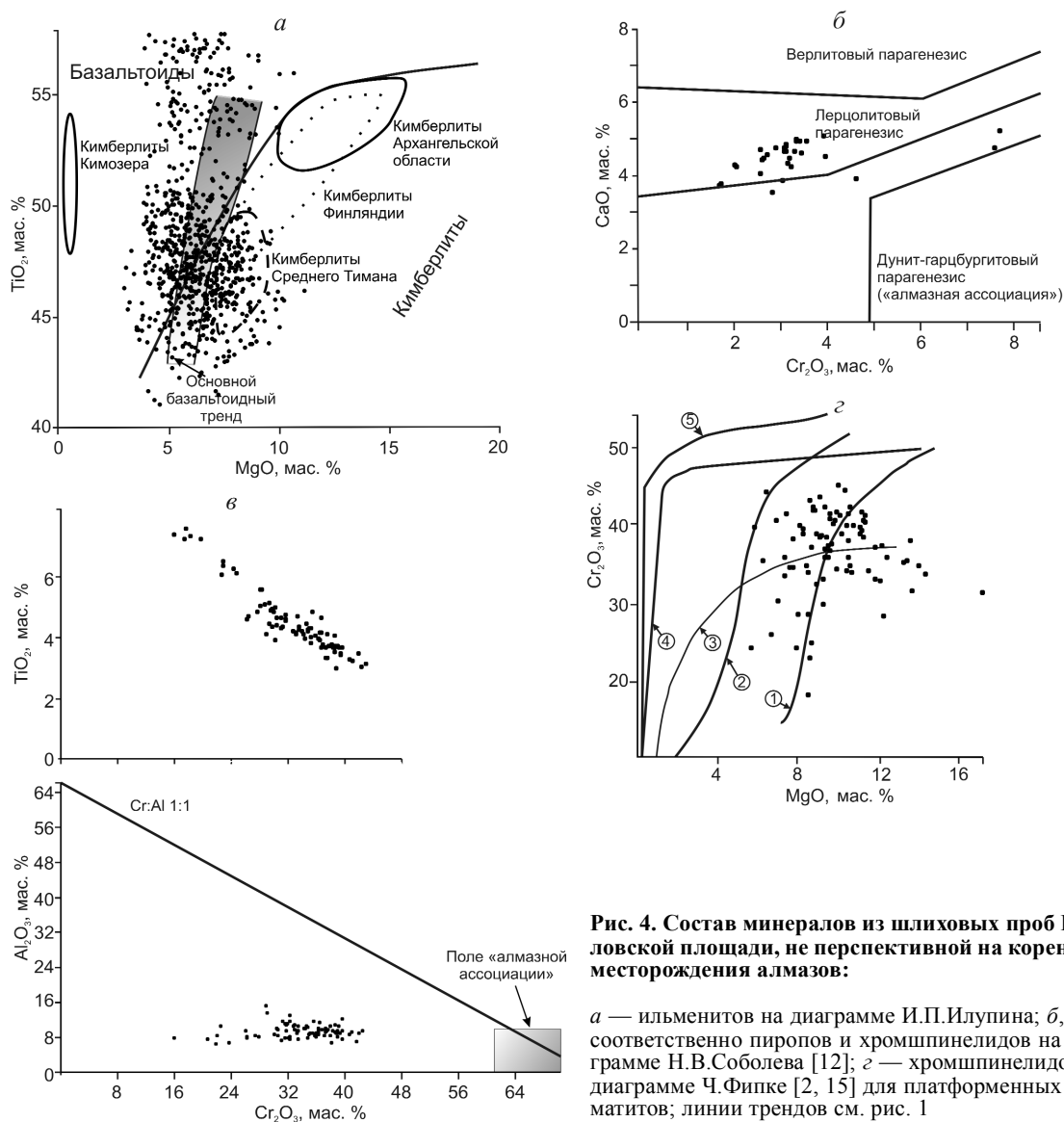


Рис. 4. Состав минералов из шлиховых проб Павловской площади, не перспективной на коренные месторождения алмазов:

a — ильменитов на диаграмме И.П.Илупина; *б*, *в* — соответственно пиропов и хромшпинелидов на диаграмме Н.В.Соболева [12]; *г* — хромшпинелидов на диаграмме Ч.Фипке [2, 15] для платформенных магматитов; линии трендов см. рис. 1

ся к числу алмазоперспективных. Некоторые перспективы алмазности сохраняются и для Калужской площади. Для остальных площадей, судя по имеющимся минералогическим данным, вероятность обнаружения коренных алмазносных пород крайне низка (см. рис. 2).

Республика Карелия. Специалистами ЦНИГРИ составлена прогнозная карта коренной алмазности территории Карелии м-ба 1:500 000 [10], на которой по совокупности косвенных геолого-геофизических критериев выделено 13 алмазоперспективных площадей ранга кимберлитового поля (рис. 5).

В разное время шлихоминералогические исследования проводились здесь австралийской компанией Эштон Майнинг Лимитед, ГУП СФ «Минерал»

(г. Санкт-Петербург), ОАО «Архангельскгеолразведка» (г. Архангельск) и ЦНИГРИ (г. Москва).

Всего в шлихоминералогической базе по Карелии сведено 1469 микрорентгеноспектральных анализов МИК, каждый из которых географически привязан в программе ArcView. Степень шлихоминералогической изученности территории Карелии неравномерна. Минералогически в той или иной степени охарактеризованы только семь прогнозируемых полей (см. рис. 5), причем для двух из них — Костомукшского и Зареченского — число анализов крайне незначительно для окончательных выводов.

Для всех прогнозных площадей Карелии картина распределения точек составов минералов на эталонных диаграммах принципиально одинакова. Поэтому рассмотрим особенности состава минералов-

индикаторов для Карелии в целом в сравнении с кимберлитами Финляндии.

Г р а н а т ы. В северной части Карелии в ледниковых отложениях Войницкой площади гранаты размером 0,2–1,2 мм фиолетового, лилового и красно-оранжевого цветов характеризуются плохой сохранностью и представлены угловато-окатанными обломками и осколками преимущественно 2-го класса окатанности. На поверхности обломков отмечаются фрагменты и реликты первичной поверхности коррозионно-гидротермального типа, редко келифитовых кайм. Также фиксируются обширные ледниковые сколы с гладкой поверхностью и острыми краями. В южной части Карелии в палеозойских отложениях Петрозаводской площади встречены отдельные зерна с гипергенной коррозионной поверхностью (дислокационный и кубоидный типы) со следами растворения в виде каналов травления на сколовых поверхностях.

На диаграмме Н.В.Соболева в координатах $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ (рис. 6, а) отчетливо видно, что в целом характер распределения точек состава гранатов из шлиховых проб Карелии типичен для средне- и низкоалмазонасных кимберлитов. Аналогичное распределение демонстрируют и гранаты из кимберлитов Финляндии. Содержание гранатов алмазной ассоциации в кимберлитах Финляндии составляет 4,7%, в шлиховых пробах Карелии — 5,6%. Значения очень близки, поэтому можно утверждать, что, судя по пироповому критерию Н.В.Соболева, уровень ожидаемой алмазонасности прогнозируемых кимберлитовых тел будет примерно равным алмазонасности уже известных кимберлитов Финляндии.

На диаграмме Д.Шульце (см. рис. 6, б) большая часть гранатов из шлиховых проб Карелии хорошо вписывается в «финский» тренд, однако часть составов характеризуется более высоким содержанием Na_2O , что может свидетельствовать о наличии новых кимберлитовых тел. По этому параметру они близки к гранатам из кимберлитов Кепинского поля Архангельской области.

Х р о м ш п и н е л и д ы — наиболее типичный минерал-индикатор для Карелии — найдены в подавляющем большинстве шлиховых проб. В то же время, на территории Балтийского щита широко развиты другие типы магматитов базит-ультрабазитового состава, которые могут в большом количестве поставлять в шлиховые пробы хромшпинелиды, очень близкие к таковым из кимберлитов.

Хромшпинелиды представлены кристаллами октаэдрического габитуса и их обломками различной степени окатанности (от I до III класса).

На «классических» диаграммах Н.В.Соболева (см. рис. 6, в) точки составов образуют два трен-

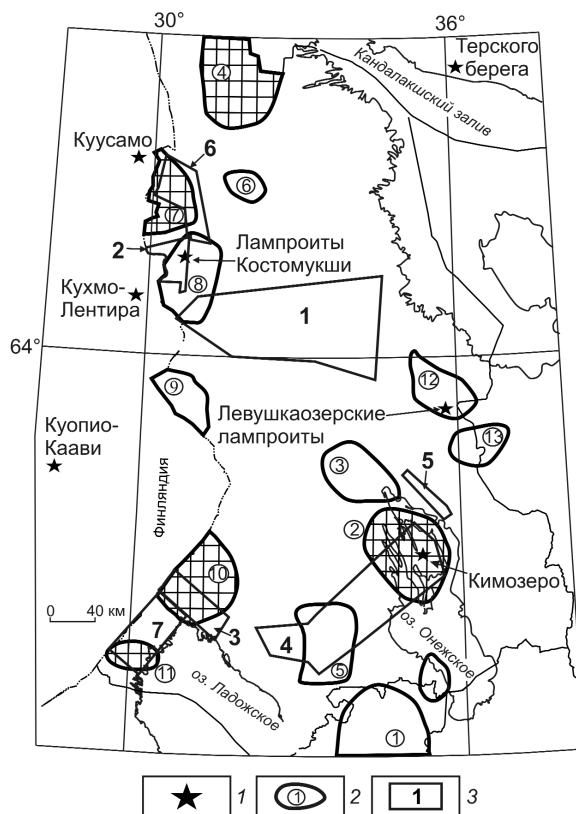


Рис. 5. Схема расположения алмазоперспективных площадей Карелии по комплексу геолого-геофизических [10] и шлихоминералогических данных:

1 — установленные кимберлитовые (лампроитовые) проявления; 2 — границы прогнозируемых по геолого-геофизическим модельным построениям ЦНИГРИ потенциально алмазонасных кимберлитовых полей (цифры в кружках: 1 — Петрозаводское, 2 — Кимозерское, 3 — Сегозерское, 4 — Зареченское, 5 — Пряжское, 6 — Топозерское, 7 — Войницкое, 8 — Костомукшское, 9 — Тулоское, 10 — Сартавальское, 11 — Североладожское, 12 — Левушкаозерское, 13 — Илекское); 3 — площади шлихоминералогических работ (1 — Ругозерская, 2 — Костомукшская, 3 — Вяртсильская, 4 — Кимозерская, 5 — Волозерская, 6 — Северо-Ладожская, 7 — Войницкая); остальные усл. обозн. см. рис. 2

да — перидотитовый (низкотитанистый) и пикритовый (высокотитанистый); их сочетание дает собственно кимберлитовый тренд, характерный для алмазонасных кимберлитов [13]. По нашему мнению, такой тренд типичен для слабо- и неалмазонасных кимберлитов [2]. Несколько точек попадает в область «алмазной ассоциации». Характерно, что картины распределения составов хромшпинелидов из кимберлитов Финляндии и шлиховых проб Карелии практически одинаковы. Необходимо, однако, напомнить, что диаграммы Н.В.Соболева изначально разрабатывались для хромшпинелидов

установленного кимберлитового генезиса и плохо применимы для их разграничения по возможным генетическим типам первоисточников. Для этой цели более информативна модифицированная диаграмма Ч.Фипке (см. рис. 6, з). Как отмечалось ранее, на ней хромшпинелиды из алмазоносных кимберлитов да-

ют в высокомагнезиальной области четкие линейные тренды с отрицательной корреляцией Mg и Cr (см. рис. 1), включая и кимберлиты Финляндии. Тренды же хромшпинелидов из других платформенных пород занимают по отношению к кимберлитовым отчетливо секущее положение. Лишь небольшая часть точек составов хромшпинелидов из шлиховых проб Карелии (см. рис. 6, з) может быть отнесена к кимберлитовому тренду (см. рис. 1); основная часть в виде субизометричной обла-

гранатов на диаграммах: а — Н.В.Соболева [12], б — Д.Шульце [17]; хромшпинелидов на диаграммах: в — Н.В.Соболева [12], г — Ч.Фипке [2, 15] для разных типов платформенных магматитов; линии трендов см. рис. 1; д — ильменитов на диаграмме И.П.Илупина; е — клинопироксенов на диаграмме И.П.Илупина [6]; поля хромдиопсидов: 1 — из ультрамафитов (в том числе вулканических), 2 — из глубинных включений (ксенолиты) из щелочных базальтоидов, 3 — наиболее распространенных из кимберлитов; контур не замкнут в правой части рисунка, так как в кимберлитах присутствуют единичные клинопироксены с весьма высоким содержанием натрия ($Na_2O > 3,5\%$); жс — клинопироксенов на диаграмме В.И.Ваганова [2]; области составов: I — из высокоалмазоносных кимберлитов, II — из слабоалмазоносных кимберлитов, III — из неалмазоносных кимберлитов и базальтоидов; точки составов МИК: 1 — из коренных пород Финляндии, 2 — шлиховых проб Карелии в целом, 3 — Ругозерской, 4 — Кимозерской, 5 — Войницкой площадей, 6 — за пределами локальных прогнозных площадей

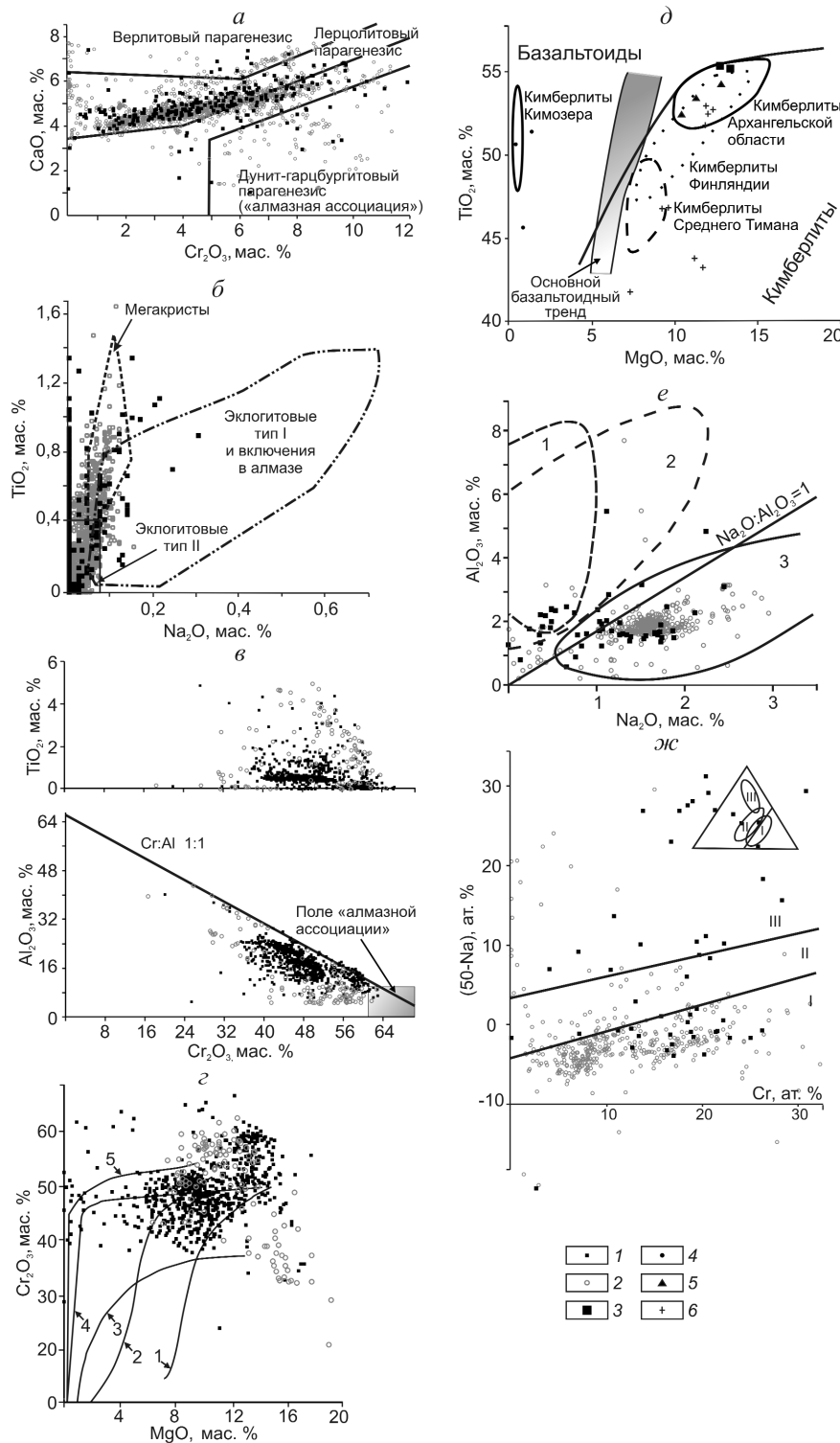


Рис. 6. Сравнение состава МИК из шлиховых проб Карелии (залитые точки, кроме диаграммы И.П.Илупина для ильменитов) и кимберлитов Финляндии (незалитые точки):

гранатов на диаграммах: а — Н.В.Соболева [12], б — Д.Шульце [17]; хромшпинелидов на диаграммах: в — Н.В.Соболева [12], г — Ч.Фипке [2, 15] для разных типов платформенных магматитов; линии трендов см. рис. 1; д — ильменитов на диаграмме И.П.Илупина; е — клинопироксенов на диаграмме И.П.Илупина [6]; поля хромдиопсидов: 1 — из ультрамафитов (в том числе вулканических), 2 — из глубинных включений (ксенолиты) из щелочных базальтоидов, 3 — наиболее распространенных из кимберлитов; контур не замкнут в правой части рисунка, так как в кимберлитах присутствуют единичные клинопироксены с весьма высоким содержанием натрия ($Na_2O > 3,5\%$); жс — клинопироксенов на диаграмме В.И.Ваганова [2]; области составов: I — из высокоалмазоносных кимберлитов, II — из слабоалмазоносных кимберлитов, III — из неалмазоносных кимберлитов и базальтоидов; точки составов МИК: 1 — из коренных пород Финляндии, 2 — шлиховых проб Карелии в целом, 3 — Ругозерской, 4 — Кимозерской, 5 — Войницкой площадей, 6 — за пределами локальных прогнозных площадей

сти концентрируется в средней части диаграммы, ее можно связать со слабо- и неалмазоносными кимберлитами (картина наиболее типична для Кимозерской площади) или с другими генетическими типами платформенных магматитов. Относительно более железистые и низкохромистые составы хорошо согласуются с трендами коматиитов, меймечитов и др.

П и к р о и л ь м е н и т на территории Карелии встречается реже, чем хромит и пироп, хотя в целом распространен достаточно широко. Ареал его рассеяния приурочен к западной границе Карельского кратона. Известно, что в пределах финской части кратона пикроильменит — ведущий минерал-индикатор как в шлихах, так и непосредственно в кимберлитах. Он представлен обломками округло-овальной формы с шероховатой, кавернозной, микроямчатой поверхностью, иногда с лейкоксеновой реакционной оболочкой или с шиповидными нарастаниями перовскита, что свидетельствует об относительно близком переносе, не превышающем первые километры.

Практически все точки составов ильменитов из шлиховых проб Карелии четко ложатся в поле кимберлитов (см. рис. 6, д). Исключение составляют ильмениты Кимозерского тела с крайне низким содержанием MgO , повышенным — TiO_2 , Cr_2O_3 и MnO . По Р.Коуторну [7] они относятся к «толеитовому» типу. Ильмениты подобного состава очень редко встречаются в алмазоносных вулканитах [11]. В шлиховых пробах на территории Карелии аналогичные ильмениты обнаружены на Кимозерской алмазоносной площади.

Х р о м д и о п с и д ы часто встречаются в шлиховых пробах в единичных знаках. В основном это окатанные (2–3 класс) обломки ярко-зеленого цвета призматической формы. Хромдиопсид наименее устойчив из всех минералов-индикаторов к механическому воздействию и поэтому может служить показателем относительной близости источника.

На диаграмме И.П.Илупина (см. рис. 6, е) значительная часть точек составов пироксенов из шлиховых проб по отношению к кимберлитам Финляндии расположена в области щелочных базальтоидов. На диаграмме В.И.Ваганова (см. рис. 6, ж) фигуративные точки составов этих пироксенов резко смещены в сторону неалмазоносных разновидностей. Поэтому вряд ли возможно использовать для территории Карелии хромдиопсид в качестве минерала-индикатора потенциально алмазоносных пород.

Таким образом, для всей территории Карелии пиропы и пикроильмениты имеют кимберлитовый первоисточник. Хромдиопсиды и хромшпинелиды полигенны: первые представляют собой смесь зерен

из кимберлитов и базальтоидов, вторые — из кимберлитов и платформенных магматитов широкого спектра составов (преимущественно коматиитов).

Представленные диаграммы являются типовыми для конкретных площадей. Они различаются лишь деталями (количество минералов из источников различных генетических типов, содержание МИК алмазной ассоциации и т.п.), но именно эти детали и позволяют ранжировать рассматриваемые площади.

С применением описанных выше минералогических критериев оценки площадей среди 13 ранее обоснованных по геолого-геофизическим критериям специалистами ЦНИГРИ прогнозируемых кимберлитовых полей [10] выделяются пять наиболее алмазоперспективных (см. рис. 4). К ним относятся Соргавальское и Североладожское (прогнозно-поисковый эталон — кимберлиты поля Куопио-Каави), Войницкое и Зареченское (эталон — кимберлиты поля Куусамо), Кимозерское (эталон — кимберлиты Кимозерского тела). Предварительно к объектам первой очереди отнесены поля Войницкое и Зареченское. Для окончательной оценки перспектив алмазоносности остальных прогнозируемых полей требуется дополнительное минералогическое изучение. Судя по минералогическим данным и параметрам прогнозно-поисковых эталонов, в Карелии наиболее вероятно обнаружение месторождений кимберлитового типа с относительно невысоким содержанием алмазов преимущественно ультраосновного парагенезиса.

Аналогичные шлихоминералогические базы данных составлены в настоящее время для территорий Республик Коми, Башкортостан, Пермской, Челябинской областей (суммарно более 5000 микронизированных анализов). К сожалению, в этих базах, основанных главным образом на материалах достаточно старых работ, в большинстве случаев отсутствуют географическая привязка проб (охарактеризованы лишь относительно крупные площади в целом) и описание (с необходимой полнотой) морфологии предполагаемых минералов-индикаторов. Тем не менее, даже предварительный «укрупненный» анализ показывает, что лишь единичные площади этих территорий по минералогическим критериям могут быть отнесены к числу алмазоперспективных на коренные месторождения. Число же лицензионных участков с очень слабым обоснованием здесь просто противоречит здравому смыслу.

Итак, основные выводы проделанной работы следующие.

Большинство шлихоминералогических ореолов в европейской части России действительно имеют

полигенный и полихронный характер. Предполагаемые минералы-индикаторы кимберлитов зачастую диагностируются в основном визуально, без соответствующих аналитических исследований и корректной интерпретации. Они реально не относятся к числу минералов-индикаторов и имеют первоисточники некимберлитовой природы. Использование таких сомнительных «индикаторов» в прогнозных построениях может приводить (и приводит) к серьезным ошибкам в оценках коренной алмазности (наиболее яркий пример — указанная выше Павловская площадь). Это неприемлемо в условиях ограниченности государственного и частного финансирования геолого-поисковых работ.

Минералогические данные подтверждают алмазоперспективность европейской части России, но число площадей с реальной вероятностью обнаружения коренных месторождений намного ниже, чем число выданных лицензий. Необходимо также помнить, что множество прогнозных площадей, выделенных на основании косвенных геолого-геофизических критериев, минералогически не охарактеризованы (или охарактеризованы крайне недостаточно). Для окончательной оценки их алмазоперспективности требуется дополнительное шлихоминералогическое опосредование (сравнительно дешевый и оперативный вид работ).

Очевидно, что необходимо соблюдение жестких требований к доказательности минералогических данных (их представительности, комплексной изученности современными прецизионными методами, полноте и убедительности интерпретации). Только тогда конкретную площадь можно относить к алмазоперспективной первой очереди, подсчитывать прогнозные ресурсы категории P_3 и давать предложения по лицензированию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская алмазоносная провинция* / Под ред. О.А.Богатикова. — М.: Изд. МГУ, 1999.
2. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и мира. — М.: Геоинформмарк, 2000.
3. *Ваганов В.И.* Типоморфные особенности состава моноклиновых пироксенов и оливинов «алмазной» ассоциации // Тр. ЦНИГРИ. М., 1988. Вып. 229. С. 3–7.
4. *Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А.* Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе // Руды и металлы. 2005. № 1. С. 55–70.
5. *Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И.* Особенности проведения шлихо-минералогических поисков алмазных месторождений в условиях «закрытых» территорий северо-запада РФ // Отечественная геология. 2009. № 2. С. 11–22.
6. *Илупин И.П.* Новые данные о типоморфизме хромдиопсида из кимберлитов // Тр. ЦНИГРИ. М., 1988. Вып. 229. С. 7–9.
7. *Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И.* Кимберлиты. — М.: Недра, 1990.
8. *Перспективы обнаружения на Русской платформе новых среднепалеозойских месторождений алмазов* / М.В.Михайлов, Г.А.Беляев, Т.С.Кузьмина и др. // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 158–177.
9. *Проскураков В.В., Увадьев Л.И., Воинова О.А.* Лампроиты восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 8. С. 65–75.
10. *Прусакова Н.А.* Прогнозно-поисковые модели алмазных таксонов как основа прогнозирования месторождений алмазов на Северо-Западе РФ // Тез. докл. Minex, 07 Forum Северо-Запад. Петрозаводск, 2007. <http://2007.minexforum.com/rus/>.
11. *Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования* / В.Н.Устинов, А.К.Загайный, К.Б.Смит и др. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 963–977.
12. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
13. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1995.
14. *Щербакова Т.Е.* Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего берега: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — М., 2005.
15. *Fipke C.E.* Significance of chromite, ilmenite, G5 Mg-almandine garnet, zircon and tourmaline in heavy mineral detection of diamond bearing lamproite // Diamonds: characterization, genesis and exploration. 5th IGC. Brasilia, CPRM, 1994. Vol. 2. P. 97–100.
16. *Lehtonen M.L.* Kimberlites in Finland: information about the mantle of the Karelian craton and implications for diamond exploration // Geological Survey of Finland. Espoo, 2005.
17. *Schulze D.J.* The significance of eclogite and Cr-poor megacryst garnets in diamond exploration // Exploration & Mining Geology. 1997. Vol. 6. P. 349–366.

УДК 553.241:553.4

© Л.Ф.Мишин, Н.В.Бердников, 2010

ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ ПРИ ПОИСКАХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Л.Ф.Мишин, Н.В.Бердников (Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН)

Рассмотрены морфология, минеральный, изотопный составы вторичных кварцитов в связи с их рудоносностью. Выделены низкотемпературный диксит-каолинитовый, среднетемпературный диксит-алунитовый и высокотемпературный диаспор-андалузитовый типы массивов вторичных кварцитов. С низкотемпературным типом ассоциируют Au-Ag месторождения адуляр-серцитового типа, со среднетемпературным — полиметаллические и золоторудные кислотно-сульфатного типа, с высокотемпературным — медно-молибден-порфиновые.

Ключевые слова: вторичные кварциты, рудные месторождения, вулканические пояса, зональность, Дальний Восток.

Мишин Леонид Федорович, lfmishin@mail.ru, Бердников Николай Викторович, nick@itig.as.khb.ru

SECONDARY QUARTZITE AS INDICATORS IN PROSPECTING OF ORE DEPOSITS

L.F.Mishin, N.V.Berdnikov

Morphology, mineral composition and isotope systematic of secondary quartzite are considered in terms of their ore potential. Low temperature dikkit-kaolinite, middle temperature dikkit-alunite, and high temperature diaspor-andalusite types of secondary quartzite massifs are selected. Au-Ag deposits of adular-sericite type associate with low temperature secondary quartzite, complex and Au deposits of acid-sulfate type associate with middle temperature secondary quartzite, and Cu-Mo-porphyrific deposits associate with high temperature secondary quartzite.

Key words: secondary quartzite, ore deposits, volcanic belts, zoning, Russian Far East.

Термин «вторичные кварциты» для обозначения особой гидротермальной формации закрепился благодаря работам М.П.Русакова и Н.И.Наковника. При выделении вторичных кварцитов ведущая роль принадлежит парагенезису кварца с высокоглиноземистыми минералами, такими как алунит, диксит, диаспор, пиррофиллит, андалузит и корунд.

После исследовательского бума 40–60-х годов прошлого века интерес к вторичным кварцитам пропал на долгие годы. Причина заключается в том, что поиски рудных месторождений были сосредоточены в самих вторичных кварцитах, которые оказались в большинстве своем безрудными. В последние годы в связи с открытием эпитермальных золоторудных месторождений в алунитовых кварцитах интерес к этим породам снова возрос [6, 12–14], однако разночтения в понимании природы вторичных кварцитов и их роли в рудном процессе остаются.

Авторами обобщены многолетние исследования вторичных кварцитов различных типов, главным образом на примере мезокайнозойских вулканических поясов Дальнего Востока, в целях показа их места в гидротермально-рудных системах и значения для поисков рудных месторождений.

Структура залежей вторичных кварцитов. Вторичные кварциты распространены в островных вулканических дугах и окраинно-континентальных вулканических поясах. В мезокайнозойских вулканических поясах Востока России они приурочены

исключительно к внутренним зонам поясов, сложены породами магнетитовой серии. В областях развития пород ильменитовой серии (внешние зоны поясов) вторичные кварциты отсутствуют [9]. Эта закономерность выдерживается и в других регионах. Исключением являются Боливийские олово-серебряные месторождения, ассоциирующие с магматическими породами ильменитовой серии. Некоторые из них бронируются залежами высокоглиноземистых вторичных кварцитов, но в отличие от типичных оловорудных месторождений Боливийские — существенно серебряные, кроме того, кварциты в них обеднены сульфатными минералами [11]. Как показали полевые исследования [9], залежи вторичных кварцитов в основном приурочены к первично-купольным вулканическим структурам.

Вторичные кварциты обычно изображаются в виде круто залегающих зон, а чаще их залежам приписывается произвольная неправильная форма. Л.В.Беляков с соавторами [1] на примере массивов вторичных кварцитов Калактас и Кызыл-Суран показали, что они образовались путем избирательного замещения покровов риолитов и представляют собой полого залегающие пластообразные залежи, сочетающиеся с жильобразными круто залегающими телами, подчиненными зонам дробления. Однако эти исследования в свое время не получили должного резонанса. Анализ морфологических особенностей залежей вторичных кварцитов раз-

личных типов [7, 9] подтверждают выводы, сделанные в работе [1]. Вторичные кварциты образуют пологие пластообразные залежи (верхний структурный этаж), которые сопровождаются отдельными жилообразными (часто с килевидными сечениями) круто залегающими телами. Иногда они ограничены по площади мульдообразными просадками, днища которых располагаются ниже уровня пластовой части залежи (нижний структурный этаж, корневая зона).

Положение кровли и подошвы в пластовой части залежей часто контролируется стратиграфическими границами. Мощность их не превышает 200–300 м, а площадь достигает 100 км². Субсогласное с вмещающими породами залегание отмечается лишь там, где породы залегают полого. В случаях прорывания вулканогенных толщ интрузивными и субвулканическими образованиями положение подошвы, кровли и фациальных границ вторичных кварцитов контролируется определенными гипсометрическими отметками или региональным структурным планом стратифицированных образований. При этом наблюдается пересечение интрузивов кварцитовой залежью.

На месторождении Гряда Каменистая (Нижний Амур) вторичные кварциты залегают в виде «плаща» площадью 14 км² согласно с залеганием стратифицированных пород, погружаясь на восток под углами 5–10°. Подошва залежи и фациальные границы без какого-либо изменения условий залегания пересекают риолитовую жерловину и штокообразное тело гранодиорит-порфиров, сохраняя свое пологое погружение на юго-восток (рис. 1) [7]. На Бринеровском месторождении (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс, Дальнегорский район) [9] вторичные кварциты в современном срезе формируют пластообразную залежь мощностью ~100 м. Вмещающими породами для нее служат гранодиориты Приморского комплекса. Горизонтальная подошва залежи на протяжении 1 км обнажена в береговых скальных обрывах. Лишь на южном ее фланге, в бассейне руч. Серный, отмечается локальное погружение подошвы на 200 м. К этой структуре приурочено проявление серы с реальгаром, аурипигментом и антимонитом.

На золоторудном месторождении кислотно-сульфатного типа Светлое (Ульинский прогиб, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) верхний структурный уровень образует пластообразная залежь площадью 30 км² и мощностью до 300 м. Для залежей кварцитов характерно пологое (5–10°) периклинальное залегание относительно дугообразной оси вулканического хребта. Ниже пластовой

залежи выявлена серия локальных круто залегающих зон преимущественно килевидного сечения, а также небольшие по размеру (первые сотни квадратных метров в плане) многослойные мульдообразные структуры, подошва которых располагается на 100–150 м ниже подошвы пластовой части залежи. Все локальные структуры нижнего структурного уровня приурочены к осевой части вулканического хребта и маркируются на поверхности выходами монокварцитов (рис. 2).

Простую морфологию имеют залежи вторичных кварцитов на золото-серебряных месторождениях адуляр-серицитового типа. Это полого залегающий пласт ограниченной мощности (до 100 м), субсогласный с залеганием стратифицированных вулканитов и практически лишенный круто залегающей корневой зоны. Типичные примеры — месторождения Белая Гора на Нижнем Амуре, Красивый в Ульинском прогибе [9] (см. рис. 2), Карамкен (Примагданье).

Наиболее сложная морфология у тел высокотемпературных андалузитовых вторичных кварцитов. На Этанджинском золоторудном проявлении (Ульинский прогиб) андалузитовые и серицитовые кварциты слагают серию круто залегающих, ограниченных по вертикали зон, которые располагаются на одном гипсометрическом уровне и в целом образуют единую горизонтальную залежь.

Субгоризонтальное залегание вторичных кварцитов и секущее их положение относительно круто залегающих интрузивных тел можно объяснить влиянием зеркала грунтовых вод. Подтверждение этого вывода, как показано ниже, состоит в особенностях вертикальной зональности залежей вторичных кварцитов.

В современных вулканических дугах также отчетливо просматривается приуроченность подошвы вторичных кварцитов и серных залежей к определенным гипсометрическим отметкам. В Курило-Камчатской и Японской островных дугах они, как правило, не опускаются ниже 250–300 м. Данная глубина соответствует нижней границе циркуляции метеорных вод, являющихся хорошим окислителем. С увеличением глубины циркуляции метеорных вод возрастают мощности измененных пород, происходит увеличение количества отложений самородной серы и содержаний рудных примесей Cu, Mo, Pb и др. [2]. В целом глубина циркуляции метеорных вод определяется перепадом высот рельефа и может достигать 1000 м.

На месторождениях кислотно-сульфатного типа чаще наблюдается многокорневая система нижнего яруса, связанная с зонами растяжения. Это или переклинаяльная часть купольных структур (место-

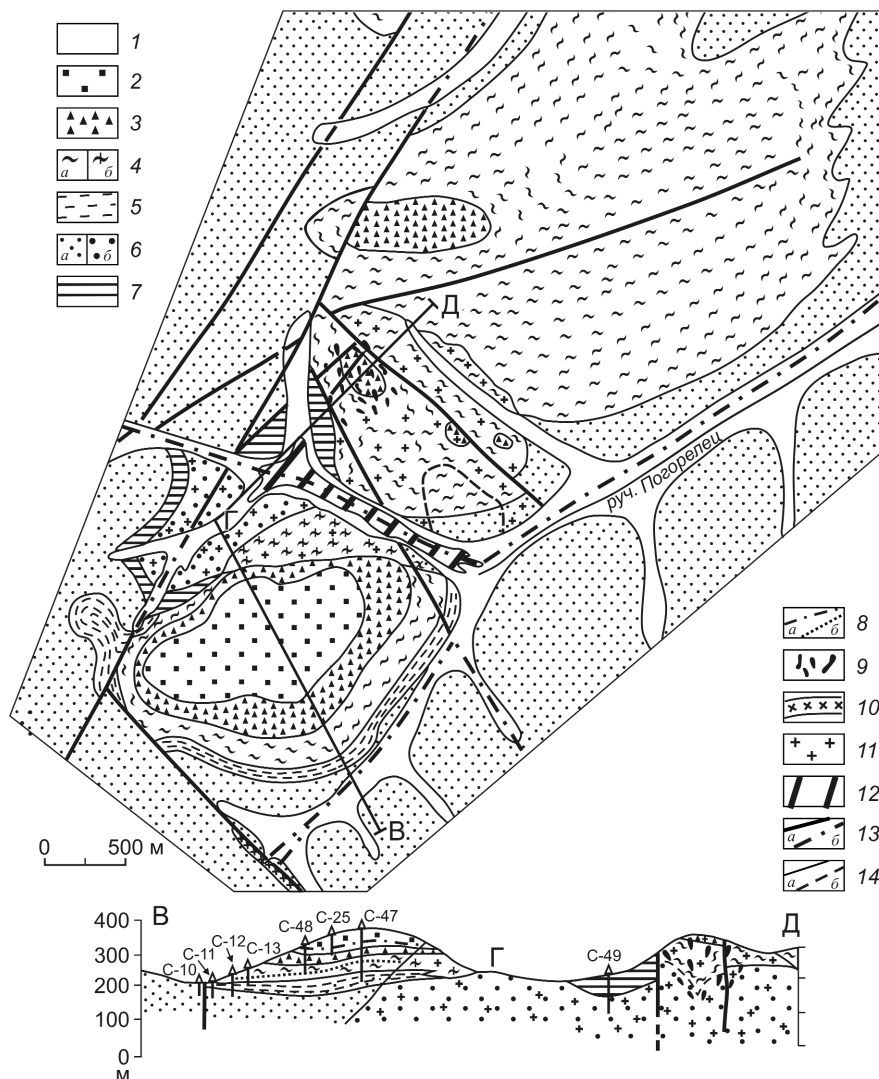


Рис. 1. Геологическая карта гидротермально измененных пород Гряды Каменистой, Нижний Амур:

1 — аллювиальные отложения; вторичные кварциты: 2 — диаспор-диксит-алунитовые, 3 — то же, с серицитом, 4 — серицитовые (а — содержание вторичных минералов >90%, б — <90%); 5 — аргиллизиты кварц-серицит-гидрослюдистые и кварц-гидрослюдисто-монтмориллонитовые; 6 — эпидотовые пропилиты по вулканитам (а), пропилитизированные и серицитизированные гранодиорит-порфиры (б); 7 — биотит-амфибол ортоклазовые метасоматиты; 8 — верхний уровень распространения пирита (а), нижний уровень окисления пирита (б); 9 — кварцевый штокверк; 10 — зона окварцевания с серицитизацией, сульфидизацией и карбонатизацией; 11 — интрузия гранодиорит-порфира; 12 — аллювиальная залежь лимонитов; 13 — разломы установленные (а), предполагаемые (б); 14 — геологические границы установленные (а), предполагаемые (б)

рождение Светлое), или дилатационные структуры в системе сдвиговых нарушений, например, месторождения Мивах (Индонезия), Нена (Новая Гвинея), Гора Кассии (Фиджи) [13]. На объектах порфирового типа погружения подошвы залежей в виде карманов контролируются обычно контактовыми зонами интрузивов [10].

Килевидные и мульдообразные корневые зоны занимают незначительный объем в общей структуре кварцитов, но они важны с практической точ-

ки зрения, так как к ним часто приурочена рудная минерализация. Такая связь особенно характерна для золоторудных месторождений кислотно-сульфатного типа.

Вторичные кварциты локализованы в основном в купольных структурах, поэтому имеют наклонное залегание относительно центра этих структур, а в их внутреннем строении отмечается минералогическая и геохимическая асимметрия. Вверх по восстанию (головная зона) увеличивают-

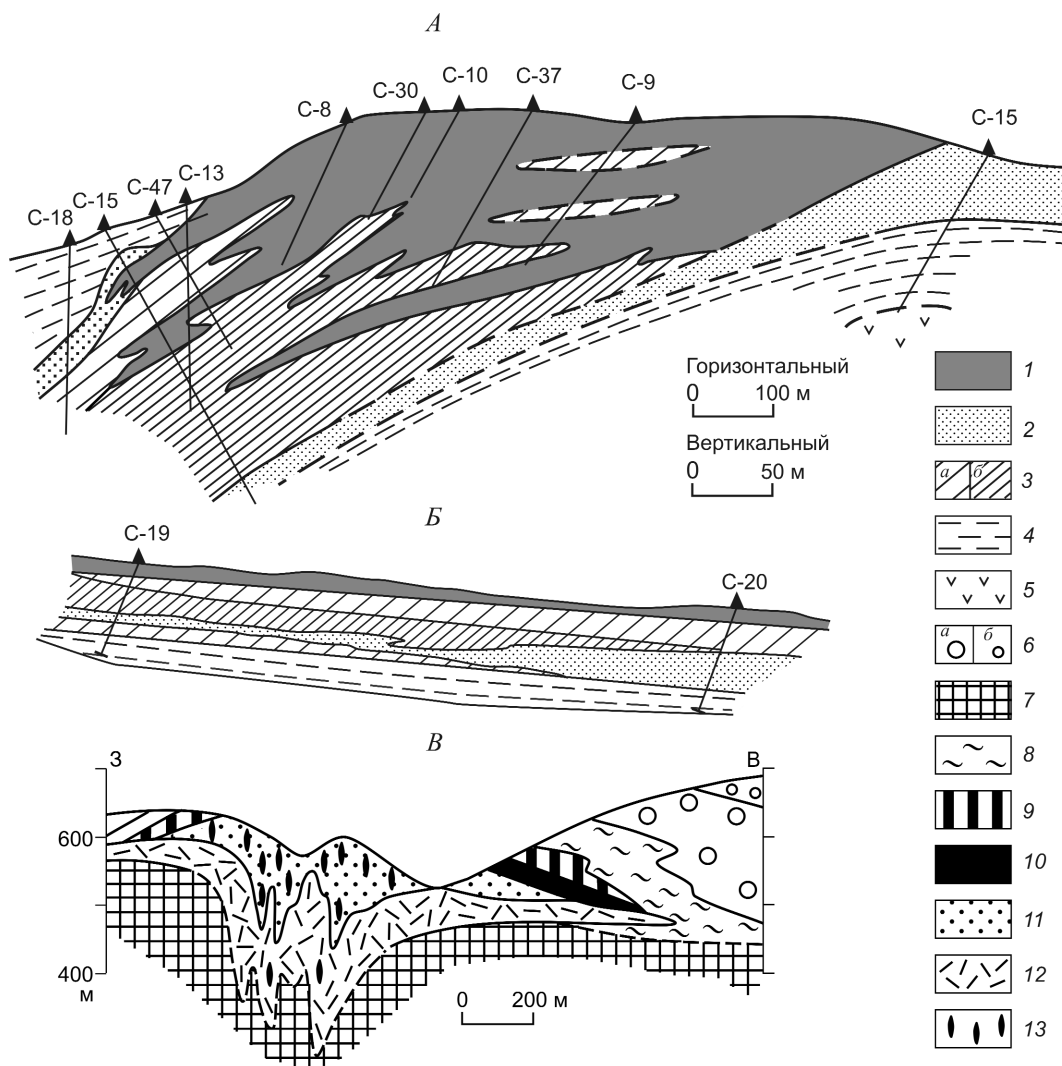


Рис. 2. Геологические разрезы месторождений (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Улинский прогиб):

золоторудное месторождение Светлое: *A* — килевидная структура, участок Елена, *B* — фрагмент пластовой части залежи вторичных кварцитов, участок Тамара; *B* — Au-Ag месторождение Красивый; фации гидротермально измененных пород: 1 — монокварцевая, 2 — диккитовая, 3 — алунитовая (*a* — содержание алунита <40%, *b* — >40%), 4 — гидрослюдистая; 5 — хлорит-карбонатные пропилиты по андезитам; 6 — площадные гидротермальные изменения: цеолитовая фация — слабые цеолитизация, хлоритизация и монтмориллонитизация (*a*), интенсивно цеолитизированные витротуфы (*b*); 7 — хлорит-карбонатные пропилиты; фации надрудных метасоматитов: 8 — монтмориллонит-цеолитовая, 9–10 — вторичные кварциты (халцедон-каолинитовые с интенсивной гематитизацией (9) и диккитовые с отдельными гнездами алунита (10)); околорудные метасоматиты: 11 — гидрослюдисто-адуляр-кварцевые, 12 — кварц-гидрослюдистые; 13 — рудоносный адуляр-кварцевый штокверк

ся мощность пластовой части и объем глиноземистых фаций. Выходы монокварцитов в основном также приурочены к головной части залежи. По падению, в области разгрузки гидротерм (хвостовая часть), глиноземистые фации за счет нейтрализации растворов постепенно замещаются гидрослюдисто-монтмориллонитовыми аргиллизитами. На месторождении Светлое золоторудная минерализация наложена на пористые моноквар-

циты, которые слагают осевую зону килевидных и мульдобразных структур нижнего яруса. В свою очередь, все рудоносные структурные формы месторождения располагаются по восстанию подошвы и фациальных границ пластовой части массива вторичных кварцитов.

Структурная и минералогическая асимметрия залежей вторичных кварцитов сопровождается направленным увеличением содержаний рудных

элементов в сторону головной их зоны. На рудопроявлении медно-молибден-порфирирового типа Гряда Каменистая головная часть залежи, примыкающая непосредственно к рудным телам, имеет повышенный геохимический фон Cu и Mo [7]. На золото-серебряных месторождениях адуляр-серицитового типа Бела Гора и Красивый головная зона, непосредственно примыкающая к рудным телам, выделяется аномальными содержаниями Au и Ag, менее Zn и Pb.

Типы и зональность залежей вторичных кварцитов. Температуры образования минеральных ассоциаций вторичных кварцитов по результатам гомогенизации флюидных включений из различных месторождений находятся в пределах 100–450°C [8], что согласуется с экспериментальными данными [4, 13]. По температурам образования доминирующей минеральной фации вторичные кварциты можно разделить на низко-, средне- и высокотемпературный типы. В сквозных минералах, таких как алунит, гидрослюда и каолинит, рост температуры сопровождается укрупнением зерен и упорядочением их структуры.

Типизация массивов вторичных кварцитов и их минеральной зональности в обобщенном виде отражена на рис. 3. Типы залежей вторичных кварцитов определяются в основном температурой, а зональность — pH гидротерм, которые по мере продвижения к местам разгрузки за счет реакции с вмещающими породами и смешения с метеорными водами постепенно нейтрализуются. В низкотемпературном типе доминирует каолиновая фация, алунитовая отсутствует или развита слабо и сложна, как правило, тонкодисперсным алунитом. В массивах среднетемпературных вторичных кварцитов доминируют алунитовая и диккитовая фации, в небольшом объеме могут присутствовать

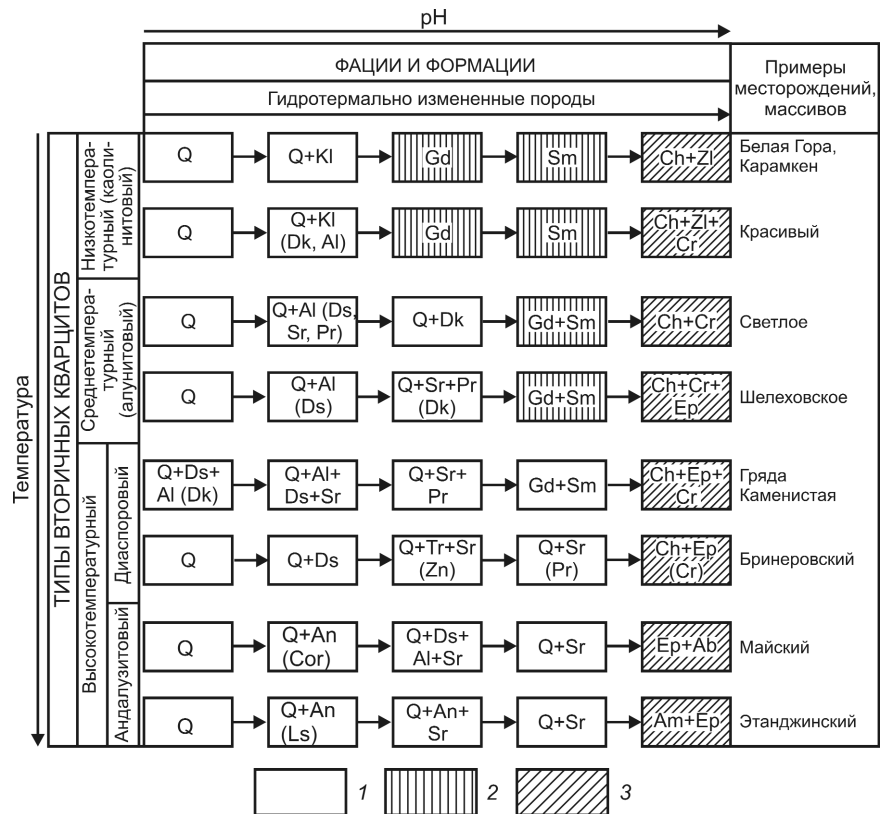


Рис. 3. Схема распределения гидротермальных минералов и их ассоциаций в зависимости от температуры и pH растворов:

1 — вторичные кварциты; 2 — аргиллизиты; 3 — пропилиты; Ab — альбит, Al — алунит, Am — амфибол, An — андалузит, Cr — карбонат, Ch — хлорит, Cor — корунд, Dk — диккит, Ds — диапор, Ep — эпидот, Gd — гидрослюда, Kl — каолинит, Ls — лазулит, Pr — пиррофиллит, Q — кварц, Sr — серицит, Sm — смектит, Zl — цеолит

диапор, серицит и пиррофиллит (монокварцевая фация в том или ином объеме отмечается во всех массивах). К высокотемпературному типу относятся вторичные кварциты с широким развитием диапора, андалузита и корунда. Они характеризуются наличием серицитовой фации, но в них может присутствовать алунит. В переходной зоне от вторичных кварцитов к породам рамы серицитизация, сопровождающаяся пиритизацией пород, постепенно затухает. Массивы высокотемпературных вторичных кварцитов можно подразделить на два подтипа — диапор-серицитовый (с пиррофиллитом) и андалузитовый.

В подошве пластовой части залежей вторичные кварциты сменяются гидрослюдисто-смектитовыми аргиллизитами, а затем пропилитами. Аргиллизиты хорошо проявлены в средне- и низкотемпературных вторичных кварцитах; в высокотемпературных они фациально замещаются метасоматитами с

постепенно затухающей серицитизацией. На золото-серебряных месторождениях адуляр-серицитового типа аргиллизиты полно проявлены на плечах рудоносных структур, а в пределах рудной зоны каолинитовые кварциты на глубине резко сменяются кварц-адуляровыми метасоматитами (см. рис. 2, В). В прикровельной зоне массивов вторичных кварцитов аргиллизитовая зона, как правило, отсутствует, здесь чаще отмечается затухающая дикситизация пород кровли.

Минеральный состав вторичных кварцитов во многом зависит от состава и проницаемости вмещающих пород, поэтому могут наблюдаться отклонения от генеральной зональности. В многослойных вулканических толщах однотипные в минералогическом отношении фации, включая и аргиллизиты, могут повторяться.

Аргиллизиты и пропилиты обычно сильно пиритизированы. Во вторичных кварцитах, в том числе и в алунитовых, содержания пирита также могут достигать нескольких процентов, но вверх по разрезу количество пирита постепенно убывает до полного исчезновения. В верхней зоне кварцитовых залежей пирит сменяется гематитом. Эта закономерность устанавливается практически на всех объектах, в которых сохранилась от эрозии верхняя подэкранная зона кварцитовых залежей, и не зависит от типа вторичных кварцитов и их рудной специализации. Мелкозернистый гематит равномерно импрегнирует основную массу пород, придавая им яшмовидный облик, а также слагает отдельные мономинеральные гнезда иногда хорошо ограненных кристаллов (месторождения Шелеховское и Майское [9]). На месторождении Красивый в подэкранной зоне, наряду с яшмовидными гематитизированными кварц-каолинитовыми метасоматитами, отмечаются линзы аморфного гематита мощностью до 1 м. Смена пиритизации на гематитизацию, по-видимому, фиксирует положение зеркала грунтовых вод.

Разделение вторичных кварцитов на температурные типы по доминирующей минеральной фации достаточно условно, так как часто встречаются объекты с промежуточными характеристиками. Фациальная картина еще более усложняется в особо крупных полях вторичных кварцитов. Так, на западном фланге Ваюнского поля вторичных кварцитов (Нижний Амур, площадь 40 км²) на площади 1,5 км² распространены андалузитовые с корундом и серицитом вторичные кварциты, а к востоку основная часть поля представлена алунистыми вторичными кварцитами с Чайтыньским месторождением и серией рудопроявлений полиметаллического профиля.

Региональные геохимические условия накладывают определенный отпечаток на состав кварцитов. Например, появление борсодержащих минералов (турмалин, дюмортьерит, зунит и топаз) обычно объясняют повышенной ролью магматических флюидов. Однако на Востоке России все массивы с борсодержащими минералами (Пуирское, Круглый Камень, Джаоринское, Ухтомское, Дюмортьеритовое, Бринеровское, Самаргинское) сконцентрированы в прибрежной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. В материковой же части вторичные кварциты с борсодержащими минералами, за редким исключением, не встречаются. В Бринеровском массиве турмалин является порообразующим минералом вторичных кварцитов [9]. Примечательно, что в 10 км к западу от него находится Дальнегорское борное месторождение.

Связь вторичных кварцитов с интрузивным магматизмом и площадными гидротермальными изменениями пород. Вторичные кварциты часто пространственно сопряжены с гранитоидами. При этом они формируются как в экзоконтактовых, так и в эндоконтактовых зонах гранитоидных массивов, а в ряде случаев развиваются исключительно по гранитам и, следовательно, имеют постгранитный возраст [9]. Вместе с тем, нельзя не заметить некоторую направленность изменения фациального состава вторичных кварцитов в зависимости от сочетания их с интрузивными породами, различающимися своей кристалличностью.

Низкотемпературные вторичные кварциты золото-серебряных месторождений располагаются исключительно среди покровов и субвулканических образований, сложенных стекловатыми породами, среднетемпературные пространственно связаны с интрузиями порфиривого типа, а высокотемпературные — с гипабиссальными гранитоидами. Хотя вторичные кварциты образуются явно после внедрения гранитоидов, температурный градиент на гидротермальном этапе, по-видимому, наследуется ими от бывшего очага. Подтверждением этого вывода является связь фациального состава вторичных кварцитов с площадными пропилитовыми изменениями пород. Низкотемпературные кварц-каолинитовые кварциты Au-Ag месторождений адуляр-серицитового типа контролируются зоной перехода цеолитовых изменений (гидратные цеолиты) к хлорит-карбонатным пропилитам. Среднетемпературным вторичным кварцитам отвечает зона перехода от хлорит-карбонатных к эпидотовым пропилитам. Для высокотемпературных диаспоровых вторичных кварцитов характер-

но обрамление из эпидотовых пропицитов. Андалузит-корундовым кварцитам соответствуют высокотемпературные эпидот-амфиболовые пропициты.

Разнообразие минерального состава вторичных кварцитов многие исследователи объясняют разной глубиной их образования. Поскольку метасоматические процессы по времени оторваны от становления гранитоидов, связь фациального состава вторичных кварцитов с площадными гидротермальными изменениями и их приуроченность к покровам, субвулканическим и гранитоидным интрузивам носит опосредованный характер. Эта связь, по-видимому, указывает на унаследованность температурного градиента с периода кристаллизации гранитоидов. Минералогический состав площадных пропицитовых изменений и состав самих вторичных кварцитов можно рассматривать в качестве относительной меры этого градиента. Однако связь вторичных кварцитов с разными по кристалличности интрузивными породами не несет информации о глубине их образования. Верхние кромки интрузивов, сложенных разными по кристалличности породами, зачастую располагаются близко от поверхности (200–1000 м), в то же время стекловатые интрузивные породы встречаются на глубине до 3 км и более. Кристалличность магматитов определяется прогремостью вмещающих пород и степенью дегазированной магмы, что, в свою очередь, обусловлено открытостью системы и лишь отчасти глубиной кристаллизации магм.

Флюидный режим формирования вторичных кварцитов. Результаты термобарогеохимических исследований дальневосточных вторичных кварцитов представлены в работах [8, 9]. Для них характерны флюидные включения трех типов: существенно газовые, кристаллофлюидные и газожидкие.

Газовые включения особенно обильны в кварце изученных объектов, обычно они крупные (до 10–20 мкм в поперечнике), часто имеют негативную огранку. Содержат низкоплотный водяной пар, пленку водного раствора по стенкам включений, иногда небольшие кристаллики твердых фаз. Вероятнее всего, они образовались из малоплотной газовой фазы, которая отделялась от вскипающих гидротермальных растворов.

Кристаллофлюидные включения близодновременны или сингенетичны с газовыми, они более мелкие (до 5 мкм), сопутствуют газовым в объеме минерала-хозяина. Обычно содержат пузырек газа (водяной пар без низкокипящих газов), водно-солевой раствор и несколько твердых фаз. Невыдержанные соотношения фаз указывают на возмож-

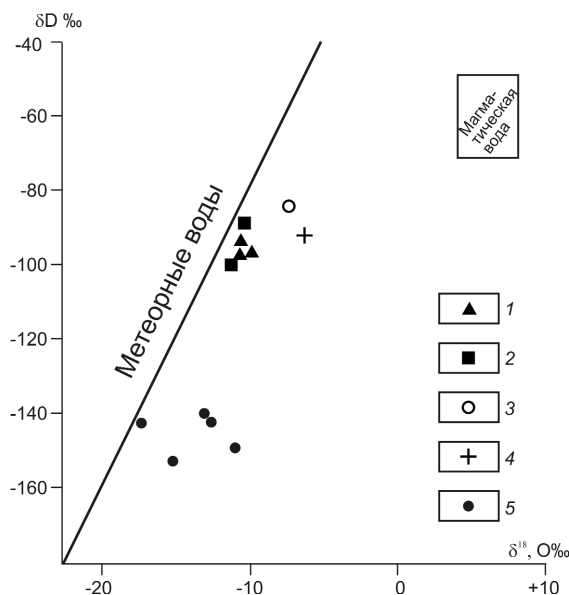


Рис. 4. Изотопный состав гидротермальных растворов, равновесных с каолинитом (диккитом):

золото-серебряные месторождения: 1 — Красивый, 2 — Белая Гора; адулитовые месторождения: 3 — Шелеховское, 4 — медно-молибден-порфировое рудопроявление Гряда Каменистая, 5 — золоторудное кислотно-сульфатного типа Светлое

ность их захвата из гетерогенной среды или переноса.

Газово-жидкие и жидкие однофазовые включения, как правило, более поздние, чем газовые и кристаллофлюидные. Они хуже огранены и трассируют залеченные микротрещины. Соотношения фаз в газово-жидких включениях в большинстве случаев невыдержанные, что свидетельствует об их формировании из гетерогенной среды. На месторождениях Красивый и Белая Гора мельчайшие газово-жидкие и жидкие однофазовые включения в кварце каолинитовых кварцитов имеют первичный характер. Температура их гомогенизации около 100°C, концентрации наполняющих растворов очень низкие. Соленость растворов в целом очень низкая, в пределах 0–3% NaCl экв., и лишь в отдельных газово-жидких включениях достигает 7% NaCl экв.

Оценки давления для газово-жидких включений при аппроксимации их состава системой NaCl–H₂O не вышли за пределы 100 бар. Близкие цифры давления были получены в кварце вторичных кварцитов золото-серебряных месторождений адуляр-серицитового типа [3]. В золоторудном месторождении кислотно-сульфатного типа Саммитвил параметры образования вторичных кварцитов по флюидным включениям составляют:

$T \sim 250^\circ\text{C}$, P 30 бар [15]. Эти данные в совокупности с результатами геологических наблюдений говорят в пользу того, что все типы вторичных кварцитов, независимо от их минерального состава и металлогенической специализации, образуются в близповерхностных условиях.

Изотопы кислорода, водорода и серы. Для массивов вторичных кварцитов, характеризующихся широким спектром минеральных фаций, рассчитаны изотопные составы кислорода и водорода гидротермальных растворов, равновесных с каолинитом и диккитом (рис. 4). Все точки располагаются вблизи линии метеорных вод. Небольшой разброс величин $\delta^{18}\text{O}$, вероятно, связан с вариациями отношения вода/порода и, возможно, с неточностью определения температур образования минералов. На месторождении кислотно-сульфатного типа Светлое рассчитанные изотопные составы гидротерм, равновесных с диккитом, смещены в более низкотемпературную область составов метеорных вод. Возможно, это связано с более высокими географическими широтами или абсолютной высотой расположения данного месторождения.

Изотопный состав серы пиритов из вторичных кварцитов близок к хондритовому, что говорит о магматическом источнике серы. Сравнительные данные изотопного состава кислорода и водорода в дикките и серы в пирите из других месторождений вторичных кварцитов указывают на близкий источник гидротерм, образующих эти метасоматиты в зоне смешения эндогенных флюидов с метеорными водами. Изотопный состав серы в пиритах свидетельствует в пользу ее эндогенного происхождения, а изотопный состав кислорода и водорода в диккитах — существенно метеорного состава гидротерм.

Связь вторичных кварцитов с рудной минерализацией. В настоящее время накопились обширные материалы о многостадийном формировании гидротермально-рудных систем. На всех месторождениях вулканогенного типа с проявленной кварцитовой «шляпой» образование последней предваряет рудную стадию [9, 13, 15]. На рудной стадии кварцитовая залежь служит экраном и лишь иногда на глубоких уровнях, в основном на месторождениях с высоко- и среднетемпературными вторичными кварцитами, происходит наложение рудной минерализации на кварциты [7, 9].

Околорудные метасоматиты в отличие от вторично-кварцитовой шляпы сложены калийсодержащими минералами (адуляр, гидрослюда, серицит, ортоклаз, биотит) с заметным уменьшением роли кварца. Флюиды стадии кислотно-выщелачивания, во время которой образуются высокоглинозе-

мистые вторичные кварциты, отличаются высокой кислотностью и низкой соленостью, а рудный флюид менее кислый и имеет более высокую соленость. По сравнению с флюидами, участвовавшими в образовании вторичных кварцитов, имеющими рН 1–4 и соленость, не превышающую 4% NaCl экв. [8], отложение рудных минералов происходит при значениях рН, близких к нейтральным, солености растворов не ниже 6% NaCl экв., в среднем 10% NaCl экв. [14]. По имеющимся данным, рудная стадия отличается от вторично-кварцитовой более высокими температурами флюидов. Так, по результатам декрепитации флюидных включений, между кварцитами и наложенными прожилками кварца на месторождении Гряда Каменистая температурный разрыв составляет порядка 100°C [9], а на месторождении Светлое достигает 110°C .

На месторождениях кислотно-сульфатного типа золоторудная минерализация тесно связана с пористыми монокварцитами, что создает иллюзию одновременности кислотно-выщелачивания пород и рудоотложения. Специальными исследованиями пористых монокварцитов на месторождении Светлое установлено, что золоторудная минерализация связана не с метасоматическим кварцем этапа кислотно-выщелачивания, а с поздним колломорфно-полосчатым кварцем, выполняющим в нем поры и полости. Пористые монокварциты на месторождениях кислотно-сульфатного типа, как отмечено в работе [14], это всего лишь благоприятная в структурном отношении среда для транспортировки гидротерм и отложения из коллоидных растворов кремнезема и золота. Заметим, что кроме кварца, выполняющего поры и полости, золото на месторождении Светлое содержится в отдельных жилах халцедоновидного кварца, секущих вторичные кварциты. По структуре кварца и, очевидно, по времени эти жилы близки к колломорфному кварцу полостей выщелачивания в монокварцитах.

На примере месторождения Светлое и очень близкого к нему в структурном отношении месторождения Саммитвил [15] видно, что монокварциты занимают стержневую зону килевидных структур с максимальным расширением их объема на уровне подошвы основной пластовой части залежи кварцитов. Это обстоятельство важно при прогнозе не выходящей на поверхность минерализации кислотно-сульфатного типа, поскольку на слабо эродированных залежах монокварциты могут, как и в других типах месторождений, бронироваться безрудными алунитовыми и диккитовыми вторичными кварцитами. Несмотря на оторванность во времени минерализации от стадии кислотно-выщелачивания,

лачивания пород, между составом вторичных кварцитов и руд существует тесная связь.

Эпитермальные золото-серебряные месторождения адуляр-серицитового (гидрослюдистого) типа сопровождаются относительно низкотемпературными диккит-каолинитовыми вторичными кварцитами и в меньшей мере алунитовыми разностями. Переход от кварцитов вниз к кварц-гидрослюдисто-серицитовым метасоматитам осуществляется через зону квац-адуляровых пород.

Вторичные кварциты Закарпатских барит-полиметаллических месторождений и некоторых алунитовых месторождений Нижне-Амурской вулканической зоны (Искинское, Шелеховское и Чаятынское) можно отнести к среднетемпературному типу. Ведущая фация в них — алунитовая, в меньшей степени диккитовая, еще реже отмечаются пиррофиллит, диаспор. Весьма характерно, что в рудоносной зоне полиметаллических месторождений в редуцированном виде проявляется адуляризация, что сближает их с золото-серебряными месторождениями адуляр-гидрослюдисто-серицитового типа. К среднетемпературному типу также относятся вторичные кварциты золоторудных месторождений кислотно-сульфатного типа. Доминируют на этих месторождениях алунитовая и диккитовая фации, на глубоких срезах могут присутствовать диаспор, серицит и пиррофиллит.

Высокотемпературные вторичные кварциты, включающие диаспоровую и андалузитовую (корунд) фации, характерны для медно-молибден-порфириновых месторождений, на которых аргиллизитовая зона в подошве и на флангах вторичных кварцитов отсутствует или выражена крайне слабо. Вследствие этого контраст по физическим свойствам между окolorудными изменениями (калишпатизация и серицитизация) и вторичными кварцитами исчезает, а медно-молибденовая вкрапленная минерализация на этих месторождениях нередко накладывается на глубокие зоны вторичных кварцитов. Таковы Коунрадское [10] и Сокуркойское месторождения в Центральном Казахстане и рудопроявление Гряда Каменистая на Нижнем Амуре [7].

В наиболее высокотемпературных гидротермальных системах с андалузитовыми и андалузит-корундовыми вторичными кварцитами экранирующая роль кварцитов может полностью теряться. Причина — постепенный переход от кварцитов к неизменным породам. Так, на проявлении Этанджа золотоносные кварцевые жилы, сопровождающиеся классическими березитами, обнаружены над андалузитовыми кварцитами.

Модель гидротермально-рудной системы с вторичными кварцитами. Для построения обоб-

щающей модели гидротермально-рудной системы с вторичными кварцитами из всего сказанного выделим следующие ключевые моменты.

Вторичные кварциты слагают пластообразные залежи, сочетающиеся с ограниченными по размерам круто залегающими зонами трещинного или трубчатого типа, и образуют верхнюю надрудную зону гидротермальной системы.

Все залежи вторичных кварцитов независимо от их минерального состава формируются в близповерхностных условиях, при этом положение основной пластовой части залежей контролируется определенным гипсометрическим уровнем. Смена в вертикальном направлении снизу вверх пиритизации на гематитизацию свидетельствует о том, что такой гипсометрический уровень, скорее всего, отвечает зеркалу грунтовых вод. Выше зеркала грунтовых вод метеорные воды насыщены кислородом, степень насыщения в связи с возрастанием литостатического давления увеличивается с глубиной. В этих условиях высвобождающееся при выщелачивании железо связывается в гематите. Ниже зеркала грунтовых вод, в восстановительных условиях, железо связывается с серой в пирите.

На месторождении Светлое в верхней части разреза пластовой части залежи кварцитов отмечаются выходы брекчий с гематитовым цементом и промышленными концентрациями золота. Гематит в цементе брекчий находится в ассоциации с баритом и гипогенным ярозитом. В Чили на верхних уровнях месторождения Тамбо [12] установлены золотоносные барит-алунитовые жилы, свободные от пирита, но содержащие гипогенный ярозит. Комплекс барит+гипогенный ярозит+гетит+золото отмечен на верхнем уровне (выше 60 м) на месторождении Саммитвил (возможно, гетит здесь развивается по гематиту) [15]. Ассоциация барита с ярозитом, гетитом, гематитом и алунитом указывает на сильно окислительную обстановку и низкую pH растворов. При pH 2–3 и $T \sim 300^\circ\text{C}$ $\log f\text{O}_2$ превышал -30 [13], из чего можно сделать вывод, что и на рудной стадии зеркало грунтовых вод сохраняло свое первичное положение и влияло на характер минералообразования.

Для всех типов вторичных кварцитов характерны газовые, менее газово-жидкие и совсем редкие кристаллофлюидные включения. Однако ни в одном образце не найдены высококонцентрированные газово-жидкие включения, а также кристаллофлюидные, которые не сопровождались бы газовыми. Это свидетельствует об образовании вторичных кварцитов в условиях пародоминирующей гидротермальной системы выше уровня (области) вскипания растворов. Уровень вскипания служит, оче-

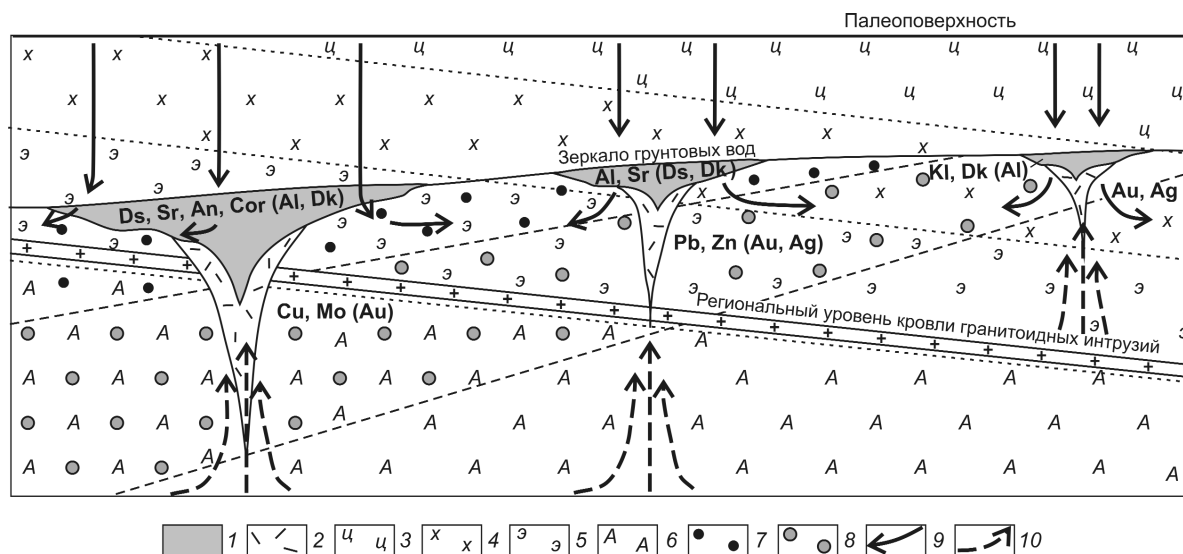


Рис. 5. Модель геолого-геохимических обстановок образования вторичных кварцитов и связанных с ними рудных месторождений:

1 — вторичные кварциты; 2 — околорудные метасоматиты; фации площадных гидротермальных изменений: 3 — цеолитовая, 4 — хлорит-карбонатная, 5 — эпидотовая, 6 — амфиболовая; 7 — паровая «шляпа»; 8 — область вскипания гидротерм (пароводяная смесь); 9 — метеорные воды; 10 — эндогенные флюиды; фации вторичных кварцитов: K1 — каолинитовая, Dk — диккитовая, Al — алунитовая, Sr — серицитовая, Ds — диаспоровая, An — андалузитовая, Cor — корундовая

видно, геохимическим барьером, на котором происходит отложение рудных компонентов.

Результаты изотопных исследований указывают на смешение метеорных вод с эндогенным флюидом. Роль эндогенной компоненты возрастает в корневых зонах гидротермальных систем, которые впоследствии становятся зонами рудоотложения. Это говорит о структурной преемственности кварцитовой и рудной стадий формирования гидротермально-рудной системы.

Для большинства месторождений рудный процесс является завершающей стадией развития гидротермальной системы, которая сдвинута по времени и накладывается на продукты ранней объемной метасоматической стадии. Рудный процесс более локализован в пространстве и протекает при участии преимущественно водного минерализованного флюида, большую роль в котором играют магматические растворы [5]. Завершающий акт развития гидротермальной системы, по-видимому, связан с ее постепенной закупоркой, повышением давления и «схлопыванием» паровой зоны. Выкипание растворов и повышение их солёности также должно приводить к сжатию паровой зоны и поднятию уровня кипения.

Из этих положений можно заключить, что гидротермально-рудный процесс реализуется в вертикальном диапазоне, контролируемом сверху зер-

калом грунтовых вод, а снизу уровнем вскипания гидротерм. При прочих равных условиях глубина уровня вскипания и, следовательно, вертикальный размах рудной минерализации являются функцией температуры гидротерм. Изменение температурного градиента обеспечивает взаимосвязанное изменение минеральных парагенезисов во вторичных кварцитах и в рудах металлов, определяет размер залежей вторичных кварцитов, вертикальный размах оруденения и характер площадных изменений пород (рис. 5).

Данная модель не претендует на полноту, в ней отражены наиболее общие закономерности образования вторичных кварцитов и связанных с ними рудных месторождений. Обсуждение флюидного режима и условий кислотно-щелочной дифференциации гидротермальных растворов выходит за пределы настоящего обзора.

В заключение отметим следующее. Вторичные кварциты образуют единый в генетическом отношении ряд. По составу доминирующих минеральных фаций и температурам формирования среди них выделяются низко- (100–150°C), средне- (150–250°C) и высокотемпературный (250–450°C) типы, образующиеся в близповерхностных условиях ($P < 100$ бар). От низко- к высокотемпературным вторичным кварцитам возрастают температуры площадных пропиточных изменений и кристалличность интрузив-

ных пород. Соответственно, изменяется и характер рудной минерализации от золото-серебряного адуляр-серицитового типа к полиметаллическому и золотому кислотно-сульфатного типа и далее к медно-молибден-порфировому. Вторичные кварциты образуются на ранней прерудной стадии развития гидротермально-рудных систем и слагают их верхнюю надрудную зону. В структуре залежей вторичных кварцитов выделяются пластовая часть, образование которой контролируется зеркалом грунтовых вод, и корневые зоны трещинного типа, располагающиеся гипсометрически ниже подошвы пластовой части. Вторичные кварциты за редким исключением безрудны, но служат индикаторами рудной минерализации на глубине, которая контролируется головной зоной пластовой части залежи и корневыми структурами трещинного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляков Л.В., Бурштейн Е.Ф., Веймарн А.Б., Кошелева И.А.* Геологическое строение и структурно-морфологические особенности массивов вторичных кварцитов Калактас и Кызыл-Суран в Центральном Казахстане // Тр. лаб. Палеовулк. 1964. Вып. 5. С. 302–312.
2. *Вулканические* серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. – М.: Наука, 1971.
3. *Гончаров В.И., Сидоров А.А.* Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. – М.: Наука, 1979.
4. *Иванов И.П.* Термодинамическое моделирование минеральных парагенезисов и зональности вторичных кварцитов на примере открытой системы $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // Геохимия. 1993. № 5. С. 621–644.
5. *Кизгай И.Н.* Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Оловянно-вольфрамовые, колчеданно-полиметаллические, золоторудные, сурьмяно-ртутные месторождения. Новосибирск, 1979. С. 7–34.
6. *Метасоматизм* и метасоматические породы / Под ред. В.А.Жарикова и В.Л.Русинова. – М.: Научный мир, 1998.
7. *Мишин Л.Ф.* Связь вторичных кварцитов месторождения Гряда Каменистая (Нижний Амур) с рудной минерализацией // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 5. С. 472–484.
8. *Мишин Л.Ф., Бердников Н.В.* Природа высокоглиноземистых вторичных кварцитов по данным термобарогеохимии и изотопного анализа кислорода и водорода // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 123–139.
9. *Мишин Л.Ф., Бердников Н.В.* Вторичные кварциты и их рудоносность. – Владивосток: Дальнаука, 2003.
10. *Наковник Н.И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. – М: Недра, 1964.
11. *Advanced argillic lithocaps in the Bolivian tin-silver belt / R.H.Sillitoe, G.B.Steele, F.H.Thompson et al.* // Mineralium Deposita. 1998. Vol. 33. P. 539–546.
12. *Albino G.* Time – pH – fO_2 paths of hydrothermal fluids and the origin of quartz-alunite gold deposits // US Geol. Surv. Bul. 1994. 2081. P. 33–42.
13. *Corbett G.J., Leach T.M.* Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration, and mineralization. – Workshop manual. Baguio, Philippines. 1996.
14. *Hedenquist J.W., Arribas A.R., Gozalez-Urien E.* Exploration for epithermal gold deposits // Reviews in Econ. Geol. 2000. Vol. 13. P. 245–277.
15. *Stoffregen R.* Genesis of Acid-Sulfate Alteration and Au-Cu-Ag Mineralization at Summitville, Colorado // Econ. Geol. 1987. Vol. 82. P. 1575–1591.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (571.5/6)

© Л.А.Остапенко, 2010

ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОЛЫМЫ

Л.А.Остапенко (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Гранулометрия и морфология выделений самородного золота обусловлены наложенным характером его образования и в наибольшей степени зависят от морфологии, минерального состава и текстурно-структурных особенностей жильно-прожилково-вкрапленных образований, а также от общей обогащенности золотом рудных тел. Наиболее благоприятный признак для обнаружения зон, перспективных на выявление крупнообъемного золоторудного месторождения, — наличие самородного золота с относительно мелкими размерами при высокой продуктивности площади на россыпное золото.

Ключевые слова: самородное золото, типоморфизм, золото-кварцевая формация, крупнообъемные месторождения.

Остапенко Людмила Анатольевна, lud-ost@mail.ru

TYPICAL FEATURES OF THE NATIVE GOLD GRAINS FROM OROGENIC (GOLD-QUARTZ) DEPOSITS OF THE CENTRAL KOLYMA AREA

L.A.Ostapenko

Grain size and morphology of the native lode gold grains are conditioned by superimposed nature of its formation and, to the greatest degree, depend on morphology, mineralogy, as well as structural and textural specialties of veins, veinlets, and disseminations, as well as on the average gold grade of the ore bodies. Presence of native gold as relatively small grains combined with high placer gold potential of the prospect studied make the best evidence for presence of a low-grade high-tonnage lode gold deposit.

Key words: native gold, grain size, morphology, low-grade high-tonnage orogenic deposit.

Под типоморфизмом минералов понимается их способность отражать генетическую природу в своей конституции и свойствах [25]. Самородное золото, благодаря устойчивости в химически активной среде, а также по физическим свойствам (удельный вес, ковкость) является уникальным, отличающимся от многих других минералов образованием. «Заклоченная» в нем информация стала предметом исследования для большого числа ученых нашей страны, а учение о типоморфизме золота выделилось в отдельное направление минералогии, которое развивалось в трудах Н.В.Петровской, Л.А.Николаевой, В.Г.Моисеенко, Р.А.Амосова, С.В.Яблоковой, И.К.Латыша, Г.С.Попенко, В.П.Самусикова и др. Разработка возможностей использования типоморфизма самородного золота как высокоинформативного критерия для решения ряда научных и прикладных задач стала новым научным направлением в ЦНИГРИ [4, 16, 17]. Изучению самородного золота Северо-Востока нашей страны также посвящены работы многих исследователей — Н.Е.Саввы, В.К.Прейса, В.А.Степанова, И.С.Литвиненко, Г.Н.Гамянина и др.

Методика исследования. Изучение типоморфных особенностей самородного золота проводилось в образцах и пробах, отобранных на площадях Дегдеканского, Токичанского, Стахановского, Юглеровского, Снежинского, Верхне-Ат-Юряхского рудных полей, а также на месторождении Наталкинское. Материал для исследований отбирался из разных типов минеральных образований: кварцевых жил и прожилков, зон прожилково-вкрапленной минерализации, сульфидизированных вмещающих пород. Опробовались коренные обнажения, свалы жильного и прожилкового материала, отвалы штолен, керн скважин. Также изучалось шлиховое и россыпное самородное золото.

К основным характеризующим признакам самородного золота относятся состав золотоносных минеральных ассоциаций, размеры частиц, форма выделений, состав (пробность, элементы-примеси) и внутреннее строение золотин [17]. По перечисленным признакам (кроме внутреннего строения) и проводилось изучение самородного золота. При этом некоторые признаки детализировались по ряду частных характеристик (классы крупности, мор-

фологические типы) с количественным учетом выявленных признаков золота в процентах к массе в соответствии с разработанным в ЦНИГРИ руководством по изучению самородного золота [12].

Изучение пространственных золотоносных минеральных ассоциаций с выделением парагенезисов проводилось при первичном просмотре образцов под бинокулярным микроскопом в полевых условиях и при лабораторных исследованиях полированных и прозрачных шлифов, монтировок, тяжелых фракций протолочных проб.

Гранулометрический состав изучался путем разделения совокупности зерен на классы крупности и установления массы каждого класса. Гранулометрический анализ россыпного самородного золота выполнялся при помощи ситового анализа. Набор сит подбирался с размером ячеек, близких к классам гранулометрической шкалы для видимого золота [12]: -0,1 мм — пылевидное и очень мелкое; -0,1+0,2, -0,2+0,5, -0,5+1,0 мм — мелкое; -1,0+2,0 мм — среднее; -2,0+4,0 мм — крупное; >4,0 мм — весьма крупное. Масса каждого класса выражалась в процентах к общей массе исследуемого золота. При изучении гранулометрического состава коренного самородного золота, выделенного из протолочных проб, и шлихового самородного золота, отобранного из шлихов, определение размера золотин и разделение на классы крупности проводились под бинокулярным микроскопом. При этом соотношение различных классов крупности оценивалось визуально (полуколичественно).

При анализе рудных минералов различают массовый и количественный гранулометрический состав. Первый определяется с учетом массы каждого класса крупности, второй — с учетом числа попавших в него зерен [10]. Поэтому понятие «средний размер зерна», взятое в общем виде, является неопределенным. При гранулометрическом анализе рудных минералов используется термин «средне-массовый размер», соответствующий размеру зерна, масса которого равна сумме весов всех зерен совокупности, поделенной на число зерен [8, 10]. Полученные данные по гранулометрическому составу и средне-массовому размеру коренного самородного золота в большинстве проанализированных проб существенно занижены, так как принятое достаточным количество зерен рудного минерала для оценки его гранулометрического состава равно 1000 [8]. Выделение статистически достаточного количества знаков коренного самородного золота из большинства опробованных жильно-прожилковых и прожилково-вкрапленных образований требует больших затрат. Однако с учетом того что масса исходных проб, из которых выделялось

самородное золото, была близка, выявленные закономерности и тенденции изменений характеристических параметров достаточно корректны.

Морфология обособлений самородного золота изучалась под бинокулярной лупой и описывалась в соответствии с морфогенетической систематикой выделений самородного золота, составленной Н.В.Петровской [20]. Соотношение различных форм самородного золота определялось полуколичественно для следующих основных морфологических типов: комковидное, губчатое, интерстициальное, трещинное, кристаллическое, дендриты и дендритоиды. Для трещинного золота отдельно оценивалась доля пластинчатого и каркасного (цементационного) самородного золота, для кристаллического — доля изометричных, уплощенных и удлиненных кристаллов. Гемиидиоморфные (комбинированные) формы самородного золота учитывались по соотношению простых форм с отнесением их к собственным морфологическим типам. В отдельных пробах определялось соотношение простых и смешанных (гемиидиоморфных) форм, а также соотношение морфологических типов самородного золота в различных классах крупности.

При изучении состава самородного золота определяют его пробность и содержание элементов-примесей. Пробность золота — отношение содержания Au в самородном золоте к сумме содержаний в нем Au и Ag. Состав самородного золота определялся рентгеноспектральным микроанализом на микроанализаторах «Самбах» и SX100 фирмы Самеса старшим научным сотрудником ГЕОХИ РАН Н.Н.Кононковой. Для изучения микровключений в самородном золоте на рентгеноспектральном микроанализаторе SX100 фирмы Самеса отсканировано около 40 областей с наличием выделений самородного золота из 11 проб (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 40 наноампер).

Поверхность частиц самородного золота оценивалась под бинокулярным микроскопом по следующим категориям: гладкая (блестящая), шагреневая, мелкопористая, пористая, крупнопористая. Состав поверхности образцов самородного золота изучался методами электронной оже-спектроскопии (ЭОС) на аппаратуре фирмы Riber, оснащенной анализатором оже-электронов типа «цилиндрическое зеркало» ОРС-200 и фотоэлектронным спектрометром с задерживающим потенциалом ОРХ-150. Исследования проведены научным сотрудником ЦНИГРИ Ю.В.Щегольковым.

Изменение пробности шлихового золота и среднего размера россыпного золота на площади Центрально-Колымского региона анализировалось по данным, приведенным в Кадастре россыпных

месторождений (Н.Г.Маннафов и др., 1999 г.). Для этого на топографической основе оконтуривались площади сноса, которые выделялись для минимально возможного числа россыпных месторождений. Средняя шлиховая пробность россыпного золота и средний размер самородного золота для выделенных площадей рассчитывались с учетом количества добытого золота. Для расчета продуктивности площади на россыпное золото по накладной сетке определялась площадь (км²), после чего суммарное количество добытого золота для всей группы россыпей на оконтуренной территории делилось на площадь.

Золотоносные минеральные ассоциации. На всех исследованных объектах золото отлагалось в конце гидротермального процесса, в одну золото-полиметаллическую стадию [18]. Основные парагенные с золотом минералы — галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, кварц. Значительно реже отмечаются парагенные ассоциации самородного золота с халькопиритом, блеклой рудой, сульфосолями серебра и свинца. Образования золото-полиметаллической стадии представлены мономинеральными или полиминеральными агрегатами, с золотом или без. По способу образования отмечаются как метасоматические агрегаты, так и сформированные в свободном пространстве полостей трещин, друзовых и интерстициальных пустот, а также в пустотах опережающего выщелачивания. Морфология выделений минеральных агрегатов золото-полиметаллической стадии обусловлена ее наложенным характером и представлена двумя основными типами — вкрапленными и прожилковыми образованиями. Вкрапленные обособления по размеру можно разделить на микро-, тонковкрапленные (<1 мм), вкрапленные (1–10 мм), гнездово-вкрапленные (10–100 мм) и гнезда (>100 мм). Прожилковые образования представлены преимущественно микропрожилками (мощностью <1 мм) и пунктирными прожилками. Прожилки большей мощности (>1 мм), сформированные в золото-полиметаллическую стадию, редки. При сканировании выделений самородного золота на рентгеновском микроанализаторе в нем достаточно часто фиксируются микровключения галенита. Микровключений других самостоятельных минеральных фаз не встречено.

Совместные находения разновозрастных с золотом минералов встречаются часто и во многих случаях не менее характерны, чем одновременные сростания [17]. Минеральные агрегаты золото-полиметаллической стадии накладываются на все более ранние жильные образования и на вмещающие породы [19], поэтому на исследованных объектах любой сформированный ранее минеральный агре-

гат может вмещать золоторудную минерализацию (рис. 1). Преобладающего наложения самородного золота на минеральные образования какой-либо определенной стадии не выявлено. Наиболее часто золото наложено на кварц различных этапов и стадий с существенной «тягой» к кварцевому агрегату «книжной» текстуры. В подчиненных количествах отмечаются сростки золота с анкеритом, арсенопиритом, пиритом и вмещающей породой (в том числе с реликтами вмещающих пород в «книжном» кварце). Очень редки сростания самородного золота с хлоритом и шеелитом.

Химический состав самородного золота.

Пробность самородного золота на месторождениях золото-кварцевой формации колеблется в широких пределах. По данным В.А.Степанова [24], исследованного 37 месторождений и рудопоявлений Центрально-Колымского региона, пробность золота в них варьирует от 649 до 959‰. По материалам автора (115 определений), она варьирует на исследуемых объектах от 552 до 919‰. Концентрация серебра в самородном золоте является функцией многих переменных: минерального состава вмещающей среды, условий отложения золота на разных глубинах, локальных изменений Eh и pH растворов и др. Известна тенденция повышения пробы золота в пределах богатых рудных столбов по сравнению с «фоновыми» рудами [20]. Также проявляются вариации пробности самородного золота в зависимости от состава вмещающей среды. Золото в сульфидах более высокопробное, чем ассоциирующее с кварцем [5]. Вероятно, что существенный разброс пробности одновременно формирующихся выделений самородного золота может быть обусловлен и способом переноса рудного вещества (инфильтрационный или диффузионный). При инфильтрации происходит активное перемешивание раствора, в результате чего отлагающиеся рудные фазы имеют более однородный состав. При диффузионном массообмене выравнивание состава раствора затруднено, и состав первоначально образовавшегося зародыша влияет на состав самородного золота, сформированного на его основе. Поэтому при преобладании диффузии над инфильтрацией могут кристаллизоваться золотины с существенным разбросом пробности на расстоянии первых сантиметров друг от друга. Исходя из этого можно предположить, что причины изменения пробности самородного золота на исследуемых объектах множественны, а выделение доминирующей среди них проблематично.

Для большинства месторождений золото-кварцевой формации отмечается закономерное повышение пробности золота с глубиной [20]. При этом следует учитывать упоминавшееся выше влияние

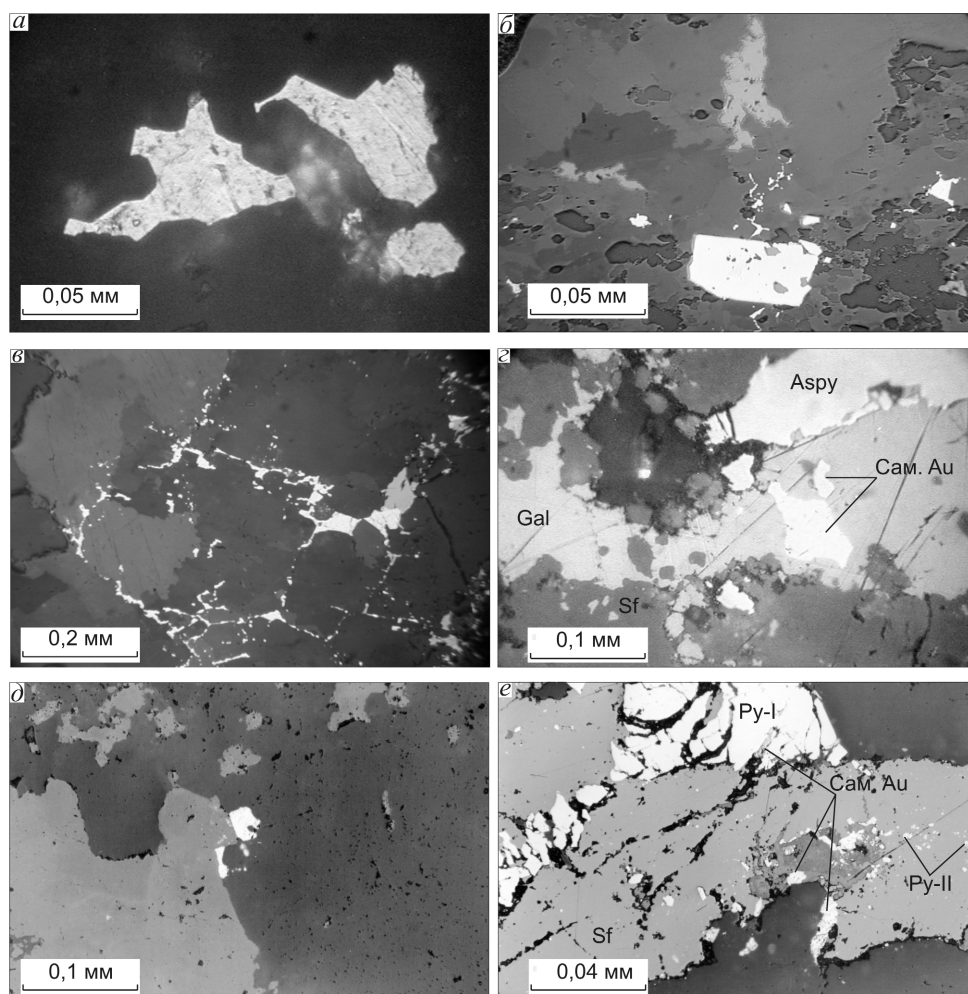


Рис. 1. Взаимоотношения минеральных агрегатов золото-полиметаллической стадии с ранними жильными образованиями (аншлифы, николи II):

Дегдеканское рудное поле: *a* — интерстициальные выделения самородного золота в друзовых пустотах крупнокристаллического кварца арсенопирит-кварцевой стадии второго этапа; *б* — секущий метасоматический золото-галенит-сфалеритовый микропрожилок в кварц-анкеритовой жиле с пиритом третьего этапа; *в* — развитие золото-галенитового агрегата по границам зерен анкерита в кварц-анкеритовой жиле третьего этапа; *г* — метасоматический золото-галенит-сфалеритовый прожилок на границе арсенопирит-кварцевой (вверху) и кварц-анкеритовой (внизу) жил; *Токичанское рудное поле:* *д* — срастание самородного золота с шеелитом в месте пересечения метасоматического прожилка шеелита пунктирным микропрожилком самородного золота в перекристаллизованной кварцевой жиле первого этапа; *е* — замещение раннего пирита самородным золотом и сфалеритом

среды, могущее обусловить существенные отклонения от этой закономерности. Так, по утверждению В.А.Степанова [24], опирающегося на данные С.Д.Вознесенского, О.Б.Иванюка, Л.В.Кравченко, Л.Н.Пляшкевич и др., на месторождениях Центральной Колымы наблюдается уменьшение средней пробы золота с глубиной. Подобное изменение пробы наблюдается и на ряде месторождений Австралии, Нигерии и Канады [15]. Но все подобные расчеты производятся по данным рентгеноспектрального микроанализа достаточно крупных выделений самородного золота. Поэтому

недоучет составов мелкого и микроскопического золота может вносить значительные искажения в выявляемые закономерности. Так, для Наталкинского месторождения также описывается выявленное в последние годы закономерное уменьшение пробы золота с глубиной [7]. При этом косвенные признаки, выявляющие подобные закономерности, в частности зависимость шлиховой пробы золота от средней абсолютной отметки залегания россыпи [23], свидетельствуют о том, что для Омчакского рудно-россыпного узла, к которому приурочено Наталкинское месторождение, с увели-

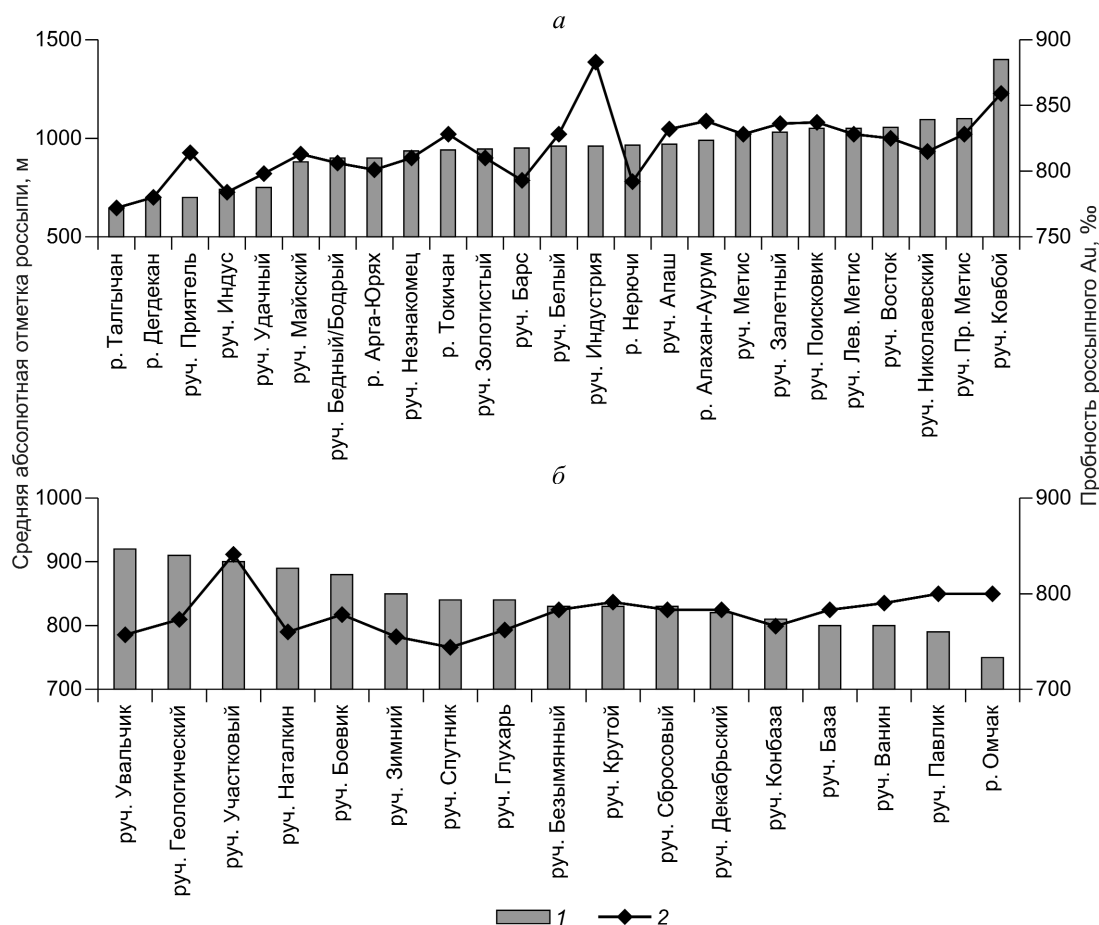


Рис. 2. Зависимость пробыности золота (2) от абсолютной отметки (1) расположения россыпи:

a — Дегдеканно-Токичанский, *б* — Омчакский рудно-россыпные узлы

чением эрозионного вреза пробыность золота, наоборот, возрастает (рис. 2). Резкие отклонения, встречающиеся при таком сопоставлении, объясняются приподнятостью или опущенностью отдельных структурных блоков вмещающих пород в результате неотектоники [23]. Например, для Дегдеканно-Токичанского рудно-россыпного узла устанавливается обратная закономерность — с увеличением эрозионного вреза шлиховая проба россыпного золота уменьшается (см. рис. 2).

Полученные данные не показали различий пробыности золота из россыпей и коренных объектов, что отмечается и другими исследователями [3]. Шлиховая пробыность золота в россыпях изученной части Главной Колымской зоны, по результатам >9000 пробирных определений, колеблется в интервале от 650 до 985‰ [1] и практически полностью совпадает с интервалом разброса значений пробыности коренного золота. Осредненные по рудным зонам значения пробыности золота имеют от-

четливую тенденцию ее увеличения в северо-восточном направлении. Наблюдается положительная корреляция пробыности с крупностью золота и обогащенностью им территории [1]. Проведенные автором расчеты средней шлиховой пробыности золота и построения по локализованным площадям сноса, помимо северо-восточного вектора увеличения значений пробыности самородного золота, выявили и отчетливый северо-западный вектор.

Медь — типоморфная примесь в самородном золоте во всех месторождениях золото-кварцевой формации [24], чему не противоречат и данные рентгеноспектрального микроанализа, постоянно фиксирующие примесь Cu (до 0,12 мас. %) в самородном золоте. Вторым по частоте встречаемости элементом-примесью является ртуть. По данным рентгеноспектрального микроанализа концентрация Hg изменяется от 0 до 1,81 мас. %, с равномерным распределением в объеме самородного золота, без образования самостоятельных минеральных

фаз, что было доказано предшественниками [24]. Зависимости между содержанием ртути и пробностью золота, характерной для эпitherмальных месторождений [14], не установлено. Считается, что наличие в самородном золоте повышенных концентраций ртути свидетельствует о формировании и локализации минерализации в зонах глубинных разломов [22]. Подтверждения данному заключению автором не встречено. Повышенные содержания ртути появляются преимущественно спорадически, иногда характеризуя самородное золото отдельных зон рудного поля (например, россыпное золото руч. Голубой, Дегдеканское рудное поле). Также в проанализированном самородном золоте практически постоянно фиксируется примесь Te (0–0,18 мас. %).

Кроме основных элементов, в самородном золоте в качестве микропримесей по данным химического анализа фиксируются As, Sb, Fe, Bi, Sn, W, Mn, Se, Ni, Pb, Zn, Co, Pt [23]. Если содержания некоторых из них (Pb, Zn) обусловлены наличием парагенных самородному золоту микровключений галенита и сфалерита, то наиболее вероятно, что большинство других элементов (в виде самостоятельных более ранних минералов) захвачены при росте агрегатов самородного золота и являются в нем случайными [24].

На основании приведенных данных можно сделать вывод о том, что пробность самородного золота в коренных объектах золото-кварцевой формации может как увеличиваться, так и уменьшаться с глубиной. Из одновременно кристаллизующихся с золотом элементов, входящих в состав самородного золота в виде изоморфной примеси, отмечаются Cu, Hg и Te, а повышенные содержания Zn и Pb обусловлены включениями собственных минеральных фаз, парагенных золоту.

Гранулометрия. Гранулометрический состав самородного золота служит одним из наиболее информативных прогнозно-поисково-оценочных критериев, по которому на перспективных площадях прогнозируют наличие объектов определенной формационной принадлежности, обнаружение того или иного морфологического типа оруденения, а также решают другие прикладные задачи [12, 16]. Гранулометрия выделений золота регулируется сложной совокупностью факторов, наиболее важные из которых: формационная принадлежность месторождения, общая степень обогащенности руд золотом и сосредоточенность последнего в локальных участках, интенсивность раздробленности ранних (до золоторудных) минеральных агрегатов, содержание сульфидов во вмещающем минеральном агрегате, наличие нескольких продуктивных пара-

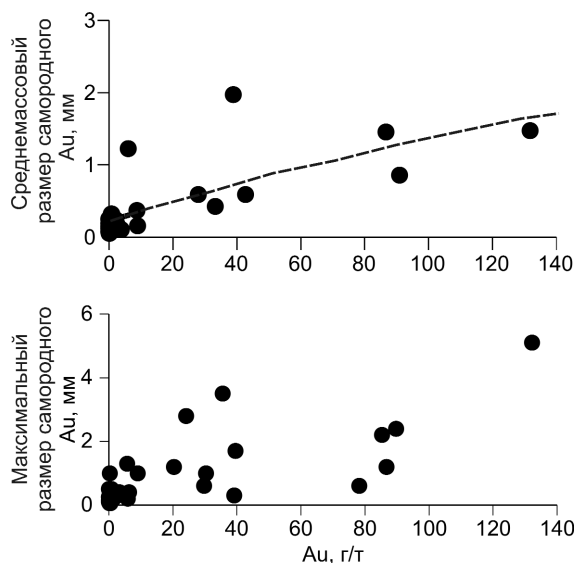


Рис. 3. Зависимость размера самородного золота от его содержания в пробе

генезисов, характер и степень развития послерудных преобразований, текстура и структура вмещающих жил, морфологические особенности рудных тел, литологический состав вмещающих пород [14, 17, 20]. При этом непостоянство выделений золота по размеру отмечается для руд одной формации в пределах одного и того же месторождения и даже отдельных рудных тел.

Все описываемые объекты относятся к месторождениям золото-кварцевой формации. Поэтому наиболее сильное влияние на гранулометрический состав самородного золота, помимо обогащенности золотом рудных тел, оказывают морфологические, минералогические и структурные особенности вмещающих агрегатов.

Размеры выделений золота сильно варьируют не только в пробах, отобранных на площадях различных рудных полей, но и в пробах из одного рудного поля. Влияние же обогащенности золотом рудных тел (содержание золота в исходных пробах) на гранулометрический состав ощутимо, но не однозначно (рис. 3). При общей выборке проб жильного материала с различными структурно-минералогическими характеристиками значимой корреляционной зависимости между средним размером самородного золота и его содержанием в пробах не установлено (коэффициент корреляции 0,33). Из чего можно предположить, что влияние других факторов на гранулометрию самородного золота достаточно велико.

Считается, что при совместном нахождении мелкого и крупного золота в одних и тех же место-

1. Характеристика самородного золота в минеральных образованиях различных типов

Сравниваемый параметр самородного золота	Значения	Типы минеральных образований				
		Кварцевые и карбонат-кварцевые жилы (12)	Сульфидно-кварцевые жилы (4)	Кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки (6)	Сульфидизированные породы (10)	
Содержание, г/т	Минимальное	0,8	0,3	0,01	0,03	
	Максимальное	592,8	29,7	5,7	2,15	
Количество выделенных знаков	Минимальное	14	15	3	1	
	Максимальное	>>1000	815	>>1000	11	
Средний размер, мм	Минимальное	0,32	0,11	0,12	0,06	
	Максимальное	2,00	0,39	1,22	0,20	
Максимальный размер, мм	Минимальное	0,35	0,20	0,20	0,08	
	Максимальное	5,10	0,60	1,50	0,30	
Доля морфологического типа выделений, отн. %	Комковидное	Минимальное	10	10	0	0
		Максимальное	50	75	40	50
	Интерстициальное	Минимальное	0	0	0	
		Максимальное	30	15	15	
	Губчатое	Минимальное	0	0	0	
		Максимальное	50	60	5	
	Трещинное	Минимальное	17	10	6	45
		Максимальное	55	50	70	100
	Кристаллическое	Минимальное	<1	<1	10	0
		Максимальное	40		86	40

Примечание. В скобках — число проанализированных проб.

рождениях обычно выявляются признаки неодновременного их образования и участие в разных минеральных парагенезисах [20]. По нашим данным, совместное нахождение крупного и мелкого самородного золота в различных структурно-морфологических типах рудных тел не служит показателем их одновременного образования, а только отражает различия вмещающей среды. При одновременном образовании наиболее крупное самородное золото характерно для кварцево-жильных образований, несколько более мелкое — для зон кварцевого прожилкования, еще более мелкое — для сульфидно-кварцевых жил с долей сульфидов >5–10%, а самое мелкое — для интенсивно сульфидизированных пород (табл. 1). По классификации [12] средний размер самородного золота в кварцевых и карбонат-кварцевых жилах варьирует от мелкого до крупного, в кварцевых и карбонат-кварцевых прожилках — от мелкого до среднего, в сульфидно-кварцевых жилах и сульфидизированных вмещающих породах во всех изученных пробах соответствует категории мелкого золота.

Вариации крупности самородного золота отмечаются и для отдельных жильно-прожилковых тел. Так, золото, отложившееся в трещинах в кварце существенно крупнее, чем в сульфидах. Это, вероятнее всего, обусловлено не «средством» золота с кварцем [14], а меньшей, чем в кварце [2],

энергией образования зародышей золота в сульфидах что обеспечивает «выживание» в последних значительно большего их количества и, соответственно, значительно меньший размер при последующем росте. Исключение составляют только мелкозернистые метасоматические кварцевые агрегаты со слабой трещиноватостью, в которых фиксируются преимущественно тонковкрапленные выделения самородного золота. Это, скорее всего, связано с преобладанием диффузионного способа переноса рудного вещества над инфильтрационным, что затрудняет множественные переотложения золота с его укрупнением. В кварце самородное золото отлагается только в свежих трещинах в момент энергетической нестабильности нарушенных кристаллов кварца. Осаждению золота способствует не его «родство» с кварцем, а неравновесное энергетическое состояние кристалла в момент деформаций. Укрупнению самородного золота в крупнокристаллических кварцевых агрегатах способствует их повышенная проницаемость, по сравнению с мелкозернистыми или перекристаллизованными, а также наличие в них друзовых и интерстициальных пустот. Поэтому золото, длительное время сохраняющее подвижность в ходе гидротермального процесса [20], укрупняется в результате многократного растворения и перегруппировки.

Крупность золота в россыпях несколько больше, чем в коренном источнике, в основном за счет потери мелкого золота при образовании россыпей [3], чему не противоречат и полученные данные. На оконтуренных локальных площадях сноса рассчитанный средний размер россыпного золота варьирует от 0,55 до 6,13 мм. Исходя из приведенных данных можно сказать, что на площадях со средним размером россыпного золота, попадающим в категорию мелкого и среднего (<2 мм), наиболее вероятным коренным источником являются зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Такие площади наиболее перспективны на выявление крупнообъемных золоторудных месторождений, поиск которых считается приоритетным [6, 21].

Таким образом, к наиболее важным факторам, влияющим на granulометрический состав наложенного самородного золота, автор относит содержание золота в характеризуемом объекте (более крупное — при высоких содержаниях), минеральный состав вмещающего агрегата (более крупное — в малосульфидных образованиях), морфологию рудного тела (наиболее крупное — в кварцевожильных образованиях, среднее — в зонах кварцевого прожилкования, наиболее мелкое — в сульфидизированных вмещающих породах), структуру вмещающего агрегата кварцевых жил (более крупное — в крупнокристаллических жилах).

Морфология выделений самородного золота. Многообразие форм выделений самородного золота — одна из специфических его особенностей [20]. Соотношение основных морфологических типов видимых выделений самородного золота неодинаково не только в рудах разных формаций, но и в рудах одного месторождения. Для наложенного самородного золота изученных объектов, выделяющегося в конце гидротермального процесса, форма в наибольшей степени определяется характером трещин и структурой кристаллических агрегатов основного жильного минерала — кварца [14]. При этом существенное влияние также оказывает минеральный состав вмещающего агрегата.

По морфологической систематике Н.В.Петровской [20] выделяются следующие формы золотин: правильные (идиоморфные) — кристаллы, их сростки, дендриты и дендритоиды; неправильные — трещинные (прожилковые), цементационные, комковидные и интерстициальные выделения; смешанные (гемиидиоморфные) — выделения с различными комбинациями правильных и неправильных форм. Гемиидиоморфные частицы рассматриваются как следствие отложения золота в неоднородной среде — вдоль контактов кварцевых жил и прожилков, в краевых частях друзовых полостей, по грани-

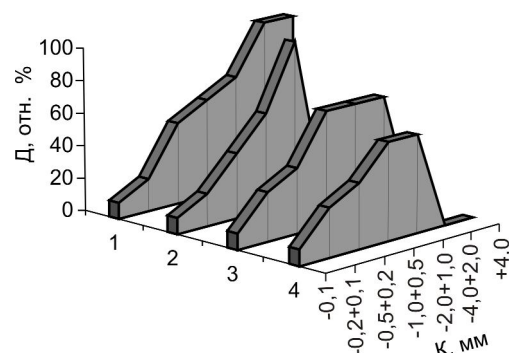


Рис. 4. Зависимость доли гемиидиоморфных форм самородного золота (D) от крупности (K) его выделений:

1 — в карбонат-кварцевой жиле участка Дегдекан; 2 — в кварцевом прожилке участка Верный; 3 — в карбонат-кварцевой жиле участка Юглер; 4 — в кварцевой жиле участка Гольцовый

цам минералов, в разной степени податливых к замещению золотом. Часто элементы гемиидиоморфизма, в том числе ограненные ответвления и выступы на поверхности прожилков золота, могут считаться показателями его метасоматического отложения.

Доля гемиидиоморфных (смешанных) форм самородного золота в некоторых изученных пробах приближается к 100% и в наибольшей степени зависит от размера выделения. Так, во всех пробах, где было проанализировано соотношение простых (не комбинированных) и смешанных форм самородного золота, в мелких классах доля смешанных форм резко снижалась, а в крупных — возрастала (рис. 4). Поэтому при морфологическом анализе самородного золота во всем объеме определялось соотношение простых (без учета комбинаций) форм (комковидное, интерстициальное, губчатое, трещинное, кристаллическое, дендриты и дендритоиды). Соотношения морфологических типов выделений золота в пробах из жильных и прожилковых образований сопоставимы для конкретного рудного поля и сильно варьируют в различных рудных полях. Также прослеживаются некоторые вариации соотношений морфологических типов золота для проб из различных структурно-морфологических типов минерализации (см. табл. 1).

Морфология самородного золота в исследованных пробах достаточно разнообразна, а соотношение морфологических типов существенно зависит не только от структурно-морфологических типов минерализации, но также от минерального состава вмещающего агрегата и способа отложения золота.

Комковидное золото связано преимущественно с метасоматическим процессом. В кварце наиболее

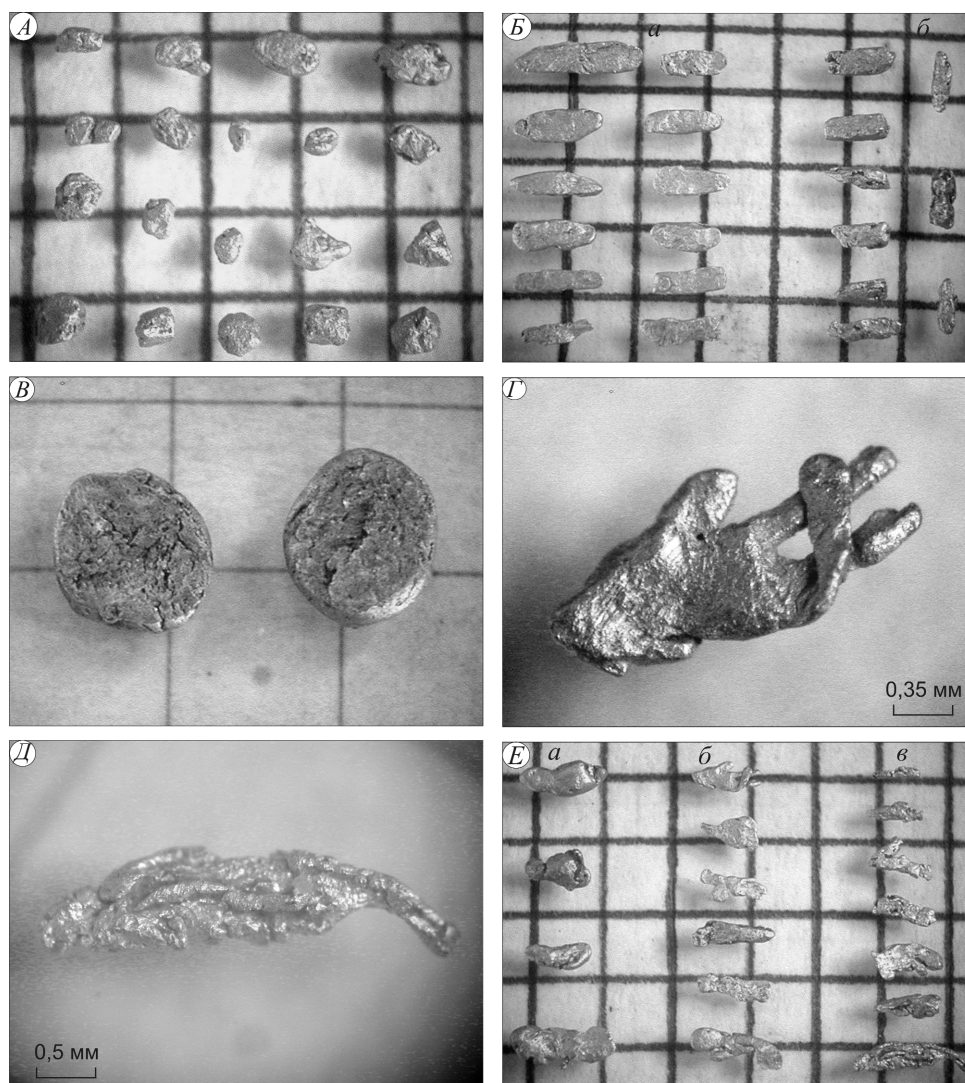


Рис. 5. Идиоморфные формы россыпного самородного золота, фото под биноккулярной лупой (Юглеровское рудное поле):

А — изометричные кристаллы (масштабная клетка 2 мм); *Б* — удлиненные кристаллы (*а* — уплощенные, *б* — объемные, масштабная клетка 2 мм); *В* — уплощенные округлые кристаллы, «монетное» золото (масштабная клетка 4 мм); *Г* — сросток ленточных кристаллов; *Д* — листовидный дендрит; *Е* — дендриты, дендритоиды, сростки кристаллов (*а* — окатанные, *б* — слабоокатанные, *в* — неокатанные, масштабная клетка 2 мм)

распространена комбинация трещинного и комковидного золота. При этом, как отмечалось ранее [20], размер комковидных сердцевин в гемиидиоморфных выделениях несоразмерен с шириной трещин. Требовался вынос вещества с расширением полостей для формирования таких форм. Реже комковидное золото замещает ранние сульфиды и карбонаты или образует мелкую вкрапленность в мелкозернистом кварцевом агрегате. В этих случаях комковидное золото не дает комбинаций с другими формами.

Интерстициальное золото образовалось при отложении в свободном пространстве интерстициальных и друзовых пустот средне- и крупнозернистых кварцевых агрегатов.

Трещинное золото можно разделить на два подтипа — трещинно-пластинчатое и трещинно-каркасное. Трещинно-пластинчатое золото выполняет ровные трещины, а также развивается по плоскостям спайности в некоторых минералах (карбонатах, мусковите, хлорите). Такие формы самородного золота имеют два доминирующих измерения и в

зависимости от степени уплощения могут дополнительно подразделяться на пластинчатое, чешуйчатое и пленочное золото. Объемные (трехмерные формы) трещинного золота автор определяет как трещинно-каркасное, которое чаще называют цементационным. В исследованных рудах трещинно-каркасное золото образуется преимущественно в местах пересечения разнонаправленных трещин и микротрещин, реже цементирует локально раздробленный минеральный агрегат или отдельное минеральное зерно. Трещинные формы самородного золота в исследованных объектах имеют наиболее широкое распространение и являются обязательной составляющей всех смешанных (гемиидоморфных) форм. Причем простые трещинные формы также составляют значительную долю. Это обусловлено наложенным характером золоторудной минерализации.

Губчатое золото, как и трещинно-каркасное, образуется при залечивании локально раздробленных участков мелкозернистого кварца и отдельных зерен ранних сульфидов. Границы между губчатым и цементационным золотом достаточно условны, но его очень характерный мелкопористый облик и относительная изометричность форм без резких выступов и разветвлений позволяют выделять такое золото в собственный морфологический тип. В жильном кварце губчатое золото иногда образует агрегативные скопления мелких округлых кристаллов на реликтах вмещающих пород, обогащенных углистым веществом. Такие скопления губчатого золота встречены также в рыхлых линзочках углеродистого вещества, характерных для вмещающих терригенно-сланцевых пород Дегдеканского рудного поля, на незначительном удалении (первые сантиметры) от кварцевых прожилков.

Кристаллическое золото (в том числе и сростки кристаллов) формируется в свободном пространстве интерстициальных и друзовых полостей. Кристаллы золота образуются и при метасоматическом замещении ранних сульфидов и кварца, что обусловлено высокой кристаллизационной способностью золота, позволяющей создавать ограненные формы даже при метасоматическом замещении кварца [20]. Но размер таких метакристаллов преимущественно <0,2 мм. При этом они часто имеют округлые каплевидные формы из-за притупления вершин и ребер и развития множественных осложняющих граней более высоких символов. Среди кристаллических индивидов самородного золота четко выделяются изометричные, уплощенные и удлиненные формы (рис. 5). Уплощение кристаллов обусловлено стесненными условиями кристаллизации в тонких трещинках, что приводит к двумерному иска-

жению формы выросших кристаллов [9]. Росту удлиненных кристаллов с удлинением 1:5 и более (палочковидные, нитевидные, ленточные) предположительно способствуют резкие перепады давления, характерные для близповерхностных условий [20]. В большинстве проанализированных проб самородного золота доля удлиненных кристаллов значительна — до 10% от его общего объема.

Дендриты и дендритоиды в изученных пробах самородного золота из коренных образований встречаются редко. Исключение составляют только пробы, отобранные в Юглеровском рудном поле. При этом в россыпном и шлиховом золоте их присутствие постоянно (см. рис. 5), что можно объяснить эродированностью верхнего уровня рудных тел, для которых характерны дендриты, и накоплением материала в россыпи.

Полученные при изучении морфологических особенностей самородного золота данные позволили выявить некоторые закономерности между гранулометрическими параметрами и соотношением морфологических типов. Доля комковидного и трещинного золота с увеличением размера выделений во всех проанализированных пробах возрастает (рис. 6), а доля кристаллов золота — убывает. Но иногда в крупных классах (Юглеровское рудное поле) много кристаллических форм самородного золота (см. рис. 6).

Приведенный материал по изучению морфологических особенностей самородного золота на исследованных объектах позволяет сделать следующие основные выводы:

основной морфологический тип самородного золота на всех изученных объектах — трещинное золото;

соотношение морфологических типов выделений самородного золота в пробах варьирует в различных рудных полях;

соотношение морфологических типов самородного золота существенно зависит от структуры и минерального состава вмещающего агрегата и от способа отложения;

доля комковидного и трещинного самородного золота возрастает с увеличением размера выделений, а доля кристаллов преимущественно убывает. Иногда доля кристаллов самородного золота в крупных классах может резко увеличиваться, подчиняясь бимодальному закону распределения.

Характер поверхности частиц самородного золота. Строение поверхности самородного золота весьма разнообразно и нередко существенно отличается в пределах одной золотины [17]. Характер поверхности выделений наложенного самородного золота несет в себе информацию об условиях обра-

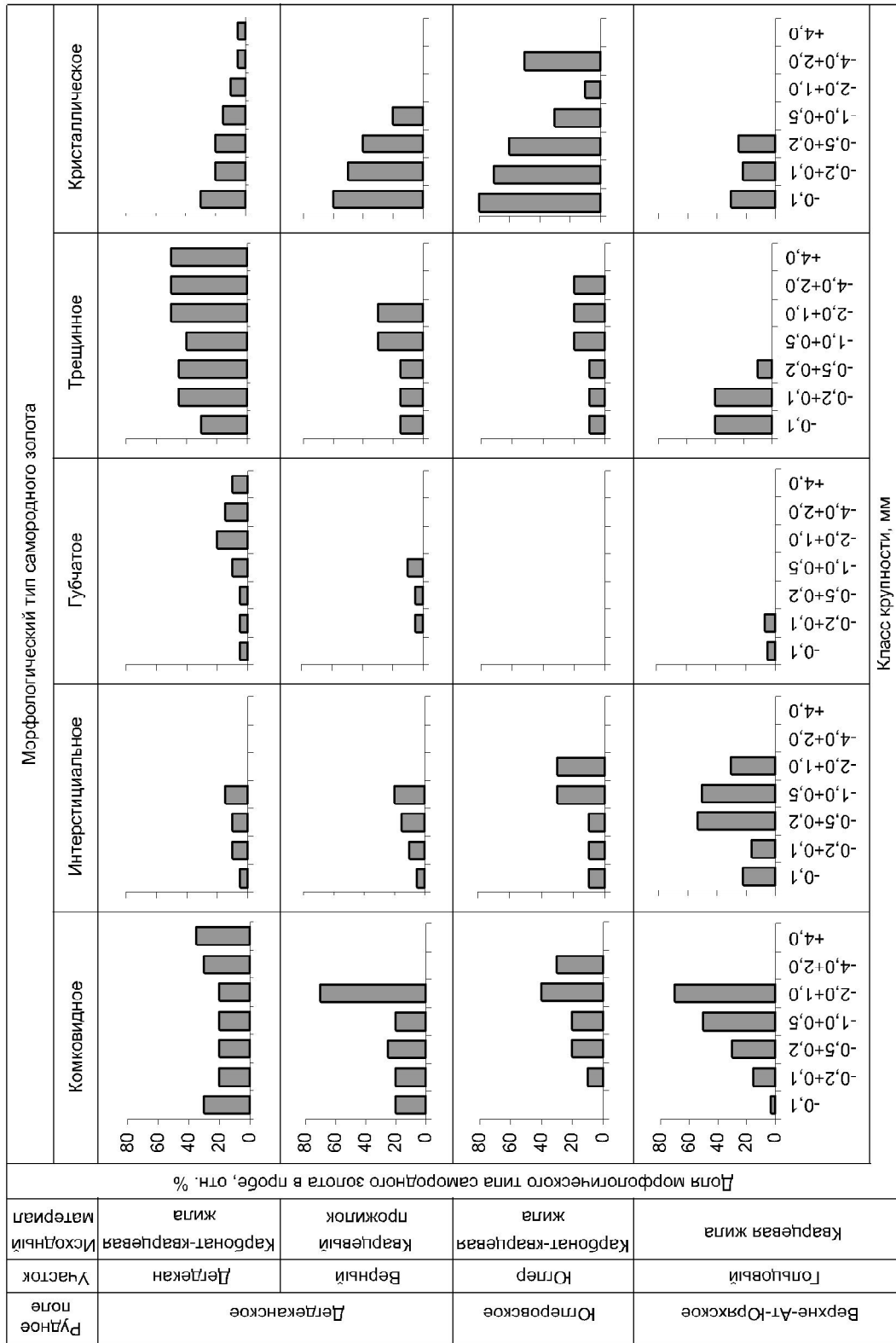


Рис. 6. Зависимость доли морфологического типа самородного золота в пробах от размера его выделений

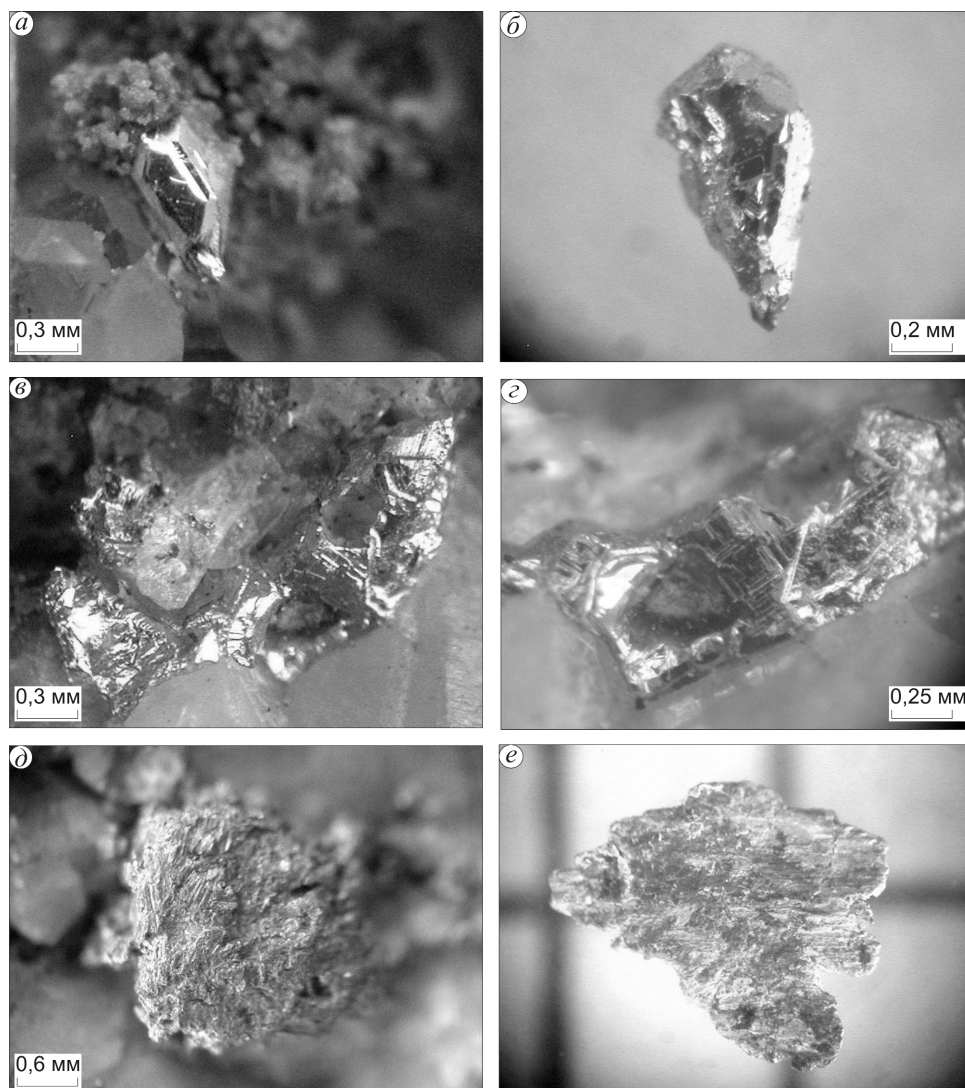


Рис. 7. Структура поверхности выделений самородного золота, фото под бинокулярной лупой (Стахановское (а–д), Юглеровское (е) рудные поля):

а–б — гладкая (блестящая) поверхность граней кристалла самородного золота, сформированного в свободном пространстве друзовой полости (*а* — кристалл самородного золота с гидрогетитом в друзовой пустоте крупнокристаллической кварцевой жилы, общий вид, *б* — отпрепарированный кристалл); *в* — отпечаток кристаллов кварца на поверхности интерстициального выделения самородного золота; *г* — отпечаток кристаллов галенита на поверхности выделения самородного золота; *д* — отпечаток плоскостей спайности на поверхности комковидного выделения самородного золота, заместившего железистый карбонат; *е* — отпечаток структуры поверхности трещины, вмещающей пластинчатое золото, с отчетливыми «бороздами скольжения» (масштабная клетка 2 мм)

зования и в наибольшей степени зависит от строения вмещающих полостей и способа минералоотложения.

При отложении золота в свободном пространстве поверхность образующихся частиц преимущественно гладкая (блестящая) (рис. 7, *а, б*), реже шагреневая. Часто на такой поверхности отмечаются отпечатки (см. рис. 7, *в, г*) кристаллов (преимущественно кварца), ограничивающих вмещающее

золото пространство (друзовые или интерстициальные пустоты). При отложении на контакте со сланцами или на реликтах сланцев в жилах «книжной» текстуры золотины имеют мелкопористую или пористую поверхность, являясь слепком неровностей стенок золотовмещающих трещин (см. рис. 7 *е*).

При метасоматическом способе отложения гладкая поверхность на частицах самородного золота образуется только при опережающем выщелачивания

2. Данные изучения поверхности самородного золота методом оже-спектроскопии*

№№ п/п	Состав поверхностных образований		Состав внешней части зерна, мас. %	
	Результаты анализа (выявленные химические элементы)	Интерпретация результатов (возможные минеральные фазы)	Au	Ag
1	Точка 1 – С	Органическое вещество	87,1	12,9
	Точка 2 – С, S	То же		
2	Точка 1 – Au, S, C, Ag, O, Fe	Оксиды Fe, Ag ₂ S	89,3	10,7
	Точка 2 – Pb, C, Ca, O, Fe	Карбонаты Ca, Pb, Fe, оксиды		
3	O, Fe	Оксиды Fe	84,5	15,5

*Установка ЛАС-3000 (фирма Riber, Франция).

чивании замещаемого минерала. В такой ситуации формирование структуры поверхности происходит в некотором, хотя и минимальном, свободном пространстве. Самородное золото, отлагавшееся при относительно одновременном выщелачивании и осаждении, имеет мелкопористый (ячеистый) характер поверхности. На поверхности таких золотин, выделенных из протоочных проб, часто фиксируются белесые «присыпки» дезинтегрированных в результате метасоматоза вмещающих минеральных агрегатов. При замещении золотом карбонатов поверхность золотин часто покрыта сеткой тонких прямолинейных выступов, отвечающих трещинкам спайности карбоната (см. рис. 7, д). В зоне окисления, развитой на верхних горизонтах большинства рудных месторождений, на самородном золоте, находящемся в сростании с сульфидами или заключенном в них в виде включений, в результате окисления последних образуется корка («рубашка») гидроксидов железа.

Изучение состава поверхности образцов самородного золота, выделенного из проб кварцево-жильного материала, проводилось методом электронной оже-спектроскопии на установке фирмы Riber. На поверхности частиц самородного золота фиксируется наличие С, S, Ag, Fe, Pb, Ca и O (табл. 2). Данные элементы, вероятнее всего, присутствуют в составе органического вещества, карбонатов Ca, Fe и Pb, акантита, оксидов и гидроксидов Fe. Наличие данных фаз на поверхности золотин преимущественно обусловлено гипергенными преобразованиями. Состав минеральных агрегатов, вмещающих самородное золото, вероятно, оказывает существенное влияние на состав поверхностных образований, так как он крайне не постоянен (см. табл. 2).

Проведенные наблюдения также позволяют отметить, что при нахождении в россыпи самородное золото покрывается очень тонкой пленкой гидроксидов железа, которая придает ему более красноватый оттенок, а гладкие поверхности вследствие механических воздействий приобретает шагреновый или пористый облик. Первоначально пористые, не-

ровные поверхности, наоборот, сглаживаются. В зависимости от длительности пребывания самородного золота в россыпи и дальности переноса зерна становятся более окатанными и уплощенными.

Итак, на структуру поверхности самородного золота, как и наличие на нем поверхностных образований, в наибольшей степени влияют способ образования самородного золота (отложение в свободном пространстве или в результате метасоматического замещения) и минеральный состав вмещающего агрегата.

На площади Центрально-Колымского региона на настоящий момент известно одно золоторудное месторождение с оцененными запасами золота, определяемое как крупнообъемное, — Наталкинское [13]. Самородное золото на этом месторождении характеризуется как мелкое, хотя соотношение его в различных классах крупности в целом не определено. По данным технологических исследований зерна <0,1 мм иногда составляют до 63% [11]. В пробах самородного золота, выделенного из протоочных проб жильно-прожилкового материала, отобранного из различных рудных зон с разных гипсометрических уровней месторождения, максимально установленный размер золотин составил 2,8 мм. Средний массовый размер изученного золота преимущественно <1 мм. При этом необходимо учитывать, что исходный материал для данных исследований отбирался в относительно обогащенных золотом участках. Это, несомненно, сказалось на гранулометрических характеристиках самородного золота, в результате чего они могут быть достаточно сильно завышены. Преобладание какого-либо морфологического типа, характерного для выделений самородного золота месторождения, не устанавливается. Трещинное, комковидное и губчатое золото присутствует в сопоставимых пропорциях. Обращает на себя внимание очень низкая доля кристаллического золота, что, вероятнее всего, обусловлено структурными и минералогическими характеристиками вмещающих золоторудную минерализацию агрегатов.

Средний массовый размер россыпного золота для Омчакского рудно-россыпного узла, рассчитанный по данным Кадастра россыпей (Н.Г.Маннафов и др., 1999 г.), составляет ~0,7 мм и является одним из наиболее низких в регионе. При этом продуктивность площади на россыпное золото, рассчитываемая как количество добытого золота на 1 км² площади сноса, наиболее высокая (1115 кг/км²). На других оконтуренных локальных площадях сноса продуктивность варьирует от первых до 502 кг/км², редко превышая 100 кг с 1 км² площади сноса. Поэтому других площадей, сопоставимых с Омчакским рудно-россыпным узлом по размерности россыпного золота и его продуктивности, не выявлено.

Таким образом, проделанная работа позволяет сделать следующие выводы.

Поскольку золото отлагалось в одну из завершающих стадий минералообразования, любой сформированный ранее минеральный агрегат может вмещать золоторудную минерализацию.

Пробность самородного золота на исследованных объектах аналогична таковой на других месторождениях золото-кварцевой формации и изменяется в широких пределах. При этом состав самородного золота характеризуется крайне незначительным количеством и разнообразием микропримесей.

Гранулометрический состав и морфология выделений самородного золота обусловлены наложенным характером его образования.

На размер выделений самородного золота в наибольшей степени влияют структурно-морфологические характеристики рудных тел, обогащенность их золотом, структура и минеральный состав вмещающего агрегата.

Морфология выделений самородного золота обусловлена преимущественно структурой и минеральным составом вмещающего агрегата.

Наиболее благоприятным признаком для обнаружения зон прожилково-вкрапленной минерализации, перспективных на крупнообъемные золоторудные месторождения, является высокая продуктивность площади на россыпное золото при мелких его размерах.

Автор выражает признательность О.Б.Рыжову за обсуждение работы и конструктивную критику. За неизменное внимание к работе и предоставленные возможности автор искренне благодарит научного руководителя М.М.Константинова и руководителя работ, в рамках которых проведены настоящие исследования, С.Ф.Стружкова. Особая благодарность коллегам, любезно предоставившим свой первичный каменный материал, который частично был использован в настоящей работе, В.К.Политову, М.В.Наталенко, А.К.Быстровой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Манафов Н.Г.* Геодинамика и золотоносность Колымы (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 43–53.
2. *Амосов Р.А., Васин С.Л.* Онтогенезис самородного золота России. – М.: ЦНИГРИ, 1995.
3. *Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я.* Самородное золото Якутии (Верхне-Индигоирский район). – Новосибирск: Наука, 1992.
4. *Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России / Под ред. А.И.Кривцова.* – М.: ЦНИГРИ, 2003.
5. *Бадалова Р.П., Бадалов С.Т.* О генетическом значении пробности золота в эндогенных месторождениях // Узбекский геологический журнал. 1964. № 5.
6. *Геологические критерии и поисковые признаки крупнотоннажных золото-кварцевых месторождений Центрально-Колымского региона / М.В.Наталенко, С.Ф.Стружков, В.К.Политов и др. // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е.А.Радкевич). Владивосток, 2008. С. 146–166.*
7. *Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А.* Наталкинское золоторудное месторождение. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002.
8. *Гранулометрический анализ минералов в недробленной руде (по шлифам и аншлифам). Инструкция НСОММИ № 47.* – М.: ВИМС, 1997.
9. *Григорьев Д.П., Жабин А.Г.* Онтогенез минералов. – М.: Наука, 1975.
10. *Иванов О.П., Кушпаренко Ю.С., Маршукова Н.К.* Технологическая минералогия оловянных руд. – Л.: Наука, 1989.
11. *Литвиненко И.С.* Россыпные месторождения золота Омчакского узла. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002.
12. *Методическое руководство по изучению самородного золота при геологоразведочных работах / Л.А.Николаева.* – М.: ЦНИГРИ, 1985.
13. *Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка / С.Ф.Стружков, М.В.Наталенко, В.Б.Чекваидзе и др. // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 34–44.*
14. *Моисеенко В.Г.* Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977.
15. *Нарсеев В.А.* Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. – Алма-Ата: ОНТИ КазИМСа, 1973.
16. *Николаева Л.А.* Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. – М.: Недра, 1978.
17. *Николаева Л.А., Яблокова С.В.* Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.

18. Остапенко Л.А., Рыжов О.Б. Особенности формирования золоторудной минерализации в ряде рудных полей Центрально-Колымского региона // Тр. научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Ф.И.Вольфсона, 21–22 ноября 2007 г. М., 2007. С. 137–139.
19. Остапенко Л.А., Рыжов О.Б. Характер распределения золоторудной минерализации в Дегдеканском и Токичанском рудных полях Центрально-Колымского региона (Магаданская область) // Тез. докл. научно-практической конференции «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений — достижения и перспективы», 20–22 мая 2008 г. М., 2008. С. 152–153.
20. Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973.
21. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции / Б.К.Михайлов, С.Ф.Стружков, В.В.Аристов и др. // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 4–17.
22. Прейс В.К., Садыков А.Р. Типоморфные особенности самородного золота Анадырско-Корякского региона и п-ова Тайгонос // Минералы и минеральные парагенезисы пород и руд Северо-Востока СССР. Магадан, 1986. С. 66–76.
23. Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1990.
24. Степанов В.А. Зональность золото-кварцевого оруденения Центральной Колымы (Магаданская область, Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2001.
25. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. – Л.: Наука, 1977.

УДК [553.43+553.411] (479.25)

© Ф.Г.Шамцян, 2010

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИЛИЖАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ В РЕСПУБЛИКЕ АРМЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ЗОЛОТОНОСНОСТИ

Ф.Г.Шамцян (Горно-металлургический институт, Республика Армения)

Показаны недостаточное изучение рудных тел на месторождении, наличие близко от них россыпей золота и высокие содержания золота в отдельных интервалах при более позднем переобработке. С учетом числа и параметров рудных тел, а также количества добытого золота из россыпей сделан вывод о возможном выявлении крупного золото-медного объекта.

Ключевые слова: золото, медь, россыпь, вторичные кварциты, кварцевые, кварц-гематитовые жилы.

Шамцян Фред, fred-shamtsyan@yandex.ru

DILIZHAN CU DEPOSIT, REPUBLIC OF ARMENIA: GEOLOGY, STRUCTURE, AND GOLD POTENTIAL

F.G.Shamtsyan

The paper demonstrates insufficient grade of knowledge on the ore bodies of the Dilizhan deposit. Recent sampling revealed intervals highly enriched in gold; places are known to occur nearby. Taking into consideration available data on the number of ore bodies, their parameters, and amount of gold mined from adjoining placers, the author concludes on fair possibilities for revealing of a large Au-Cu object here.

Key words: gold, copper, placer, silicification, quartz-chalcedony metasomatite, quartz vein, quartz-hematite vein.

Дилижанское месторождение (или рудник Арцруни) расположено на восточном фланге Дилижан-Тандзутского рудного поля в 2 км к югу от г. Дилижан у села Головино. Вопросы золотоносности западной и центральной частей рудного поля рассматривались ранее ([4]; Ф.Г.Шамцян, 1973; Ш.О.Амирян, 1984). Золотоносность восточной его части, в частности Дилижанского месторождения, изучена недостаточно, между тем последнее может представлять значительный практический интерес.

Рудник Арцруни эксплуатировался с 1867 по 1902 гг. В добытой руде содержание Cu составляло 2,5–3%, в то время как на Капанском руднике (юж-

ная часть Республики Армения) оно равнялось 8–10%, а в шлаке 2,5–3%. Исходя из этого можно предположить, что на руднике Арцруни кроме меди добывалось и золото, иначе горнопромышленник разорился бы, так как добывать руду с содержанием Cu даже 4–5% считалось тогда невыгодным. Кроме того, в нескольких сотнях метров от Дилижанского месторождения по р. Шамлуг известны россыпи золота, которые формировались, по нашему мнению, в основном за счет размыва верхних частей рудных тел этого объекта.

Россыпи эксплуатировались в древности и в середине XIX в., о чем свидетельствуют древние и

старые разработки. В 1939–1948 гг. они отрабатывались старателями от Ингурского приискового Управления Грузии. Были найдены самородки массой до 146 г [6]. Фактически Дилижанское месторождение россыпей — первый промышленный объект золота в Армении, где добыто несколько тонн металла.

В 50–60-е годы месторождение изучалось поисковыми партиями в основном на медь, а в отдельные годы и на молибден, так как в кварцевой жиле на правом берегу р. Шамлуг (правый приток р. Агстев) присутствует редкая вкрапленность молибденита. Здесь же у свода антиклинальной складки обнажается дробленая кварцевая зона мощностью 20 м. Вскрыта она и на горизонте одной штольни, где содержание Cu составляет 2–2,5%. На глубине зона изучена скважинами и по данным опробования керна (при его выходе 15–20%) содержание Cu 0,4–0,5%.

Две кварцевые жилы мощностью до 3 м обнажаются и на левом берегу р. Шамлуг. Кроме них, на поверхности и одном штольневом горизонте вскрыты многочисленные кварцевые жилы мощностью от 0,2 до 1,2 м. Во вмещающих породах между жилами нередко отмечается вкрапленная рудная минерализация. Широко развиты малахит и азурит, а зона окисления проникает до глубины 25–30 м. Содержание Cu в жилах колеблется от 0,7 до 3,1%. Сульфидные руды состоят преимущественно из пирита, халькопирита, карбонатов, в небольшом количестве встречаются галенит и сфалерит.

Большая часть площади месторождения сложена гидротермально измененными (окварцованными, пиритизированными) породами. На северном фланге обнажаются вторичные кварциты, в которых установлены древние (старые) разработки. В этих же породах обнаружены две кварц-гематитовые жилы со следами древних отработок.

На восточном фланге обнажаются кварцевые диориты Головинского интрузива. Отдельные небольшие линейно вытянутые выходы этих пород прослеживаются и вдоль зоны разлома по р. Шамлуг.

Рядом с месторождением нами выявлен выход порфиридных гранодиоритов серовато-розового цвета, с которыми парагенетически и пространственно связано золотое оруденение на Гамзачиманском и Фиолетовском месторождениях. Вероятно, золотоносность района Дилижанского месторождения также связана с этими породами. В ряду интрузивных пород рудного поля они наиболее молодые.

Структуру Дилижанского месторождения подчеркивает расположение р. Шамлуг, которая, имея

общее близмеридиональное направление, на участке месторождения образует колено и протекает в близширотном направлении. Такой изгиб реки обусловлен, по-видимому, близширотным разломом, который контролирует золото-медное оруденение на Фиолетовском месторождении. Здесь разлом вскрыт штольней и к востоку, в сторону Дилижанского месторождения, фиксируется линейным расположением минеральных источников, травертинов и зонами гидротермально измененных пород. При этом оба месторождения приурочены к сводовой части антиклинальной складки, разбитой вдоль оси крупным разломом. Восточнее Дилижанского месторождения крутопадающие структуры близширотного простирания протягиваются к Соткскому месторождению золота. По данным дешифрирования космических снимков Севанский разлом прослеживается от Соткского месторождения к Дилижанскому, затем к Фиолетовскому и далее к западу.

Значительная часть следов разработок на россыпное золото сконцентрирована в долине реки несколько ниже Дилижанского месторождения. Слабо окатанная форма золотинок, находки самородков, молодой возраст оруденения, а также неглубокий эрозионный срез района свидетельствуют о расположении коренного источника золота где-то недалеко от россыпей.

При промывке террасовых отложений на правом берегу р. Шамлуг примерно в 30–40 м выше русла реки и в 350–400 м ниже Дилижанского месторождения были обнаружены слабо окатанные золотишки ярко-желтого цвета с красноватым оттенком размером 2–3 мм.

Ограниченные возможности переноса золота не способствуют возникновению современных, тем более террасовых, россыпей на значительном удалении от рудных месторождений [8].

Террасовые золотоносные отложения по р. Шамлуг в отличие от русловых остаются слабо изученными и, вероятно, могут представлять практический интерес.

За многолетний период изучения Дилижанского месторождения вопросы его золотоносности не рассматривались, не проанализирована и возможная связь россыпей с коренными источниками. При переопробовании отдельных интервалов рудных зон позднее получены содержания Au до 9,8 г/т (М.О.Апресян, 1960), 1–7 г/т (Ф.Г.Шамцян, 1967), 3–9 г/т (Г.И.Гольденберг, 1969) и до 3,5 г/т (Л.С.Асланян, Ф.Г.Шамцян, 1992), что говорит о золотоносности месторождения. Однако в целом вопрос остался не изученным.

По мнению ряда исследователей, образование россыпей золота по рекам Сотк, Сеядляр и др., где

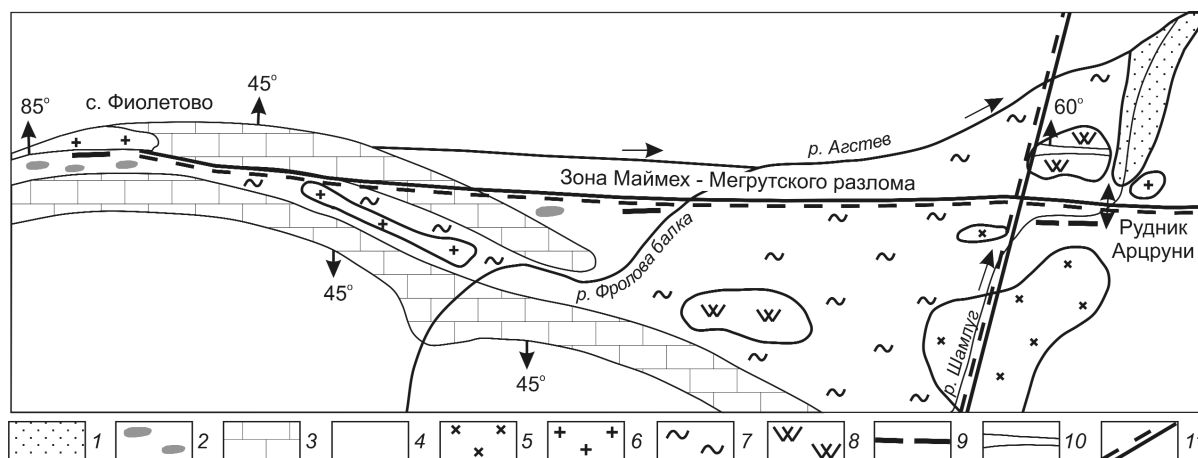


Схема расположения золотоносных зон вдоль зоны Маймех-Меграутского разлома:

1 — аллювиальные отложения; 2 — покровы травертинов; 3 — карбонатная толща (известняки, мергели, песчаные известняки, участками битуминозные), верхний сенон; 4 — вулканогенно-осадочная толща, средний эоцен; 5 — кварцевые диориты; 6 — порфириновые гранодиориты; 7 — зона гидротермально измененных пород; 8 — вторичные кварциты, золотоносные; 9 — зоны золото-медного оруденения; 10 — кварц-гематитовые зоны; 11 — тектонические нарушения

также найдены самородки, обусловлено размывом рудных тел Соткского месторождения. Почему же тогда россыпи Дилижанского месторождения не могут быть связаны с близко расположенным месторождением? Очевидно только потому, что оно считается медным. Но ведь и Фиолетовское месторождение первоначально относилось к медному, пока нами не была установлена его золотоносность. Рядом с последним, несколько ниже его по течению р. Агстев, также известны золотоносные россыпи, которые обрабатывались в древности.

На основе анализа материалов разведки Дилижанского месторождения характеризуемые россыпи, по нашему мнению, образовались в основном за счет разрушения кварцевых жил и окварцованных зон данного объекта. Кстати, самородки, найденные в аллювиальных отложениях, заключены в кварце. Большинство исследователей склонны рассматривать самородки в россыпях как обособления золота, поступившего из коренных источников. Почти во всех россыпных проявлениях подавляющая масса золота возникает за счет разрушения пород золото-кварцевой формации. Высокая степень измельчения кварца при выветривании, несомненно, способствует полноте освобождения золота [3].

В настоящее время кварцевые жилы и окварцованные зоны Дилижанского месторождения выступают над р. Шамлуг примерно на 30–35 м, и основные перспективы месторождения связаны с освоением его под рекой.

По геолого-структурным условиям залегания, морфологии рудных тел, минеральному составу и параметрам оруденения Фиолетовское и Дилижанское месторождения сходны (рисунок). Однако если Фиолетовское месторождение первоначально изучалось на медь, а затем на золото, то Дилижанское целенаправленно на золото не изучалось.

Дилижанское месторождение, как и все золоторудные объекты Армении, по данным ряда исследований, образовалось в мио-плиоцене или олигоцене – нижнем миоцене. В связи с молодым возрастом оруденения глубина эрозионного среза рудных тел, по-видимому, небольшая, примерно 30–40 м. При установленных параметрах рудных тел, их количестве и вероятном среднем содержании Au 4–5 г/т в россыпи перешло около 8–9 т Au. Из них часть добыта в древний период, около 5–6 т — старателями в 1939–1948 гг., часть осталась в русловых и террасовых отложениях. Если из эродированной части в россыпи перешло около 8 т Au, то при вероятной глубине оруденения 500 м (на такую глубину изучен ряд месторождений республики) в коренном залегании сохранилось около 100 т металла (прогнозные ресурсы категории P₁). Надо полагать, что Дилижанское месторождение, как и Соткское, это крупный объект золота, который по некоторым причинам выпал из поля зрения геологов.

В период с 1955 по 1990 гг. в ходе поисково-разведочных работ исследован ряд относительно легко выявляемых золоторудных месторождений, часто по следам древних отработок, где рельеф

позволял разведывать их на значительную глубину горизонтальными горными выработками, откуда получалась более или менее достоверная информация. Эти месторождения были объектами первоочередного изучения. После их детальной разведки были утверждены запасы золота. В то же время, слабо изученными оставались скрытые объекты, изучение которых связано с проходкой разведочных шахт и скважин. Однако Управлением геологии Армении шахты не применялись, а данные скважин обычно при низком проценте выхода керна были не представительны.

Дилижанское месторождение изучалось на медь, а после установления золотоносности руд ревизионно-опробовательские работы на золото не проводились. Кроме того, основная часть предполагаемых запасов золота здесь скрыта под рекой шириной 5–6 м, глубиной до 1 м. При относительно сложных горно-технических условиях разведки и низких ценах в те годы на золото и медь объект не заслуживал первоочередного внимания. Перспективы месторождения оценивались без учета возможной связи между размывом рудных тел и образованием россыпей.

В настоящее время фонд легко открываемых объектов, изучаемых горизонтальными горными выработками, в основном исчерпан. С усовершенствованием технологии буровых работ при высоком проценте выхода керна могут быть получены достоверные результаты. В последние годы резко возросла цена золота на мировом рынке и, согласно прогнозным оценкам, она будет расти [1]. Следовательно, месторождения золота даже с относительно низкими содержаниями металла могут представлять промышленный интерес.

Дилижанское месторождение находится в благоприятных географо-экономических условиях. Неблагоприятным фактором надо считать то обстоятельство, что основная часть запасов скрыта под рекой. Практически для всех крупных и средних месторождений, даже с рядовыми рудами, найдены технические решения, позволяющие их эксплуатировать, несмотря на негативное влияние тех или иных факторов [2]. Золотоносны, вероятно, и кварц-гематитовые жилы, выявленные среди вторичных кварцитов. Они расположены на левом борту р. Шамлуг, отрабатывались в древности, однако на золото не опробовались.

Результаты анализа материалов по меди и россыпному золоту на Дилижанском месторождении, а также сопоставление его с Фиолетовским свидетельствуют о том, что Дилижанское месторождение — крупный по запасам золото-медный

объект [7]. Если Фиолетовское и Дилижанское месторождения приурочены к одной и той же рудоконтролирующей структуре, то резонно предположить, что и промежуток между ними длиной 15–16 км, перекрытый наносами, также может быть золотоносным. Подтверждением служит то обстоятельство, что аллювий на участке Фиолетово – Дилижан питается сносами золотоносного материала с правого борта р. Агстев. При этом наиболее высокие содержания золота установлены в шлихах недалеко от р. Агстев и в его притоках с правого борта. Левый борт реки на этом интервале совершенно непродуктивен на золото [5].

В 1989 г. геологами Памбакской геологоразведочной экспедиции были отобраны две бороздовые пробы из окварцованной зоны на правом берегу р. Агстев, рядом с местом впадения в нее р. Фролова балка. Содержания Au в них составили 2,4 и 2,7 г/т. Вероятно, опробованная зона приурочена к той же структуре, что и рудные тела Дилижанского и Фиолетовского месторождений. Скорее всего, не весь интервал между Фиолетовским и Дилижанским месторождениями в равной степени золотоносен. Практический интерес могут представлять интервалы длиной 1–1,2 км, разделенные слабооруденными или безрудными участками.

В настоящее время в Республике Армения наступил период, когда актуальной становится переоценка накопленного фонда недооцененных, отбракованных, забалансовых и других месторождений. Этот фонд месторождений должен подвергаться ревизии каждые 10–15 лет, так как за указанный период изменяются технико-экономические показатели и требования промышленности к качеству сырья, а геологическая информация, если она даже не пополнялась новыми данными, должна быть пересмотрена и переосмыслена с точки зрения новых представлений. Кроме того, за эти годы возможны открытие новых проявлений или месторождений в аналогичных геолого-структурных обстановках или получение новых данных на разведанных объектах, которые можно использовать при оценке аналогичных месторождений. В частности, после изучения Дилижанского месторождения меди открыто Соткское месторождение золота, при этом оба объекта приурочены к одной и той же структуре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов В.Я.* Прогноз ситуации на мировом рынке золота // Горный журнал. 2008. № 2. С. 38–41.
2. *Гатов Т.А.* Рациональное использование цветных металлов. – М.: Недра, 1986.

3. Казакевич Я.П. Условия образования и сохранения россыпей золота. – М.: Недра, 1972.
4. Константинов М.М. Структуры золоторудных полей Закавказья и основные закономерности их распределения // Изв. АН СССР. 1973. № 5. С. 68–81.
5. Мадатян Э.М. Геология и металлогения Севано-Амасийской зоны Армянской ССР. – Ереван: Айпетрат, 1973.
6. Магакьян И.Г., Амирян Ш.О. Золото // Геология Армянской ССР. Ереван, 1967. Т. VI. С. 447–477.
7. Шамцян Ф.Г. Прогнозная геолого-экономическая оценка Дилижанского медно-золоторудного месторождения // Тр. Армнипроцветмет. 1998. С. 48–55.
8. Щербаков Я.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. – М.: Недра, 1967.

УДК 553.411.068.3 (470.51/.54) © А.Г.Баранников, М.Я.Волькинштейн, И.А.Субботин, В.С.Балахонов, 2010

ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРЫЛАТОВСКО-ЧЕСНОКОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, СРЕДНИЙ УРАЛ

А.Г.Баранников (Уральский государственный горный университет), М.Я.Волькинштейн, И.А.Субботин (ОАО «Уралцветметразведка»), В.С.Балахонов (Уральский государственный горный университет)

Золотоносные химические коры выветривания в пределах Крылатовско-Чесноковского рудного поля подразделены на остаточные зонального строения и линейно-карстовые. На значительных глубинах поисковыми скважинами в контурах мезозойской депрессии встречены рудные подсечения, представленные золотоносными щебнисто-древяно-глинистыми корами по дайкам гранитоидов и перемещенными корами в зонах глубокого карста. Коры данных типов испытали наложение более поздних процессов аргиллизации. Типоморфные особенности самородного золота из кор выветривания и россыпей идентичны.

Ключевые слова: Урал, золото, коры выветривания, зональность, аргиллизация, россыпи.

Баранников Александр Григорьевич, barfam@mail.utk.ru, Волькинштейн Матвей Яковлевич, Субботин Игорь Анатольевич, uralzmr@e1.ru, Балахонов Владимир Сергеевич, gprmpi.dep@ursmu.ru.

GOLD BEARING WEATHERING CRUSTS OF KRILATOVSKO-CHESNOKOVSKI GOLD-BEARING FIELD, MIDDLE URAL

A.G.Barannikov, M.Ya.Volkinshtain, I.A.Subbotin, V.S.Balakhonov

Gold bearing chemical weathering crusts are characterized in limits of Krilatovsko-Chesnokovski gold-bearing field. The crusts are divided onto residual deposits and linearly karsts ones. The zonal structure is inherent to residual deposits. Ore intersections are met in Mesozoic depression areal limits on considerable depths of research wells. They are represented by gold bearing break stone-arena-clay crusts located by granitoid dikes and relocated crusts in zones of deep crusts. Both types of crusts experienced the overlapping of recent argillization processes. Typomorphic peculiarities of native gold from weathering crusts are also inherent to the metal of placer gold.

Key words: Ural, gold, weathering crusts, zonal, argillization, placer deposits.

В последние годы проявлен значительный интерес к обнаружению и оценке новых нетрадиционных типов благороднометалльного оруденения. В полной мере сказанное относится и к Уральскому региону, испытывающему острую потребность к наращиванию ресурсов отмеченного сырья. Одним из наиболее перспективных геолого-промышленных типов на сегодняшний день являются золотоносные химические коры выветривания. При их освоении золотодобывающая промышленность все в большей степени использует геотехнологические способы. Объем добываемого золота при кучном выщелачивании

уже сопоставим с добычей на базе традиционных методов переработки руд. К настоящему времени по этой схеме в Уральском регионе отработаны окисленные руды центральной части Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал), освоены рудные тела в зоне глинистого элювия на Кировском месторождении (Южный Урал). Отработка весьма бедных и убогих руд оптимальна при подземном выщелачивании. С его использованием на Среднем Урале ведется опытно-промышленное освоение верхних горизонтов золоторудных месторождений Гагарское, Маминское, Долгий Мыс, Верхотурское.

Механизм накопления золота в корях выветривания многообразен. С учетом особенностей постколлизийного развития Уральского складчатого пояса, предложено выделять следующие типы концентрирования металла в зоне мезозойского элювия [1, 7]: остаточное в корях выветривания сиалитного профиля; вторичное в зоне окисления золотосодержащих объектов; коровое в локально сохранившихся корях выветривания латеритного (ферриаллитного) профиля; в верхних горизонтах кор выветривания (суффозионно-гравитационная модель); в преобразованных корях выветривания (испытывавших наложение низкотемпературных гидротермальных процессов на постколлизийном этапе развития). Некоторые из обозначенных типов проявлены на площади Крылатовско-Чесноковского рудного поля на Среднем Урале. На этой территории по заданию Федерального агентства по недропользованию в 2005–2007 гг. проведены поисковые работы в целях выявления золоторудных объектов. В результате подтверждена ее перспективность на новые типы месторождений золота в корях выветривания, связанных с минерализованными зонами. Буровыми скважинами глубиной до 80–100 м получены рудные подсечения с промышленными содержаниями металла в корях выветривания различных типов. Выявленное оруденение следует отнести к категории «трудно открываемого» (слепого, погребенного). Проведение работ в подобных геолого-геоморфологических обстановках с ориентацией только на изучение верхних горизонтов геологического разреза (маршрутные наблюдения, литохимическое опробование керн мелкометражных скважин) в большинстве случаев не дает положительных результатов. При оценке перспектив золотоносности площадей, попадающих в контуры мезозойских эрозионно-структурных депрессий, следует проектировать значительный объем глубокого бурения с обязательным вскрытием и опробованием пород в днище (цоколе) древних палеодолин. Сказанное получило подтверждение при оценке перспектив золотоносности кор выветривания в пределах характеризуемой площади.

Крылатовско-Чесноковское рудное поле располагается в области сочленения Тагильского прогиба и Восточно-Уральского поднятия. Граница между ними проходит по субмеридиональному Серовско-Маукскому разлому в западной части рудного поля. Центральную его часть занимает крупный Новоалексеевский массив габбро-диорит-плагиогранитного состава. Форма массива клиновидная, сужающаяся к югу и на глубину (рис. 1). Границы на многих участках тектонические. В пределах мас-

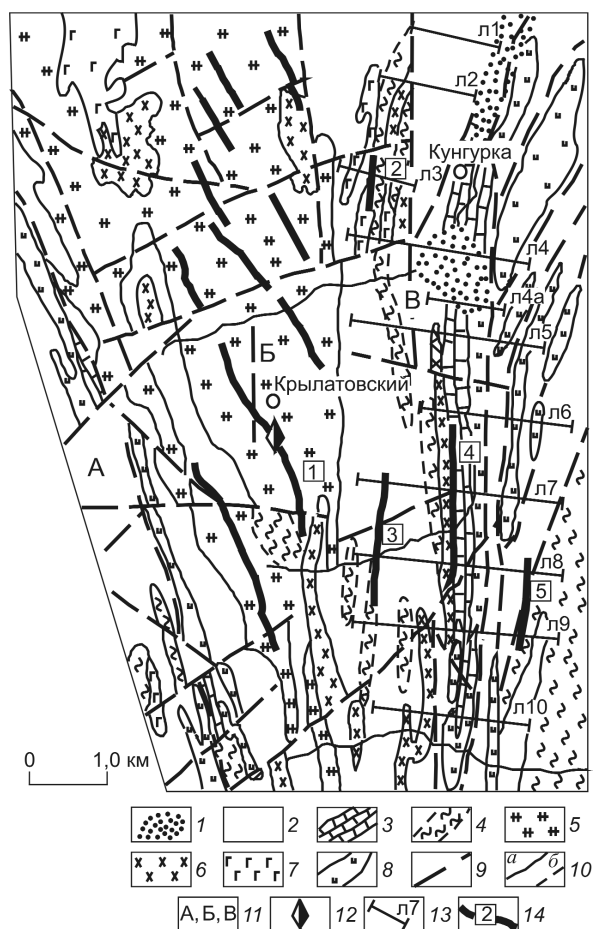


Рис. 1. Геологическая карта района с упрощениями, по материалам Р.Д.Калугиной, 1971; И.И.Зенкова, 1984; И.А.Субботина, 2007:

1 — аллювиально-озерные отложения, Q_{2-4} ; породы вулканогенно-осадочной толщи, D_{1-2} ; 2 — вулканогенные (туфы, лавы базальтового и андезитобазальтового состава, вулканомиктовые конгломераты), вулканогенно-осадочные (углистые алевриты с прослоями туфов, туфопесчаники, туфоалевриты), 3 — мраморизованные известняки, 4 — сланцы кварц-(альбит)-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые; интрузивные породы Пильненско-Крылатовского комплекса: 5 — плагиограниты Новоалексеевского массива и близкие им по составу мелкие тела и дайки, 6 — гранодиориты, 7 — габбро-диориты, 8 — серпентиниты; 9 — тектонические нарушения; 10 — геологические границы установленные (а), предполагаемые (б); 11 — элементы структуры рудного поля (А — зона влияния Серовско-Маукского глубинного разлома в пределах Тагильского прогиба, Б — Новоалексеевский габбро-диорит-плагиогранитный массив в пределах Восточно-Уральского поднятия, В — Кунгурская моноклиналь); 12 — Крылатовское золоторудное месторождение; 13 — поисковые линии в пределах оцененного участка, их номера; 14 — рудоносные зоны (1 — Чесноковская, 2 — Северо-Западная, 3 — Юго-Западная, 4 — Центральная, 5 — Восточная)

сива установлены малые интрузивные тела и дайки пестрого состава от кварцевых диоритов, габбро-диоритов до гранодиоритов и гранит-аплитов.

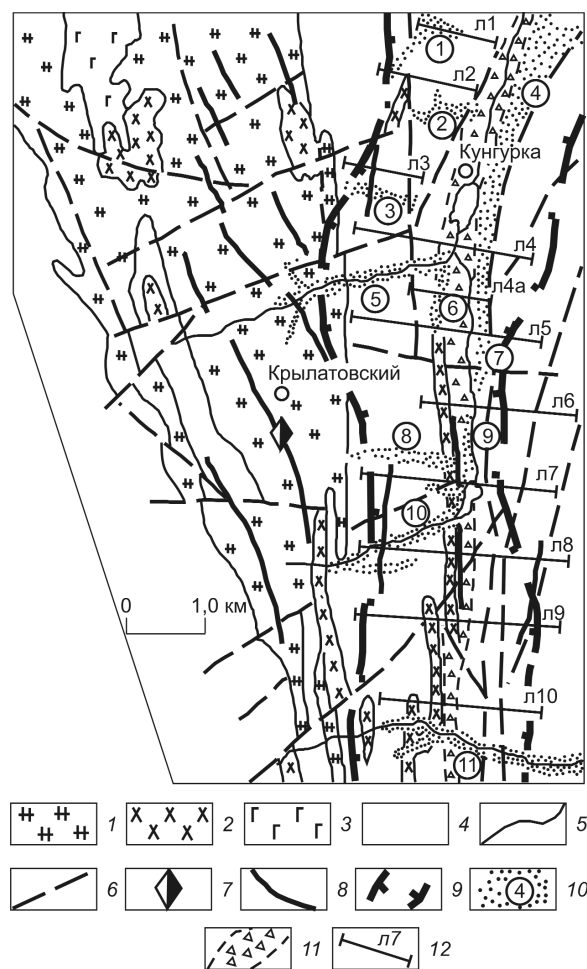


Рис. 2. Схема размещения золотоносных россыпей Кунгурской группы в пределах Крылатовского рудного поля:

породы Новоалексеевского габбро-диорит-плагриогранитного массива: 1 — плагриограниты массива, близкие по составу мелкие интрузии, дайки в породах обрамления, 2 — гранодиориты, 3 — габбро-диориты; 4 — породы вулканогенно-осадочной толщи, D_{1-2} , содержащие мелкие интрузивные тела; 5 — геологические границы; 6 — тектонические нарушения; 7 — Крылатовское золоторудное месторождение; 8 — рудоносные зоны; 9 — контуры Исетской мезозойской эрозионно-структурной депрессии; 10 — россыпи золота (1 — Алексеевская, 2 — Ивановская, 3 — Ключик, 4 — Прачесноковская (Лазаревская, Лягушка, Федоровская и др.), 5 — Кунгурская группа, 6 — Марковская, 7 — Вознесенская, Макарьевская, 8 — Знаменская, 9 — Глубокое место, Базановская, 10 — Чесноковская, 11 — группа по р. Раскуишка (Замовская, Благовещенская и др.); 11 — зона развития древнего (мезозойского) заполненного карста; 12 — поисковые линии в пределах оцененного участка, их номера

Восточная часть рудного поля сложена нижне-среднедевонскими вулканогенно-осадочными породами с высокой литолого-фациальной неоднородностью и тектонической нарушенностью. В нижней части разреза преобладают туфогенные

грубообломочные породы с горизонтами лав базальтового, андезибазальтового, реже кислого состава, в верхней — присутствуют туфопесчаники, туфоалевролиты, а также углеродисто-кремнистые сланцы с прослоями мраморизованных известняков. Вулканогенно-осадочные породы прорваны многочисленными телами малых интрузий и даек, аналогичных по составу интрузивному комплексу. При наложении процессов пропилитизации (как региональной, так и локальной) в исходных породах сформировалась устойчивая минеральная ассоциация: эпидот+альбит+кварц+пирит. В зонах локальной пропилитизации развиты метасоматиты кварц-серицитового, кварц-серицит-карбонатного состава (березиты). С ними связана прожилково-вкрапленная минерализация золото-сульфидно-кварцевого типа. Локально проявлены наиболее поздние процессы аргиллизации. Установлена одна из фаций аргиллизитов — мусковит-каолинит-гидрослюдистая. На восточной периферии рудного поля выявлена субмеридиональная полоса ультраосновных пород (серпентинитов), с которыми связаны локальные зоны метасоматитов тальк-карбонатного состава и лиственитов.

Строение рудного поля мозаично-блоковое. Помимо субмеридиональных тектонических нарушений, отчетливо проявлены разломы северо-восточной ориентировки. В ряде случаев они унаследованы древними и современными логами, несущими в том числе россыпную золотоносность (рис. 2).

Крылатовское золоторудное месторождение располагается в пределах Новоалексеевского массива (см. рис. 1). Представлено системой субмеридиональных золото-кварцевых жильных зон в зонах смятия. Мощность зон достигает в отдельных случаях 200 м. В южной части рудного поля жилы сближаются, азимут их простирания в среднем составляет 350° . На севере они расходятся (по азимуту, близкому к 320°). В рудоносных зонах присутствуют два типа руд — кварцевый и сланцевый. Руды первого типа на 80–98% состоят из кварца. На рудные минералы приходится лишь 1–2% от объема руды. Сланцевый тип обеднен кварцем, золото ассоциирует преимущественно с сульфидами [4]. Месторождение открыто в 1803 г. и с большими временными перерывами эксплуатировалось до 2004 г. Горные работы, достигнув горизонта 370 м, были остановлены из-за низкого качества руды. Работы 2005–2007 гг. позволили переоценить перспективы рудного поля. В восточной его части в днище мезозойской депрессии поисковым бурением выявлены четыре рудоносные зоны — Северо-Западная, Юго-Западная, Центральная и Восточная (см. рис. 1).

Химические коры выветривания, сформировавшиеся по вулканогенным осадочным породам, имеют широкое распространение. Их мощность колеблется от 4 до 100 м и более, в среднем составляя 35 м. В пределах Новоалексеевского массива сохранились лишь линейные коры. По генезису коры подразделены на остаточные и контактово-карстовые (последние включают перемещенные и преобразованные типы), по морфологии — на площадные и линейные.

Доминируют остаточные коры, включающие и элювий рудоносных пород. Этому типу кор выветривания свойственна вертикальная минералогическая зональность. При опробовании керн на установлена наиболее высокая золотоносность кор по дайкам гранитоидного состава, в меньшей степени — по расщепленным породам и кварцсерицитовым, кварц-хлорит-серицитовым метасоматам. Выветрелые тальк-карбонатные породы, а также перемещенные и преобразованные коры выветривания слабо золотоносны.

Широко распространены сиаллитные коры, возникшие в условиях теплого гумидного климата позднемиоценовой эпохи. На породах основного и ультраосновного состава участками сохранились коры выветривания ферритно-сиаллитного типа. Есть основания полагать, что в раннемиоценовую эпоху, отличавшуюся засушливым жарким климатом, происходило образование ферриаллитных (латеритных) кор выветривания. Позднее при формировании позднемиоценового пепелена продукты этой коры оказались размывными и перемещенными в местные базисные зоны. Ими оказались зоны глубокого карста, где произошло накопление пестроцветных каолиновых глин, содержащих стяжения и линзы бурого железняка (отложения синарской свиты, нижний мел – верхи баррема – альб).

Самородное золото, выделенное из рудоносных интервалов кор выветривания остаточного типа, мелкое и тонкое. Средний размер для изученной совокупности золотин (~300 зерен) составил 0,12 мм. Отмечена близость значений средней крупности для отдельных рудоносных зон: Западная — 0,1 мм, Центральная и Восточная — 0,13 мм. По типу золотины отнесены к цементационным, интерстициальным, по форме 2/3 из них представлены комковидно-гнездовыми, отчасти комковидно-угловатыми и уплощенно-комковидными разновидностями, 1/3 — прожилково-чешуйчатыми, прожилково-пленочными, реже брусковидными, проволоковидными обособлениями. Пробность золота (микроанализатор Cameca MS-46) колеблется в отдельных зернах от 813 до 977‰, в среднем составляя 944‰. Микропримеси представлены Cu (до 0,32%),

спорадически — Hg, Pt, Pd. Типоморфные особенности золота из кор выветривания во многом свойственны металлу россыпей.

Россыпные месторождения золота развиты в долинах рек Кунгурка – Чесноковка (см. рис. 2). Их интенсивная отработка велась с 1823 г. Россыпи отличались высокой продуктивностью. При старательской отработке попадались самородки золота массой до 2 кг. Разведка техногенно нарушенных россыпей проводилась (с перерывами) в 1967–1992 гг. Установлено «многослойное» строение разреза рыхлых отложений мощностью от 5 до 25–30 м. Золотоносны отдельные песчано-гравийные горизонты в толще пестроцветных глин синарской свиты (K_1sn), представленные аллювиально-озерными отложениями в зонах карста, аллювиальные отложения наурзумской свиты (N_1^{1-2nr}), сохранившиеся фрагментарно, делювиально-аллювиальные отложения кустанайской свиты (N_2^{2-3ks}), аллювиальные отложения четвертичного возраста (Q_2, Q_3, Q_4). Основная золотоносность связана с аллювиальными среднеплейстоценовыми отложениями, представленными глинистыми песками с песчано-гравийно-галечными горизонтами.

Самородное золото россыпей (описано 470 золотин из 34 проб) во многом идентично металлу кор выветривания. Доминируют золотины изометричного облика (комковидно-гнездовые, комковидно-угловатые, уплощенно-комковидные). В подчиненном количестве присутствуют уплощенные зерна (прожилково-пластинчатые, прожилково-чешуйчатые и др.). Первые проценты приходятся на иные морфологические разновидности. По размеру россыпное золото более крупное, чем в корях выветривания (0,23 мм против 0,12). Около половины описанных золотин приходится на класс крупности -1,0+0,25 мм. Отмеченное расхождение вполне объяснимо. Механизм накопления шлиховых минералов в рыхлых толщах отражает «эффект разрушения» пород в области сноса, а сам механизм концентрирования подчиняется «эффекту накопления» [6]. Пробность россыпного золота (по данным 15 микрозондовых определений) колеблется в пределах 787,2–998,7‰, в среднем составляя 927,2‰. В краевых частях зерен развита высокопробная оболочка мощностью до 0,02 мм, где проба возрастает до 986–996,7‰. Отмечены межзерновые высокопробные прожилки мощностью до 0,003 мм. Параметры шлихового золота близки к таковым для металла из разновозрастных горизонтов россыпей.

При сопоставительном изучении минерального состава тяжелой фракции шлихов, полученных

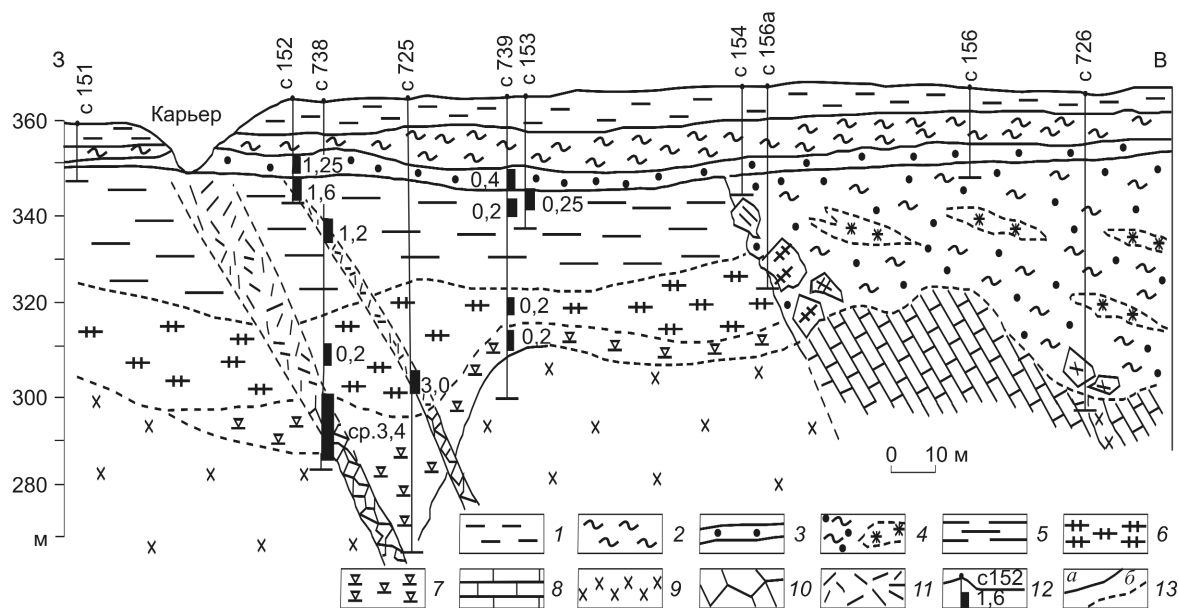


Рис. 3. Геологический разрез по линии 7, Центральная рудоносная зона:

1 — глины буровато-коричневые, песчанистые с редкой галькой кварца, $eld Q_{2-3}$; 2 — глины охристо-бурые, местами пестроцветные, комковидные с железистым бобовником, $lal N_{2-3}$; 3 — песчано-галечно-щебнистый базальный горизонт, содержащий стяжения бурого железняка, щебень кварца, $eld N_{2-3}$; 4 — карстовые отложения (глины гидрослюдисто-каолиновые серовато-белых, участками пестроцветных тонов с неокатанными обломками железисто-кремнистого состава, гнездами и стяжениями бурого железняка, $dpl K_1$); горизонты перемещенных кор выветривания, коры выветривания по гранодиоритам; 5 — глинистые, охристо-глинистые коричневатого-желтых тонов, 6 — древесно-глинистые, 7 — древесно-щебнистые; 8 — мраморизованные известняки; 9 — гранодиориты; 10 — зоны смятия, расланцевания с золоторудной минерализацией; 11 — то же, в коре выветривания; 12 — скважины колонкового бурения, их номера, данные опробования на Au, г/т; 13 — геологические границы установленные (а), предполагаемые (б)

при промывке золотоносных глинистых кор выветривания остаточного типа (26 проб из 16 скважин), и россыпей ближнего сноса (12 проб) установлено значительное разнообразие порообразующих и аксессуарных минералов (около 30 наименований). Исследование их количественных соотношений позволило определить ведущие минеральные ассоциации, как сохранившиеся, так и образованные в экзогенных условиях. В корях выветривания по дайкам гранитоидного состава это лимонит-(карбонат)-эпидотовая ассоциация, по породам сланцевого комплекса и продуктам их метасоматического изменения — лимонит-(амфибол)-эпидотовая и магнетит-лимонит-эпидотовая ассоциации, по тальк-карбонатным породам — магнетит-гематит-карбонатная ассоциация. В шлиховых пробах из перемещенных кор доминирует гранат-рутил-лимонитовая ассоциация. Выход шлиха колеблется в пределах от 0,002 до 2,673 кг/м³, в среднем составляя 0,627 кг/м³. Лишь в единичных пробах из золотосодержащих интервалов разреза он более высокий. В некоторых шлихах отмечены рудные минералы-индикато-

ры — пирит (лимонитизированный и свежего облика), галенит, миметизит, пироморфит, карбонаты меди, шеелит, ксенотим.

Отмеченные минералы присутствуют в шлихах из россыпей ближнего сноса. Выход шлиха более высокий от 0,53 до 6,00 кг/м³, в среднем 1,90 кг/м³. В значительном количестве отмечены минералы повышенной плотности (магнетит, ильменит, хромит). Вместе с эпидотом, гетитом, амфиболом они формируют ведущие минеральные ассоциации (при различных их количественных соотношениях). В ряде шлиховых проб установлены рудные минералы-индикаторы — пирит (кубический и сложных кристалломорфных очертаний), галенит, пироморфит, куприт, ксенотим, перовскит, барит и др. Таким образом, минеральные ассоциации, присутствующие в шлиховых ореолах и россыпях ближнего сноса, достаточно полно отражают таковые из рудоносных химических кор выветривания. Это позволяет рассматривать их в качестве косвенного поискового признака и использовать при поисковой разведке соседних потенциально рудоносных площадей.

При минералого-геохимическом изучении профиля коры выветривания в пределах Центральной рудоносной зоны выявлено присутствие кор выветривания остаточного типа, испытавших наложение более поздних гидротермально-метасоматических процессов — скв. 738, поисковая линия 7 (рис. 3). Профиль коры имеет зональное строение. В разрезе обнаружен ряд крутопадающих зон смятия, сложенных метасоматитами кварц-серицитового состава с маломощными прожилками голубовато-серого кварца (рис. 4). В интервале 65,4–78 м подсечена рудоносная зона, представленная щебнисто-дресвяно-глинистой массой. В щебне кварца отмечены вкрапленный пирит, видимое золото. Содержание Au от 0,2 до 13,7 г/т, в среднем 3,4 г/т. На забое вскрыты рассланцованные гранодиориты, содержащие вкрапленность лимонитизированного пирита. Технологическое изучение золотосодержащей пробы показало пригодность освоения рудоносных пород по схеме подземного выщелачивания.

Элементы гипергенной вертикальной зональности (см. рис. 4) отчетливо проявлены в изменении значений коэффициентов окисления ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$), глинизации ($(\text{RO} + \text{R}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3) / \text{SiO}_2$), гидролизатного модуля ($(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / \text{SiO}_2$), ферритизации ($\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$), титанового модуля ($\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$), а также показателя зрелости материала ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{SiO}_2 + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$). В противофазе с ними изменяется натриевый модуль ($\text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$). Изменение коэффициентов выщелачивания ($\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), силификации ($\text{SiO}_2 / \text{R}_2\text{O}_3 + \text{RO} + \text{R}_2\text{O}$), калиевого модуля ($\text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$) отражает, на наш взгляд, сложный характер проявленных в профиле гипогенно-гипергенных преобразований, приведших к формированию гетерогенного минералого-геохимического поля. В пользу сказанного свидетельствуют следующие факты.

В нижних горизонтах изученного профиля коры (глубина 76–80 м) отмечено присутствие хорошо структурированного каолинита, а также мусковитовой слюды политипии 2M_1 . Выше по разрезу (глубина 71,8–67,5 м) установлена гидрослюда. Наличие отмеченных глинистых минералов свидетельствует о проявлении наложенных на уже сформированные коры низкотемпературных метасоматитов аргиллизитовой формации. Практически во всем объеме глинистых пород присутствует вермикулит (иногда он преобладает в глинисто-слюдистой массе), обычно образующийся при выветривании (гидратации) слюд флогопит-биотитового ряда. Однако возможна и иная схема, учитывающая гидро-

термальную природу гидратации упомянутых слюд [3]. Минеральный состав тяжелой фракции шлихов с разных интервалов профиля коры (38,5 и 76,5 м) во многом идентичен (см. рис. 4). Соотношение в них устойчивых и не устойчивых к химическому выветриванию аксессуарных минералов (выражающееся через значение рассчитанного палеогеографического коэффициента) в изученном профиле не изменяется, что не свойственно типовым (не преобразованным) моделям кор выветривания.

При обобщении результатов геохимического опробования кор выветривания рассчитаны корреляционные зависимости элементов. Значимые коэффициенты (R) положительной корреляционной связи отмечены у Au с Pb +0,53, Cr +0,56, Mo +0,51, а также группой редких и рассеянных элементов — W +0,34, Be +0,63, Y +0,54, Yb +0,51 и др. Устойчивая корреляционная связь Au–Cr, Au–Pb, Au–Mo является логичной, подтверждающей проявленный на площади золотоконцентрирующий процесс, связанный с формированием метасоматитов березит-лиственитовой формации. Корреляционная связь золота с редкими и рассеянными элементами, возможно, объясняется совместным проявлением в пределах единых рудолокализирующих структур как более ранних метасоматических процессов, так и наиболее позднего процесса аргиллизации. В позднюю ассоциацию могли входить Y, Yb, Sr и ряд других элементов. Между ними отмечена тесная и значимая положительная корреляционная связь: Y–Yb +0,92, Y–Be +0,63, Y–Sr +0,43, Be–Yb +0,62.

В другом разрезе Центральной рудоносной зоны (скв. 741, поисковая линия 8) вскрыты коры выветривания контактово-карстового типа. Зону глубокого карста здесь выполняют гетерогенные геологические образования, представленные как делювиально-пролювиально-карстовыми накоплениями (в том числе перемещенными корами), так и аллювиально-озерными отложениями. Последние представлены пестроцветными пластичными глинами с горизонтами песчано-щебнистого материала, многочисленными стяжениями бурого железняка. На глубине 71,6–88 м выявлен рудный интервал с содержанием Au от 0,2 до 3,8 г/т (среднее 0,94 г/т). Самородное золото мелкое (0,1–0,2 мм), имеет типичный рудный облик, лишено признаков механической обработки. Преобладают комковидно-гнездовые, комковидно-угловатые обособления (в том числе гемиидиоморфные). Очертания золотинок неровные, изрезанные. Упомянутые особенности не позволяют однозначно относить этот металл к классу кластогенного, перемещенного с бортовых частей депрессии. Есть ос-

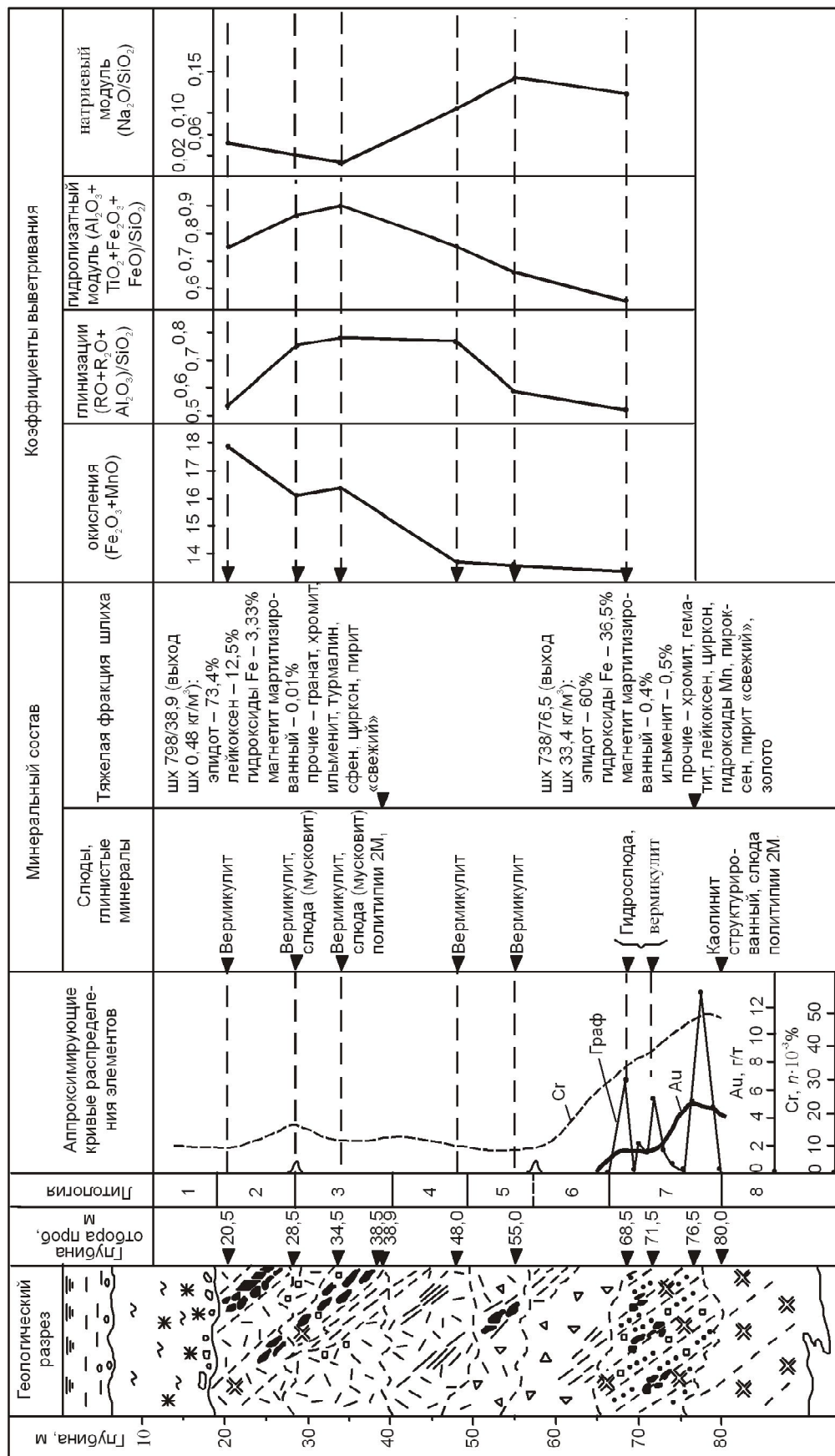


Рис. 4. Минералого-геохимический профиль коры выветривания по скв. 738, линия 7, Центральная рудоносная зона:

1 — глины буровато-коричневые с редкой галькой кварца, Q₂₋₃, ниже по разрезу — глины охристо-бурые, местами пестроцветные с железистым бобовником, галькой кварца в базальном горизонте, N₂₋₃; 2 — бесструктурные глинисто-охристые коры выветривания, в виде отдельных полос «расташенные» кварцево-жильные обломки; 3 — глинистые коры выветривания по гранодиоритам, участками отмечены расщепленные, вкрапленные коры выветривания по рассланцованным породам; 4 — дресвяно-глинистые коры выветривания; 5 — дресвяно-глинистые коры выветривания; 6 — дресвяно-щебнистые коры по рассланцованным породам; 7 — рудоносная зона — раздробленные, рассланцованные гранодиориты с вкрапленностью мелкозернистого пирита, шеем кварца; 8 — выветрелые рассланцованные гранодиориты, содержащие вкрапленный окисленный пирит; Граф — графики изменения в разрезе значений петрохимических модулей

нования увязывать его появление в карстовых зонах с наложенными гидротермально-метасоматическими процессами на гетерогенный комплекс пород карстового заполнения.

В изученных шлихах самородное золото в зоне глубокого карста отчетливо ассоциирует с пиритом (отмечены как лимонитизированные зерна кубической формы, так и мелкие выделения «свежего» облика сложных кристалломорфных очертаний). О проявлении наложенных низкотемпературных процессов свидетельствует появление в глинистых породах карстовой зоны характерных ассоциаций химических элементов: полиметаллической (Cu–Zn–Pb–As) и группы рассеянных элементов (Y–Yb–Be–Sr–Ge). Сказанное обосновывается установленной корреляционной связью Y–Yb +0,97, Y–Be +0,49, Y–Sr +0,45, Y–Ge +0,46.

Формирование иттриево-редкоземельного (TR+Y) оруденения в контактово-карстовых корях выветривания рассмотрено на примере разведанного Верхне-Макаровского участка, располагающегося в 12 км севернее пос. Крылатовское [8]. На объекте выявлены рудные тела с содержанием оксидов TR+Y в пределах 1–2,2 кг/т и Au на уровне 0,2 г/т. Установлено наклонное залегание рудных тел, секущих субгоризонтальную слоистость продуктов карстового заполнения. Эти наблюдения доказывают, что TR+Y оруденение наложено на мезозойские коры выветривания.

Региональной морфоструктурой, контролирующей пространственное размещение золотоносных кор выветривания и россыпей, является Исетская мезозойская эрозионно-структурная депрессия. Морфологически она отчетливо выражена лишь в северной части площади, где перепад высот ее бортов над центральной частью достигает 45–65 м. В южной части разница абсолютных отметок не превышает 8–10 м. Депрессия заложилась в раннем – среднем мезозое. В этот этап получили широкое развитие площадные химические коры широкого возрастного диапазона (J_2 – K_2) и перемещенные продукты кор в зонах глубокого карста (K_1). В позднемезозойскую (сеноманскую) эпоху, наиболее благоприятную на Среднем и Южном Урале для формирования высокопродуктивных россыпей, речные системы в пределах Исетской депрессии не функционировали. Это способствовало сохранению в ее пределах значительных объемов золотоносного мезозойского элювия. Эрозионная переработка металлоносных кор произошла позднее в раннем миоцене. Была выработана относительно узкая (до 500 м) палеодолина (Прачесноковская). При наследовании палеодолиной контуров Центральной рудоносной зоны возникли условия для образования

высокопродуктивных россыпей, связанных с аллювиальными отложениями наурзумской свиты (N_1^{1-2nr}). В них отмечены многочисленные самородки золота. В плиоцене накопились покровные красноцветные аллювиально-озерные отложения кустанайской свиты (N_2^{2-3ks}), произошла разработка ложковой сети в бортовых частях. При наследовании древними логами субширотных зон разломов они нередко вмещают россыпи золота. В среднеплейстоценовую эпоху в связи с существенным похолоданием, резким увеличением осадков возросла активность речных систем. Палеопотоки большей частью наследовали контуры раннемиоценовых долин и перемывали накопленный в них металл. Сформировался наиболее выдержанный в изученных разрезах золотоносный «пласт». В позднем плейстоцене и голоцене формировались площадные покровные образования (бурые суглинки, глины), территория заболачивалась, существенного эрозионного вреза речной сети не было. Золотоносность этих отложений низкая. Золотоносные коры выветривания и основные золотоносные горизонты рыхлого покрова оказались погребенными.

Практикой поисковых и разведочных работ последних лет установлено, что мезозойские эрозионно-структурные депрессии следует рассматривать не только как основные региональные россыпелокализирующие морфоструктуры, но и в качестве ведущих рудовмещающих структур, перспективных на новые и нетрадиционные типы золотого оруденения [2]. На значительных своих отрезках они наследовали шовные зоны, образовавшиеся на стыках крупных мегаблоков земной коры. Именно в зонах линейной деструкции в условиях многократной смены режимов сжатия-растяжения могли неоднократно проявляться процессы дислокационного метаморфизма, магматизма, метасоматоза [5]. В подобных условиях возникают благоприятные предпосылки для формирования масштабных полигенных и полихронных золоторудных объектов.

Отмеченные особенности свойственны и восточной части Крылатовско-Чесноковского рудного поля. Здесь Исетская эрозионно-структурная депрессия наследовала систему сближенных, неоднократно активизированных тектонических нарушений субмеридиональной и диагональной ориентировок. Высокий уровень тектонической нарушенности пород субстрата, наличие даек и малых интрузивных тел гранитоидного состава обусловили благоприятную геологическую позицию отдельных блоков для последующих наложенных процессов рудоотложения, а процессы выветривания — для формирования золотоносных кор выветривания.

Золотое оруденение нашло отражение в ареалах широко развитых на площади россыпей.

Продланное исследование позволяет сформулировать следующие выводы.

Химические коры выветривания в пределах Крылатовско-Чесноковского рудного поля имеют широкое распространение. По генезису они подразделены на остаточные и линейно-карстовые. Последние включают перемещенные и преобразованные коры выветривания. Поисковые работы в пределах Крылатовской золотоносной площади позволили существенно расширить контуры рудного поля. На значительных глубинах встречены рудные подсечения двух типов: золотоносные щебнисто-дресвяно-глинистые образования по дайкам гранитоидного состава и золотоносные перемещенные химические коры выветривания в зонах глубокого карста, представленные пестроцветными глинистыми породами со щебнем кварца, обломками и стяжениями бурого железняка. Коры обоих типов испытали наложение более поздней низкотемпературной гидротермально-метасоматической аргиллизации.

При сопоставительном изучении самородного золота из рудоносных интервалов кор выветривания и россыпей ближнего сноса установлена близость выявленных параметров. Ведущие минеральные ассоциации в тяжелой фракции шлихов из россыпей достаточно полно отражают таковые из кор выветривания.

Рудные подсечения встречены на значительных глубинах в пределах контура мезозойской эрозионно-структурной депрессии. Данный тип оруденения следует отнести к категории «трудно открываемого» (слепого, погребенного). Его выявление возможно при значительных объемах глубокого (до 100 м) бурения. Маршрутные наблюдения, литохимическое опробование кернa мелкометражных скважин в подобных геолого-геоморфологических обстановках оказываются не эффективными.

Полученные сведения подтверждают важную роль мезозойских эрозионно-структурных депрессий в локализации не только россыпей золота, но и месторождений золота новых и нетрадиционных типов [2].

Направленность развития золотоконцентрирующих процессов, установленная на примере Исетской депрессии в пределах Крылатовско-Чесноковского рудного поля, является достаточно типичной для ряда рудно-россыпных районов Урала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранников А.Г. Типы концентрации свободного золота в мезозойских корях выветривания Урала // Россыпи и месторождения кор выветривания — объект инвестиций на современном этапе: Тез. докл. X Международного совещания, 21–26 ноября 1994 г. М., 1994. С. 35–36.
2. Баранников А.Г. Мезозойские золотоносные россыпи Урала // Отечественная геология. 2009. № 2. С. 22–33.
3. Боровиков П.П. О метасоматической природе слюд // Тр. ВСЕГЕИ. Слюда и пьезооптическое сырье. Нов. сер. 1964. Т. 108.
4. Месторождения золота Урала / Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др. — Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1999.
5. Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерация шовных зон Урала. Ч. I. Кочкарский рудный район (Южный Урал). — Екатеринбург: УГГА, 2004.
6. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. — Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 1986.
7. Савельева К.П., Баранников А.Г. Условия формирования промышленных концентраций золота в корях выветривания на объектах Северного и Среднего Урала // Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения: Тез. докл. XIII Международного совещания, 22–26 августа 2005 г. Пермь, 2005. С. 8–9.
8. TR+Y и TR оруденение в корях выветривания Урала / В.Я.Левин, К.К.Золоев, Н.С.Сергеев и др. // Рудогенез. Материалы Международной конференции, 2–7 февраля 2008 г. Миасс — Екатеринбург, 2008. С. 174–176.

ДИСКУССИИ

УДК [550.42:546.027]:553.411/412

© М.М.Константинов, Т.Н.Косовец, 2010

ХАРАКТЕР ЭВОЛЮЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СУЛЬФИДНОЙ СЕРЫ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М.М.Константинов, Т.Н.Косовец (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Систематизированы данные по изотопному составу серы сульфидов золото-серебряных месторождений вулканоплутонических поясов. Месторождения различаются по диапазону колебаний, характеру распределения и модальным значениям $\delta^{34}\text{S}$. Показано, что изотопный состав серы — интегральная величина, обусловленная суммой геологических факторов. На основании анализа собранной базы данных сделан вывод о том, что эволюция изотопного состава серы месторождений во времени носит волновой характер, подобный режиму изменения изотопного состава сульфидной и сульфатной серы осадочной оболочки Земли.

Ключевые слова: изотопный состав серы, легкий, тяжелый изотопы серы.

Константинов Михаил Михайлович, Косовец Татьяна Николаевна, tsnigri@pol.ru

THE EVOLUTION FEATURE OF THE SULFIDIC SULFUR ISOTOPE IN GOLG-SILVER ORE DEPOSITS

M.M.Konstantinov, T.N.Kosovetz

The data on the sulfur isotope of the sulfide minerals of gold-silver ore deposits in the volcanic-plutonic belts are systemized. The ore deposits differ by the variation range, distribution and modal values of $\delta^{34}\text{S}$. It is shown, that the sulfur isotopic content is an integral result value due to sum of geological factors. On the analysis of database collected it is concluded that evolution of sulfur isotope in ore deposits is of wave character; like an isotope evolution of sulfidic and sulfatic sulfur in sedimentary Earth crust.

Key words: light and heavy sulfur isotope.

В последние десятилетия, не без влияния глобальных экономических факторов, интенсифицировались комплексные исследования золоторудных месторождений, что нашло отражение во многих отечественных и зарубежных публикациях. В частности, после ряда крупных открытий (Хисикари в Японии, Раунд Маунтин в США, Дукаст в России и др.) интерес к золото-серебряным месторождениям вулканоплутонических поясов усилился. Ниже сделана попытка систематизировать данные по изотопам серы в рудах золото-серебряных месторождений для выяснения их взаимосвязи с геологическими особенностями их нахождения и эволюции изотопного состава сульфидной серы в ходе эпох рудообразования.

Сводные работы по изотопии серы рудных месторождений сравнительно редки. Отметим фундаментальный труд В.А. и Л.Н.Гриненко «Геохимия изотопов серы» (1974), в котором большое внимание уделено колчеданному семейству месторождений, исследования Р.Рая и Х.Омото (1977, 1982), В.И.Виноградова (1980), монографию коллектива авторов под редакцией академика Г.К.Скрябина «Глобальный биогеохимический цикл серы...» (1983). Ранее в 2007 г. нами рассматривалась изото-

пия серы золоторудных месторождений в осадочных формациях.

Большинство золото-серебряных месторождений пространственно ассоциируют и генетически связаны с вулканизмом. Вынос серы с вулканическим материалом в период извержений, по данным различных авторов, приводимым в работе «Глобальный биогеохимический цикл серы...» (1983), составляет от 1,5 до 34 млн. т в год. На островах Белый (Новая Зеландия) и Момотомбо (Никарагуа) масса вулканических выбросов SO_2 достигает 250 т в день [17]. Согласно этим данным, сравнительно быстро поднимающиеся потоки флюидов позволяют только небольшой доле SO_2 , освобожденной магмой, участвовать в реакциях с вмещающими породами, через которые они проходят. Таким образом, принимая, что ~10% выделяемой SO_2 извлекается и способно реагировать с вмещающими породами, даже 30 млн. т сульфидной руды будет соответствовать только 2,9 тыс. лет вулканической активности. Время формирования отдельных месторождений по ряду расчетов составляет около 20 тыс. лет, а время формирования рудно-магматической системы, согласно имеющимся определениям абсолютного возраста, оценивается в 7–20 млн. лет.

Экспериментальные данные. Авторами собран и графически обработан массив аналитических данных по $\delta^{34}\text{S}$ объемом 1257 анализов. Они распределяются по объектам следующим образом: *Россия* (Балей — 68 анализов [4], Дукат — 233 [10], Многовершинное — 20, по В.Г.Хомичу, 2007 г. и [11], Сергеевское — 52, по Л.И.Бочек и др., 1977 г.), *Узбекистан* (Кайрагач — 41 [8], Каульды — 83 [5], Кочбулак — 143 [6]), *Таджикистан* (Адрасман-Канимансур — 84 [9]), *Армения* (Зод — 70 [3], 19, по С.Г.Кряжеву, 2007 г.), *Азербайджан* (Кызылбулаг — 125 [2]), *Папуа-Новая Гвинея* (Кониал-Семаунт — 102 [14], Ладолам — 29 [17], 25 [14], Поргера — 60 [15], 20 [13]), *Эквадор* (Портовело-Зарума — 75 [1]), *Доминиканская Республика* (Пуэбло-Вьехо — 28 [16]).

Рудообразование проявлено как в молодых мезозойских и кайнозойских областях, так и в палеозойских структурах.

Палеозойские объекты представлены месторождениями Кураминской структурно-металлогенической зоны Среднего Тянь-Шаня, являющейся восточным сегментом Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса в Средней Азии (серебряным Канимансурским, золото-серебряными Кочбулак, Кайрагач, Каульды), мезозойские — Балейским золото-серебряным месторождением в области активизации Восточного Забайкалья, Сергеевским золото-серебряным месторождением на стыке Камчатки и материка в Пенжинском отрезке Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Дукатским золото-серебряным месторождением на окраине Азиатского континента в том же поясе. Для сопоставления использованы материалы по золото-колчеданному месторождению Кызылбулаг в Сомхето-Карабахской эвгеосинклинальной зоне Закавказья.

Два объекта относятся к мезозойской эпохе, возможно, с завершением рудных процессов в кайнозое: золото-серебряное месторождение Многовершинное на северном окончании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и золото-серебряное месторождение Пуэбло-Вьехо на Большой Антильской вулканической дуге.

Кайнозойские объекты представлены наиболее широко. Это золото-мышьяковисто-сульфидное в сочетании с эпitherмальным золото-серебряным оруденением месторождение Поргера, переходное от золото-порфирового к золото-серебряному оруденению месторождения Ладолам и золото-полиметаллическое субмаринное месторождение Кониал-Семаунт — все в Индонезии в области современного вулканизма, а также золоторудное Зодское месторождение в Армении, в офиолитовом поясе Закавказья, и золото-серебряное месторождение Порто-

вело-Зарума в Эквадоре, в Южно-Американских Кордильерах.

Почти все вышеназванные объекты относятся к категории крупных. Исключение составляют месторождения среднего масштаба — Каульды, Сергеевское, Кызылбулаг, Кайрагач.

Сводная информация по изотопному составу серы сульфидов золото-серебряных месторождений представлена на рис. 1, 2, 3.

Выбранные для исследования 15 объектов занимают следующие тектонические позиции: во внутриконтинентальных структурах активизации, эпикратонных вулканоплутонических поясах (ВПП) — Кочбулак, Каульды, Кайрагач, Канимансур, Кызылбулаг, Зод, Балей; в окраинно-континентальных ВПП — Дукат, Сергеевское, Многовершинное, Портовело-Зарума; в островодужных ВПП — Пуэбло-Вьехо, Ладолам, Поргера, Кониал-Семаунт.

По рудно-формационным характеристикам большинство объектов относятся к золото-серебряной формации (Кайрагач, Кочбулак, Каульды, Балей, Сергеевское, Дукат, Многовершинное, Пуэбло-Вьехо, Ладолам, Зод, Поргера, Портовело-Зарума), кроме того, представлены комплексные серебро-полиметаллический, или полиметалльный (Канимансур, Кониал-Семаунт), и золото-медно-колчеданный их типы (Кызылбулаг).

По золото-серебряному отношению месторождения подразделяются на золотой (Каульды, Балей), золото-медный (Кызылбулаг, Поргера, Ладолам, Зод), золото-серебряный (Кайрагач, Кочбулак, Сергеевское, Многовершинное, Портовело-Зарума), серебряный (Канимансур — полиметалльное, Дукат) типы. Среди представителей золотого и золото-серебряного типов выделяются месторождения, которые нередко относят к равнозначному первым двум золото-теллуриднему типу. Теллуриды золота и серебра присутствуют в рудах месторождений Кайрагач, Кочбулак, Каульды, Многовершинное, Пуэбло-Вьехо, Поргера, Ладолам. На месторождениях Балей и Сергеевское также установлены теллуриды серебра.

Магматические формации на рассматриваемых объектах представлены главным образом дацит-андезитовой и щелочной трахибазальт-андезитовой, свойственным обычно золото-теллуриднему типу. Однако щелочной характер магматизма установлен не на всех золото-теллуридных объектах. Он сопровождается оруденением на месторождениях Кочбулак, Каульды, Поргера, Ладолам, Кониал-Семаунт и Портовело-Зарума и не отмечен на месторождениях Кайрагач, Многовершинное, Пуэбло-Вьехо и Зод (возможно, в связи с неравнозначностью имеющейся информации).

Точно так же, как внешние характеристики руд месторождения формируются в результате пространственно совмещенных и перекрывающихся во времени процессов, отличаясь от характеристик рудных скоплений ранних этапов, так и изотопный состав серы является результатом совмещения, регенерации или уничтожения продуктов ранних процессов более поздними и далек от своего первоначального состава. Его расшифровка не свидетельствует «напрямую» о первоначальных источниках вещества. При обсуждении причин отклонений в изотопном составе серы, как об этом упоминает М.Н.Годлевский (1963), широко привлекаются явления гибридизации и контаминации.

Как указывают Х.Омото и Р.Рай (1982), «...наблюдаемые значения $\delta^{34}\text{S}$ гидротермальных минералов отражают многогранную геохимическую историю серы в гидротермальных флюидах, и правильную интерпретацию значений $\delta^{34}\text{S}$ возможно сделать только при условии знания геологии месторождений и многочисленных процессов фракционирования изотопов в гидротермальных системах».

Особенности изотопного состава серы сульфидов золото-серебряных месторождений в сравнении с другими семействами рудных месторождений. Эпитермальные золото-серебряные месторождения, во всей рассмотренной их совокупности, на горизонтальной шкале $\delta^{34}\text{S}$ имеют достаточно характерные параметры изотопного состава серы — общий диапазон $\delta^{34}\text{S}$, позицию в нем модальных значений и их максимумов.

Данные по золото-серебряным и золоторудным месторождениям вынесены на рис. 4 (линии 11, 12) с обобщенными гистограммами изотопного состава серы разных типов месторождений. Диапазоны вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в различных типах месторождений перекрываются. Однако, как показано В.А. и Л.Н.Гриненко (1974), медно-никелевые, частично колчеданные и медно-молибденовые руды в основной своей массе характеризуются несравненно более однородным составом серы, чем стратиформные медные и свинцово-цинковые. Близость средних значений изотопного состава серы определенного типа месторождений свидетельствует, по мнению указанных авторов, о том, что главный источник серы для них, по-видимому, был генетически единым.

Медно-никелевые руды различных регионов, связанные с базит-гипербазитовым магматизмом, отличаются по изотопному составу серы, однако промышленное оруденение, как правило, связано с массивами, содержащими контаминированную коровую серу, в то время как сера безрудных интрузий является мантийной (Л.Н.Гриненко, 1985). Так, для оливиновых пироксенитов интрузива Кейвитса

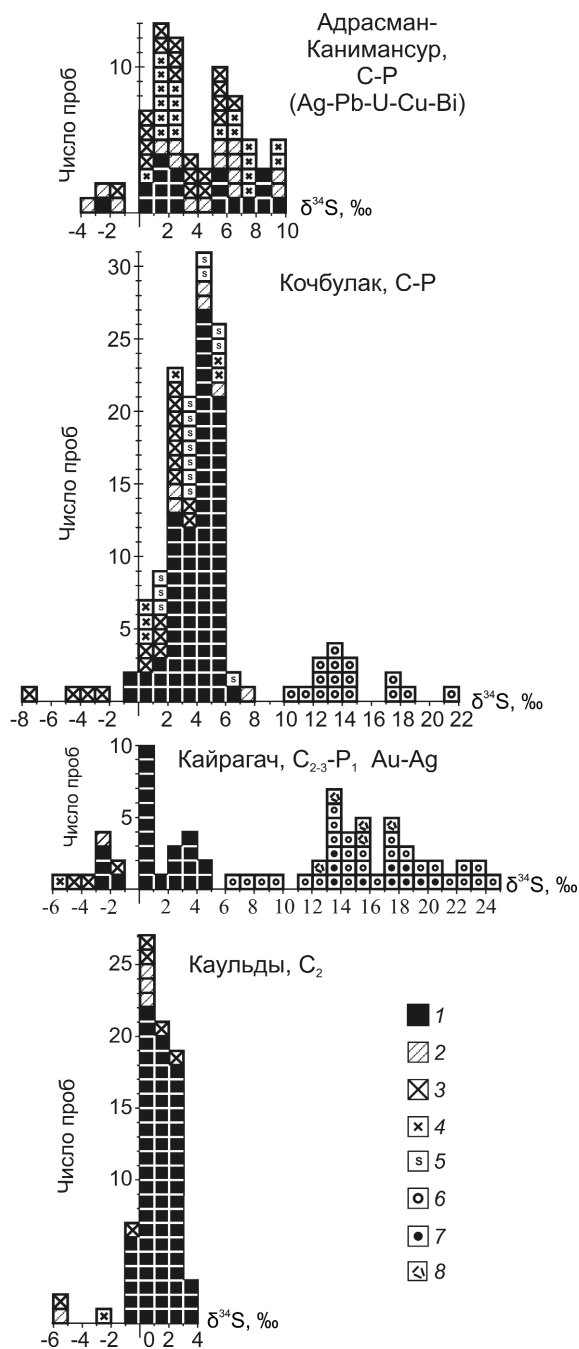


Рис. 1. Гистограммы изотопного состава серы сульфидов, сульфосолей и сульфатов палеозойских эпитермальных месторождений золота и серебра:

1 — пирит; 2 — сфалерит; 3 — галенит; 4 — халькопирит; 5 — блеклая руда; 6 — барит послепродуктивной стадии; 7 — барит продуктивной стадии; 8 — гипс

(Финляндия) и приуроченных к нему руд, по заключению Л.Н.Гриненко и др. (2003), главным источником изотопно тяжелой серы была, по-видимому, коровая сера осадочного происхождения, ас-

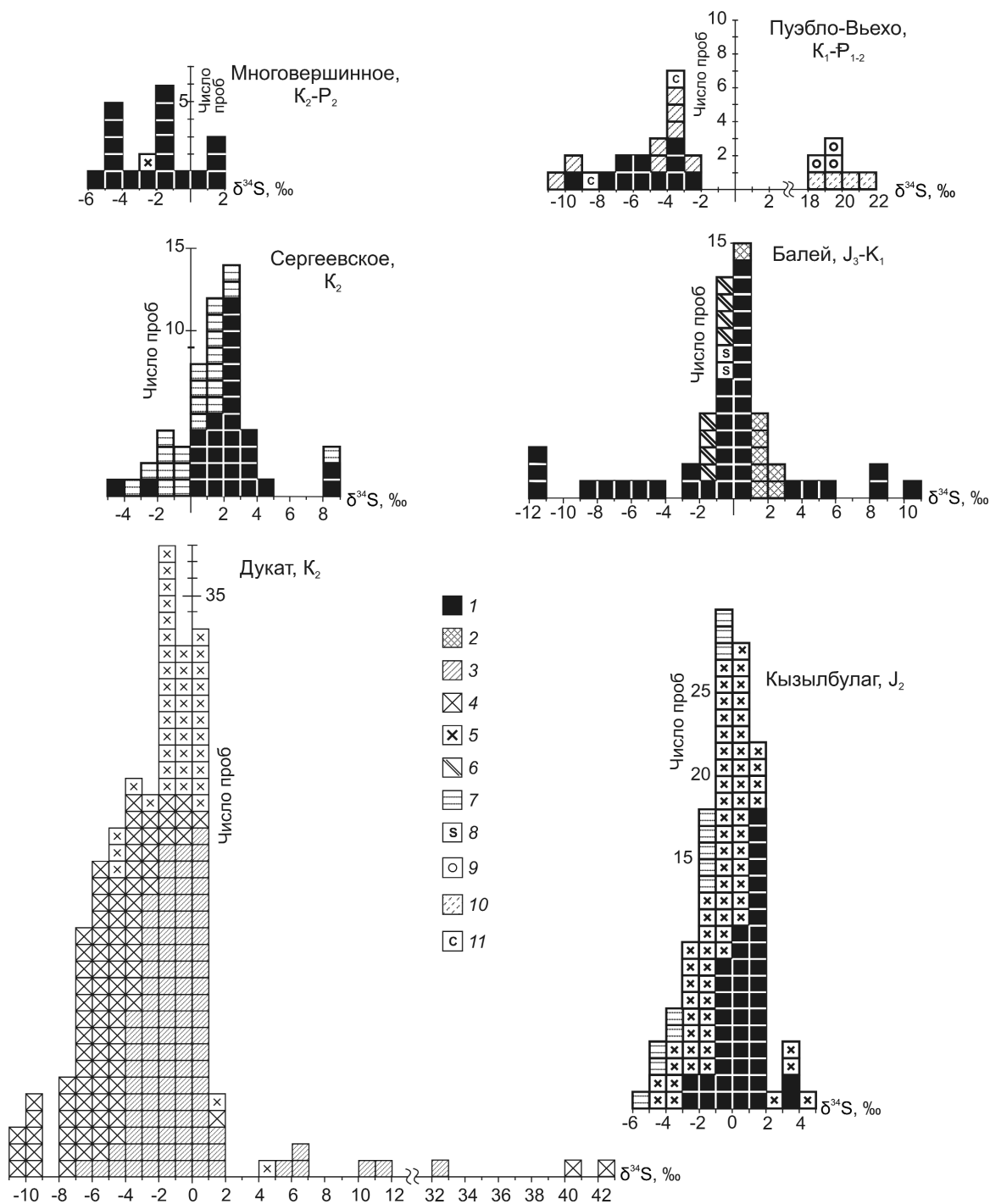


Рис. 2. Гистограммы изотопного состава серы рудных образований мезозойских эпitherмальных месторождений золота и серебра, а также золотосодержащего медноколчеданного (Кызылбулаг):

1 — пирит; 2 — арсенопирит; 3 — сфалерит; 4 — галенит; 5 — халькопирит; 6 — антимонит; 7 — галенит, сфалерит; 8 — блеклые руды; 9 — барит; 10 — alunит; 11 — самородная сера

симилированная магмой на более глубоких уровнях, чем современное залегание интрузий.

Месторождения, объединенные в семейство *колчеданных*, в вулканогенно-осадочных породах

имеют диапазон δ³⁴S от -8 до +12, в терригенно-осадочных породах — от -14 до +24‰. В случае высокого содержания изотопа ³⁴S предполагается сульфатный источник серы, близости к метеорит-

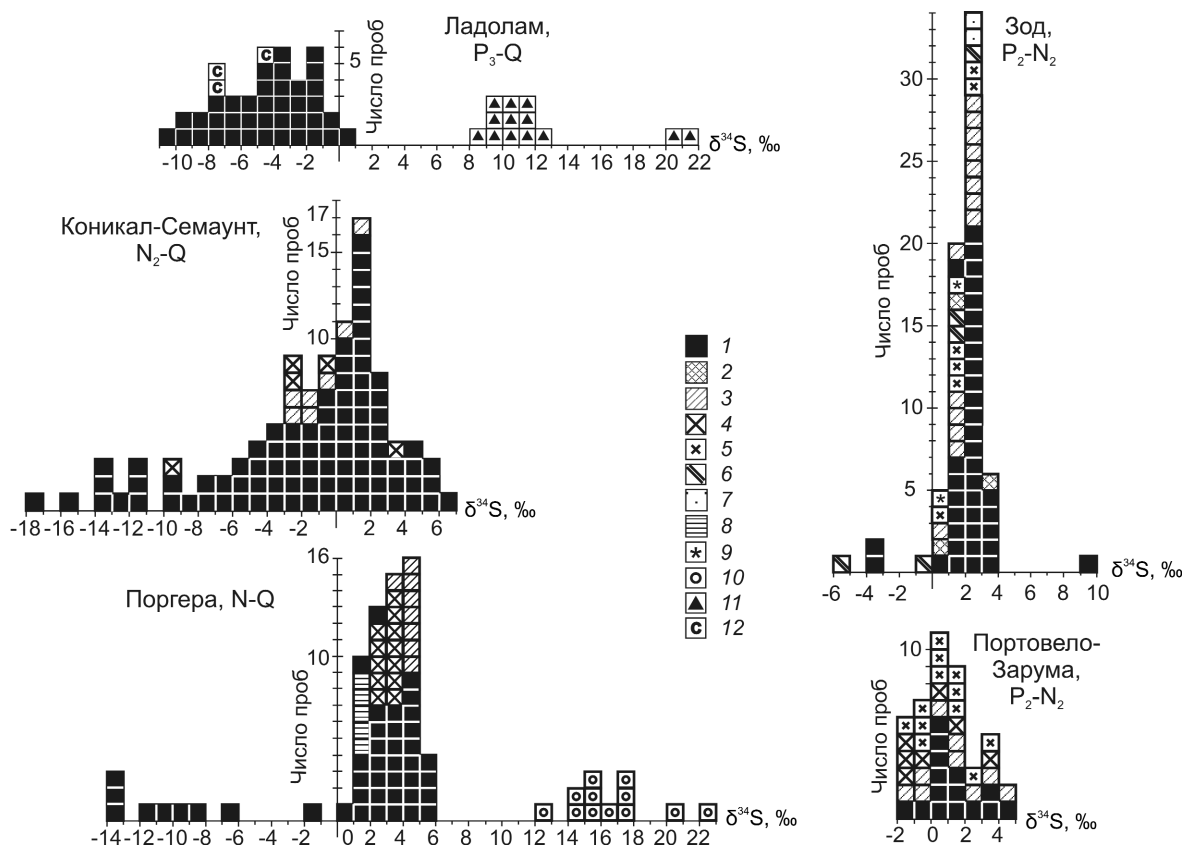


Рис. 3. Гистограммы изотопного состава серы рудных образований кайнозойских эпитермальных месторождений золота и серебра:

1 — пирит; 2 — арсенопирит; 3 — сфалерит; 4 — галенит; 5 — халькопирит; 6 — антимонит; 7 — пирротин; 8 — сфалерит-галенит; 9 — реальгар; 10 — барит, гипс, ангидрит; 11 — ангидрит; 12 — самородная сера современных фумарол

ному изотопному составу — преимущественно глубинный, по всей вероятности, верхнемантийный источник серы руд. Отклонения средних значений $\delta^{34}\text{S}$ колчеданных руд могут быть вызваны более низкотемпературными условиями рудоотложения и связанным с этим большим масштабом разделения изотопов при реакциях изотопного обмена, а также вероятностью ассимиляции растворами серы вмещающих пород.

Месторождения медно-молибденовых руд в большинстве случаев, судя по диапазону вариаций $\delta^{34}\text{S}$, несколько обогащены изотопом ^{32}S ; руды ассоциируют с интрузивами, для которых предполагается их коровое происхождение.

В *стратиформных медных месторождениях* (диапазон $\delta^{34}\text{S}$ от -20 до +20‰) аномальные положительные и отрицательные значения изотопных соотношений серы указывают на вовлечение в рудный процесс серы осадочных сульфатов или биогенного сероводорода. Месторождения с величина-

ми $\delta^{34}\text{S}$, мало отличающимися от метеоритного уровня, по В.А. и Л.Н.Гриненко (1974), в большинстве случаев ассоциируют с интрузивами, которые могли ассимилировать коровую серу с близким к метеоритному изотопным соотношением или принести ее из глубины. Очевидно, тип стратиформных медных месторождений включает объекты, различные по источнику серы и, возможно, генезису.

То же можно сказать и о *свинцово-цинковых рудах*, в которых, однако, большинство значений $\delta^{34}\text{S}$ сдвинуто в сторону обогащения изотопом ^{34}S по сравнению с метеоритной серой, что свидетельствует о большей роли тяжелой серы осадочных сульфатов при их формировании. По поводу способа вовлечения сульфата в рудный процесс высказываются различные мнения (участие сульфатных рассолов, ассимиляция осадочной серы магмой, участие сульфата морской воды при вовлечении ее в вулканический аппарат и др.). Все это говорит о различном генезисе месторождений этой группы.

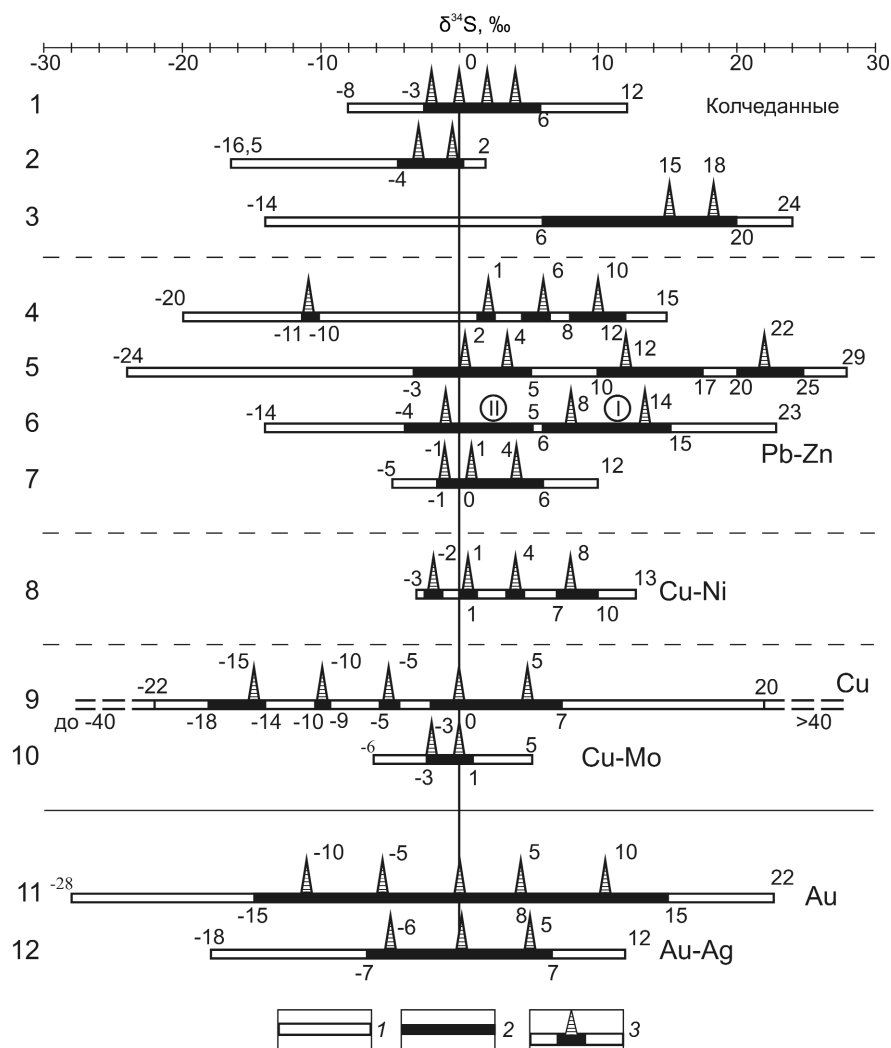


Рис. 4. Изотопный состав серы сульфидов руд золото-серебряных месторождений в сопоставлении с таковым сульфидных месторождений различных типов:

1 — колчеданные различных регионов (В.А. и Л.Н.Гриненко, 1974): Болиден, Фалун (в докембрийских вулканогенно-осадочных породах), Гайское, Учалинское (Урал), Тишинское, Зыряновское (Алтай), типа Куроко (Япония); 2 — колчеданные (Л.Н.Гриненко и др., 1969; М.Б.Бородаевская, Н.М.Заири, 1977): Левиха, Левиха-XIV (Средний Урал); 3 — колчеданные в терригенно-осадочных породах (В.А. и Л.Н.Гриненко, 1974): Раммельсберг, Метген (Центральная Европа); 4 — колчеданно-полиметаллические (Н.К.Курбанов, 1986 г.): Филизчай, Катехское, Белокопчатское, Былтыкчайское (Большой Кавказ); 5 — полиметаллические докембрийские (Г.В.Ручкин, 1984): Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Холоднинское, Таборное, Дактаун и др.; 6 — стратифицированные свинцово-цинковые (В.А. и Л.Н.Гриненко, 1974): I — провинция Миссури, II — атасуйского типа в Казахстане; 7 — жильные свинцово-цинковые (Х.Х.Лайпанов, 2001 г.): Садон, Джими, Архон, Верхний Згид, Бурон и др. (Горная Осетия); 8 — медно-никелевые (В.А. и Л.Н.Гриненко, 1974; Л.Н.Гриненко, 1967, 1985; Л.Н. и В.А.Гриненко, Е.Хански, 2003; Н.М.Годлевский, Л.Н.Гриненко, 1963): Монче-Тундра, Аллареченское, Каул и др. (Кольский полуостров), Талнах, Имангда, Деген и др. (Сибирская платформа, северо-западная часть), Кейвитса (Северная Финляндия); 9 — стратифицированные медные (В.А. и Л.Н.Гриненко, 1974; Ю.В.Богданов, М.Н.Голубчина, 1969): Удокан, Бурпала и др. (Кодаро-Удоканская зона), Шинколобве, Камота и др. (Катанга), Нкана Северная и Южная и др. (Замбия); 10 — медно-молибденовые (В.А. и Л.Н.Гриненко, 1974): Бьют, Тинтик (США), месторождения Монголии; 11 — золоторудные в терригенных комплексах (М.М.Константинов, Т.Н.Косовец, 2008): Сухой Лог, Мурунтау, Майское, Олимпиада, Донлин-Крик и др.; 12 — золото-серебряные вулканогенные: Дукат, Кочбулак, Ладолом, Пуэбл-Вьехо и др.; интервалы значений $\delta^{34}\text{S}$: 1 — общий, 2 — суммарный молекулярный для выборки, 3 — максимального значения моды отдельных объектов

Сопоставление величин соотношения изотопов серы показывает, что при формировании *стратиформного медного и свинцово-цинкового оруденения* большая роль принадлежит сере корового про-

исхождения, претерпевшей разделение изотопов при бактериальной деятельности. В месторождениях других типов главное место, как показано В.А. и Л.Н.Гриненко (1974), принадлежит, по-види-

тому, сере глубинного, нижнекорового или верхне-мантийного происхождения, хотя заимствование коровой серы в той или иной мере происходило.

Для *золоторудных месторождений в терригенных комплексах и золото-серебряных — в вулканогенных* модальные значения $\delta^{34}\text{S}$ размещаются в равной мере в области как тяжелой, так и легкой серы, что свидетельствует о полигенности ее источников и разнообразии генетических моделей. Отличительные и общие свойства изотопного состава серы семейства (класса) золото-серебряных месторождений в комплексе сводятся к следующему:

средний по «размаху» (30‰) диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ (золотое оруденение в терригенных отложениях — 50‰, стратиформное медное — преимущественно $\approx 40\%$, иногда до 80‰ и более, полиметаллическое, докембрия — 50‰, тогда как колчеданное — 20–30‰, медно-никелевое — 15–16‰, медно-молибденовое — 10–13‰);

примерно равная роль тяжелой и легкой серы в рудообразовании (имеется в виду протяженность диапазона) характерна для золоторудных месторождений в терригенных комплексах и стратиформных медных, для колчеданных, свинцово-цинковых — более типично преобладающее значение тяжелой серы;

наличие объектов, в составе руд которых доминирует тяжелая, метеоритная или легкая сера, а также — комбинированных. Размещение модальных значений $\delta^{34}\text{S}$ и пика моды, иллюстрирующее изотопную гетерогенность серы сульфидов, условно соответствует четырем типам (моделям) распределения $\delta^{34}\text{S}$ в областях: тяжелая сера — Каульды, Кайрагач, Кочбулак, Адрасман-Канимансур, Сергеевское, Зод, Поргера (7 объектов из 15), легкая — Пуэбло-Вьехо, Многовершинное, Ладолам, метеоритная — Кызылбулаг, Балей, Портовело-Зарума, Дукаат?, тяжелая и легкая — Коникал-Семаунт;

колчеданным, полиметаллическим, медно-никелевым месторождениям свойственны преобладающие модальные значения $\delta^{34}\text{S}$ в области тяжелой серы (модель первого типа); для стратифицированных колчеданно-полиметаллических, колчеданных левихинского типа более типичны позиции модальных значений вблизи метеоритного уровня и в области легкой серы (элементы модели второго и третьего типов). Стратифицированным медным месторождениям (как золоторудным и золото-серебряным) свойственны все три модели распределения $\delta^{34}\text{S}$, но с прерывистым размещением моды.

Сопоставление месторождений по геологическим характеристикам и изотопному составу серы. Сопоставление месторождений со сходными геологическими признаками и свойственными им

серно-изотопными параметрами преследует цель выявить какие-либо эмпирические зависимости, связи между этими характеристиками, которые можно в той или иной мере рассматривать в категории критериев.

По тектонической обстановке выделяются три группы объектов, хотя позиция отдельных структур и объектов не всегда трактуется однозначно.

Во *внутриконтинентальных структурах* — вулканоплутонических поясах, зонах активизации, палеорифтовых зонах — размещаются месторождения Чаткало-Кураминского региона (Адрасман, Кочбулак-Кайрагач, Каульды), Забайкалья (Балей), Малого Кавказа (Кызылбулаг, Зод). Они относятся соответственно к палеозойской, мезозойской и кайнозойской эпохам и разнообразным по золото-серебряному отношению типам. Модальные значения изотопного состава серы руд лежат в области нулевых и положительных значений $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 5, В).

Кызылбулаг и Балей сходны по характеру распределения моды $\delta^{34}\text{S}$ (околонулевые значения), хотя и достаточно различны геологически.

По характеру магматизма месторождения внутриконтинентальных ВПП и зон активизации связаны с андезит-дацит-риолитовым рядом формаций с различной степенью щелочности (от щелочных и субщелочных до умеренно-щелочных пород).

В *окраинно-континентальных ВПП* размещаются месторождения Дукаат и Сергеевское (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, мезозой), Многовершинное (Сихотэ-Алиинский ВПП, мезокайнозой), Портовело-Зарума (ВПП Южно-Американских Кордильер, кайнозой), различные по золото-серебряному отношению и степени сульфидности — от убого- до сульфидизированных. Они связаны с субщелочным кварц-порфировым магматизмом (Дукаат), субщелочным андезито-базальтовым вулканизмом (Портовело-Зарума) и вулканоплутоническими ассоциациями — андезито-дацит-гранодиоритовой (на Многовершинном месторождении) и субщелочной андезито-базальт-гранодиоритовой (на Сергеевском месторождении).

Модальные значения $\delta^{34}\text{S}$ руд перечисленных месторождений лежат в диапазоне $-4\div+3\%$ с положительным значением моды для Сергеевского и Портовело-Зарума, отрицательным — для Многовершинного и Дукаата (см. рис. 5, Б).

В *островодужных вулканоплутонических поясах* расположены месторождения Пуэбло-Вьехо (мезокайнозой), Поргера, Ладолам, Коникал-Семаунт (кайнозой). Все они относятся к золотому высокосульфидизированному типу, при этом в составе руд двух первых и на месторождении Зод отмечаются золото-серебряные теллуриды. По ха-

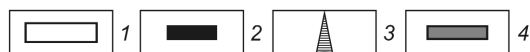
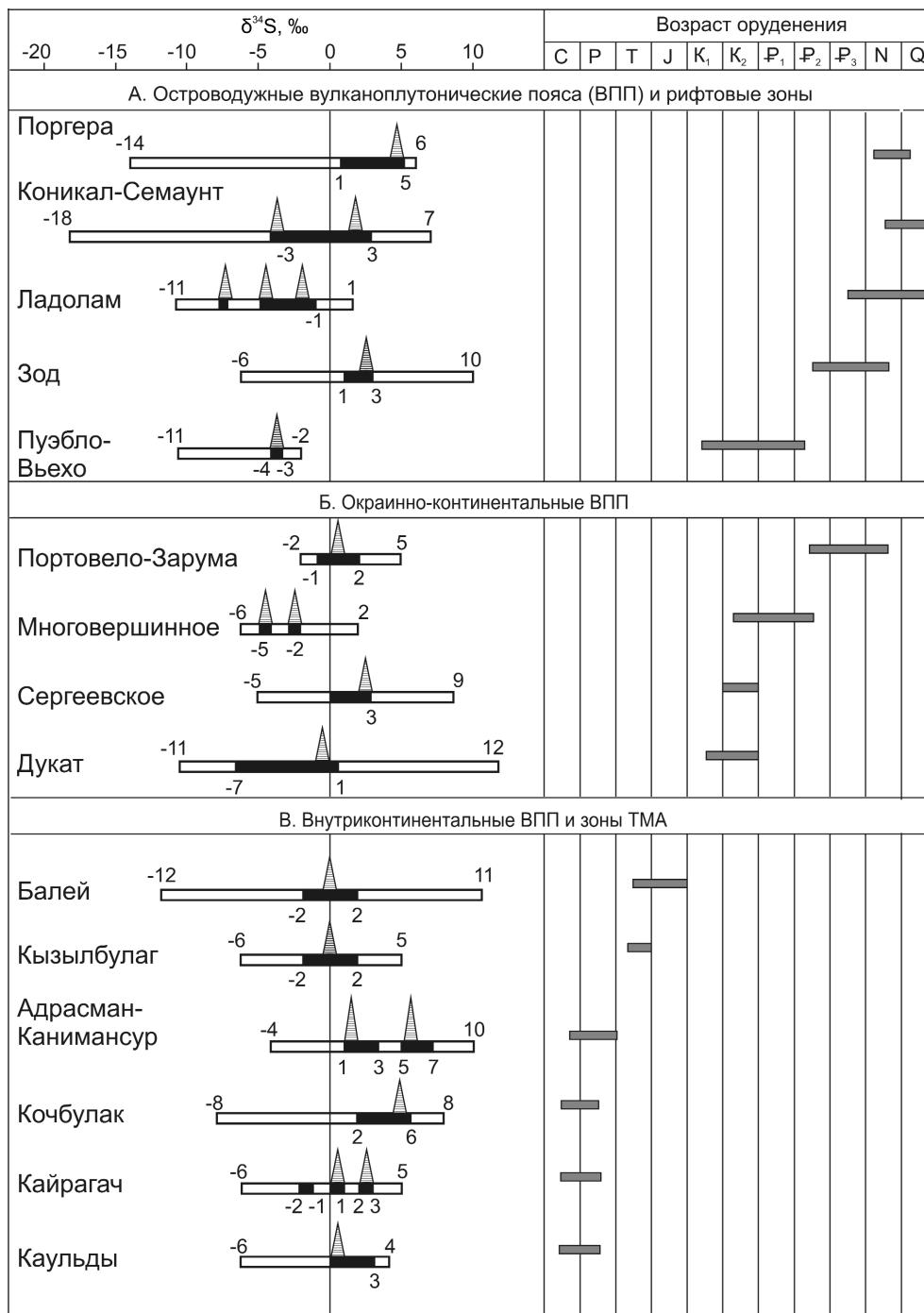


Рис. 5. Изотопный состав серы сульфидов руд золото-серебряных месторождений в сопоставлении с геотектонической позицией:

интервалы содержаний $\delta^{34}\text{S}$: 1 — общий, 2 — модальный, 3 — максимального значения моды, 4 — возраст оруденения

рактору магматизма схожи месторождения Ново-Гвинейских ВПП: Поргера, Ладолам и Кониал-Семаунт связаны со щелочно-базальтовым магматизмом, проявленным в интрузивной форме в породах основания ВПП (Поргера) или в вулканических подводных извержениях (Ладолам, Кониал-Семаунт). Пуэбло-Вьехо ВПП Антильской островной дуги связано с толеитовыми базальтами, насыщенными кремнеземом.

Положение интервала значений и моды $\delta^{34}\text{S}$ для упомянутых месторождений изменяется по мере омоложения их возраста следующим образом: существенно расширяется интервал значений $\delta^{34}\text{S}$, в ряде случаев мода смещается в сторону утяжеления изотопа серы (см. рис. 5, А). Общие интервалы значений моды $\delta^{34}\text{S}$ отмечаются для Пуэбло-Вьехо (Антильская дуга), Ладолам и Кониал-Семаунт (Новая Зеландия), формирование которых непосредственно связано с подводными извержениями в процессе осадконакопления. Модальные значения размещаются в основном в области легкой серы ($-5 \div 0\%$), а для месторождения Кониал-Семаунт — и в области тяжелой $0 \div +2\%$. Последние характерны и для объекта Поргера, размещающегося в комплексе основания ВПП ($1 \div +5\%$). Месторождение Кониал-Семаунт, таким образом, является по изотопному составу серы связующим звеном между месторождениями Поргера и Ладолам.

Результаты сопоставления $\delta^{34}\text{S}$ в рамках островодужных поясов показывают, что молодые эпохи — мезозой и кайнозой — характеризуются наибольшим разнообразием позиции модальных значений $\delta^{34}\text{S}$, хотя и локализуемых в узком диапазоне — от -5 до $+5\%$. Эти эпохи и характерны для оруденения островодужного типа.

Месторождение Зод при довольно широком общем диапазоне состава серы характеризуется размещением модального интервала $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов в области тяжелой серы ($+1 \div +3\%$). Офиолитовые комплексы, по мнению Р.А.Циренберга (1988), сформированы по типу субокеанических центров спрединга. Изотопный состав сероводорода и сульфидов, связанных с термальными источниками в зонах спрединга (так называемыми черными курильщиками), располагается в интервале $0 \pm 7\%$.

Сопоставление модальных значений $\delta^{34}\text{S}$ месторождений различных тектонических позиций позволяет заметить, что месторождения внутриконтинентальных структур характеризуются в основном модальным значением $\delta^{34}\text{S}$ преимущественно в области тяжелого изотопа серы (тяжелая сера) или околонулевым, независимо от возраста оруденения, окраинно-континентальных поясов — «позицией» моды $\delta^{34}\text{S}$ в областях тяжелой и легкой се-

ры, а островодужных — модальными значениями $\delta^{34}\text{S}$ в области легкой серы (самый широкий интервал ее значений) при подчиненном значении в области тяжелого изотопа серы. Отмеченная тенденция отвечает постепенному омоложению возраста структур и оруденения (внутриконтинентальные структуры — палеозой, мезозой, кайнозой, окраинно-континентальные — мезозой, мезокайнозой, островодужные — мезокайнозой, кайнозой). Эти структуры различаются мощностью коры, а также характером магматизма, что отражается в составе рудоносного магматического комплекса.

Рассматривая величины $\delta^{34}\text{S}$ в зависимости от мощности земной коры, отметим, что тяжелая сера характерна для месторождений из регионов с наибольшей ее мощностью (40–50 км); при уменьшении мощности коры (до 20 и <20 км) значения $\delta^{34}\text{S}$ располагаются в областях тяжелой и легкой серы в равной мере.

Сопоставление характера распределения $\delta^{34}\text{S}$ с составом рудоносного комплекса позволяет отметить следующее. Месторождения, связанные с андезито-дацит-липаритовым комплексом формаций щелочного уклона и широкого диапазона кремнекислотности, характеризуются преимущественно модальными значениями в области тяжелой серы. Объекты в андезитовых, андезито-диоритовых комплексах, связанные с магматизмом более узкого диапазона кремнекислотности, обладают как положительными, так и отрицательными значениями моды $\delta^{34}\text{S}$, а в базальтовых, щелочно-базальтовых — характеризуются преимущественно положительным диапазоном значений $\delta^{34}\text{S}$ при наличии объектов с легкой серой.

Авторы попытались также рассмотреть вариации изотопного состава серы в зависимости от глубины формирования оруденения и золото-серебряного отношения в рудах. Близповерхностные месторождения (рис. 6, А) отличаются преобладанием легкой серы и околонулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$, хотя и имеются исключения. Месторождения, формирующиеся в диапазоне глубин до 1 км, отличаются преобладанием тяжелой серы, опять-таки с отдельными исключениями (см. рис. 6, Б); месторождения с глубиной формирования >1 км имеют положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ (см. рис. 6, В). Таким образом, намечается тенденция утяжеления изотопа серы с увеличением глубины рудообразования.

Для групп месторождений, объединенных общностью золото-серебряного отношения, не удается выявить четкой взаимосвязи между величинами Au/Ag и модальным значением $\delta^{34}\text{S}$. В группе А (Au/Ag от >1 до 1:1) наблюдаются как положительные, так и отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$; ее от-

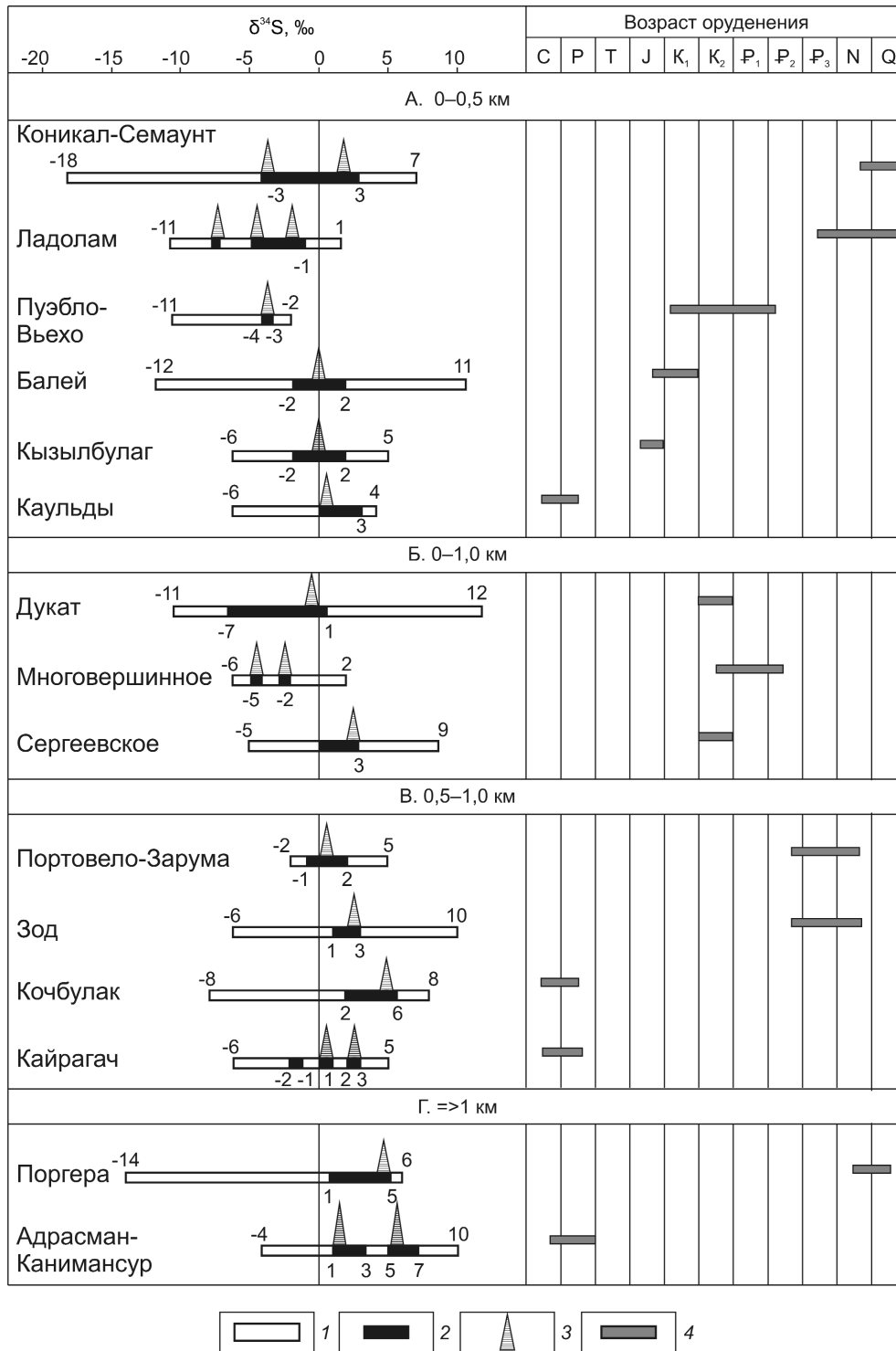


Рис. 6. Изотопный состав серы руд золото-серебряных месторождений в сопоставлении с глубиной их формирования:

усл. обозн. см. рис. 5

личительной особенностью является наличие объектов с околонулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$. Для месторождений групп Б (Au/Ag от 1:2 до 1:20) и В (Au/Ag <20) картина та же — $\delta^{34}\text{S}$ располагается в области как тяжелой, так и легкой серы. Следует отметить слабо выраженную тенденцию к расширению общего для группы диапазона моды $\delta^{34}\text{S}$ с уменьшением Au/Ag. Для группы А диапазон моды $\delta^{34}\text{S}$ $-6\div+3\%$, группы Б — от -5 до $+6\%$, группы В — от -7 до $+7\%$, т.е. соответственно 9–11–14%.

Сопоставление характера распределения $\delta^{34}\text{S}$ с масштабом месторождений не показало четко выраженной зависимости. Но достаточно очевидно, что в мелких и средних месторождениях (≤ 120 т) в большинстве случаев мода находится в области тяжелой серы, в крупных — в области и тяжелой, и легкой серы с преобладанием последней.

Волновая модель эволюции изотопного состава серы сульфидов во времени. Рассмотренные выше слабо проявленные и трудно улавливаемые зависимости ($\delta^{34}\text{S}$ и Au/Ag, $\delta^{34}\text{S}$ и мощность земной коры, $\delta^{34}\text{S}$ и тектоническая позиция и т.д.) дополняют друг друга как фрагменты единого целого (если их объединить в одно целое). При этом сопоставляем изотопный состав серы месторождений в возрастной последовательности, расположив последние на схематичной (без масштаба времени) стратиграфической шкале по началу рудного процесса. Только полная совокупность вышеперечисленных геологических факторов, а также не упомянутых здесь условий формирования оруденения (физико-химических параметров, разнообразных факторов фракционирования изотопов серы (Х.Омото, Р.Рай, 1977), индивидуальных особенностей месторождений и т.д.) обеспечивают характер серно-изотопного режима на тот или иной отрезок геологического времени и его эволюцию в ходе эпох рудообразования. Скоординированность всего комплекса условий формирования месторождений обуславливает разнообразие сочетаний, пропорций тяжелого и легкого изотопов серы в составе сульфидов руд. Очевидно, в этом случае имеем «интегральную» характеристику изотопного состава серы, в соответствии со всеми рассмотренными выше факторами, «закодированную» в триаде общий диапазон $\delta^{34}\text{S}$ — модальный интервал $\delta^{34}\text{S}$ — пик моды $\delta^{34}\text{S}$.

В палеозойской группе месторождений (см. рис. 1) общий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов от -8 до $+10\%$ (сульфатов от $+6$ до $+25\%$). Интервал повышенных значений и, соответственно, мода лежат в области тяжелого изотопа серы, т.е. в области положительных значений $\delta^{34}\text{S}$.

Месторождение Каульды характеризуется значением моды от 0 до $+3\%$, Кайрагач не имеет чет-

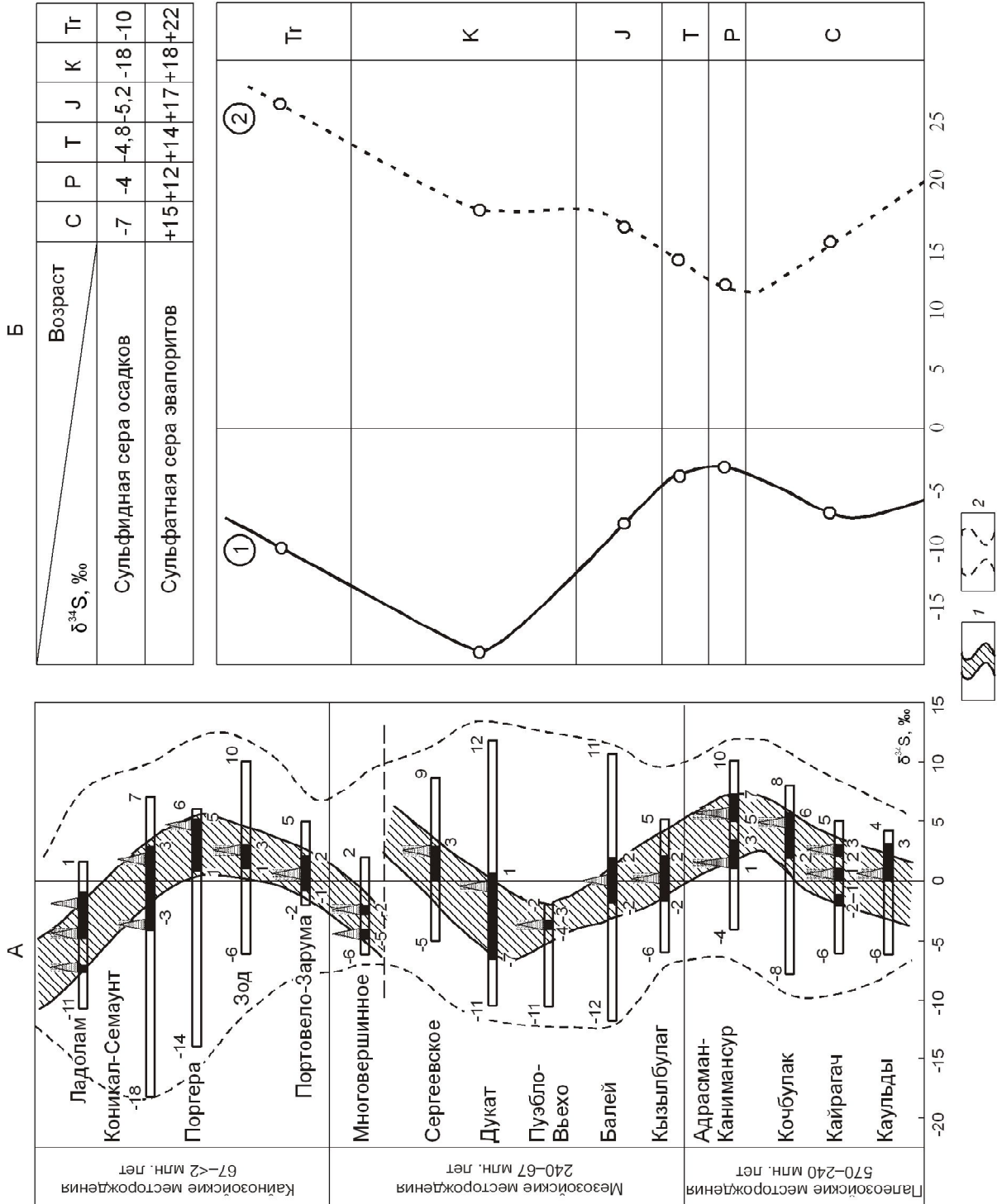
ко выраженного преобладания каких-либо значений, но большинство из них располагается в положительной области $\delta^{34}\text{S}$. Для месторождения Кочбулак интервал повышенных значений и мода от $+2$ до $+6\%$. Месторождение Адрасман-Канимансур по плотности распределения $\delta^{34}\text{S}$ — бимодален, при этом мода соответствует значениям $\delta^{34}\text{S}$ $+1\div+3$ и $+5\div+7\%$. В целом палеозойская группа месторождений представляет собой ряд объектов с последовательным утяжелением состава серы, по мере омоложения возраста оруденения.

В мезозойской группе объектов (см. рис. 2) разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов от -12 до $+12\%$, при этом модальные значения часто группируются около метеоритного уровня, т.е. приурочены к нулю. Так, Балейское месторождение характеризуется повышенными значениями $\delta^{34}\text{S}$ в интервале $-2\div+2\%$ с модой от -1 до $+1\%$. Идентичны аналогичные показатели Кызылбулагского месторождения (повышенные значения в интервале от -2 до $+2\%$, мода от -1 до $+1\%$) при более узком разбросе значений $\delta^{34}\text{S}$ — от -6 до $+5\%$. Дукаатское месторождение характеризуется очень компактным размещением проб в гистограмме. Интервал повышенных значений от -7 до $+1\%$, мода $-2\div+1\%$ близка к метеоритному уровню; возможна полимодальность в области низких отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$. Для Сергеевского месторождения интервал повышенных значений лежит в области $0\div+3\%$, мода $+3\%$.

Мезозойские объекты, испытавшие воздействие кайнозойских геологических событий, характеризуются размещением моды в области легкой серы: Многовершинное от -5 до -2% , Пуэбло-Вьехо — -4% .

Кайнозойские объекты (см. рис. 3) располагаются в широком диапазоне $\delta^{34}\text{S}$: для сульфидов — от -18 до $+7\%$, сульфатов — от $+8$ до $+23\%$. Модальные значения $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов Портовело-Зарума $-1\div+2\%$, месторождения Зод $+1\div+2\%$. Диапазон повышенных значений $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов месторождения Поргера находится в области тяжелой серы ($+1\div+5$, мода $2\div5\%$). Коникал-Семаунт — полимодальный объект: интервал повышенных значений $\delta^{34}\text{S}$ от -3 до $+3\%$, мода -3% и $0\div+2\%$. Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов месторождения Ладолам располагаются в области значений легкой серы от -11 до $+1\%$, вероятно, с полимодальным значением моды $-7,5$ и $-5\div-1\%$. По-видимому, Поргера, Коникал-Семаунт, Ладолам выстраиваются в ряд с закономерным смещением моды из области тяжелой серы в интервал легкой.

Фактически в каждой возрастной группе объектов модальные значения $\delta^{34}\text{S}$ располагаются в ин-



тервале от положительных величин этого параметра до отрицательных, но на этом фоне отмечаются провинциальные тенденции различной направленности. Так, для Новой Зеландии существует тенденция смещения модальных значений $\delta^{34}\text{S}$ в отрицательную область по мере омоложения возраста оруденения, для Кураминской — утяжеления изотопного состава серы по мере омоложения возраста объекта, что получает свое объяснение с позиций общей закономерности эволюции $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 7).

Рассмотрение общей совокупности значений изотопного состава серы сульфидов разных эпох минерализации с учетом всех упомянутых выше геологических факторов позволяет подвести некоторые итоги.

Диапазон изотопного состава серы сульфидов эпitherмальных золото-серебряных месторождений в максимальных своих значениях — от -18 до +12‰ (т.е. 30%), в минимальных — от -2 до +5 (7)‰. При этом для палеозойских месторождений он равен 18‰ (-8÷+10‰), мезозойских — 24‰ (-12÷+12‰), кайнозойских — 28‰ (-18÷+10‰), т.е. к молодым эпохам намечается увеличение разброса значений изотопного состава сульфидной серы и доли ее легкого изотопа.

Максимальный диапазон тяжелой серы свойствен мезозойским объектам (до +12‰), легкой — кайнозойским (до -18÷-14‰). Лишь на одном месторождении (Пуэбло-Вьехо, мезозой, островодужный ВПП) диапазон $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов размещается в области отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$, т.е. в области легкой серы.

Изменчивость общего изотопного интервала серы месторождений разных эпох состоит в периодическом (трехкратном — соответственно числу эпох) расширении и сужении диапазона $\delta^{34}\text{S}$ от палеозоя к кайнозю, т.е. имеет как бы четковидный характер с постепенным отклонением в область легкого изотопа серы (см. рис. 7, А). Невольно напрашивается сопоставление с цикличностью геологических процессов различного плана (необычайно выдержанной повторяемостью магматических явлений, соответствующих цикличному характеру развития земной коры, периодичностью рудообразования в геологической истории (В.И.Смирнов, 1974), чередованием периодов сжатия и растяжения земной коры и др.).

Авторы попытались осмыслить вариации и динамику эволюции изотопного состава серы руд месторождений, найти для нее аналоги в других природных процессах — накоплении сульфатной серы эвапоритов и сульфидной серы осадков (В.А. и Л.Н.Гриненко, 1974; «Глобальный биогеохимический цикл серы...», 1983; [12]). Для этой цели соч-

ли возможным воспользоваться более четко выраженной характеристикой $\delta^{34}\text{S}$ — модальным интервалом и его максимумом — пиком моды, допуская, что он соответствует главенствующему «поставщику» — источнику серы.

Динамика изменчивости изотопного состава серы перечисленных образований носит ритмичный характер (см. рис. 7, Б). При этом эволюция состава серы руд на временном отрезке карбон — третичная эпоха по модальным значениям $\delta^{34}\text{S}$ (см. рис. 7, А) сходна с таковой сульфидной серы осадков, а также частично сульфатной серы эвапоритов, предположительно тех толщ, в среде которых под воздействием глубинных флюидов сформировался «материнский» магматический очаг месторождения. Ранний ритм охватывает палеозойскую и мезозойскую эпохи и выражен полной ритмической «волной» (см. рис. 7, А), поздний — только половиной «волны». Начинается поздний ритм на границе мезозоя и третичной эпохи, в его начале наблюдается смещение в сторону облегчения серы. Дальнейшее его развитие идет по тому же «сценарию» — утяжеление серы с дальнейшим перегибом ритмической кривой и снова возрастанием роли легкой серы. Смещение ритма на границе мезозой — кайнозой следует, вероятно, связывать с особенностями тектономагматического развития металлогенических циклов.

Смещение ритмов, вероятно, можно рассматривать как дискретный характер эволюции изотопного состава серы, обусловленный сменой геодинамической обстановки на рубеже эпох. И в мезозойскую, и в кайнозойскую эпохи рудообразование происходило в вулканоплутонических поясах и зонах тектономагматической активизации. В изученной выборке в мезозойскую эпоху, по-видимому, большую металлогеническую роль играли окраинно-континентальные пояса, в кайнозое — островодужные вулканоплутонические. Это сопровождалось сменой типа земной коры, возникновением новых конвекционных ячеек и источников серы, а также механизмов рудоотложения и способствовало «разрыву» в эволюционной кривой $\delta^{34}\text{S}$ и ее смещению в область легкого изотопа серы.

Ритмическое (циклическое) развитие любого процесса — общее природное явление. Фундаментальное универсальное значение ритмических явлений в природе подчеркивали многие авторы. «... Правильная периодичность и повторяемость явлений в пространстве и времени есть основное свойство мира». При этом «... всякий периодический или волнообразный процесс есть в сущности прогрессивный процесс; в каждом периодическом процессе нечто *достигается*...; каждый следующий период,

или следующая волна, не есть полное повторение предыдущих, а наслаивается на эти предыдущие как их следующая и новая ступень», как известно из трудов А.П.Чижевского, 1964, Н.Я.Пэрна, 1925 и др.

Принимая выявленную тенденцию изменчивости $\delta^{34}\text{S}$ в качестве эмпирической закономерности, можно, очевидно, предсказать тип модели и вероятный изотопный состав серы любого месторождения, если «поместить» его на эмпирическую ритмическую кривую в соответствии с его возрастной позицией (и анализом геологической обстановки региона). Применяв это предположение к месторождению Крипл-Крик, видим, что $\delta^{34}\text{S}$ продуктивной стадии +5‰ (1 анализ) точно занял свое место на эволюционной кривой, на ее отрезке начала кайнозойской эпохи. То же можно сказать относительно месторождения Кызылалмасай (палеозой, $\delta^{34}\text{S}$ продуктивной стадии +5÷+5,8‰). Изложенная гипотеза будет корректироваться по мере пополнения информации по изотопному составу серы руд золото-серебряных месторождений.

Предполагаемая волновая модель эволюции изотопного состава серы во времени в геотектоническом плане наиболее созвучна пульсационной гипотезе развития Земли, предложенной Е.Е.Милановским [7]. Согласно этой модели, циклы растяжения с деструкцией континентальной коры и циклы сжатия с ее консолидацией чередуются во времени, что не может не отражаться на механизмах формирования рудоносных вулканогенных систем.

Авторы признательны за помощь в работе В.А.Андрееву, Г.Ю.Орловой, Д.А.Корчагиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банда Р., Викентьев И.В., Носик Л.П. Изотопный состав серы сульфидов жил Виская и Николь месторождения Портовело-Зарума (Эквадор) // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 6. С. 783–787.
2. Гаврилюк П.С., Магриби А.А., Русин В.Л., Носик Л.П. Условия формирования Кызылбулагского золотоносного медноколчеданного месторождения (Малый Кавказ) // Геология рудных месторождений. 1991. № 1. С. 56–68.
3. Григорян С.С., Гриненко В.А. Распределение изотопов серы в сульфидовых месторождениях и вмещающих их породах // Изв. АН Арм. ССР. Науки о земле. Т. XXXV. 1982. № 3. С. 20–28.
4. Гриненко Л.Н., Андреева М.Г., Гаврилов А.М. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов золоторудных месторождений Балецкого района (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1965. № 3. С. 325–336.
5. Изотопно-геохимическая модель близповерхностного золото-серебряного месторождения / Н.М.Заири, Ф.И.Исламов, А.В.Нарсеев и др. // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 46–54.
6. Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русин В.Л. Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 2. С. 127–152.
7. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. — М.: Недра, 1976.
8. Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан) / В.А.Коваленкер, О.Ю.Плотинская, В.Ю.Прокофьев и др. // Геология рудных месторождений. 2003. № 3. С. 195–227.
9. Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, I: геология, минералогия, структурные условия рудоотложения / Ю.Г.Сафонов, Н.С.Бортников, Т.М.Злобина и др. // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 3. С. 195–211.
10. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем / М.М.Константинов, Т.Н.Косовец, С.Г.Кряжев и др. — М.: ЦНИГРИ, 2002.
11. Фатьянов И.И., Хомич В.Г., Борискина Н.Г. О полигенности источников питания гидротермальной системы при формировании Многовершинного золото-серебряного месторождения // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 2006. № 3. С. 26–31.
12. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989.
13. Characteristics and Evolution of the Hydrothermal Fluid in the North Zone High-Grade Area, Porgera Gold Deposit, Papua New Guinea / E.Ronacher, J.P.Richards, M.H.Reed et al. // Econ. Geol. 2004. 99. № 5. P. 843–867.
14. Gemmel J.Bruce, Sharpe Robina. Sulfur Isotope Evidence for magmatic Contributions to Submarine and Subaerial Gold Mineralisation: Conical Seamount and the Ladolam Gold Deposit, Papua New Guinea // Econ. Geol. 2004. Vol. 99. P. 1711–1725.
15. Richards Jeremy P. and Kerrich Robert. The Porgera Gold Mine? Papua New Guinea: Magmatic Hydrothermal to Epithermal Evolution of an Alkaline-type Precious Metal Deposit // Econ. Geol. 1993. Vol. 88. № 5. P. 1017–1052.
16. Stable Isotope Evidence for Magmatic Fluids in the Pueblo Viejo Epithermal Acid Sulfate Au-Ag Deposit, Dominican Republic / Torsten W.Venneman, John L.Muntean, Stephen E. Kessler et al. // Econ. Geol. 1993. Vol. 88. P. 55–71.
17. The transition from porphyry — to epithermal-style gold mineralization at Ladalam, Lihir Island, Papua New Guinea: a reconnaissance study / D.Muller, K.Kaminski, S.Uhlig et al. // Mineralium Deposita. 2002. P. 61–74.

УДК 550.84.093

© Н.Т.Каменихин, 2010

МЕТОД РАЗБРАКОВКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ НА РАННИХ СТАДИЯХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Н.Т.Каменихин (Институт минералогии УрО РАН)

На базе модели осевой геохимической зональности рудовмещающей геохимической структуры визуально определяются коэффициенты парной корреляции и ранжированные ряды по убыванию концентраций элементов-индикаторов в ярусах оруденения. Выявленные закономерности используются для определения по одному сечению перспектив исследуемого объекта (эндогенной аномалии или потенциально рудных образований), уровня эрозионного среза с точностью до яруса и ряда осевой зональности химических элементов-индикаторов всего объекта.

Ключевые слова: осевая зональность, уровень эрозионного среза, оценка перспектив, парная корреляция, ранжированный ряд элементов.

Каменихин Николай Тимофеевич, kamen@ilmeny.ac.ru

METHOD OF DISCRIMINATION OF GEOCHEMICAL AND HYDROTHERMAL ANOMALIES AT THE EARLY STAGES OF RESEARCHES

N.T.Kamenikhin

Based on the model of axial zoning of ore-hosted geochemical structure, coefficients of coupled correlation and ranged series of decreasing in concentrations of elements-indicators in the mineralization levels could be visually determined. These regularities are used for determination of perspectives of the studied deposit (endogenic anomaly or potentially ore formations) by the single section and also the erosion level to the stage and series of the axial zoning of chemical elements-indicators of the whole deposit.

Key words: axial zoning, erosion level, evaluation of perspectives, coupled correlation, ranged series of elements.

Проблема оценки перспективности рудопроявлений, геохимических и гидротермальных аномалий на ранней стадии изучения остро стоит на протяжении многих десятилетий и остается актуальной до настоящего времени. Автор длительное время искал пути решения этой проблемы и пришел к выводу, что она может быть решена с помощью моделирования. Число объектов с неустановленными перспективами ежегодно растет. По последним сообщениям [6] на территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса Северо-Востока РФ выявлено несколько десятков рудопроявлений и более 2000 точек минерализации, перспективы которых не определены. Из сообщения неясно, включены ли в это число не оцененные геохимические аномалии. В Российской Федерации подобных объектов сотни тысяч. Рудопроявления и геохимические аномалии, перспективы которых не раскрыты, должны подвергаться разбровке по степени перспективности оперативными методами сразу после их обнаружения. Затягивание решения вопроса о степени перспективности выявленного рудопроявления недопустимо. Реестры рудопроявлений ежегодно пополняются, образуя колоссальный неопределенный резерв, долгие годы лежащий мертвым капиталом. Не исключено, что под многими проявлениями скрыты месторождения полезных ископаемых, необходимые современной добывающей промышленности. Если заверку аномалий осуществлять колонковым

бурением, с сопутствующими геофизическими и геохимическими исследованиями, то можно представить масштаб материальных затрат и сроки, которые могут растянуться на десятки лет. «Опыт» выполнения подобных работ был получен на периферии золоторудного месторождения Кубака (Северо-Восток РФ). Поспешное бурение нанесло серьезный материальный ущерб, и после отрицательной оценки перспективная территория была выведена из поискового процесса [12].

До настоящего времени бытует представление о том, что если с поверхности рудопроявление оказывается непромышленным, то перспективы его, несомненно, скрыты на глубине. Поисково-оценочные работы, нацеленные в таких случаях на расширение площади поисков и на глубину, часто приводят к расточительному расходованию материальных ресурсов. Причиной неудач в большинстве случаев является незнание уровня эрозионного среза исследуемого объекта и масштаба оруденения. В практике поисковых работ на ранних стадиях используются главным образом геохимические способы определения уровня эрозионного среза вновь выявляемых рудопроявлений, которые базируются на осевой геохимической зональности аналогичных рудных месторождений. Они опираются на парадигму эталонных, детально изученных на всю глубину оруденения, или эксплуатируемых рудных месторождений [2–5, 7, 9, 10, 14, 15]. Широкое

признание получил способ оценки уровня среза по монотонно изменяющимся по падению оруденения коэффициентам зональности, разработанный С.В. Григоряном [3–5, 14]. Как правило, используются показатели первого, второго и третьего порядков, реже более высоких порядков, которые определяются отношением произведений (или суммы) средних надфоновых содержаний химических элементов или продуктивностей одного, двух или трех надрудных элементов к произведению (или сумме) такого же количества подрудных элементов. За внешней простотой способа скрываются его слабые стороны. Если с одного сечения все пробы анализировать на 14 элементов, то количество геохимических показателей трех порядков приближается к 100 тысячам. Для изучения эталонного месторождения на всю глубину оруденения потребуется не менее 12 опробованных поперечных сечений по падению оруденения. В этом случае суммарное количество коэффициентов зональности трех порядков при 14 анализируемых элементах и 12 опробованных сечениях превысит один миллион [14]. Из этого числа только 3–4 показателя будут отвечать требованию монотонного поведения их по падению оруденения. Остальные будут проигнорированы, как неустойчивые. Перенос 3–4 показателей на другие, вновь открываемые, объекты чреват ошибочными выводами о степени эродированности нового объекта.

Имеются запатентованные коэффициенты зональности для определенного типа месторождений, но универсальными для него они не стали. Полагают, что новый объект является аналогом эталонного месторождения. Тем не менее, установлено, что каждое месторождение индивидуально и даже среди однотипных имеет существенные отличия от ему подобных. Это касается и геохимической характеристики. Схожесть объектов наблюдается только в общих чертах, а в деталях каждое месторождение своеобразно. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить их ряды осевой зональности не по 3–4 элементам, а по 17–20. Эталоном любого месторождения является оно само, поэтому для каждого нового объекта следует заново искать характерные для него коэффициенты зональности. Известно, что эродированность объектов одной и той же рудно-формационной принадлежности, но разного ранга (рудный узел, рудное поле, месторождение) может быть охарактеризована только с помощью собственных коэффициентов зональности [15]. Остальные способы определения уровня эрозионного среза, такие как способ аналогий, способ оценки уровня среза в метрике эталонных генетически однотипных месторождений (по А.П. Солово-

ву), имеют тот же недостаток — ориентирование на эталон. Универсальный ряд зональности отложения элементов-индикаторов оруденения Григоряна–Овчинникова важен как ориентир обобщенной зональности геохимических структур. В настоящее время наблюдается отход от понятия «рудная формация». Месторождения, относимые к одной рудной формации, дробятся на множество типов и смыкаются с месторождениями иных рудных формаций. Этот процесс будет продолжаться по мере углубления знаний о месторождениях.

Следует обратить внимание на еще один важный фактор — ярусность оруденения как следствие осевой зональности. Из всей рудовмещающей геохимической структуры возьмем рудный интервал. Геохимическими, минералогическими и другими методами его можно разделить на верхне-, средне- и нижнерудный. Каждый ярус характеризуется устойчивой ассоциацией химических элементов с определенной концентрацией, отличающейся от других ярусов того же месторождения. Мощность ярусов, вероятно, указывает на величину энергетического градиента.

Размах рудного интервала на низкотемпературных золото-серебряных месторождениях в среднем около 600 м. Следовательно, мощность каждого рудного яруса составляет ~200 м. На высокотемпературных золото-кварцевых месторождениях размах рудного интервала достигает 2000 м, а мощность одного яруса ~700 м. На уникальном месторождении Колар (Индия) с рудами до глубины ~4000 м мощность яруса приближается к 1330 м. Парной корреляцией (методика приведена ниже) рудный интервал разделяется на два яруса — верхне- и нижнерудный. В этом случае мощность одного яруса на месторождении Колар будет составлять 2000 м. Исследователи этого месторождения утверждают, что геохимическая зональность на нем проявлена слабо. И это не удивительно, так как изучался один ярус вертикальной протяженностью 2000 м. Ярусы любой мощности обладают устойчивыми ассоциациями элементов, которые имеют устойчивую концентрацию. Коэффициенты зональности, вычисленные в пределах одного яруса, близки по своему значению. По этой причине применение коэффициентов зональности на месторождении Колар должно быть привязано к ярусам. Здесь, как и на других месторождениях, нужны другие методы определения уровня эрозионного и искусственного срезов. По методике автора на золото-серебряном месторождении Карамкен (Северо-Восток РФ), разведанном на глубину 1000 м, установлено три яруса: часть нижнерудного, погранично-подрудный и подрудный. Средняя мощность одно-

1. Ряды осевой зональности элементов-индикаторов различных рудных месторождений

Типы месторождений	Ряды зонального отложения основных элементов-индикаторов (снизу вверх)
Медно-никелевые:	
Кольского района	Co–Ni–Cu–Zn–Pb–(Ag, Ba)
норильского типа	Co–Ni–Cu–(Ag, Mo)–Ba–Pb–(Ti, Sn, Zr)
Редкометалльные пегматиты	W–Nb–Ta–Sn–Cs–Rb–Li–As
Вольфрамовые:	
скарново-шеелитовые	W–Ba–Sn–(Bi, Mo)–Zn–(Pb, Ag)
грейзеновые	Be–Sn–Bi–W–(Zn, Pb, Cu)
кварц-гюбнеритовые	Bi–(Sn, Be)–Co–W–Zn
кварц-шеелитовые	(W, Mo, Bi)–Be–Sn–Ag
Оловорудные:	
кварц-касситеритовые	(As, Be, W)–B–Sn–Cu–(Zn, Ag, Pb)
сульфидно-касситеритовые	(W, Mo, As, Co)–(Zn, Cu)–(Zn, Ag, Pb)
Медноколчеданнные	Mo–Co–As ₁ –Cu–Zn–Pb–Ag–As ₂ –Ba
Полиметаллические:	
скарновые	Sr–(W, Mo)–Co–Bi–Cu–Zn–Pb–Ag–(Sb, As)–Ba–I
жильные	W–As ₁ –Sn–Co–Bi–Cu–Zn–Pb–Ag–As ₂ –Ba–I
Золоторудные:	
высокотемпературные	(Be, W, Au, As ₁ , Ni, Co)–Cu–Zn–(Pb, Ag, As ₂ , Sb)
среднетемпературные	(Co, W, B)–Bi–(Sn, Mo)–Cu–Au–Zn–Pb–(Ag, As, Sb)
низкотемпературные	(W, Bi, Sn)–Mo–(Cu, Zn)–Pb–Au–Ag–(As, Sb)–Ba–Hg
Медно-порфировые	(B, W, Co, Sn)–(Mo, Cu)–Bi–Au–(Zn, Pb, Ag)–Sb–As–Ba–I
Медные (жильные)	Ni–Co–Bi–Cu–(Sn, Ag)–Zn–Pb–Ag–Ba–I
Урановые (настуран-сульфидной формации)*	Mo–Cu–Zn–Pb–Ag
Стратиформные свинцово-цинковые	Be–Ni–Co–Zn–Pb–Ag–Cu–As–Ba
Ртутные	(Bi, Mo)–Cu–Zn–Pb–Ag–(Hg, As, Sb)
Сурьмяно-ртутные	(Ni, Co, W)–Mo–Cu–Zn–Pb–Sn–Ag–(Sb, As)–Hg

Примечание. Взаимоотношения элементов, заключенных в скобки, в ряду не установлены. На месторождениях, отмеченных знаком *, изучен ограниченный круг элементов-индикаторов (Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: Недра, 1983).

го яруса около 330 м. Вся рудовмещающая геохимическая структура содержит восемь ярусов. Следовательно, размах ее около 2640 м, а доэрозионный размах рудного интервала составлял около 700 м при делении рудного интервала на верхне- и нижнерудный по корреляции. На месторождении Колар размах рудовмещающей геохимической структуры, при тех же условиях, в доэрозионное время составлял около 16 000 м (2000 м×8). Такой размах оруденения возможен только при значительной мощности земной коры в районе месторождения Колар и большом, около 2000 м, энергетическом градиенте по ярусам. Установлено, что руда на Коларе формировалась при давлении от 350 до 180 МПа, что по литостатическому давлению соответствует 13–14 км.

Модель осевой геохимической зональности эндогенных месторождений. Согласно Л.Н.Овчинникову, все многообразие геохимических обстановок обеспечивают две основные характеристики эндогенных геохимических систем: кларки

химических элементов и зональность (дифференциация). При составлении модели зональности были соблюдены основные принципы моделирования. Модели должны отвечать требованиям функциональности (целевой направленности) и прагматичности (возможности предсказания и экстраполяции) [11]. В основу положены обобщенные ряды осевой геохимической зональности различных рудных месторождений [7, 14] (табл. 1). Ряды осевой зональности являются конечным продуктом полигенной и полихронной истории, вобравшим в себя физико-химические процессы, протекающие в определенной геологической среде и участвующие в образовании конкретного месторождения. Осевая зональность отражает генетическую сущность всего объекта. Ярусы оруденения фиксируются одним химическим элементом или группой близких неразделенных элементов, заключенных в скобки (см. табл. 1). Число ярусов для разных рудных месторождений варьирует от 3 до 12. Условно принято равномерное

2. Сопоставление рядов осевой зональности химических элементов низко- и среднетемпературных золоторудных месторождений

Номера элементов зональности	Золоторудные месторождения		Названия элементов зональности
	низкотемпературные	среднетемпературные	
1	Hg	(Sb, As, Ag)	Отдаленно-надрудный
2	Ba	Pb	Надрудный
3	(Sb, As)	Zn	Погранично-надрудный
4	(Au, Ag)	Au	Рудный
5	Pb	Cu	Погранично-подрудный
6	(Zn, Cu)	(Mo, Sn, Bi)	Подрудный
7	(Mo, Sn, Bi, W)	(B, W, Co)	Отдаленно-подрудный

снижение содержания элементов от ядра ореола к периферии по радиальным направлениям до фоновых значений. Оптимальное число элементов и, соответственно, ярусов в модели должно отвечать минимально необходимому, которому, по мнению автора, соответствуют три надрудных, один рудный и три подрудных элемента (яруса). Семь является оптимальным числом элементов (ярусов) для прикладных целей. На 21 тип рудных месторождений приходится 150 ярусов, что в среднем составляет семь элементов (ярусов) на один тип (см. табл. 1). Но это совпадение случайное. Фактически их, несомненно, больше. Можно встретить иное число ярусов [1, 15] в разных типах месторождений.

Понятие «ярус» — условное, границы между ярусами постепенные и выделение их относительное. В «своем» ярусе химические элементы имеют максимальную концентрацию. На примере средне- и низкотемпературных золоторудных месторождений (табл. 2) видно, что химические элементы в рядах осевой зональности существенно различаются. По этой причине следует абстрагироваться от символов химических элементов и присвоить им порядковые номера арабскими цифрами и названия, соответствующие положению элементов относительно рудного интервала: 1 — отдаленно-надрудный, 2 — надрудный, 3 — погранично-надрудный, 4 — рудный, 5 — погранично-подрудный, 6 — подрудный, 7 — отдаленно-подрудный.

В модели осевой геохимической зональности химические элементы скрыты за цифрами. Поэтому тип зональности любого объекта для данной методики значения не имеет. Модель можно представить в виде графиков распределения концентрации элементов по падению оруденения (рис. 1, графа 3). Несмотря на простоту модели, она достаточно емко выражает суть осевой геохимической зональности гидротермальных рудных месторождений. Суммарная зональность состоит из гирлянды изолированных в «вакууме» ореолов

конкретных элементов, закономерно расположенных относительно друг друга со значительным совмещением соседних и убывающим перекрытием отдаленных ореолов. Так, элементы 1 и 7 в области рудного тела вынесены. В надрудных ярусах вынесены подрудные элементы, в подрудных — надрудные. Вся гирлянда ореолов заключена в «кокон» выноса (отрицательная аномалия), за пределами которого находится область первичного геохимического ореола (фон). Данная модель является базовой для дальнейшего исследования возможностей выявления перспектив рудопроявлений и геохимических аномалий, определения осевой зональности объекта и уровня эрозионного среза по одному сечению методами математической статистики. В качестве инструмента выбраны коэффициенты парной корреляции и ранжированные ряды по убыванию концентрации химических элементов в рудовмещающей геохимической структуре.

Модель корреляционных связей элементов зональности. На высокую прикладную значимость корреляционного анализа в геохимических исследованиях обратили внимание А.А.Беус и С.В.Григорян [7]. Они полагают, что «Существенный интерес представляет использование изменения характера корреляционной связи между элементами в пределах эндогенных ореолов для оценки глубины эрозионного среза рудного тела. Применение подобных геохимических критериев в ближайшем будущем, несомненно, позволит однозначно оценивать перспективы вновь открываемых месторождений и рационально направлять геологоразведочные работы на наиболее интересные объекты» (выделено нами. — Н.К.). Однако эта идея осталась нереализованной в виду отсутствия разработанной методики. Нами предложен один из возможных вариантов реализации продуктивной идеи.

На модели осевой зональности (см. рис. 1, графа 3) визуально определим знак коэффициентов

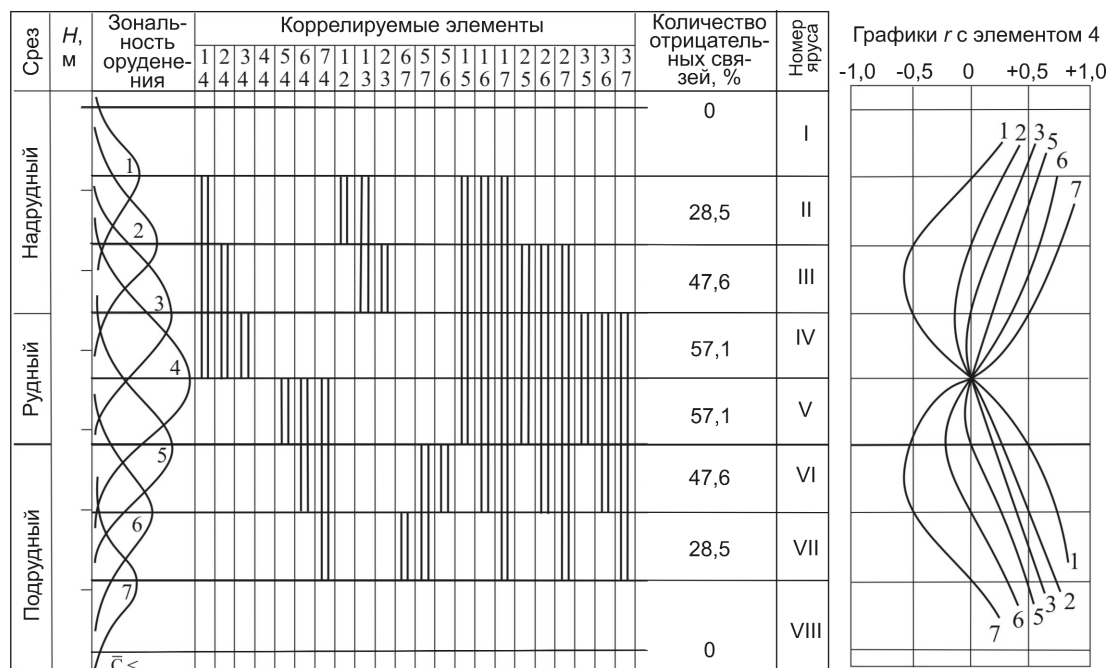


Рис. 1. Модель корреляционных связей элементов зональности в рудовмещающей геохимической структуре гидротермального оруденения:

1–7 — химические элементы зональности. Для сравнения и восприятия корреляционные связи показаны в двух вариантах. Левая часть рисунка — «плоское» изображение положительных и отрицательных коэффициентов парной корреляции. Заштриховано — отрицательная корреляция, не заштриховано — положительная. В правой части корреляционные связи показаны графиками коэффициентов парной корреляции. В графе 3 — модель дискретного распределения семи химических элементов зональности, ряд осевой зональности по падению геохимического ореола в ярусах оруденения

парной корреляции между всеми элементами зональности (семь элементов, которые фиксируют ярусы оруденения) в ярусах рудовмещающей геохимической структуры. Если содержания двух коррелируемых элементов одновременно возрастают или убывают, то корреляция между ними положительная, если содержание одного из них возрастает, а другого снижается — отрицательная. В итоге получена модель корреляционных связей семи элементов зональности (см. рис. 1). Значения корреляции показаны в двух вариантах: в плоском изображении (см. рис. 1, левая часть рисунка) и графически (см. рис. 1, правая часть рисунка и рис. 2). В вертикальном размахе рудовмещающей геохимической структуры определены восемь ярусов, обозначенных римскими цифрами и имеющих аналогичные названия: I — отдаленно-надрудный, II — надрудный, III — погранично-надрудный, IV — верхнерудный, V — нижнерудный, VI — погранично-подрудный, VII — подрудный, VIII — отдаленно-подрудный. Из модели корреляционных связей элементов зональности вытекают следующие свойства парной корреляции химических элементов зо-

нальности в рудовмещающей геохимической структуре:

отрицательная корреляция занимает интервал между максимумами содержаний двух коррелируемых элементов (см. рис. 1, 2);

количество отрицательных связей в рудовмещающей геохимической структуре возрастает от отдаленно-надрудного и отдаленно-подрудного интервалов к средней линии рудного тела. В I отдаленно-надрудном и VIII отдаленно-подрудном ярусах корреляция между всеми элементами зональности положительная (см. рис. 1);

в каждом ярусе сочетания коэффициентов парной корреляции элементов неповторимы, что позволяет однозначно определять принадлежность опробованного сечения к определенному ярусу по одному сечению (см. рис. 1, 2). Это равноценно определению уровня эрозионного среза;

при корреляции одного элемента зональности с остальными на нулевой оси корреляционной матрицы образуется узел графиков (см. рис. 2), фиксирующий положение максимального содержания данного элемента. Узел фиксирует границу между

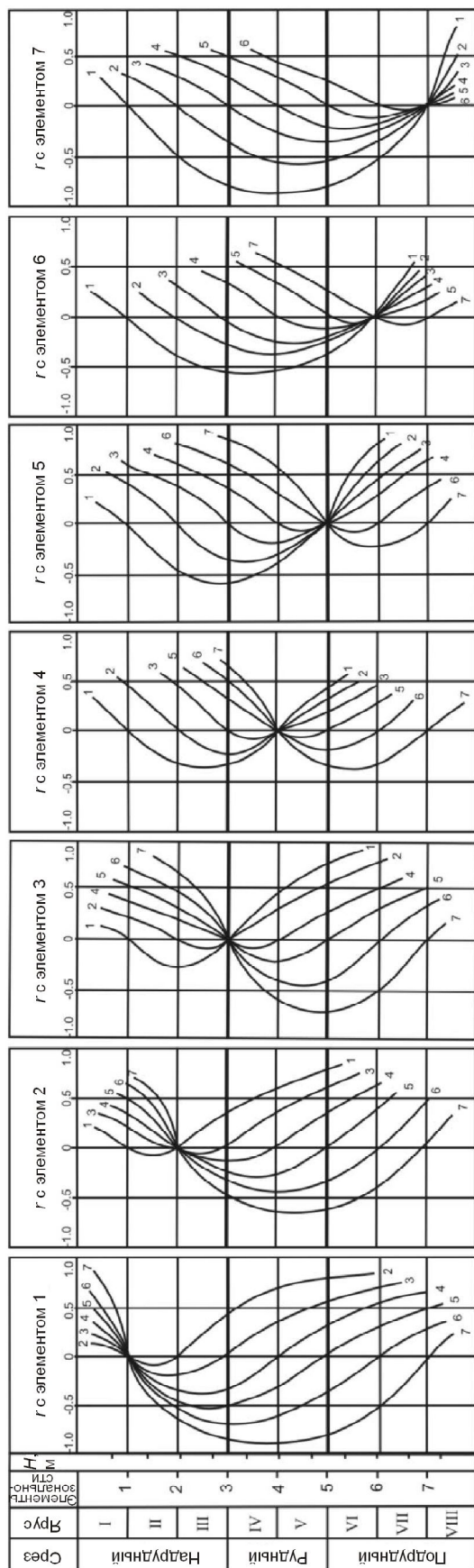


Рис. 2. Модель графиков коэффициентов парной корреляции каждого химического элемента зональности с остальными в ярусах оруденения:

узлы пересечения графиков образуются в местах максимального содержания элементов зональности. Отрицательные корреляционные связи заключены между максимальными содержаниями двух коррелируемых элементов. За этими границами связи между элементами положительными

ярусами на модели. Фактически граница ярусов не точка узла, а зона плавного перехода из одного яруса в другой. Фактически графики пересекают нулевую ось матрицы не в одной точке, как на модели, а с отклонениями от нее. В этом случае граница ярусов есть средняя линия зоны отклонения графиков;

при изучении объекта опробованием по горизонтальным сечениям с разных гипсометрических уровней узлы графиков на нулевой оси корреляционной матрицы выявляют осевую геохимическую зональность элементов данного объекта с нахождением положения максимумов элементов на гипсометрической шкале (см. рис. 2);

графики коэффициентов парной корреляции, построенные на одном объекте через несколько ярусов, суммарно имеют «северо-восточную» ориентировку в надрудной области и «юго-восточную» — в подрудной;

если химические элементы корреляционным анализом вписываются в модель корреляционных связей, то исследуемый объект обладает упорядоченной геохимической структурой и перспективен на продолжение поисковых работ для выявления месторождения. Если по корреляции объект не укладывается в модель, то, скорее всего, это зона рассеянной минерализации, не имеющая перспектив на обнаружение месторождения. Объекты, не обладающие упорядоченной зональностью, бесперспективны [13];

корреляцией все проанализированные химические элементы делятся на две группы: 1) элементы зональности, которых может быть более семи, если в одном ярусе совмещаются два и более элемента; 2) не вошедшие в группу элементов зональности. Это, как правило, неустойчивые рудные элементы, петрогенные, не реагирующие на зональность и другие, не относящиеся к первой группе. Первая группа делится на две подгруппы элементов. Внутри подгрупп корреляция между всеми элементами положительная, между подгруппами связи всех элементов отрицательные. В разных ярусах число элементов в подгруппах меняется от 1 до 6, что позволяет однозначно отличать ярусы по корреляции. Это свойство отчетливо проявляется в сводной эталонной таблице корреляционных связей диагональю (табл. 3; см. рис. 2);

в верхнерудном ярусе рудный элемент объединяется с подгруппой подрудных химических элементов, в нижнерудном — с подгруппой надрудных элементов;

при неравномерной мощности ярусов структура модели корреляционных связей не нарушается.

Парагенетические ассоциации элементов выявляются по сильным положительным корреляционным связям и, следовательно, располагаются в положительном поле корреляционной матрицы. По этой причине для определения перспектив объекта, выявления осевой зональности и уровня эрозионного среза оруденения используется отрицательное поле. Важнейшая роль отводится нулевой оси корреляционной матрицы: основная информация образуется при переходе графика корреляции элементов из одного поля в другое. Высокая значимость «незначимых» коэффициентов парной корреляции в геохимических исследованиях доказывается графически [8].

Способ поиска элементов зональности в таблицах коэффициентов парной корреляции подсказывает сводная эталонная табл. 3. Диагональ делит элементы зональности на две подгруппы элементов, которые содержат либо первые надрудные элементы, либо последние подрудные элементы. Для упрощения поиска (ввиду отсутствия программного обеспечения) отдельно около каждого элемента выписываются все химические элементы, связанные с ним отрицательно, после чего находят повторяющиеся сочетания элементов и проверяют их на соответствие свойствам подгрупп (пункты 8, 9). Одна подгруппа это повторяющиеся сочетания, вторая — элементы из вертикальной колонки, связанные с этим сочетанием отрицательно (см. пример к табл. 6). Надрудные и подрудные элементы, как правило, отличаются. Подгруппы достаточно просто узнаются как на модели (см. табл. 3), так и на практике.

Модель ранжированных рядов элементов зональности. В целях дублирования и детализации

3. Сводная эталонная таблица коэффициентов парной корреляции и ранжированных рядов элементов зональности в ярусах оруденения

Срез	Ярус оруденения	Номера элементов с отрицательной корреляцией с данным элементом							Номера рядов (ярусов)	Числовые формулы ранжированных рядов в ярусах оруденения	H, м
		1	2	3	4	5	6	7			
Надрудный	I								1	1 2 3 4 5 6 7	
	II	2-7	1	1	1	1	1	1	2	(2 1) 3 4 5 6 7	
	III	3-7	3-7	1-2	1-2	1-2	1-2	1-2	3	2 (3 1) 4 5 6 7	
Рудный	IV	4-7	4-7	4-7	1-3	1-3	1-3	1-3	4	(3 2) (4 1) 5 6 7	
	V	5-7	5-7	5-7	5-7	1-4	1-4	1-4	5	3 (4 2) (5 1) 6 7	
	VI	6-7	6-7	6-7	6-7	6-7	1-5	1-5	6	(4 3) (5 2) (6 1) 7	
Подрудный	VII	7	7	7	7	7	7	1-6	7	4 (3 5) (6 2) (1 7)	
	VIII								8	(4 5) (3 6) (2 7) 1	
									9	5 (4 6) (3 7) 2 1	
									10	(5 6) (4 7) 3 2 1	
								11	6 (5 7) 4 3 2 1		
								12	(6 7) 5 4 3 2 1		
								13	7 6 5 4 3 2 1		

Примечание. 1-7 — номера элементов зональности. В I и VIII ярусах корреляция между всеми элементами зональности положительная. Элементы, находящиеся в скобках, в фактических ранжированных рядах могут меняться местами. Истинная абсолютная отметка (H, м) вписывается по месту отбора проб, отнесенной к конкретному ярусу.

результатов корреляционного анализа были привлечены ранжированные ряды элементов зональности из графической модели осевой геохимической зональности рудовмещающей геохимической структуры, по которой ранее визуально получены коэффициенты парной корреляции между всеми элементами зональности (рис. 3). Графа 5 на рис. 3 является зеркальным отражением графы 3 (ряд осевой зональности). По горизонтальным сечениям, разграничивающим ярусы по корреляции, из графы 5 последовательно выписаны в графу 6 номера элементов зональности в ранговой последовательности. То же проделано в интервалах между ними для того, чтобы в каждом ярусе по ранжированным рядам сохранялось однообразное устойчивое сочетание химических элементов. Из модели видно, как по падению оруденения происходит вначале сложение ранжированного ряда пополам на уровне средней линии рудного интервала, а затем его разворот на 180°. В результате образовались 13 ярусов, которые стыкуются с восьмью ярусами по корреляции. Ярусам по ранжированным рядам присвоены порядковые номера арабскими цифрами. Дублирование позволяет однозначно относить исследуемое сечение к определенному ярусу оруденения при условии упорядоченной геохимической зонально-

Срез	Высота, м	Зональность оруденения	Ярус по корреляции	Графики ранжирования элементов	Механизм сложения зональности в ранжированных рядах	Ярус по ранжированным рядам	Формула ранжированных рядов на разных уровнях оруденения
Надрудный	1	1	I	1 2 3 4 5 6 7	> Фон >	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7
							2 (2 1) 3 4 5 6 7
							3 2 (3 1) 4 5 6 7
							4 (3 2) (4 1) 5 6 7
Рудный	2	2	II	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	5 3 (4 2) (5 1) 6 7
							6 (4 3) (5 2) (6 1) 7
							7 4 (3 5) (6 2) (1 7)
							8 (4 5) (3 6) (2 7) 1
Подрудный	3	3	III	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	9 5 (4 6) (3 7) 2 1
							10 (5 6) (4 7) 3 2 1
							11 6 (5 7) 4 3 2 1
							12 (6 7) 5 4 3 2 1
Подрудный	4	4	IV	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	13 7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
Подрудный	5	5	V	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
Подрудный	6	6	VI	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
Подрудный	7	7	VII	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	1 2 3 4 5 6 7	7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
Подрудный	8	8	VIII	7 6 5 4 3 2 1	> \bar{C} >	7 6 5 4 3 2 1	7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1
							7 6 5 4 3 2 1

Рис. 3. Модель ранжированных рядов элементов зональности в рудовмещающей геохимической структуре гидротермального оруденения:

1–7 — химические элементы зональности; в скобках элементы зональности, которые в ранжированных рядах могут меняться местами. Графа 5 является зеркальным отражением графы 3. Формулы ранжированных рядов образуются путем считывания последовательности расположения графиков средних содержаний элементов (графа 5) по горизонтальным сечениям. Исходный ранжированный ряд яруса I последовательно, по падению оруденения складывается и элементы совмещаются

сти объекта. Упорядоченность геохимической структуры является признаком перспективности исследуемого объекта [13]. Если результаты корреляции и ранжированных рядов не вписываются в модели, исследуемый объект бесперспективен. Модель охватывает весь размах рудовмещающей геохимической колонны от отдаленно-надрудного до отдаленно-подрудного яруса (несколько километров), сопровождается гипсометрической шкалой и границами ярусов оруденения по корреляционному анализу.

Из модели ранжированных рядов (см. рис. 3, графа 8) отчетливо выступают следующие свойства ранжированных рядов в ярусах оруденения:

каждый ярус отличается от других индивидуальной формулой ранжированного ряда элементов зональности, что служит гарантией достоверного определения уровня (яруса) эрозионного среза места отбора выборки проб;

ранжированный ряд, построенный по одному сечению с любой гипсометрической отметки исследуемого объекта, через формулу воссоздает после-

довательный ряд осевой зональности всего объекта (томографическое свойство методики);

ранжированные ряды возглавляют элементы зональности, характеризующие конкретный ярус: рудные ярусы возглавляет рудный элемент 4, надрудные возглавляют надрудные, подрудные — подрудные элементы.

надрудные ярусы замыкает отдаленно-подрудный элемент, подрудные ярусы — отдаленно-надрудный, рудные ярусы завершают отдаленно-надрудный и отдаленно-подрудный элементы зональности совместно;

элементы в скобках совмещаются на графиках. В природных ранжированных рядах они могут меняться местами в зависимости от уровня отбора проб. Если в первой скобке впереди стоит элемент с меньшим номером, то пробы отобраны в верхней части данного яруса, если с большим — в нижней;

практически в ранжированных рядах элементов значительно больше семи. Их количество зависит от количества проанализированных элементов.

В этом случае элементы моделью группируются по парагенетическим ассоциациям, чтобы уложиться в семиэлементную модель. В результате образуется семь ярусов и в каждом может быть несколько элементов, относящихся к данному ярусу. В табл. 1 и 2 такие парагенетические группы элементов заключены в скобки;

элементы в ранжированных рядах располагаются систематически. Так, в среднерудном ярусе 7 вслед за рудным элементом 4 всегда будут располагаться соседние с ним 3 и 5 или 5 и 3 (см. пункт 5). Далее будут располагаться элементы 2 и 6 или 6 и 2, завершают ряд 1 и 7 или 7 и 1. Принцип соседства соблюдается во всех ярусах. Он позволяет находить химический элемент, скрытый за номером;

поскольку элементы зональности в ранжированных рядах скрыты за цифрами, ранжированный ряд будет фиксировать осевую зональность, присутствующую данному объекту исследования;

степень детализации такова, что на один ярус по корреляции приходится три яруса по ранжированным рядам;

при неравномерной мощности ярусов структура модели ранжированных рядов не нарушается.

Ранжированные ряды строятся из средних содержаний элементов-индикаторов в выборке проб, по которой были вычислены коэффициенты парной корреляции. Средние содержания нормируются к кларкам верхней части континентальной коры или к субкларкам, под которыми автор понимает средние содержания химических элементов в главных типах магматических пород. Выбор обусловлен доминированием конкретных пород на исследуемой территории.

Для практического использования метода в прикладных целях создана сводная эталонная таблица коэффициентов парной корреляции и ранжированных рядов в ярусах оруденения (см. табл. 3). В ней видно, что корреляцией химические элементы в каждом ярусе делятся на две подгруппы. Например, обратим внимание на погранично-надрудный III ярус. В нем элементы 1 и 2 в «шапке» таблицы (первая подгруппа) имеют отрицательную связь с элементами 3, 4, 5, 6 и 7 (вторая подгруппа). Элементы внутри подгрупп имеют положительную связь, между подгруппами связи между всеми элементами отрицательные. Представим, что отобранная выборка проб с известного гипсометрического уровня показала по корреляции принадлежность к ярусу III, а ранжированный ряд по этой же выборке — к ярусу 5. Следовательно, гипсометрическая отметка, на которой была отобрана данная выборка проб, находится вблизи нижней границы яруса III и вблизи верхней границы яруса 5 (см.

табл. 3). Именно в этом узком интервале следует поставить отметку высоты отбора выборки проб. На этом основании можно сделать вывод о близком залегании искомого рудного тела — 20–40 м от поверхности. Так, ярусы по ранжированным рядам дублируют и детализируют ярусы по парной корреляции.

Методика отбора и обработки проб. Стандартные мелко-, среднемасштабные поисковые геохимические сети не пригодны для данной методики. Не всегда можно использовать поисковые сети м-бов 1:25 000 и 1:10 000 при недостаточно крупных по площади аномальных геохимических ореолах. Необходимо, чтобы в аномальном едином оконтуренном ореоле располагалось не менее 20 значимых проб по сомасштабным сетям. (Математически доказано, что для корректного вычисления коэффициентов парной корреляции требуется не менее 33 проб. Практика показала, что и при меньшем количестве проб тенденции поведения знака при коэффициенте корреляционных связей сохраняются. Для данной методики сам коэффициент имеет второстепенное значение. Основное внимание уделяется положительному или отрицательному знаку при коэффициенте).

Оптимальным вариантом является «кустовой» способ отбора проб из ядра гидротермальной или геохимической аномалии с ограниченной изометрической площади порядка 100–1000 м² и 10–20 м по глубине скважин. Это позволяет повысить оперативность метода. Ограничения вызваны возможностью заражения выборки проб инородным материалом, смешением проб из разных ярусов, что влечет за собой деформацию и искажение результатов корреляционного анализа и ранжированных рядов. Математические методы обработки геохимической информации требуют соблюдения акцентированной чистоты и качества на всех стадиях исследования от отбора проб до прецизионного анализа. Снижение эффективности геохимических поисков в последние годы, отмеченное во многих публикациях, требует использования современных, более «ювелирных» методов исследования и повышения качества поисковых работ, начиная с отбора литохимических проб. «Кустовой» способ отбора литохимических проб представляется современным и эффективным для оперативного определения степени перспективности гидротермальных или геохимических ореолов, выявляемых геохимическими съемками стандартных масштабов. Он может использоваться на всех стадиях исследования, в том числе опережающих, от самых мелких (например, при встрече в маршруте ранее неизвестного гидротермального ореола — развалы кварца, ме-

тасоматитов и проч.) до самых крупных (стандартных) геолого-съёмочных и всех типов поисково-оценочных и разведочных работ. Если в классическом варианте методы геохимических исследований привязываются к систематическим стандартным сетям отбора проб (точек наблюдения), то в данном случае систему отбора проб необходимо подстраивать под новые методы исследования. Так, одной из причин низкой результативности геохимических исследований А.А.Кременецкий назвал использование неинструктивных (авторских) методов и технологий без достаточной апробации на опытно-методических полигонах [10]. В таком случае необходимо иметь независимые компетентные структуры, с участием авторов, по апробации новых полевых методов и технологий в прикладной геохимии. Новые методы, кстати, появляются очень редко. Идея А.А.Беуса и С.В.Григоряна об определении в ближайшем будущем уровня эрозионного среза оруденения корреляционным анализом появилась в 1975 г., но пока не реализована. Представленные три модели — осевой зональности, корреляционных связей в ярусах оруденения и ранжированных рядов построены и частично апробированы автором в 1989 г. И, вероятно, потребуется еще много лет для внедрения оперативного метода разбраковки геохимических аномалий на ранней стадии исследования в практику прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ.

Особые требования к отбору и обработке геохимических проб следующие:

необходимое (вероятно, не менее 20) количество проб (сколков) для корреляционного анализа следует отбирать «кустовым» способом с ограниченной изометричной площади (от 100 до 1000 м²) из ядра аномального оконтуренного ореола. В скважинах пробы отбираются с интервала около 20 м по глубине. Каждый сколок является самостоятельной пробой;

состав проб должен быть однородным. В одну выборку проб объединяются либо однотипные потенциально рудные образования, либо метасоматиты, либо вмещающие породы, либо тонкая фракция из рыхлых отложений (нужны опытные работы). Засорение проб инородным материалом недопустимо;

представительность проб, вероятно, должна быть одинаковой;

полуколичественный спектральный анализ неприемлем. Необходимо прецизионными анализами достигать количественных определений содержания таких элементов, как Hg, Sb, Au, Cd, Ag, W, Bi, Mo, U, As и ряда других для вычисления коэффициентов парной корреляции и построения ранжи-

рованных рядов элементов зональности. В состав элементов-индикаторов необходимо дополнительно включать специфические, характерные для данного типа месторождений. В настоящее время геохимические пробы анализируются на 30–40 и более химических элементов. Такой объем информации предлагаемой методикой может обрабатываться при наличии программного обеспечения. Подобной программы пока не существует. По этой причине в корреляционный анализ и ранжированные ряды следует вводить из числа проанализированных 17–20 химических элементов, включенных в универсальный ряд элементов вертикальной зональности отложения Григоряна–Овчинникова. Для семиэлементной модели осевой зональности такого количества элементов достаточно при решении перечисленных выше задач, стоящих перед данной методикой, без ущерба качества;

для построения ранжированных рядов средние содержания элементов по каждой выборке нормируются к кларкам или субкларкам (средние содержания элементов в главных типах магматических пород). Выбор обусловлен доминированием конкретных пород на исследуемой территории. Местный геохимический фон неприемлем. Местный фон — величина не параметрическая, не подчиняется природным закономерностям, зависит от размера оконтуренной площади, многолик и неповторим. Он может значительно уступать или превосходить кларк и субкларк, что влияет на значение показателя аномальности, коэффициенты парной корреляции и ранжированные ряды элементов-индикаторов.

Примеры определения уровня эрозионного среза. Теоретически данная методика создана в 1989 г. Для ее апробации использовался любой материал по различным месторождениям Северо-Востока России для отработки технологии и определения рамок применимости. В процессе «опытных» работ установлено, что полевые производственные работы нуждаются в повышении качества пробоотбора и чувствительности аналитических методов исследования. По этой причине большинство объектов оказались непригодными к обработке данной методикой. Геохимические исследования, проведенные одновременно с детальной разведкой на месторождении Карамкен, и геохимическая съемка в составе поисково-оценочных работ, выполненная автором на рудопоявлении Печальное, выявили достоинства метода и требования к отбору и обработке проб. Был сделан вывод о «кустовом» способе отбора проб, значительно повышающем оперативность и эффективность в решении поставленных поисковых задач.

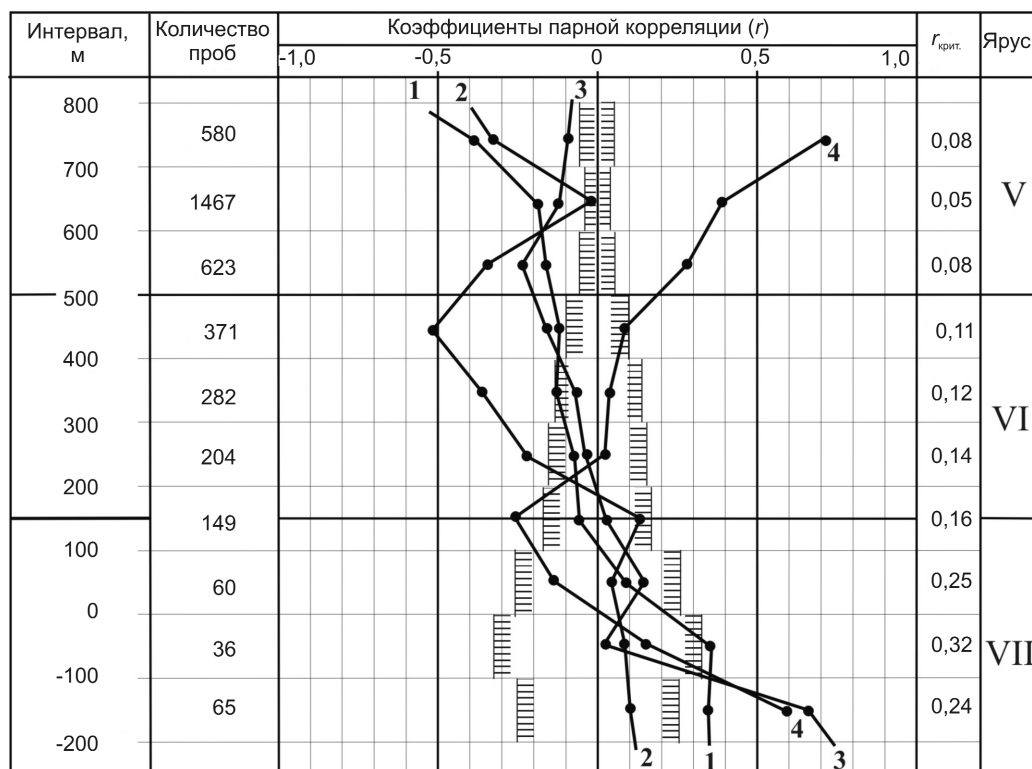


Рис. 4. Графики коэффициентов парной корреляции по падению рудовмещающей колонны месторождения Карамкен:

материал проб (3837 шт.) — вмещающие породы. 1 — Ba/Bi, 2 — Ag/Bi, 3 — Hg/Sn, 4 — Au/Ag. (Bi, Sn) — подрудный элемент 6. Парагенетические ассоциации элементов образуются на определенных уровнях, с удалением от которых они распадаются. Сила корреляционной связи зависит и от материала проб. Узел графиков, фиксирующий границу ярусов, является ограниченной зоной, но не точкой, как на моделях (см. рис. 1 и 2). Вертикальная гребенка со штрихами внутри — поле «незначимых» коэффициентов парной корреляции. Критические r по критерию Стьюдента

Первый пример. Золото-серебряное месторождение Карамкен (Магаданская область) расположено в пределах древней вулканической постройки Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Адуляр-кварцевые жилы мощностью до 3 м залегают среди гидротермально измененных дацитов и риодацитов. На стадии детальной разведки вмещающие породы в горных выработках (штольни, скважины, канавы) были опробованы (сколки, 3837 проб) для исследования эндогенного геохимического ореола. Пробы анализировались методом САСП (спектральный анализ способом просыпки) на 17 элементов в Центральной лаборатории бывшего Северо-Восточного производственного геологического объединения. Результаты анализов сгруппированы в 10 горизонтальных сечениях мощностью по 100 м, так как разведочные выработки достигли глубины 1 км от поверхности. В каждом сечении по заказу автора А.А.Куклиным на ЭВМ вычислены коэффициенты парной корреляции (r). Далее строились графики на всю разведан-

ную глубину (рис. 4). Автор располагает информацией не по всем элементам зональности, а только по двум надрудным (Hg, Ba), одному рудному (Ag), двум подрудным (Bi, Sn), а также парагенетической ассоциации Au-Ag. Тем не менее, даже этого количества элементов достаточно, чтобы прочесть с графиков интересующую нас информацию.

По результатам обработки месторождения Карамкен известно, что рудный интервал по падению выклинивается приблизительно на гипсометрической отметке 500–550 м. Графики r надрудных элементов с подрудными пересекли нулевую ось матрицы около отметки 150 м, являющейся нижней границей погранично-подрудного яруса. Следовательно, согласно модели (см. рис. 1, 2, r с элементом 6), (Bi, Sn) являются подрудным элементом 6. Мощность погранично-подрудного яруса VI составила около 350 м. В этом случае можно предполагать суммарную мощность существовавшего до эрозии рудного интервала (нижне- и верхнерудного ярусов) около 700 м. Моделиро-

ванием установлено, что график корреляции двух элементов дважды пересекает нулевую ось корреляционной матрицы. Переход графика из положительного поля в отрицательное фиксирует на гипсометрической шкале максимум содержания элемента, занимающего в ряду осевой зональности более высокое положение. Пересечение тем же графиком нулевой оси при переходе из отрицательного поля в положительное указывает положение максимума содержания второго из двух коррелируемых элементов, расположенного в ряду осевой зональности ниже первого. Расстояние между ними по падению определяет мощность соответствующего яруса. Граница между верхне- и нижнерудными ярусами фиксируется узлом пересечения графиков в точке максимального содержания рудного элемента. При наличии этой границы в исследуемом разрезе график Ag-Vi должен был пересечь нулевую ось матрицы из положительного поля в отрицательное, так как Ag является рудным элементом вместе с Au. Однако наблюдается удаление по восстанию графика r Ag-Vi в отрицательное поле от нулевой оси (см. рис. 4). Среднерудная граница располагается выше и она эродирована. На это также указывает усиление r по восстанию парагенетически связанных Au-Ag. Следовательно, в данном разрезе сохранилась лишь часть нижнерудного яруса. Нижняя граница рудного интервала могла быть установлена пересечением нулевой оси корреляционной матрицы графиком r любых элементов зональности с погранично-подрудным элементом 5. Эту границу определить уже невозможно из-за отсутствия информации по элементу 5. В итоге в интервале мощностью 1 км вскрыты три яруса: нижнерудный, погранично-подрудный и подрудный. Парагенетические ассоциации элементов образуются только в определенных ярусах (см. рис. 4). С удалением от них парагенетические ассоциации распадаются и примыкают к элементам с рядовым поведением. Парагенетические ассоциации разных элементов в соответствующих ярусах могут образовываться по всей рудовмещающей геохимической структуре. Ранжированные ряды по месторождению Карамкен не построены из-за отсутствия информации. Опробованием эндогенного ореола на дневной поверхности корреляцией определен нижнерудный ярус V (см. рис. 4). Это подтверждается вхождением Ag как рудного элемента в подгруппу надрудных элементов (свойство r 9). Элементы 6 Vi и Sn отрицательно связаны с Sb, Ba и Ag.

Второй пример. Рудопроявление Печальное расположено в перивулканическом обрамлении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в Хурча-

но-Оротуканской зоне тектономагматической активизации (ТМА) на гребне крутосклонного водораздела, поднятого над днищами долин на 300 м. Рудное тело мощностью 1,2 м представлено адуляр-кварцевой жилой с сульфосолями серебра. Кварц халцедоновидный с колломорфно-полосчатой текстурой. С поверхности из гидротермального ореола — коренных выходов и элювиально-делювиальных развалов кварцевых жил, зон кварцевого прожилкования — отобраны 673 сколковые пробы, проанализированные методом САСП на 17 элементов. Пробы сгруппированы по сечениям мощностью по 50 м. В каждом сечении вычислены r , построены графики (рис. 5). Нижняя выклинка рудного интервала, выраженная узлом пересечения графиков r нулевой оси корреляционной матрицы, расположена около гипсометрической отметки 890 м. Здесь рудный элемент Ag также входит в подгруппу надрудных элементов, что является признаком нижнерудного яруса. Следовательно, вертикальная протяженность рудного интервала, сохранившаяся от эрозии, не превышает 50 м, что подтверждено геологоразведочными работами. В данном случае Vi является погранично-подрудным элементом 5 (см. рис. 2, r с элементом 5). Из-за отсутствия информации об элементе 6 определить нижнюю границу погранично-подрудного яруса не представляется возможным. Парагенетическая ассоциация Au-Ag прослеживается до отметки 690 м. По сравнению с Карамкеном наглядно выступают различия в поведении r парагенезиса Au-Ag. Различия обусловлены составом проб: на рудопроявлении Печальное кварц — потенциальная руда, на Карамкене вмещающие породы — эндогенный ореол.

По 30 пробам, отобраным с обнаженной на поверхности рудной жилы, участвующим в выборке проб для вычисления r , построен ранжированный ряд элементов-индикаторов. Средние содержания элементов по 30 пробам нормированы к кларкам. Кларки концентрации приведены в скобках: Ag (2010), Au (446), As (78), Sb (47), Be (12), Bi (8), Sn (2,2), Pb (1,8), Mo (1,6), W (1,2), Cu (0,4), Cr (0,2), Zn (0,17), Ni (0,15), Co (0,13), Ba (0,11), Hg (0,1). Аномальные концентрации имеют Ag и Au, повышенные — As, Sb и Be, от Bi до W — фоновые, от Cu до Hg — отрицательный ореол.

Возглавляют ранжированный ряд Ag, Au — рудные элементы, завершают отдаленно-надрудные Ba и Hg. На этом основании срез следует отнести к среднерудному ярусу 7 (см. рис. 3, табл. 3). Числовая формула ранжированного ряда яруса 7 — 4 (3 5) (6 2) (7 1). Совместим формулу ранжированного ряда с фактическим ранжированным рядом элементов-индикаторов. Тогда элемент 4 — (Ag, Au), 3 —



Рис. 5. Графики коэффициентов парной корреляции по падению рудопроявления Печальное:

материал проб (673 шт.) — кварц. 1 — Ba/Bi, 2 — Sb/Bi, 3 — Ag/Bi, 4 — Au/Ag. Bi — погранично-подрудный элемент 5. Остальные пояснения см. рис. 4

(As, Sb), 5 — (Be? Bi), 6 — (Sn, Mo, W), 2 — Cu, 7 — (Cr, Ni, Co), 1 — (Ba, Hg). Pb и Zn в данном случае неустойчивы и к элементам зональности, вероятно, отношения не имеют. Однако их можно включить в ассоциации элементов, среди которых они находятся. Расположив элементы по порядку присвоенных номеров, получим ряд осевой зональности рудовмещающей структуры рудопроявления Печальное: 1. (Ba, Hg) отдаленно-надрудный, 2. Cu надрудный, 3. (As, Sb) погранично-надрудный, 4. (Ag, Au) рудный, 5. (Be? Bi) погранично-подрудный, 6. (Pb, Sn, Mo, W) подрудный, 7. (Zn, Cr, Ni, Co) отдаленно-подрудный.

Как видим, элементы сгруппировались по парагенезису. Ярус 7 среднерудный по ранжированным рядам расположен на границе ярусов IV и V по парной корреляции. Ранжированный ряд позволяет уточнить и детализировать этот вывод. Выше при описании модели осевой геохимической зональности эндогенного оруденения показано, что в рудном интервале вынесены отдаленно-надрудные и отдаленно-подрудные элементы. По ранжированному ряду объекта Печальное подтверждается структура модели осевой зональности и то, что элементы 1 (Hg, Ba), 2 (Cu) и 7 (Cr, Zn, Ni, Co) образуют отрицательный ореол. Методика обладает томографическим свойством. По одному сечению можно воссоздать ряд осевой зональности элементов всей рудовмещающей структуры. На основании полученных результатов можно сделать вывод о малом масштабе рудопроявления. Поскольку ярус V ограничен 50 м, то первичный рудный интервал по вертикали

с учетом эродированного не превышал 100 м. Поисково-оценочные работы, выполненные на объекте Печальное скважинами колонкового бурения, рудных пересечений глубже 40 м не выявили. На поверхности рудный интервал прослежен по латерали на протяжении около 40 м.

Оба рассмотренных объекта, Карамкен и Печальное, относятся к золото-серебряной формации. Казалось бы, они должны обладать одинаковым рядом осевой зональности элементов. Однако неполный список элементов зональности выявил существенные различия. Это значит, что универсального коэффициента зональности для разных месторождений золото-серебряной формации не существует. Предлагаемая методика также не является трафаретной, она требует творческого подхода.

Третий пример. Геохимическое исследование одного из базит-гипербазитовых массивов (Бурятия) с магматическим медно-никелевым оруденением и рудопроявлением элементов платиновой группы (ЭПГ) показало, что перспективы рудопроявления низкие, поскольку ЭПГ в силу низких концентраций могут извлекаться лишь как попутные компоненты. Основным носителем Pt и Pd является халькопирит. Поэтому геохимическое изучение концентраций платиноидов следует осуществлять через исследование поведения меди. Определение масштаба оруденения начинаем с выяснения уровня эрозионного среза объекта и его отдельных участков. Для этого обрабатываем данной методикой наиболее представительный материал, а именно результаты спектрального анализа бороздовых проб

4. Результаты спектрального анализа бороздовых проб, $n \cdot 10^{-3}\%$

№№ п/п	Ti	Mn	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Ag
<i>Из такситовых сульфидизированных анортозитов участка Центральный</i>									
1	20	200	150	400	20	5	20	10	0
2	100	80	100	2000	15	8	200	6	0,8
3	100	100	50	300	20	8	100	6	0,6
4	80	80	60	60	15	5	100	8	0,6
5	200	40	20	600	10	5	150	3	0,8
<i>Из массивных медно-никелевых руд участка Речной</i>									
6	100	100	150	600	30	6	150	30	1,5
7	150	100	150	1500	40	5	1000	60	20
8	150	80	150	2000	50	20	600	50	20
9	100	150	400	1000	30	10	400	30	0,4
10	150	100	100	3000	50	20	800	60	20
11	100	150	150	1000	40	8	1500	80	0
12	100	200	150	500	20	5	80	10	10
<i>Из массивных медно-никелевых руд участка Рыбачий</i>									
13	100	150	200	400	20	8	80	10	0
14	200	500	60	500	20	6	150	10	1

из такситовых сульфидсодержащих анортозитов и небольших линз массивных медно-никелевых руд с разных перспективных участков (табл. 4). Поскольку малое количество проб не удовлетворяет требований корреляционного анализа, обратимся к построению ранжированных рядов. В качестве знаменателя нормирования возьмем субкларки континентальных базальтов, которые полностью отвечают геологической обстановке образования базит-гипербазитового массива не в субмаринных условиях, а в зоне ТМА. В качестве основного рудного эле-

мента 4 примем Cu — главный носитель ЭПГ. В этом случае Ni, концентрации которого залегают ниже концентрации Cu, отнесем к погранично-подрудному элементу 5.

Сравним полученный ранжированный ряд (табл. 5, А) с формулами ранжированных рядов (см. рис. 3, табл. 3). Cu (элемент 4) находится на второй позиции, что может соответствовать ярусу 5, занимающему пограничное положение между ярусами III и IV по корреляции, или ярусу 9, занимающему пограничное положение между ярусами V и VI.

5. Результаты обработки анализов бороздовых проб

Элементы	Ti	Mn	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Ag
<i>А. Участок Центральный (5 проб)</i>									
Субкларк континентальных базальтов	10 900	1440	250	145	48	275	100	110	0,1
Среднее содержание, г/т	1000	1000	760	6720	160	62	1140	66	0,056
Концентрация	0,09	0,69	3,04	46,34	3,33	0,22	11,40	0,60	0,56
Ранжированный ряд	Ni	Cu	(Co	Cr)	(Mn	Zn)	Ag	V	Ti
Номер элемента зональности	5	(4	6)		(7		3)	2	1
<i>Б. Участок Речной (7 проб)</i>									
Среднее содержание, г/т	1214	1257	1571	13 714	371,4	94,3	7757	457	1,005
Концентрация	0,11	0,87	6,26	94,58	7,74	0,34	77,57	4,15	10,05
Ранжированный ряд	Ni	Cu	Ag	(Co	Cr)	(Zn	Mn)	V	Ti
Номер элемента зональности	(5	4)	(3	6)		(7		2)	1
<i>В. Участок Рыбачий (3 пробы)</i>									
Среднее содержание, г/т	1667	2833	1867	8000	233,3	80	1267	166,7	0,046
Концентрация	0,15	1,97	7,47	55,17	4,86	0,29	12,67	1,52	0,46
Ранжированный ряд	Ni	Cu	(Cr	Co)	(Mn	Zn)	Ag	V	Ti
Номер элемента зональности	5	(4	6)		(7		3)	2	1

Однако в первом случае по соседству с элементом 4 расположены надрудные элементы 3 и 2, что нельзя сказать об элементах Ni, Co и Cr, соседствующих с Cu. Следовательно, ярус относится к погранично-подрудному 9. Его формула — 5 (4 6) (3 7) 2 1. Элементы в скобках формул ранжированных рядов на практике могут меняться местами, согласно модели (см. рис. 3, табл. 3). Ниже, по нормали к залеганию расслоенных пород, рудных тел быть не должно. Рудное тело возможно выше по разрезу. В результате построения ранжированного ряда был выявлен ряд осевой (фронтальной) геохимической зональности на участке Центральный (сверху вниз):

Ti V Ag Cu Ni (Co, Cr) (Mn, Zn)
1 2 3 4 5 6 7.

Для сравнения приведем обобщенный ряд осевой зональности медно-никелевых месторождений норильского типа (см. табл. 1):

(Zr, Sn, Ti) (Pb, Ba) (Ag, Mo) Cu Ni Co —
1 2 3 4 5 6 7.

Расхождения наблюдаются только в разнице проанализированных элементов на каждом объекте. По этой причине в обобщенном ряду осевой зональности на месторождениях норильского типа отсутствует элемент 7 и отличается элемент 2.

В погранично-подрудном ярусе 9 средние содержания Ni и Cu доминируют над другими сечениями, что приближает его к нижнерудному ярусу (см. табл. 5, Б). Вероятно, здесь имеет место совмещение ярусов нижнерудного 8 и погранично-подрудного 9. На участке Рыбачий также выявлен погранично-подрудный ярус 9 (см. табл. 5, В). Коэффициенты парной корреляции по этим участкам не вычислены. Уверенно же говорить о перспективах можно лишь там, где корреляционный анализ и ранжированные ряды показывают одинаковый результат. Если результаты противоположны, то это указывает на зону рассеянной минерализации. Поэтому был вычислен r по семи пробам с участка Речной (табл. 6). При этом выделились Cr и Mn, имеющие между собой положительную связь, а с другими элементами — отрицательную. Все остальные элементы между собой связаны положительно. Выявлены две подгруппы элементов зональности. Данный пример прост ввиду малого количества проанализированных элементов. Когда элементов много, то задача выявления состава подгрупп усложняется. Для этого достаточно выписать

6. Коэффициенты парной корреляции по семи бороздовым пробам с участка Речной

Элементы	Ti	Mn	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Ag
Ti	1								
Mn	-0,71	1							
Cr	-0,42	0,29	1						
Ni	0,84	-0,61	-0,33	1					
Co	0,80	-0,77	-0,36	0,87	1				
V	0,62	-0,53	-0,15	0,85	0,79	1			
Cu	0,28	-0,20	-0,23	0,34	0,59	0,12	1		
Zn	0,43	-0,45	-0,33	0,51	0,77	0,30	0,96	1	
Ag	0,94	-0,50	-0,51	0,73	0,60	0,52	0,09	0,20	1

около каждого элемента все элементы, связанные с ним отрицательно, и отыскать повторяющиеся группы элементов:

Ti – Mn, Cr
Mn – Ti, Ni, Co, V, Cu, Zn, Ag
Cr – Ti, Ni, Co, V, Cu, Zn, Ag
Ni – Mn, Cr
Co – Mn, Cr
V – Mn, Cr
Cu – Mn, Cr
Zn – Mn, Cr
Ag – Mn, Cr.

Корреляционный анализ подтвердил, что Cr и Mn являются элементами 6 и 7, подрудным и отдаленно-подрудным. Ассоциирующие с Cr и Mn в ранжированных рядах Co и Zn, видимо, находятся близко к ярусам, занятым Cr и Mn. Ведь корреляционные ряды ограничены восьмью дискретными ярусами, их, как правило, значительно больше. Корреляция подтвердила принадлежность данных проб к погранично-подрудному ярусу VI и к погранично-подрудному ярусу 9 по ранжированным рядам (см. табл. 3). Следовательно, группы проб с разных участков отобраны непосредственно с нижней границы нижнерудного интервала. По-видимому, выше этой границы по разрезу могут залегать линзы, тела сплошных сульфидных руд. Дальнейшие поиски следует проводить геохимическими методами. Прослеживание по простирацию зоны анортозитов может привести к выявлению промышленных залежей.

Литохимические пробы по профилю 86 (115 проб), пересекающему всю мощность базит-гипербазитового массива в районе участка Центральный, были разбиты на три интервала, различающиеся по содержаниям элементов: I — 33, II — 48, III — 34 пробы. Средние содержания элементов по каждому интервалу нормированы к субкларкам континентальных базальтов. По субкларкам концентрации были построены ранжированные ряды эл-

ментов. Не показывая последовательность выполненных операций, приведем только ранжированные ряды по каждому интервалу.

Интервал I	Cr	Ni	Co	Mn	Zn	Cu	V	Ti
Концентрация	10,36	9,53	3,46	1,61	1,22	0,22	0,14	0,11
Номера элементов зональности	6	(5 6	7	7)	4	2	1	

В интервале I концентрации элементов резко упали. Формула ранжированного ряда — 6 (5 7) 4 3 2 1 — ярус подрудный 11. Элемент Co «оторвался» от Cr, но оба они, как показали предыдущие примеры, являются элементом 6. Анализом не выявлено Ag. Однако в силу его малого, за пределами чувствительности спектрального анализа, содержания оно вполне может занять позицию элемента 3 (содержание Ag должно варьировать от 0,14 до 0,22 субкларка концентрации континентальных базальтов). Подрудный ярус 11 определяется достаточно уверенно. Сближение элемента 5 (Ni) с элементом 6 (Cr, Co), вероятно, указывает на близость данного сечения к погранично-подрудному ярусу 10. Формула яруса 10 — (5 6) (4 7) 3 2 1.

Интервал II	Cr	Ni	Co	Mn	Zn	Cu	V	Ti
Концентрация	7,16	4,74	2,34	1,03	0,61	0,30	0,24	0,04
Номера элементов зональности	6	5	6	7	7	4	2	1

В интервале II ситуация повторилась. Ярус также подрудный 11.

Интервал III	Cr	Co	Ni	Mn	Zn	Cu	V	Ti
Концентрация	4,41	2,21	2,02	0,88	0,54	0,30	0,20	0,05
Номера элементов зональности	6	6	5	7	7	4	2	1

В интервале III формула ранжированного ряда — 6 (5 7) 4 3 2 1. Ярус подрудный 11 (см. табл. 3).

Корреляционный анализ по профилю 86 показал «плавающий» результат. Ярусы по корреляции с различными элементами менялись от II до VII, что однозначно указывает на зону рассеянной минерализации. Это видно по степени концентрации элементов, которая ближе к фоновому значению и отрицательной аномалии. Зоны рассеянной минерализации формируются, как правило, в подрудных ярусах.

По имеющимся материалам вывод о перспективах изученной малой части базит-гипербазитового платиноносного массива пока неопределенный. Вероятны два варианта: когда доминирует подрудный срез на самых, казалось бы, перспективных участках и когда с удалением от последних развита зона рассеянной минерализации. Все это может свидетельствовать об отсутствии перспектив на исследованных участках. Прогнозные ресурсы не оправдываются, если не будут найдены значительные по масштабам сульфидные залежи медно-никелевого состава. Продолжать геологоразведочные работы в данной ситуации не имеет смысла. Поисковые работы можно продолжить с поверхности геохимиче-

скими методами для определения уровня эрозионного среза. Малые объемы горных выработок (канав, скважин) можно рекомендовать только на обширных участках с надрудным уровнем эрозионного среза для выявления рудных залежей. Вероятно, на площади базит-гипербазитового массива выполнена площадная систематическая геохимическая съемка. Следовательно, выявлена структура геохимического поля, оконтурены комплексные аномалии. Если аномалии фиксируются числом проб, достаточным для корреляционного анализа, то следует выполнить камеральным путем оценку уровня эрозионного среза каждой аномалии данным методом. При недостатке проб необходимо вновь отобрать с каждого ореола (аномалии) достаточное количество проб «кустовым» способом. Если будут выявлены надрудные ореолы, то они предположительно будут занимать большие площади. Пропуск их маловероятен. Опыт апробирования методики на магматических месторождениях, имеющих существенные отличия от гидротермальных, следует признать положительным. Методика рекомендуется к апробации и совершенствованию на хорошо изученных месторождениях, а также на проблемных аномалиях эндогенных рудных объектов.

К важнейшим поисковым задачам, решаемым предлагаемой методикой, относятся: определение степени перспективности объекта по степени упорядоченности аномальной геохимической структуры; установление ряда осевой геохимической зональности всего объекта; выявление уровня эрозионного среза через определение принадлежности выборки проб к определенному ярусу оруденения в пределах рудовмещающей геохимической структуры. Моделированием установлено и на практике подтверждено, что рудовмещающая геохимическая структура обладает важнейшими генетическими и диагностическими свойствами. Каждая точка рудовмещающей геохимической структуры содержит информацию о ряде осевой геохимической зональности элементов всей структуры (томография), о принадлежности ее к определенному ярусу оруденения. В ней совмещаются как положительные, так и отрицательные концентрации различных химических элементов в соответствии с занимаемым ярусом.

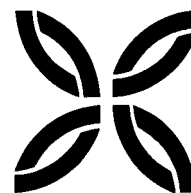
Перспективные выводы напрашиваются при рассмотрении продолжения моделей по восстанию и падению. Рудовмещающая осевая геохимическая структура в этих направлениях выходит в области отрицательных геохимических аномалий. А.А.Кременецкий на основании закона стандартности рудообразования Л.Н.Овчинникова высказал давно ожидаемый вывод о зональном размещении в рудном узле в вертикальном размахе ру-

довмещающей структуры рудных месторождений различной формационной принадлежности, разделенных безрудными интервалами. «Главным следствием этого закона для поисковой геохимии является универсальная последовательность отложения **профилирующих металлов**, что отвечает порядку поступления металлоносных растворов во времени, а также **дифференциации металлов из одного потока** и, таким образом, формирования стандартной геохимической **зональности руд (месторождений)**. – Н.К.) и сопровождающих их в прилегающем пространстве геохимических ореолов» [10]. Закон стандартности рудообразования дает основание исследовать геохимические ореолы в отрыве от геологического строения как автономные геохимические структуры. Вдоль рудовмещающей геохимической колонны, связующей ядерные и мантийные сферы Земли с поверхностью, пульсирующими тектономагматическими и пневмогидротермальными процессами образуются продольные волны, где периодически в результате дифференциации зоны концентрации химических элементов сменяются зонами рассеяния и выноса. Следовательно, в вертикальной составляющей одной рудовмещающей структуры (рудный узел) могут располагаться несколько месторождений различных минеральных типов, разделенных фоновыми значениями и отрицательными геохимическими аномалиями. На это указывает деление всех рудных месторождений на устойчивые минеральные (формационные) типы, которые формируются в разных физико-химических обстановках на разных гипсометрических уровнях от палеоповерхности. Вертикальный размах рудных тел зависит от длины соответствующей волны. По мере эрозии рудовмещающей структуры через определенные безрудные интервалы мощностью до первых километров в пределах одного рудного узла, стабильно занимающего определенную площадь на эродируемой поверхности, последовательно вскрываются месторождения различных формационных типов. Но это модель будущих исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. – М.: Наука, 1987.
2. Барсуков В.А., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. – М.: Наука, 1981.
3. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975.
4. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. – М.: Недра, 1987.
5. Григорян С.В. Рудогенные геохимические аномалии. – М.: Недра, 1982.
6. Золото-серебряные месторождения и рудные комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса / А.А.Сидоров, В.Ф.Белый, А.В.Волков и др. // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 6. С. 814–820.
7. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: Недра, 1983.
8. Каменихин Н.Т. К вопросу о «незначимых» коэффициентах парной корреляции в геохимических исследованиях // Геохимия. 2009. № 6. С. 660–665.
9. Квятковский Е.М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. – Л.: Недра, 1977.
10. Кременецкий А.А. Поисковая геохимия: состояние, проблемы, решения // Прикладная геохимия. М., 2008. Вып. 8. Т. 1. С. 13–30.
11. Кривцов А.И. Модели рудных месторождений: Обзор. – М.: ВИЭМС, 1989.
12. Михайлов Б.К. О результативности и проблемах геохимических работ на объектах Госзаказа Роснедр // Прикладная геохимия. М., 2008. Вып. 8. Т. 1. С. 9–12.
13. Соколов С.В., Шевченко С.С. Задачи повышения эффективности геохимических работ поисковой геохимии // Прикладная геохимия. М., 2008. Вып. 8. Т. 2. С. 3–15.
14. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А.П.Соловова. – М.: Недра, 1990.
15. Требования к геохимическим работам при ГСР–50 с общими поисками. – М.: Мингео СССР, 1990.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



2 мая 2010 г. исполнилось 75 лет старшему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов, кандидату геолого-минералогических наук **Алексю Михайловичу Гаврилову**.

А.М.Гаврилов работает в ЦНИГРИ с 1961 г. Занимался изучением минералогии золоторудных месторождений Забайкалья, Центральных Кызылкумов, Восточного Казахстана, Республики Саха (Якутия), Магаданской области, Камчатки, Енисейского края. Объектом его пристального внимания были перспективные вкрапленные руды на месторождениях Кокпатас, Бакырчик, Нежданинское, Олимпиадинское. Он изучал формы нахождения и закономерности концентрации золота в золото-мышьяковисто-сульфидных рудах, разрабатывал минералогические поисково-оценочные критерии вкрапленных руд с субмикроскопическим золотом. Его разработки успешно использовались при поисках, подсчете запасов и освоении месторождений золота. Итоги исследований легли в основу монографии, посвященной вкрапленному золото-сульфидному оруденению

черносланцевых толщ.

Всего на его счету более 40 опубликованных работ. Кроме того, он является одним из авторов Атласа самородного золота рудных и россыпных месторождений России и ряда методических работ по проведению минералогических исследований при геологоразведке.

В качестве минералога А.М.Гаврилов в 1976–1978 гг. работал в Афганистане, позднее экспертом в Чехословакии и на Кубе. В настоящее время занимается исследованием вещественного состава руд Магаданской области.

Награжден медалью «Ветеран труда».

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

Ученый совет ЦНИГРИ

Редколлегия журнала

**Порядок оформления статей, представляемых в журнал
«Руды и металлы»**

Настоящий порядок вводится с 2010 г. в соответствии с рекомендациями ВАК
Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для
Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи

УДК..... А.С.Барышев, К.Н.Егоров, 2009

О совершенствовании методики поисков перекрытых коренных источников алмазов
А.С.Барышев, К.Н.Егоров (Институт земной коры СО РАН)

Аннотация (на русском языке, не более 5-7 строк).....

.....
.....
.....
.....
.....

Ключевые слова (на русском языке, не более 5-7 слов).....

.....

Название статьи (на английском языке, полужирным шрифтом)

 Фамилии авторов (на английском языке, полужирным шрифтом)

Аннотация (на английском языке, не более 5-7 строк).....

.....
.....
.....
.....
.....

Key words (не более 5-7 слов).....

.....

Контактная информация: почтовый адрес, e-mail для переписки, телефон.....

ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.

2. К статье прилагается справка об авторе (авторах), в которой указываются фамилия, имя, отчество, ученая степень, звание, должность, место работы, адрес для переписки (почтовый), телефон, e-mail каждого автора.

3. Объем статьи — 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Поля страницы - сверху и снизу по 2 см, справа 1 см, слева 3 см. Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два варианта — распечатка с принтера и электронный вариант в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). Текст, таблицы, рисунки помещаются в отдельные файлы. Таблицы должны иметь названия, набираются без сокращения слов (размер 10, один межстрочный интервал). Возможна передача статей по электронной почте: tsnigri@tsnigri.ru с пометкой для журнала «Руды и металлы».

4. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 3.0.

5. Список литературы приводится в конце статьи с нумерацией источников по алфавиту. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы. Подписанные подписи печатаются на отдельной странице после списка литературы.

6. Рисунки и другие графические материалы (черно-белые, не более 5) прилагаются в печатном и электронном вариантах. На обратной стороне распечатки каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала (23×16). Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере (шрифт 8), толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF — только для фото (*.tif), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

8. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

9. В целях облегчения редактирования статей редколлегия просит авторов использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Пер. с англ. / Под ред. Н.В.Межеловского. — М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / Под ред. А.И.Кривцова, В.М.Терентьева — СПб.: ВСЕГЕИ, 1991.

Главный редактор,
доктор геол.-минер. наук,
профессор

И.Ф.Мигачев



ПАМЯТИ СЕРГЕЯ ФЕЛИКСОВИЧА СТРУЖКОВА

18 мая 2010 г. на 52 году жизни скоропостижно скончался заведующий отделом геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов ЦНИГРИ, доктор геолого-минералогических наук, действительный член РАЕН **Сергей Феликсович Стружков**.

Вся жизнь Сергея Феликсовича была связана с геологией. Он родился в 1958 г. на Чукотке в поселке Певек в семье геологов. В семнадцать лет поступил в МГУ им. М.В.Ломоносова, где обучался на кафедре В.И.Смирнова.

В 1981 г. поступил на работу и в заочную аспирантуру ЦНИГРИ, где под руководством М.М.Константинова проводил полевые работы в Магаданской области, изучал условия формирования уникального Дукатского золото-серебряного месторождения. Итогом работ, помимо производственных отчетов, стала защита кандидатской диссертации в 1986 г.

В ЦНИГРИ проявляется его незаурядный талант организатора геологических исследований. Он возглавляет Совет молодых ученых ЦНИГРИ, участвует в работе по созданию атласов коренных и россыпных месторождений Северо-Востока, выполняет прогнозно-металлогенические исследования в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Северной Камчатки, изучает геологическое строение месторождений Джульетта, Халали, Наталка, Дегдекан, Биркачан, Лунный проводит заверочные работы на множестве золото- и сереборудных объектов. Им разработаны важные научные положения о латеральной рудно-геохимической зональности рудоносных вулканических сооружений, металлогенической специализации на золото, серебро и олово вулканоплутонических комплексов, получены принципиально новые данные о возрасте ряда золото-серебряных месторождений. Итогом многолетних работ стали докторская диссертация по металлогении золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (2003 г.) и пять монографий.

В последние годы С.Ф.Стружков отстаивал необходимость исследования крупнообъемных месторождений золота, способных дать устойчивое развитие отдаленным райо-

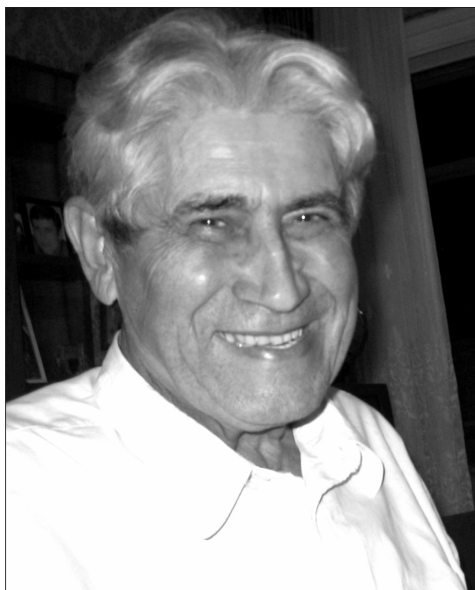
нам России, таким как Яно-Колымская металлогеническая провинция, Чукотка и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

С 2007 г. С.Ф.Стружков заведовал отделом геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов. Под его руководством эффективно осуществлялась реализация крупных проектов по оценке золотоносности терригенно-сланцевых комплексов, поискам крупнотоннажных месторождений золота Востока России. Он эффективно сотрудничал с Управлением твердых полезных ископаемых Федерального агентства по недропользованию и Управлением по недропользованию Магаданской области, будучи куратором по объектам геологоразведочных работ. Активно вовлекал молодых специалистов в работу отдела, способствовал их профессиональному росту, подготовке диссертационных работ. С 2009 г. стал ученым секретарем Диссертационного совета ЦНИГРИ. За успешную работу награжден знаком «Отличник разведки недр», неоднократно поощрялся дирекцией института.

Сергей Феликсович был чутким, отзывчивым другом, верным и сопереживающим товарищем.

Выражаем искренние соболезнования родным и близким Сергея Феликсовича Стружкова. Светлая память о нем навсегда сохранится в наших сердцах.

*Дирекция ЦНИГРИ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Коллеги и друзья*



ПАМЯТИ РАФАИЛА АНАТОЛЬЕВИЧА ЭЙДЛИНА

Ушел из жизни **Рафаил Анатольевич Эйдли**н, первый директор Северо-Восточного филиала ЦНИГРИ в г. Магадан.

Он был разносторонне одаренным человеком — прекрасно пел, писал стихи, делал геологические отчеты, которые читались как захватывающие романы, играл первые драматические роли в студенческом театре КазГМИ и Доме ученых Хайфы. Это был добрый, отзывчивый товарищ и работяга-романтик.

После окончания в 1955 г. Казахского горно-металлургического института Р.А.Эйдлин несколько лет проработал геологом на подземном руднике Миргалымсай — одном из крупнейших в СССР. Затем работал на Горном и Южном Алтае, где организовал и на высоком уровне провел поиски месторождений редких металлов. Далее — новая ипостась: интерпретация глубинного строения земной коры по опорным разрезам ГЭС. Казахстан, Средняя Азия, Карелия и Магадан были территориями приложения его сил и знаний. Обладая развитым объемным геологическим мышлением, Р.А.Эйдлин создавал оригинальные картины глубинного строения изучаемых объектов. Это было творчество высокого уровня, когда сочетаются измерения с интуицией и художественным воображением. В силу специфики организации работ большая часть этих материалов закрыта до сих пор, хотя некоторые из них опубликованы, в том числе в журнале «Отечественная геология».

Р.А.Эйдлин с радостью и энтузиазмом принял предложение возглавить Северо-Восточный филиал ЦНИГРИ. Главным направлением научно-исследовательских работ филиала он видел в изучении строения территории как основы прогнозных построений и главным образом прогноза коренной золотосодержащих толщ. Важным направлением развития геологической отрасли он считал технологическое, в первую очередь создание новых способов переработки бедных и убогих руд крупнообъемных месторождений. Развал СССР свел «на нет» эти усилия.

Последние годы Р.А.Эйдлин прожил в Израиле. Он активно пропагандировал достижения советской геологической науки, будучи постоянным членом Дома ученых Хайфы.

Сегодня его нет на Земле, но в нашей памяти и в наших сердцах он живет и будет жить всегда.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*