

1-й кв.г.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/2000

ISSN 0869-5997



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КАРТА ЗОЛОТОНОСНОСТИ УРАЛА

Составлена металлогеническая карта золотоносности Урала масштаба 1:1 000 000 с отображением рудоносных, рудовмещающих и рудогенерирующих интрузивных комплексов.

Прилагаются карты глубинного строения Урала того же масштаба и 8 разрезов к ним с использованием новых компьютерных программ интерпретации гравиметрических, магнитометрических и сейсмических данных.

На прогнозно-металлогеническую карту, вынесено более 100 крупных рудных объектов. Она сопровождается кадастром, содержащим более 500 месторождений и рудопроявлений.

Выделены металлогенические зоны, подзоны и районы, дана их прогнозная оценка.

На базе рудно-формационной и геолого-промышленной классификации золоторудных, золотосодержащих месторождений выработаны критерии прогноза, поисков и оценки, определены прогнозные площади ранга рудных районов и узлов.

Вид реализации :

- прогнозно-металлогеническая карта золотоносности Урала масштаба 1:1 000 000;
- геолого-геофизическая карта глубинного строения Урала того же масштаба с поперечными профилями;
- кадастр месторождений и рудопроявлений на рудно-геолого-про...

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-28-01
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: tsnigri@pol.ru
© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и бл...

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/2000

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **И.Ф. МИГАЧЕВ**

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

УЧРЕДИТЕЛЬ

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

Издается при участии

Международной академии минеральных ресурсов,

Фонда им. Академика В.И.Смирнова

1-й экз.

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА ЦНИГРИ

Москва ЦНИГРИ 2000

**Прикладная металлогения и
недропользование**

Нарсеев В.А.
Синергетика процессов рассеяния-концентрирования золота 5

*Головин А.А., Гусев Г.С., Ключев О.С.,
Криночкин Л.А., Филатов Е.И.*
Использование прогнозно-геохимических карт масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 для выявления и количественной оценки ресурсов рудных районов и полей 10

Сагир А.В.
Закономерности формирования структуры и оруденения Джалканской зоны Сетте-Дабанского палеорифта 21

**Строение рудных
месторождений**

Данилов А.А.
Геохимическая характеристика рудных тел и столбов Бамского месторождения Приамурья 34

Мотов А.П., Агафоненко С.Г., Соколов С.В.
Метасоматические ореолы золоторудных полей Харгинского рудного узла, Приамурье 48

Столяров Ю.М.
Обломки метасоматитов и плагиогранитов в рудовмещающих породах Левихинских колчеданных месторождений, Средний Урал 55

**Аппаратурно-технические
средства и технологии
геологоразведочных работ**

Здорова Э.П., Вазжеркина Т.А.
Технологические схемы пробырного анализа сложного минерального сырья с использованием шерберной плавки 58

Граевский М.М., Петрушин П.П.
Способ ускоренного расчета электровзрывных сетей и производительности конденсаторных взрывных приборов 62

Дискуссии

Царев Д.И.
Металлоносные псевдоконгломераты Витватерсранда 70

Долгушин С.С.
О возможном интрузивно-ликвационном генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда, ЮАР 83

**Applied Metallogeny and
the Subsurface Use**

Narseev V.A.
Synergy of the processes of gold dissemination and concentration

*Golovin A.A., Gusev G.S., Klyuev O.S.,
Krinochkin L.A., Filatov E.I.*
Application of forecast-geochemical maps to a scale of 1:1 000 000 and 1:200 000 for determination and quantitative appraisal of mineral resources in ore districts and fields

Sagir A.V.
Regularities of formation of structure and mineralization within the Jalkansky zone of the Sette-Dabansky paleorift

Structure of Ore Deposits

Danilov A.A.
Geochemical signature of ore bodies and ore shoots of the Bamskoe deposit, the Pri-Amur region

Motov A.P., Agafonenko S.G., Sokolov S.V.
Metasomatic haloes of gold-bearing fields in the Kharginsky ore node, the Pri-Amur region

Stolyarov Yu.M.
Fragments of metasomatite with anhydrite microinclusions and fragments of plagiogranite in host rocks of the Levikhinsky massive sulfide deposits, the Middle Urals

**Equipment and Technologies
for Geological Prospecting**

Zdorova E.P., Vazherkina T.A.
Technological fire assay flowsheets for mineral raw material of complex composition with the use of oxidation smelting

Graevsky M.M., Petrushin P.P.
A method of prompt calculation of electric shooting grids and capacity of capacitor shooting devices

Discussions

Tsarev D.I.
Metal-bearing pseudoconglomerates of Witwatersrand

Dolgushin S.S.
On a possible intrusive-segregation genesis of the Witwatersrand gold deposits, South African Republic

Рецензии

Шевырев Л.Т.
Пристальный взгляд профессионалов 90

Новости, информация

Итоги заседания секции пробирных методов
анализа НСАМ МИПР России 93

Поздравляем с юбилеем

В.Г.Кардыша, В.Т.Покалова 94

Book reviews

Shevyrev L.T.
Gaze of professionals

News, Information

Summary of the Fire Assay Session, NSAM, RF
Ministry of Natural Resources

Congratulations

V.G.Kardysh, V.T.Pokalov

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ



УДК 530.1:550.422

© В.А.Нарсеев, 2000

СИНЕРГЕТИКА ПРОЦЕССОВ РАССЕЯНИЯ-КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТА

В.А.Нарсеев (Интергеоконсалтинг)

Рассмотрена синергетика процессов рассеяния-концентрирования золота; показана необходимость разработки методик анализа конкретных геологических объектов с учетом изучения синергетики состояний и процессов в земной коре.

Понимание процессов рассеяния-концентрирования золота, как, впрочем, и других элементов, — неперемное условие создания эффективной методологии металлогенического анализа и прогноза месторождений. В большинстве случаев при металлогенических построениях данные по рассеянию-концентрированию используются, так сказать, в неявной форме. Прежде чем перейти к рассмотрению синергетики указанных процессов, отметим ряд принципиальных положений, касающихся фундаментальных свойств золота как элемента.

Первое такое свойство — самородность золота, которая, по В.И.Вернадскому, обуславливает «всюдность» этого элемента и определяет его космическое состояние в виде атомарного газа. Степень отклонения этого газа от идеального состояния может быть различной. Второе свойство золота — сродство к некоторым элементам (медь, серебро, теллур и др.), обеспечивающее существование широкой гаммы интерметаллидов и сплавов, столь характерных для протопланетного (высокоэнергетического) состояния Земли. В сухих высокоэнергетических условиях проявляется и третье свойство золота — способность образовывать гидриды, азиды, галогениды, меркуриды, стибиды.

Эволюция протопланетного вещества Земли происходит в связи с наличием масс-энергетических неоднородностей в ее объеме. Хаос атомарного газа золота упорядочивается, при этом важную роль

играют два фактора — образование сплавов и интерметаллидов в твердой-жидкой фазе, с одной стороны, и дегазация, приводящая к появлению гидридов, галогенидов золота в подвижной фазе — с другой. Неравновесное протоповещество распадается на несколько фаз. Золото накапливается в некоторых из них прежде всего за счет сродства к железу, меди, ртути. В «примитивных» ликватах протостадии Земли создавались, видимо, гигантские скопления благородных металлов, определявшие всю их последующую металлогеническую историю и специализацию отдельных провинций. Флюидопотоки гидридов и водорода разгружались на возникавших в те периоды поверхностях раздела с образованием стратиформных концентраций. Вся дальнейшая история золота — это история его перераспределения, разнопорядковых циклов изменения форм и состояний. Там, где глубокий докембрий оказался наименее переработанным последующими процессами, сохранились реликты богатых и неординарных по составу концентраций золота в виде сплавов, интерметаллидов и порожденных ими самородных форм.

Появление атмосферы и особенно гидросферы способствовало радикальному изменению геохимии золота. Мировой океан с формой нахождения золота $AuCl_2$ оказался гигантским резервуаром — накопителем металлов и определил возникновение нового геохимического цикла золота — гидробиотического. Число форм

нахождения золота в природе нелинейно возросло, при этом большинство из них представляло собой метастабильные образования — аквагидроксиды, галоген-комплексы, металлоорганические соединения, сорбционные и клатратные композиции. Высокая неравновесность новых систем, возникающая в нелитифицированных осадках, катагенно-элизонных обстановках, приводила к интенсивному формообразованию, результатом чего явились столь широко представленные в таких объектах сложные разнообразные и, главное, упорядоченные поля концентраций золота. Большинство из них мы пока пытаемся объяснить механическим перемещением осадков.

В условиях литосферы вновь проявляется самородность, обеспечивающая теперь уже инертное компактное (металлическое самородное) состояние металлов в системах слабых энергий и слабых взаимодействий. В этих же условиях проявляется четвертое фундаментальное свойство золота — способность создавать метастабильные соединения в виде хлорид-авакомплексов и металлоорганических соединений. Нетрудно видеть, что эволюция форм нахождения золота и возникновение разнообразия в высоко- и низкоэнергетических областях среды протекают по единой схеме (таблица). Соответственно правой колонке отвечает космопротопланетная стадия развития Земли, а левой — гидробиосферная. Литосферная стадия занимает переходное положение, именно для нее характерны инверсии состояний, геохимическая циклизация.

Если проследить тип упорядоченности состояний золота в рядах эволюции, то выявятся исключительно интересные закономерности. Для космоса характерен атомарный газ, т.е. хаотическое состояние, и его упорядоченность может быть определена как точечная, описываемая затухающим осциллятором. В протопланетной стадии упорядоченность становится линейчатой и линейчато-плоскостной, что характерно для цепных и плоскостных структур интерметаллидов. В земной коре (для высокоэнергетических состояний) и биосфере (для низкоэнергетических) упорядоченность становится плоскостной, плоскостно-объемной и даже объемной. Компактное золото — пример предельной (объемной) упорядоченности. Возникновение двух ветвей эволюции в существенно различных энергетических состояниях определяет общую эволюцию золота в геохимии Земли.

При обозначенном подходе особый интерес приобретает положение, выдвинутое А.Д.Петровским [7], о том, что геологический (литолого-петрологический) и геофизический (петрофизический) методы изучения оболочек Земли (земная кора и верхняя мантия) должны быть соединены в масс-энергетический. Представление геологического пространства в виде значений плотности масс-энергетического показателя (МЭП) слагающих его пород — необходимое условие изучения синергетики состояний и процессов в земной коре. Действительно, малый, но высокоэнергетичный объем ультраосновных пород по величине МЭП соответствует существенно большему объему низкоэнергетичных

Состояния золота в эволюционирующих сферах Земли

Высокоэнергетическая среда, сильное взаимодействие		Число форм	Низкоэнергетическая среда, слабое взаимодействие	Число форм
Направление эволюции при развитии геосистемы ↓	Атомы	1	Ионы	n
	Сплавы (твердые растворы)	$n \cdot 10^n$	Интерметаллиды	10^n
	Неорганические соединения	$10-10^2 n$	Органические соединения	$10^2 n$
	Металлическое (компактное) макросостояние	1	Металлическое микросостояние (наносостояние)	1

гранитов или известняков. Исследование поля значений МЭП с помощью ЭВМ открывает возможности новых подходов к пониманию металлогении и прогнозу региона любого размера и сложности. Прежде всего речь идет о важнейшем свойстве МЭП пространства — регулярности. Ее выявление, определение типа и порядка может служить основой пространственного анализа регматической и трещинной сети, распределения рудопоявлений и месторождений.

Другое важное условие применения методологии синергетики при анализе процессов рассеяния-концентрирования золота — идентификация поверхностей раздела сред с установлением природы, направления, интенсивности и длительности тепловых потоков, через них проходивших. При этом необходимо выделять уровни иерархии поверхностей как в земной коре — Мохо, локального абиссолита, инъективных или палингенных интрузивных масс и отдельных тел, плоскостей разломов, поверхностей стратонесогадий, границ свит, пластов, даек, так и на земной поверхности — дна океана, морей и их частей, границ толщ нелигифицированных осадков, артезианских бассейнов, уровней стояния подземных вод [3].

На поверхностях перпендикулярных вектор-градиентам теплового потока формообразуется наиболее вероятно. Оно сопровождается перераспределением вещества — носителя энергии. Параметры возникающих структур связаны со степенью неравновесности среды и управляются фактором времени.

Третье необходимое условие — признание неравновесности (неустойчивости) природных систем любых уровней и, как следствие, неизбежность протекания процессов структурирования (формообразования). Вне зависимости от масштаба (уровня) изучаемого объекта на основе принципа самоподобия к анализу распределения его свойств в пространстве применимы модели аттракторов самоорганизации [5, 8]. Процесс возникновения пространственных структур может рассматриваться как эволюция динамической системы, т.е. движение по одной из траекторий, стремящейся в бесконечном времени к аттрактору. Особенности пространственных форм определяются таким аттрактором.

Упорядоченность начальной космической формы золота в виде атомарного газа хаотична. В протопланетном состоянии, отвечающем началу эволюции земного вещества, возникают протоструктуры поля рассеяния-концентрации — капиллярные волны на поверхностях раздела в осциллирующем гравитационном поле; упорядоченность линейная, линейно-плоскостная. Появление жидких форм (расплавов, магм) сопровождается возникновением сплавов и интерметаллидов золота. В градиентном тепловом поле формируется система «роликов» — квадратных и далее шестигранных конвективных ячеек, определяющих регулярную концентрационную неоднородность [4, 8]. Упорядоченность имеет плоско-объемный и объемный характер. Поле в таком случае представляется в виде суперпозиции плоских волн с одинаковыми по модулю волновыми векторами под различными углами [8]. Капиллярная рябь — начальная форма упорядочения — является состоянием наиболее близким к хаотическому. При этом начальное полностью симметричное (однородное) состояние среды (поля) становится неоднородным. Если изменение устойчивости стационарного состояния осуществляется во времени монотонно, то это явление описывается бифуркацией Тьюринга, если колебательно — бифуркацией Андронова-Хопфа.

Неустойчивость Тьюринга возникает при реализации условия $D_u \ll D_v$, что приводит к рождению паттернов с пространственным масштабом: $\lambda_{cr} = 2\pi / K_c$, где $K_c^2 = \alpha / (D_u D_v)^{1/2}$. Процесс контролируется параметром диффузии β . Как только β превышает критическое значение $\beta_{cr} = [1 + \alpha(D_u / D_v)^{1/2}]^2$, рождается сплошной спектр мод e^{iKx} с произвольной ориентацией вектора K , что приводит к возникновению в стационарном режиме разнообразных паттернов [8].

Изменение соотношения D_u и D_v происходит при эволюции форм нахождения, что влечет за собой неустойчивость [3]. Так, начальные мономеры золота в сплавах и интерметаллидах с нарастанием степени полимеризации переходят в полимеры (кластеры). При этом соотношение D_u и D_v изменяется на несколько порядков, что поддерживает неустойчивость системы. В диссипативных средах

пространственная неустойчивость — результат противодействия сил, способствующих и препятствующих развитию неустойчивости. Так, в конвекции Релея-Бенара в подогреваемом снизу слое жидкости толщиной d паттерны с характерным масштабом $\approx d$ возникают как результат конкуренции вязкости и термодиффузии с g (силы плавучести, разность плотностей).

Кривая устойчивости на плоскости $R_\alpha - K$, где $R_\alpha = \chi g \Delta T d^3 / K_1 v$ — число Релея; $\alpha = (1/\rho)(\delta\rho/\delta T)$ — тепловой коэффициент расширения; λ — характерный пространственный масштаб; D_u — коэффициент диффузии для начальной концентрации $U_0 = \alpha$; D_v — коэффициент диффузии для конечной концентрации U_v ; K — критическое волновое число; α — начальная концентрация; β — контролирующий параметр диффузии; g — ускорение свободного падения, коэффициент расширения; T — разность температур между слоями I и II; ρ — плотность жидкости; v — кинематическая вязкость; K_T — коэффициент теплопроводности жидкости.

При $R_\alpha = R_{\alpha cr}$ рождаются структуры с характерным масштабом $\lambda c = 2\pi / K_0 \approx 2d$.

Типичный пример описанной модели в реальном минералообразовании — отложение рудных минералов (золота) в зальбандах жил. Скорее всего, подобный механизм осуществляется в случае неустойчивости Релея-Тейлора в тонком слое тяжелой (холодной) жидкости, находящейся под легкой (горячей), что соответствует модели полости, выполненной гидротермой с высокой температурой.

Важную роль в возникновении таких неустойчивостей со стационарными паттернами (в более общем случае с пространственно-временными структурами) играет осциллирующее при вращении гравитационное поле Земли. Осцилляция гравитационного поля имеет ряд частотных характеристик. Высоко- и среднепериодичные отвечают суточному ходу гравитации, связанному с эффектом вращения Земли, низкочастотные связаны с периодичностью планетарного, солнечносистемного и галактического уровней. Соответственно появляются неустойчивости с различными параметрами.

Формула закона дисперсии для волн на поверхности [8] — $\xi(x, y, t) = Ae^{i(\omega t - Kx)}$,

$$\omega^2 = gk + \frac{\gamma}{\rho} K^3, \text{ где } \rho \text{ — плотность; } g \text{ —}$$

ускорение свободного падения; γ — коэффициент поверхностного натяжения; ω — частота осцилляции; K — волновое число.

Для возникновения параметрогенной неустойчивости должно выполняться условие резонанса частот и волновых чисел капиллярных волн, берущих энергию из поля накачки, $\omega_p = \alpha(K_1) + \alpha(K_2) + K_1 + K_2 = 0$.

В синхронизме с накачкой одновременно будет находиться бесконечное число пар волн частоты $\omega_p / 2$, волновые векторы $K(\omega_p / 2)$ которых противоположны по направлению и одинаковы по величине. Все они лежат на окружности

$$K_x^2 + K_y^2 = K_0^2, \text{ где } K_0 = [(\rho / \gamma)(\omega_p / 2)^2]^{1/3}.$$

Во времени число пар волн будет возрастать по закону экспоненты $e^{\lambda t}$, где λ — пропорциональна амплитуде A_p однородного поля накачки (т.е. осциллирующего гравитационного поля). Именно таким путем на различных уровнях иерархии синхронно возникают самоподобные упорядоченности. Постоянно действующий фактор — осцилляция гравитационного поля Земли — обеспечивает то самое упорядочение на нескольких уровнях (самоподобие), которое приводит исследователя и в восторг и в мистическое восприятие реальной природы.

Резонансная неустойчивость — неперемное условие рождения упорядоченных паттернов, в том числе и полностью упорядоченных кристаллов. Однако это условие — необходимое, но недостаточное. Главным является взаимодействие разных мод разных упорядоченных и неупорядоченных структур во времени.

Идеальное кристаллическое распределение поля выделяется среди прочих наличием трансляционной симметрии, т.е. пространственная картина сохраняется неизменной при параллельных переносах на любой вектор, который представляет собой линейную комбинацию двух базисных векторов a_1 и a_2 (в системе двух координат) с целочисленными коэффициентами.

Для двумерных паттернов только множество (N), равное 1, 2, 3, отвечает кристаллам. Любой другой набор N дает

квазикристаллы. Структура из «роликов» отвечает $N=2$, для шестигранных ячеек Релея-Бенара $N=6$, для квадратных ячеек капиллярной ряби $N=4$.

В рамках градиентной системы при эволюции всегда устанавливается кристаллическая структура простейшего вида — периодическая система «роликов» [8]. Их ориентация в пространстве произвольна и зависит от начальных условий. Промежуточные состояния обычно разнообразны и неустойчивы. Особенно интересны спиральные структуры. Они имеют важную общую черту — наличие особенностей в ядре спирали. Такими особенностями могут быть естественная неоднородность среды, топологическое осложнение поля и др. В изотропных средах без неоднородностей спирали — это волны концентраций или амплитуд и фаз осциллирующих полей. Первый вариант — неравновесные среды с диффузией, рождающие диссипативные пространственно-временные структуры (мишени, спирали, турбулентность). Ярким примером является реакция В.П.Белоусова и А.М.Жаботинского. Ее аналог в природе — кольца Лизеганга в зонах окисления. Волны амплитуд или фаз порождают кольцевые структуры — паттерны с цилиндрической симметрией вокруг отдельных точек. Они образуются в результате развития концентрационной неустойчивости и спонтанного нарушения симметрии. В разрыве цилиндрической волны возникает топологическая дислокация и рождается спиральная волна, близкая спирали Архимеда, выражающаяся уравнением в полярных координатах $r = \omega t$. Подобные структуры можно видеть в датолит-данбурит-геденбергитовых скарпах Дальнегорского месторождения боросиликатов.

Периодичность паттернов имеет самые разнообразные нарушения. Чаще всего это ячейки разных размеров и ориентации, менее распространены доменные стенки, дислокации, дисклинации [8].

Характеристикой пространственно наблюдаемого беспорядка паттернов считается предельная или фрактальная размерность [9—11]. Наблюдаемому детерминированному пространственному беспорядку соответствует инвариантное стохастическое множество. Для обычных множеств — множеств N изолированных точек, отрезка линии L или площади S

двухмерной поверхности — размерность имеет целочисленное значение. Для «дырявых» (сложных, канторовских) множеств фрактальная размерность — обычно нецелое число. При целочисленной размерности можно считать, что пространственное распределение эволюционно зрело, совершенно и отвечает установившемуся при $t \rightarrow \infty$ аттрактору. Дробные размерности свидетельствуют об обратном. Степень беспорядка (или упорядоченности) может определяться параллельно различными способами. Наиболее распространены методы определения информационной энтропии, энтропии Колмогорова—Синая, определения структуры распределения значений параметра по методу Лося, Нарсева или Лобача [6].

Рассмотренные теоретические модели применимы к анализу конкретных геологических объектов, однако методика такого анализа отсутствует. Один из аспектов анализа структур неоднородностей (формообразования) — изучение зональности различных порядков. Как показано многочисленными исследователями, одним из признаков зональности, возникающей в результате синергетических процессов (формообразования, структурообразования), является когерентность свойств на одном уровне иерархии и скейлинг каждого из свойств на различных уровнях [6]. Интересные результаты использования такого подхода получены П.М.Горяиновым с коллегами при исследовании железорудных месторождений Карелии [1, 2, 9]. В материалах семинара по диссипативным структурам [9] опубликованы работы М.П.Горяинова, В.А.Филонюка, Ю.Л.Гульбина и др., в которых показано, что фрактальная размерность геоструктур сохраняется в нескольких порядках. А это означает появление новой возможности анализа пространственного размещения рудных объектов различных уровней иерархии. Изучение упоминавшейся выше зональности — одно из разработанных направлений такого анализа. Прямое использование принципов формообразования при диссипативных процессах в земной коре продемонстрировано в работах [10, 11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горяинов П.М. Нелинейная тектоника. — Апатиты: КНЦ РАН, 1995.

2. *Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г.* Введение в нелинейную геологию. — Апатиты: КНЦ РАН, 1997.
3. *Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. — Новосибирск: Наука, 1992.
4. *Летников Ф.А.* Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. № 4. С. 307—322.
5. *Нарсеев В.А.* Синергетика процесса гидротермального минералообразования // Рудная синергетика. М., 1989. С. 12—22.
6. *Нарсеев В.А.* Промышленная геология золота. — М.: Научный Мир, 1996.
7. *Петровский А.Д.* Принципы и пути системной оптимизации методологии и методов металлогенического анализа и прогноза рудных объектов для воспроизводства фонда недропользования // Тез. докл. совещания «Методология и методы металлогенического анализа и прогноза рудных объектов», ноябрь 1999 г., ЦНИГРИ. Москва, 2000.
8. *Рабинович М.И., Езерский А.Б.* Динамическая теория формообразования. — М.: Янус-К, 1998.
9. *Теория диссипативных структур в геологическом анализе // Материалы IV конференции по геологической синергетике.* Апатиты, 1998.
10. *Blenkinsop T.* The fractal distribution of gold deposits: two examples from the Zimbabwe Archaean craton. Fractals and dynamic systems in geoscience // Springer Verlag. 1994. P. 247—258.
11. *Robinson L.J.* The golden network: an effective model for predicting the location of giant and Super giant mineral deposits using fractal patterns // Digest of 3d International Symposium Fractal and Dynamic Systems in geoscience. High Tatras, 1997. P. 6—12.

УДК 550.4:550.84.053:681.3:528.94

© Коллектив авторов, 2000

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОГНОЗНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ МАСШТАБОВ 1:1 000 000 И 1:200 000 ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ И КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ РУДНЫХ РАЙОНОВ И ПОЛЕЙ

**А.А.Головин, Г.С.Гусев, О.С.Клюев, Л.А.Криночкин, Е.И.Филатов
(ИМГРЭ МПР России)**

Рассмотрены основы технологии нового вида региональных геохимических работ — многоцелевого геохимического картирования м-бов 1:1 000 000 и 1:200 000. Эта не имеющая аналогов в мире технология на базе современных ГИС позволяет на основе опережающего многофакторного районирования территорий перейти от случайного опробования к детерминированному, что значительно сокращает его плотность при увеличении информативности за счет сопряженного опробования нескольких компонентов геологической среды. Комплект карт завершается созданием прогнозно-геохимической карты и количественной оценкой прогнозных ресурсов. Приведены результаты апробации технологии на Алтайском, Восточно-Забайкальском и Приморском полигонах, свидетельствующие о ее высокой эффективности.

Новый вид региональных геохимических работ — многоцелевое геохимическое картирование м-бов 1:1 000 000 (МГХК-1000) и 1:200 000 (МГХК-200) — является упорядоченным технологическим процессом площадного выявления и оконтуривания интегральных геохими-

ческих полей экогеосистем, характеризующихся различными неоднородностями структур, химического состава, отражающими единство случайной и детерминированных полигенных составляющих. Он включает интерпретацию геохимических полей с дифференциацией и

оценкой природных и техногенных составляющих и отображением полученных результатов в комплекте карт. В основе технологии МГХК лежат принципы иерархичности, репрезентативности, системности, унифицированности и экономичности [3, 12]. Они и определяют отличия технологии МГХК от традиционных геохимических съемок.

Проведение многофакторного районирования территории и переход от случайного к детерминированному опробованию позволили значительно (в 4—20 раз) сократить плотность опробования по сравнению со стандартной геохимической съемкой [8]. Вместе с тем именно *иерархический подход* позволяет повысить надежность интерпретации и оценки аномальных геохимических полей (АГП) при снижении плотности опробования. Действительно, при средней плотности опробования МГХК-1000, составляющей одну точку на 100 км², каждая потенциальная металлогеническая зона выявляется не менее чем 100, а потенциальный рудный район — не менее чем 10 точками. При МГХК-200, где средняя плотность опробования составляет одну точку на 4 км², каждый потенциальный рудный район выявляется не менее чем 250, а потенциальный рудный узел — не менее чем 25 точками.

Системный подход — следующее принципиальное отличие МГХК от стандартных геохимических съемок. Он заключается в геохимическом изучении не одного, а нескольких (оптимального числа) компонентов геологической среды. Изучение закономерностей концентрации, дифференциации, миграции и трансформации комплекса химических элементов в сопряженных компонентах среды позволяет провести генетическую интерпретацию интегральных геохимических полей, в частности отбраковать антропогенные и ландшафтные (барьерные) АГП и выделить предположительно АГП рудогенной природы. Для этого используют пространственную направленность векторов изменения концентрации химических элементов, изменения в характере взаимосвязи, в том числе зональности их ассоциаций, пространственные взаимосвязи с определенными природными или техногенными источниками и их ансамблями.

Проведение МГХК предусматривает широкое использование компьютерных, в том числе ГИС-технологий [9, 18]. Все карты создаются на основе полнотного банка геохимических данных, включающего аналитический, картографический, атрибутивный и текстовый блоки, а также библиотеку прикладных программ.

Геологические предпосылки и геохимические признаки рудоносности и обуславливают содержание прогнозно-геохимической карты (ПГК), на которой отображаются: геолого-геохимическая основа (геологические и геохимические характеристики рудоносных и потенциально рудоносных геологических комплексов); рудогенные геохимические аномалии (РГА) потенциальных и известных рудных районов и полей и их характеристика по представительным компонентам природно-геологической среды (ПГС); состав РГА — ряд химических элементов, ранжированных по убыванию коэффициентов концентраций и коэффициентов вариаций; рудно-формационный тип; интенсивность зон аномалий; зональность РГА; известные и прогнозируемые объекты полезных ископаемых с оценкой их ресурсов; степень перспективности площадей развития РГА по комплексу благоприятных предпосылок; достоверность прогноза; металлогеническое районирование территории; кадастровые характеристики рудогенных геохимических аномалий, выделенных иерархических уровней.

Прогнозно-геохимическая карта — одна из итоговых карт МГХК, как и используемые для ее составления вспомогательные (геологических комплексов, ландшафтно-геохимическая и др.) и базовые (распределения химических элементов, их ассоциаций, геохимических показателей в изученных компонентах геологической среды, интегральных геохимических аномальных полей) карты, имеет цифровой формат и собрана в единый ГИС-проект — «МГХК России». Прогнозно-геохимическая карта обладает многослойной структурой; каждому слою соответствует атрибутивная информация. При составлении ПГК последовательно решаются следующие задачи: выделение рудоносных АГП в ранге металлогенических зон, рудных районов, узлов и полей; интерпретация рудно-формационного типа прогнозируемого оруденения;

оценка прогнозных ресурсов и перспективности АГП.

Выделение аномальных геохимических полей может проводиться с использованием методов Геоскан, Геополе, ПЕГАС, Многомерные поля и других, позволяющих эффективно выявлять АГП разных иерархических уровней [1, 18]. Так, результаты литохимического опробования на Восточно-Забайкальском полигоне (МГХК-1000) были обработаны при помощи комплекса программ «Геоскан-1000» [4]. В результате в структуре геохимического поля полигона выявлены фоновые и аномальные области, а последние — дифференцированы на аномальные геохимические поля и окаймляющие их переходные зоны. В условиях полигона наиболее информативными оказались донные отложения. Из 20 выявленных АГП рудных районов и узлов 11 уверенно картируются по донным отложениям. Спектры элементов-индикаторов и контрастность аномалий в коренных породах и почвах ниже, чем в АГП донных отложений. На Алтайском полигоне (МГХК-1000) геохимические аномалии устанавливались методом полей естественных геохимических ассоциаций [1], позволившим в структуре геохимического поля региона выделить фоновые и аномальные геохимические поля. В условиях полигона наиболее информативными оказались коренные породы, по результатам опробования которых выявлены АГП 24 рудных, в том числе всех известных и потенциально рудоносных районов и узлов.

Путем совмещения выделенных по компонентам ПГС аномалий на единой топографической основе строится карта интегральных геохимических аномальных полей (ИГАП) [5]. На картах ИГАП интегральные аномальные геохимические поля дифференцируются по генезису. На ПГК с карты ИГАП переносятся рудоносные и потенциально рудоносные геохимические аномалии. Критериями их выделения служат: парагенетическая связь с рудными формациями; типоморфный состав ассоциаций элементов-индикаторов; закономерные структура и зональность; формы нахождения элементов-индикаторов [18].

Вынесенные на ПГК геохимические аномалии с учетом их строения, а также металлогенических, геологических и ландшафтно-геохимических условий объединяются в геохимические поля, узлы,

районы, зоны, соответствующие потенциальным рудным полям, узлам, районам, металлогеническим зонам. При генерализации геохимических аномалий и объединении их в поля рангов рудных полей ($n \cdot 10 - n \cdot 10^2$), узлов ($n \cdot 10^2 - n \cdot 10^3$) и районов ($n \cdot 10^3 - n \cdot 10^4$ км²) учитываются их взаимоположение (сближенность), сходная геотектоническая позиция, приуроченность к одним и тем же рудоносным или потенциально рудоносным геологическим комплексам и ареалам развития месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых определенных рудных формаций.

В основе интерпретации и оценки выделенных и увязанных АГП рангов районов и узлов (МГХК-1000), узлов и полей (МГХК-200) лежит комплекс геолого-геохимических критериев, для выявления которых рассчитывается ряд геохимических показателей. Определение рудно-формационной принадлежности АГП базируется на установлении сходства их элементного состава и количественных соотношений химических элементов с таковыми в месторождениях известных рудно-формационных типов или их ореолов и проводится с учетом комплекса формационных и геодинамических критериев [8].

В основе геохимического метода интерпретации рудно-формационной принадлежности АГП лежат ранжированные ряды элементов-индикаторов, составляемые по уменьшению коэффициентов концентраций K_c (отношение концентраций химического элемента в контуре аномалии к фону этого элемента) образующих аномалию химических элементов с $K_c \geq 1,5$. Ранжированные ряды составляются отдельно для аномалий каждого опробованного компонента ПГС, а общий ряд — для всех аномалийсодержащих компонентов ПГС.

Геохимический тип АГП определяется по представительному (по одному из компонентов ПГС) или обобщенному ранжированному ряду. Типизация АГП по их геохимической специализации проводится с использованием барицентрической треугольной диаграммы [18]. Для этого сумма кларков концентрации элементов, образующих ряд, принималась за 100%, затем вычислялись доли химических элементов литофильной, халькофильной и сидерофильной групп внутри рассматриваемой ассоциации и по ним

находились место данной ассоциации на треугольной диаграмме и соответственно ее геохимический тип.

На следующем этапе изучения выделенных и проинтерпретированных АГП оценивается степень их перспективности, включая определение прогнозных ресурсов. Перспективность рудоносных площадей предопределяется типом структурно-формационной зоны, в пределах которой они локализируются, обстановкой и возрастом геологических и рудных формаций, интенсивностью проявления рудоконтролирующих факторов и видов полезного ископаемого и отражается в комплексности, контрастности, интенсивности и других параметрах аномальных геохимических полей. Геологические (формационные) критерии широко используются при прогнозировании месторождений полезных ископаемых по аналогии с другими методами. Их практическое применение базируется на следующих положениях: потенциальная рудоносность формационных подразделений обуславливается их составом и структурой и прямо связана со степенью и направленностью дифференциации вещества; сходные ассоциации формаций (геологические обстановки) определяют и близкие комплексы полезных ископаемых с сопоставимыми масштабами оруденения.

Интенсивность аномалий определяется суммой коэффициентов концентрации элементов (ΣK_c) или в соответствии со значениями функции «Scan» или другой используемой величины для представительного компонента ПГС. Их значения являются интегральной мерой концентрации химических элементов, входящих в состав рассматриваемой аномалии, и в значительной мере определяются условиями локализации АГП и типом оруденения, с которым оно связано. Так, для Алтайского полигона в коренных породах к слабоинтенсивным отнесены аномалии со значениями ΣK_c менее 20, среднеинтенсивным — 20—29, высокоинтенсивным — 30 и более. Соответственно K_c в почвах горизонта В — < 10, 10—19 и ≥ 20 , в донных осадках — < 15, 15—24 и ≥ 25 . На Восточно-Забайкальском полигоне условно к слабоинтенсивным отнесены аномалии со значениями функции «Scan» менее 50, среднеинтенсивным — 50—200, высокоинтенсивным — > 200.

Кроме величин K_c , отражающих средний уровень накопления элемента в аномальном поле, необходимо учитывать значения коэффициентов вариации (v) элементов, отражающие степень их дифференции. Элементы с $v \geq 75\%$ относились к высокодифференцированным и соответственно к элементам способным при благоприятных геологических условиях образовывать промышленные концентрации в пределах оцениваемого АГП.

Оценка степени перспективности АГП ранга рудных районов и узлов внутри металлогенических зон (МГХК-1000) и ранга рудных узлов и полей внутри рудных районов (МГХК-200) базируется на комплексе благоприятных геологических предпосылок и геохимических признаков (таблица). Перспективность же металлогенических зон (при МГХК-1000) и рудных районов (при МГХК-200) оценивается степенью перспективности входящих в них металлогенических таксонов более высокого ранга.

В зависимости от полноты проявления перечисленных в таблице предпосылок и признаков и в соответствии с суммой баллов оцениваемые площади локализации АГП по степени перспективности в отношении рудных объектов считаются высокоперспективными (сумма баллов более +7), перспективными (от +4 до +6), слабоперспективными (менее 0) и с неопределенными перспективами (от +1 до +3). Уточнить степень перспективности площадей с неопределенными перспективами можно в результате детализационных или специальных заверочных работ, а высокоперспективных и перспективных — по данным оценки прогнозных ресурсов.

В настоящее время известно несколько десятков методов количественной оценки прогнозных ресурсов по геохимическим данным [2, 10, 11, 13, 17]. При этом используются разные факторы и показатели: кларк, кларк концентрации исходя из кондиции руд, порядковый номер месторождения в ранговом ряду, удельная рудоносность эталонной территории, атомная масса элементов, валентность, расход энергии на образование руд, геометрические параметры оцениваемой территории, коэффициенты пропорциональности и подобия, интенсивность геохимических аномалий и др. По данным А.И.Бураго и др. (1989), отраслевыми и

Оценка благоприятных предпосылок и признаков АГП в баллах

Характеристики	-1	0	+1
Площадь S	$< S$ эталонного АГП	Не оконтурено	$\geq S$ эталонного АГП
Позиция АГП относительно представительного для геохимического опробования компонента ПГС	Непредставительный компонент ПГС	Представительный компонент ПГС	Представительный и сопряженные с ним компоненты ПГС
Комплексность состава, включая основные элементы-индикаторы прогнозируемого оруденения	2—3 элемента	4—5 элементов	> 5 элементов
Степень эродированности	Сильная (подрудный уровень)	Средняя (рудный уровень)	Слабая (надрудный уровень)
Интенсивность (ΣK_c , «Scan»)	Слабая	Средняя	Высокая
Дифференциация ($v_{ср}$)	Слабая ($< 50\%$)	Средняя (50—75%)	Высокая ($> 75\%$)
Наличие месторождений и рудопроявлений	Отсутствуют	Мелкие месторождения или рудопроявления	Крупные или средние месторождения
Наличие рудоносных и потенциально рудоносных геологических комплексов	Нет	Потенциально рудоносный комплекс	Рудоносный комплекс
Геодинамическая позиция	Неблагоприятная	Неопределенная	Благоприятная

академическими НИИ, а также ПГО разработано более 30 методов и модификаций (способов, приемов) оценки прогнозных ресурсов рудных полезных ископаемых по геохимическим данным. Наибольшей популярностью пользуются методы, разработанные А.П.Солововым [17] по литохимическим ореолам и потокам рассеяния и С.В.Григоряном и Л.Н.Овчинниковым и др. [6, 14, 15] по первичным ореолам. Однако большая часть этих методов либо относится к локальному прогнозу, либо требует адаптации к МГХК-1000 и 200.

Выделение, интерпретация и оценка площадей различных иерархических уровней по геохимическим данным позволяют ставить вопрос об оценке прогнозных ресурсов рудоносных площадей по категории P_3 , выявленных в процессе МГХК-1000, и по категории P_2 при МГХК-200.

Оценка масштаба оруденения при МГХК может проводиться различными методами (прямой расчет, аналогии, экспертные оценки и др.) и включает

определение прогнозных ресурсов рудных районов и узлов для полезных ископаемых, которые имеют или могут иметь промышленное значение.

Прямой расчет количественных ресурсов рудных и потенциально рудных районов по геолого-геохимическим параметрам рудоносных и потенциально рудоносных геологических комплексов проводится по формуле:

$$P = R - P_k = 10^{-6} K_m Q - P_k = \\ = 10^{-6} (K / C) S h p K - P_k,$$

где P — прогнозные ресурсы металла в месторождении(ях), связанном(ых) с рудоносным геологическим комплексом, т; R — возможные ресурсы металла в месторождениях, связанных с изучаемым рудоносным геологическим комплексом, т; K_m — коэффициент металлоносности; Q — геохимические ресурсы металла в рудоносном геологическом комплексе, т; S и h — соответственно площадь (m^2) и мощность (m) рудоносного геологического

комплекса; ρ — удельная (средняя) плотность горных пород; K — содержание (кларк) металла в рудоносном геологическом комплексе, г/т; C — минимальное содержание металла в руде рудной формации, связанной с рудоносным геологическим комплексом; P_k — учтенные запасы в месторождениях.

Прямой расчет для аномальных геохимических объектов проводится по формуле:

$$Q = C_{\text{ср}} \cdot \alpha \cdot S \cdot H \cdot d \cdot 10^{-6},$$

где $C_{\text{ср}}$ — среднее содержание металла, г/т; α — коэффициент доли балансовых руд; S и H — площадь и глубина распространения АГП; d — средневзвешенная плотность пород, $2,7 \text{ т/м}^3$; 10^{-6} — коэффициент перехода от грамм к тоннам.

Аналогичным образом можно оценить прогнозные ресурсы АГП по результатам опробования донных отложений и почв. При этом в последнем случае в расчеты необходимо ввести коэффициент соответствия между первичными и вторичными ореолами [17].

Определение коэффициента доли балансовых руд (α) представляет основную трудность при оценке масштабов оруденения, так как его величина зависит от многих факторов [16]. Опубликованные в литературе данные о значениях (α) относятся в основном к объектам крупного иерархического ранга (рудные тела, месторождения). На региональном уровне доля промышленных руд (K_n) по всем промышленно важным элементам определена в небольшом числе работ и составляет [7]: континенты — $2,8 \cdot 10^{-7}$, провинции — $1,5 \cdot 10^{-6}$, рудоносные блоки в пределах провинции — $2,6 \cdot 10^{-5}$, отдельные плутоны — $6,3 \cdot 10^{-4}$. Доля балансовых руд (α) в локальных золоторудных объектах Дальнего Востока по некоторым данным [17, 19] для рудных районов — 0,0098, рудных узлов — 0,038, рудных полей — 0,1, месторождений — 0,34. Для Рудного Алтая по полученным нами в результате МГХК данным отношение запасов месторождений и прогнозных ресурсов рудных районов (узлов) в среднем равняется 0,01.

В целях контроля и повышения достоверности прогноза необходимо использовать всю исходную информацию и комплексировать различные геохимические методы оценки прогнозных

ресурсов. Определенный интерес могут представлять методы, опирающиеся на те или иные комбинации известных статистических данных: а) суммарные запасы и содержания металлов как в глобальном масштабе, так и применительно к отдельным регионам — единицам металлогенической иерархии; б) кларки земной коры и, если возможно, отдельных регионов или геологических формаций; в) ранжированные ряды запасов [15]. Теоретической основой правомочности использования этих методов служат две установленные закономерности: кларк — величина постоянная не только для земной коры, но и для всякого геологического образования; масштаб оруденения (накопленного в месторождениях металла) находится в прямой зависимости от его кларка.

По результатам расчета прогнозных ресурсов площади, оцененные по комплексу благоприятных предпосылок и признаков как высокоперспективные, остаются в этой же категории, если прогнозные ресурсы связанных с ними объектов оцениваются как крупные, и переводятся в категорию перспективных, если рассчитанные прогнозные ресурсы по величине соответствуют средним объектам. Перспективные по результатам предварительной оценки площади остаются в этой категории, если результаты расчета прогнозных ресурсов указывают на возможность выявления в пределах этих площадей крупных или средних по ресурсам объектов. В случаях, когда результаты расчетов прогнозных ресурсов не позволяют прогнозировать в пределах оцениваемых площадей крупные и средние по суммарным ресурсам объекты, эти площади переводятся в разряд неперспективных.

Помимо оценки степени перспективности, проводится определение достоверности оценки каждого АГП, предполагающей: наличие геохимических аномалий в представительном компоненте ПГС, геохимически изученном с плотностью не ниже предусмотренной; сопряженность геохимических аномалий в опробованных компонентах ПГС в соответствии с ландшафтно-геохимическими и геологическими условиями; полную оконтуренность геохимических аномалий; удовлетворительные метрологические характеристики результатов

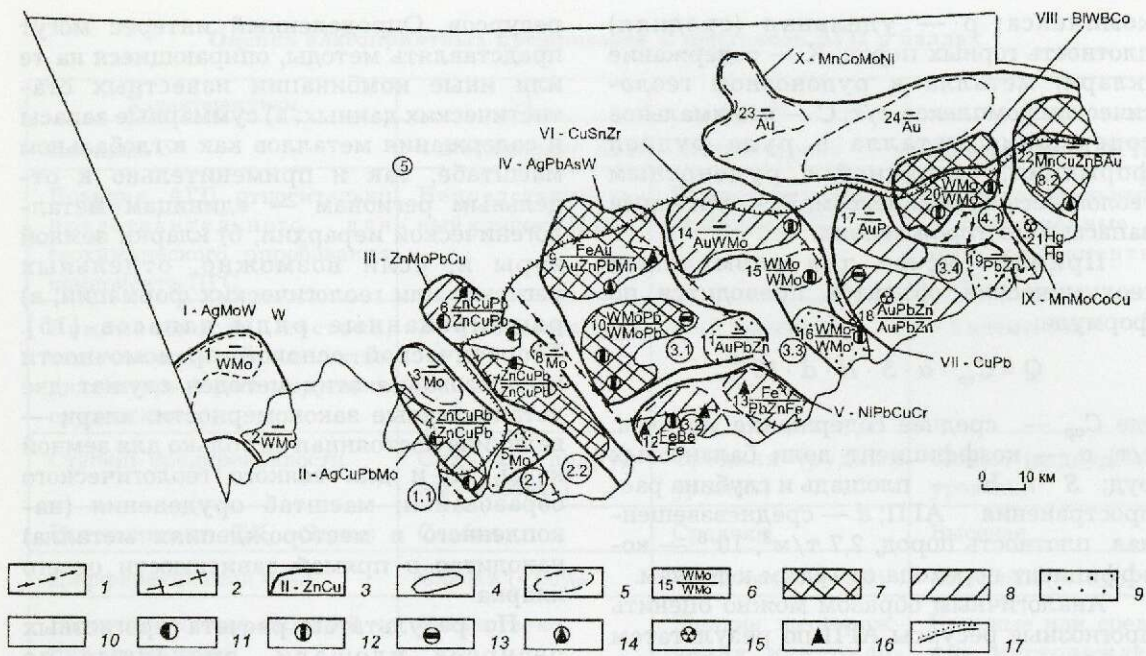


Рис. 1. Прогнозно-геохимическая карта Алтайского полигона, составленная по данным МГХК-1000:

границы: 1 — структурно-формационных зон (1 — Зайсанская, 2 — Рудно-Алтайская, 3 — Горно-Алтайская, 4 — Западно-Саянская), 2 — подзон (1.1 — Прииртышская, 2.1 — Алейская, 2.2 — Быструшинская, 3.1 — Чарышская, 3.2 — Коргонская, 3.3 — Талицкая, 3.4 — Ануйско-Чуйская, 4.1 — Белокурихинская, 4.2 — Катунская); 3 — геохимическая специализация металлогенических зон, их границы и номера (I — Калбинская, II — Алейская, III — Быструшинская, IV — Чарышская, V — Коргонская, VI — Талицкая, VII — Ануйско-Чуйская, VIII — Белокурихинская, IX — Катунская, X — Приобская); границы рудных районов (РР) и узлов (РУ) и достоверность их прогнозной оценки: 4 — достоверная, 5 — слабодостоверная; 6 — состав руд месторождений известных (числитель) и прогнозируемых (знаменатель), номера РР (1 — Ляпуновский, 2 — Наумовский, 4 — Золотушинский, 6 — Рубцовский, 7 — Змеиногорский, 9 — Ново-Фирсовский, 10 — Кольванский, 12 — Белорецкий, 13 — Рубежинский, 14 — Маралихинский, 16 — Казандинский, 17 — Карповский, 18 — Баялихинский, 20 — Белокурихинский, 22 — Катунский, 23 — Калманский, 24 — Смоленский) и РУ (3 — Покровский, 5 — Третьяковский, 8 — Савушинский, 11 — Тулатинский, 15 — Мульчихинский, 19 — Широкологский, 21 — Сарасинский); степень перспективности РР и РУ: 7 — высокоперспективные, 8 — перспективные, 9 — слабоперспективные, 10 — неопределенных перспектив; основные месторождения и их рудно-формационные типы: 11 — колчеданно-полиметаллические, 12 — редкометалльные, 13 — полиметаллические жильные, 14 — золоторудные, 15 — ртутные, 16 — железорудные; 17 — граница платформенных отложений

анализов. При несоблюдении этих условий оценка АГП считается слабодостоверной, а степень перспективности оцениваемой площади — неопределенной.

Высокая эффективность прогнозно-геохимических карт, составляемых по результатам МГХК-1000 и МГХК-200, подтверждена на шести геолого-геохимических полигонах. На Кольском полигоне аномальными геохимическими полями околонтурены все ранее известные рудные

районы и узлы — Печенгский, Мончегорский, Хибинский, Лавозерский, Ковдорский и др. Подтверждена Мурманско-Урагубская металлогеническая зона, в которой прогнозируются новые Мо-TR объекты. Выявлен новый Верхне-Териберский потенциальный рудный район, перспективный на Cu-Ni-Co оруденение аллареченского типа.

На Алтайском полигоне в результате МГХК-1000 АГП околонтурены все из-

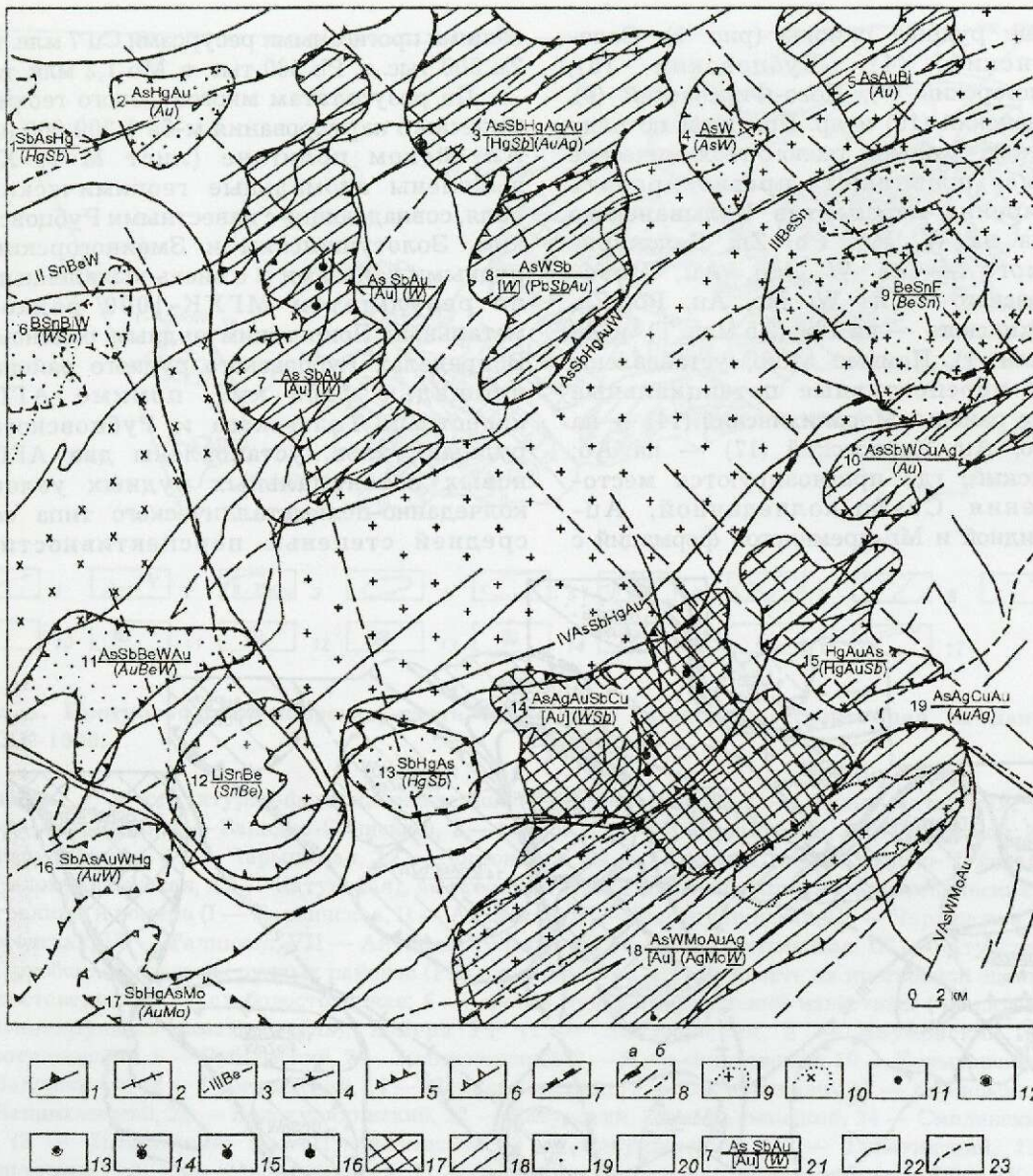


Рис. 3. Прогнозно-геохимическая карта Восточно-Забайкальского полигона (Балзашский рудный район) по результатам МГХК-200:

границы: 1 — структурно-формационных зон, 2 — структурно-формационных подзон, 3 — геохимических металлогенических районов, их номера и металлогеническая специализация; границы геохимических аномальных объектов: 4 — золото-кварцевых, 5 — золото-редкометалльных, 6 — редкометалльных, 7 — сурьмяно-ртутных; 8 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые); интрузии: 9 — гранитов, 10 — гранодиоритов; рудные объекты: 11 — золотые, 12 — ртутные, 13 — вольфрамовые; масштаб месторождений: 14 — крупные, 15 — средние, 16 — мелкие; степень комплексности благоприятных признаков (степень перспективности) аномальных геохимических узлов и полей: 17 — полнокомплексные (высокоперспективные), 18 — комплексные (перспективные), 19 — ограниченно комплексные (слабоперспективные), 20 — не определена (неясных перспектив); 21 — индексация аномальных рудных объектов: цифры — номера рудных узлов (полей), геохимическая характеристика (числитель), полезные компоненты (знаменатель); рудные формации с перспективой прироста запасов (в квадратных скобках — известные, в круглых — прогнозируемые); масштаб оруденения: Au — средние, W — мелкие, W — не определенные; достоверность прогноза: 22 — достоверный, 23 — слабодостоверный

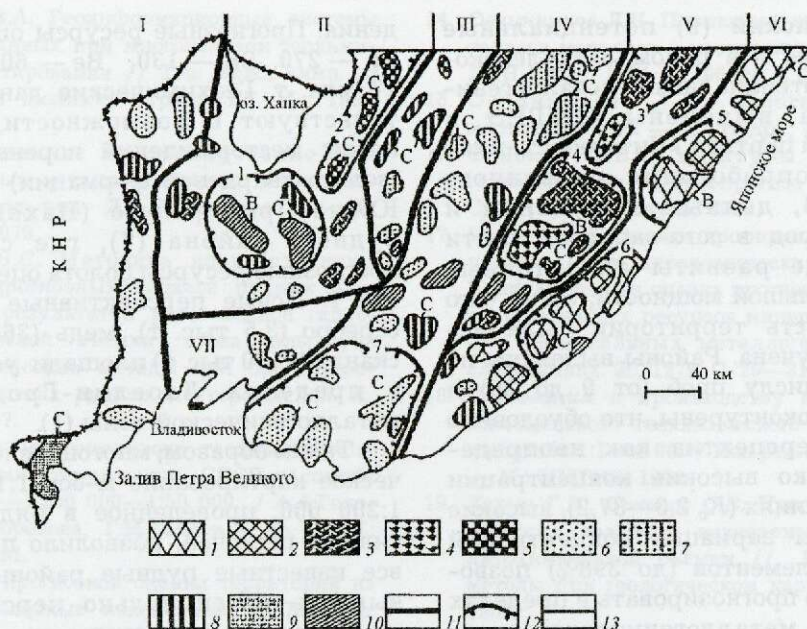


Рис. 4. Прогнозно-металлогеническая схема южной половины Приморского края, составленная по данным МГХК-1000:

прогнозируемые рудные формации: 1 — полиметаллическая, 2 — полиметаллическая с оловом, 3 — оловянная, 4 — оловянно-полиметаллическая, 5 — оловянно-редкометалльная, 6 — золото-кварцевая, 7 — золото-вольфрамовая (шеелитовая), 8 — вольфрамовая, оловянно-вольфрамовая, 9 — медная с серебром и золотом, 10 — флюорит-редкометалльная, редкоземельно-редкометалльная; границы: 11 — металлогенических зон (I — Лаоелин-Гродековская, II — Ханкайская, III — Малиновская, IV — Центральная, V — Восточная, VI — Прибрежная, VII — Амурская), 12 — рудных районов (1 — Вознесенский, 2 — Спасский, 3 — Верхне-Иманский, 4 — Кавалеровский, 5 — Дальнегорский, 6 — Ольгинский, 7 — Южно-Приморский), 13 — рудных узлов, аномалий (В — высокой, С — средней перспективности)

Бобковский с прогнозными ресурсами Zn 377 тыс. т и Калиновский — Zn 1057, Pb 560 и Cu 530 тыс. т. В пределах Золотушинского рудного района площадью 1500 км² АГП подтверждены все известные рудные узлы и поля — Локтевское, Каменское, Орловское, Золотушинское, Гериховское, Титово-Сургутановское и Крючковское. Сделан вывод о возможности обнаружения новых месторождений колчеданно-полиметаллической формации в Золотушинском рудном узле, прогнозные ресурсы которого составляют, тыс. т: Zn 2000, Pb 600, Cu 500. Помимо этого, выявлены АГП потенциального Николаевского рудного поля с прогнозными ресурсами Zn 300, Pb 87, Cu 600 тыс. т. Геохимические данные позволяют также прогнозировать выявление колчеданно-полиметаллического оруденения, перекрытого отложениями пихтовской свиты мощностью 400 м, — Георгиевский потен-

циальный рудный узел, но эти данные требуют дополнительной проверки.

В пределах выявленного по геохимическим данным Покровского потенциального рудного района наибольшего внимания заслуживает АГП Саратовского потенциального узла, где прогнозируются редкометалльные месторождения (Mo — 30, Y — 60 тыс. т), связанные с коллизионными гранитами (Р). Перспективы остальных АГП либо слабые, либо неясные.

Все известные в пределах Восточно-Забайкальского полигона рудные объекты (месторождения, поля, узлы, районы) по данным МГХК-1000 (рис. 2) зафиксированы аномальными геохимическими полями и оказались включенными в контуры выделенных металлогенических зон и районов [4]. Особый интерес представляет Заткулейско-Торейская золоторудная зона (III). Входящие в нее Торейский (6), Даурский (7), Барунский

(8), Заткулейский (9) потенциальные рудные районы и в целом Заткулейско-Торейская потенциальная металлогеническая зона выделены ИМГРЭ и геохимической партией «Читагеолсъемка» по данным опробования почвенного горизонта В, донных отложений и коренных пород в юго-западной части полигона, где развиты аллохтонные отложения большой мощности, из-за чего ранее эта часть территории была недостаточно изучена. Районы выделены по небольшому числу проб (от 9 до 20) и полностью не оконтурены, что обусловило оценку их перспектив как неопределенные. Однако высокие концентрации золота в аномалиях (K_c 2,3—37,2), высокие коэффициенты вариации концентраций химических элементов (до 398%) позволяют уверенно прогнозировать в пределах описываемой металлогенической зоны возможность выявления месторождений золота — в коренных породах и россыпях.

По результатам МГХК-200, проведенного на Восточно-Забайкальском полигоне (лист М-50-III), АГП также оконтурены все ранее известные рудные узлы и поля — Нерчинский (3), Апрелиевский (4), Пешковский (8), Балейский (14), Кукульбейский (18) и др. (рис. 3). Установлены два новых АГП ранга рудных полей (9 и 12) перспективные на выявление месторождений Ве и Sn в альбитизированных и грейзенизированных гранитах. Большой интерес представляют участки АГП 1, 3 и 15. Развитие в этих аномалиях Hg, Sb и «шапок» сидерофильных элементов свидетельствует о незначительной эродированности рудовмещающих структур и о возможности обнаружения на глубоких горизонтах месторождений золота. Не оконтурены и требуют доизучения АГП 1 (Hg), 2 (Au), 11 (Au, Ве, W), 17 (Au, W).

По результатам МГХК-1000 на Приморском полигоне (рис. 4) аномальным геохимическим полям с полным комплексом благоприятных предпосылок и признаков соответствуют рудные районы и узлы всех известных в регионе месторождений (Вознесенский — 1, Кавалеровский — 4, Верхне-Иманский — 3, Дальнегорский — 5, Ольгинский — 6). Выявлен новый Спасский рудный район (2), в пределах которого выделены геохимические аномалии трех потенциальных рудных узлов, перспективных на оловянно-редкометалльные месторож-

дения. Прогнозные ресурсы оцениваются: Zn — 270, Sn — 130, Ве — 60 тыс. т, F — 17 млн. т. Геохимические данные свидетельствуют о возможности открытия новых месторождений коренного золота (золото-кварцевой формации) в пределах Южно-Приморского (Находкинского) рудного района (7), где суммарные прогнозные ресурсы золота оценены около 250 т. Новые перспективные на золото, серебро (3,5 тыс. т), медь (369 тыс. т) и скандий (170 тыс. т) площади установлены в пределах Лаоелин-Гродековской металлогенической зоны (1).

Таким образом, многоцелевое геохимическое картирование м-бов 1:1 000 000 и 1:200 000, проведенное в ряде перспективных регионов, позволило подтвердить все известные рудные районы, а также выявить потенциально перспективные аномальные геохимические площади различного ранга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Э.Н., Головин А.А. Метод полей естественных геохимических ассоциаций при составлении полиэлементных геохимических карт // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск, 1979.
2. Бураго А.И., Дубов Р.И., Шлыков С.А. Краткий обзор состояния проблемы применения геохимических методов оценки прогнозных ресурсов в системе МГ СССР. — Владивосток: Мингео СССР, 1989.
3. Буренков Э.К., Головин А.А., Филатов Е.И. Многоцелевое геохимическое картирование — новый вид региональных геологических работ // Разведка и охрана недр. 1996. № 8. С. 7—10.
4. Геохимическая оценка территории Восточно-Забайкальского полигона (по результатам многоцелевого геохимического картирования) / А.А.Головин, И.А.Морозова, А.И.Лчкасов и др. — М.: ИМГРЭ, 1998.
5. Головин А.А., Гуляева Н.Г., Морозова И.А. Интегральные аномальные поля как объекты многоцелевого геохимического картирования // Разведка и охрана недр. 1995. № 6. С. 3—4.
6. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. — М.: ИМГРЭ, 1987.
7. Иванов В.В., Панфилов Р.В. О зависимости между рассеянием и концентрацией в общем геохимическом цикле миграции элементов в земной коре // Геохимия. 1985. № 9. С. 1250—1258.
8. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / Сост. С.В.Григорян, А.П.Соловов, М.Ф.Кузин. — М.: Недра, 1983.

9. *Килипко В.А.* Геоинформационные системы как база данных при многоцелевом геохимическом картировании // Тез. Межд. симп. по прикладной геохимии стран СНГ. М., 1997. С. 233—234.
10. *Количественное* прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях / Под ред. Д.В.Рундквиста. — Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
11. *Комаров В.С.* Методика количественных расчетов прогнозных запасов рудных элементов по результатам региональной гидролитохимической съемки стока малых рек // Геохимические методы при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Л., 1982. С. 3—7.
12. *Концепция* многоцелевого геохимического картирования территории СССР масштаба 1:1 000 000—1:200 000—1:50 000 / А.А.Головин, И.А.Морозова, Г.М.Беляев и др. — М.: ИМГРЭ, 1991.
13. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В.Рундквиста. — Л.: Недра, 1986.
14. *Овчинников Л.Н.* Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях суши // ДАН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 683—686.
15. *Овчинников Л.Н.* Прогноз рудных месторождений. — М.: Недра, 1992.
16. *Соколов С.В.* Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. — С.-Петербург: Наука, 1998.
17. *Соловов А.П.* Оценка прогнозных запасов при региональных литохимических съемках // Количественная оценка прогнозных запасов и перспективных ресурсов минерального сырья при региональных металлогенических исследованиях. Л., 1978. С. 29—31.
18. *Требования* к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1 000 000 / Под ред. Э.К.Буренкова. — М.: ИМГРЭ, 1999.
19. *Хорин Г.И., Соколов С.В.* Прогнозная оценка ресурсов полезных ископаемых по данным литохимической съемки // Геохимические методы при геологическом картировании. М., 1985.

УДК 551.248.1+553.43 (571.56)

© А.В.Сагир, 2000

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ И ОРУДЕНЕНИЯ ДЖАЛКАНСКОЙ ЗОНЫ СЕТТЕ-ДАБАНСКОГО ПАЛЕОРИФТА

А.В.Сагир (АЮГГП МПР России)

В пределах Джалканской зоны Сетте-Дабанского палеорифта выделены конседиментационные, магмоподводящие и рудоконтролирующие глубинные разломы, осложняющие ее внутреннее строение. Показана парагенетическая связь медного оруденения в медистых песчаниках с меденосными базальтами. Сделан вывод об активном континентальном рифтообразовании на территории Верхоянья в среднем палеозое, положившем начало формированию Верхоянской пассивной окраины.

Сетте-Дабанский палеорифт выделен К.К.Левашовым [2] как часть единой среднепалеозойской рифтовой системы восточного обрамления Сибирской платформы. Заложение среднепалеозойских рифтов происходило по «трехлучевым» системам — Хараулах — Вилой — Барайя, Барайя — Сетте-Дабан — Кобюме, образовавшим единую Восточно-Сибирскую палеорифтовую систему. Сетте-Дабанский палеорифт представляет собой южный «луч» данной системы. В совре-

менной структуре Южного Верхоянья он располагается в Сетте-Дабанском складчато-надвиговом поднятии, сформировавшемся во время мезозойской коллизии, и протягивается по юго-восточному обрамлению Сибирской платформы на 600 км от р. Томпо на севере до р. Юдома на юге (рис. 1).

Формированию палеорифта предшествовало позднесилурийское сводообразование, фиксируемое по древней коре выветривания мощностью до 400 м,

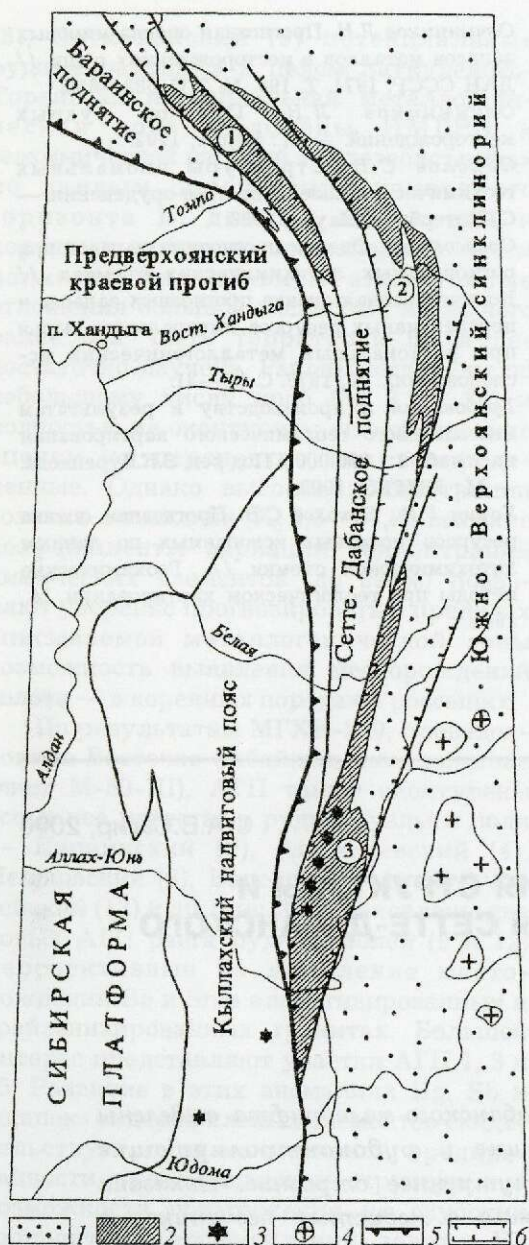


Рис. 1. Расположение палеорифтовых зон в пределах Сетте-Дабанского складчато-надвигового поднятия:

1 — верхоянский терригенный комплекс; 2 — девон-нижнекаменноугольные терригенно-вулканогенно-карбонатные рифтогенные образования; 3 — плутоны ультраосновного щелочного состава с карбонатитами; 4 — меловые гранитоидные плутоны; 5 — структурный шов юго-восточного края Сибирской платформы; 6 — границы палеорифтовых зон (цифры в кружках: 1 — Джалканская, 2 — Восточно-Хандыгская, 3 — Белореченская)

развитой по карбонатным породам силура. В раннем девоне в результате регионального раздвига территории на позднесилурийском сводовом поднятии заложилась серия веерообразных субмеридиональных глубинных разломов — Бурхалинского, Саккырырского и Менкюленского, в пределах которых началось формирование соответственно Джалканской, Восточно-Хандыгской и Белореченской палеорифтовых зон [3]. В этих зонах на протяжении всего девон-раннекаменноугольного (турнейского) периода активного континентального рифтообразования формировался комплекс терригенно-вулканогенно-карбонатных отложений мощностью 1200—3500 м. На ограничивающих рифтовые зоны палеоподнятиях происходил глубокий размыв отложений силура и ордовика, а в некоторых участках, во время девонских трансгрессий, — и незначительное осадконакопление. Высокая тектономагматическая активность в период рифтообразования приводила к образованию глубокопроникающих разломов сбросового типа, обуславливающих блоковое строение палеорифтовых зон и конседиментационную складчатость. В завершающую фазу рифтообразования сложнопостроенные рифтогенные структуры были несогласно перекрыты нижнекаменноугольными (визе) и среднекаменноугольными турбидитными отложениями верхоянского комплекса. В мезозойскую фазу складчатости (J_3 — K_1) породы в блоковой структуре палеорифтовой зоны были смяты в складки. По рифтогенным разломам сбросового типа происходили вертикальные перемещения обратного направления, превратившие их во взбросы. Амплитуды вертикальных перемещений в мезозое в одних разломах превышают амплитуды перемещений в среднем палеозое, в других компенсируют их или имеют меньший размах. Наличие под визейскими и среднекаменноугольными несогласиями Сетте-Дабана сложнопостроенного блокового основания наводит на мысль о девон-раннекаменноугольном (турнейском) этапе складчатости.

Джалканская палеорифтовая зона выделяется в крайней северо-западной части Сетте-Дабанского поднятия. Девонские отложения зоны обнажаются на левобережье р. Томпо в междуречье Ольчана и Улаха на протяжении 80 км при ширине выходов до 14 км. Разрез девон-нижне-

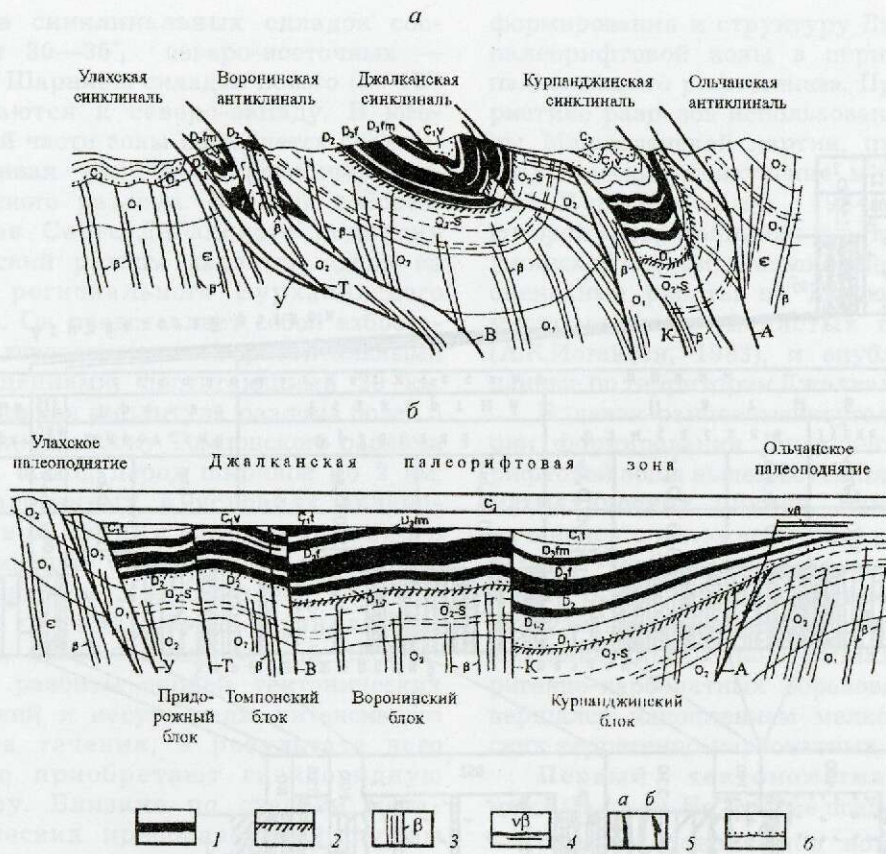


Рис. 2. Структура Джалканской палеорифтовой зоны:

a — геологический разрез зоны в современной структуре; *б* — реконструированный разрез зоны в среднепалеозойский период; 1 — покровы трахибазальтов и базальтов; 2 — образования позднесилурийской коры выветривания; 3 — дайки долеритов и трахидолеритов; 4 — силлы габбро-долеритов; 5 — сбросы (*a*), взбросы (*б*); 6 — угловые и стратиграфические несогласия; разломы: У — Улахский, Т — Томпонский, В — Воронинский, К — Курпанджинский, А — Атырбахский

каменноугольных терригенно-вулканогенно-осадочных отложений Джалканской зоны достаточно полно изучен К.К. Левашовым, выделившим их в джалканскую серию [1]. В последующем серия была разделена на свиты, по объему и составу соответствующие ранее выделенным пачкам джалканской серии.

В современной структуре Сетте-Дабанского поднятия Джалканская палеорифтовая зона имеет сложное чешуйчато-складчатое строение (рис. 2, *a*). Она разбита на тектонические блоки, чешуи, клинья шириной от 1—3 до 8 км, ограниченные Улахским, Томпонским, Воронинским, Курпанджинским, Атырбахским и другими разломами. Разломы представляют собой взбросо-сдвиги, реже

сбросо-сдвиги с амплитудой вертикальных и горизонтальных перемещений 2,5—5 км. Плоскости разломов падают на северо-восток под углами от 80—70 до 45—30°. В одних участках швы разломов мощностью в несколько сантиметров выполнены метаморфизованной глиной трения с зеркалами скольжения, в других мощностью 1—20 м и более выполнены смятыми, развальцованными, подробленными породами. Иногда швы разломов заполнены будинированными диабазами, нередко рассланцованными до микрокристаллических сланцев. Отложения, слагающие Джалканскую зону, смяты в складки опрокинутые на юго-запад. Размах крыльев складок варьирует от 1—3 до 8 км. Углы падения северо-западных

крыльев синклинальных складок составляют 30—35°, северо-восточных — 50—90°. Шарниры складок полого (5—10°) погружаются к северо-западу. В юго-западной части зоны выделяется сложно-построенная чешуйчато-надвиговая зона Томпонского разлома. В серии взбросо-надвигов Сетте-Дабанского поднятия Томпонский разлом является одной из ветвей регионального Бурхалинского разлома. Он представляет собой взбросо-сдвиг с левосторонними горизонтальными перемещениями, достигающими 20 км. Вертикальная амплитуда разлома более 5 км. В лежачем боку Томпонского разлома имеется выход пород шириной до 2 км, преобразованных в условиях зеленосланцевой фации дислокационного метаморфизма. Обломочные терригенные и карбонатные породы здесь смяты в сильно сжатые (до изоклинальных) складки, осложненные мелкой плейчатостью, разбиты серией тектонических нарушений и несут следы интенсивного кливажа течения, в результате чего нередко приобретают гнейсовидную текстуру. Близкие по степени метаморфических преобразований породы отмечались также в ядре Курпанджинской синклинали, зажатой между Атырбахским и Курпанджинским взбросами.

Таким образом, современная структура Джалканской зоны позволяет говорить о формировании ее чешуйчато-складчатого строения в период мезозойской коллизии (J_3 — K_1) при интенсивном давлении с северо-востока. Однако при детальном рассмотрении структуры можно видеть определенную унаследованность ее строения со времени среднепалеозойского континентального рифтообразования (рис. 2, б). Достаточно отчетливо внутреннее строение и закономерности формирования Джалканской зоны расшифровываются при изучении разрезов девон-нижнекаменноугольных отложений в разных тектонических блоках этой структуры и на ограничивающих ее Улахском и Ольчанском палеоподнятиях (рис. 3). Анализ мощностей и литолого-фациальных особенностей этих отложений позволил выделить заложившиеся в девонское время тектонические блоки и ограничивающие их конседиментационные магмо- и рудоконтролирующие разломы и на основании этого реставрировать условия

формирования и структуру Джалканской палеорифтовой зоны в период среднепалеозойского рифтогенеза. При характеристике разрезов использованы материалы Менкюленской партии, проводившей геологическое доизучение м-ба 1:50 000 (Н.Н.Пушкарь и др., 1984), в работе которой автор принимал участие, Курпанджинской партии, выполнявшей поисково-оценочные работы на Курпанджинском месторождении медистых песчаников (А.К.Иогансон, 1983), и опубликованные данные по территории Джалканской зоны.

В девон-раннекаменноугольной истории формирования Джалканской палеорифтовой зоны выделяются пять тектономагматических циклов. Каждый цикл начинался с заложения (или регенерации ранних) глубинных разломов сбросового типа, проявления интрузивного или эффузивного магматизма, формирования континентальных полифациальных терригенно-карбонатных образований и завершался накоплением мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений.

Первый тектономагматический цикл ($D_1l - p$). На рубеже позднего силура — раннего девона под воздействием мощного теплового потока (рассеянного спрединга) позднесилурийское сводовое поднятие было нарушено серией региональных глубинных разломов с первыми признаками проявления основного магматизма — дайками долеритов. В зоне Бурхалинского глубинного разлома началось заложение Джалканской палеорифтовой зоны. В этот период она представляла собой серию субпараллельных разломов сбросового типа, образовавших Курпанджинский грабен шириной 15—20 км. На протяжении раннего девона в пределах грабена накапливались мелководно-морские карбонатные отложения сеттедабанской свиты. Палеорифтовая структура представляла собой открытый к северо-западу узкий залив.

Сеттедабанская свита (D_1sd) сложена монотонной толщей серых и темно-серых известняков, доломитовых и глинистых известняков мощностью 300 м. Отложения свиты распространены только в пределах Курпанджинского блока, где они с размывом залегают на палеокарстовых отложениях позднесилурийской коры выветривания. Область их развития ограничена Курпанджинским и Атыр-

бахским конседиментационными разломами. В направлении Ольчанского палеоподнятия породы свиты постепенно выклиниваются и резко обрезаются зоной Курпанджинского разлома. Амплитуда конседиментационных разломов сопоставима с мощностью накопившихся нижедевонских отложений.

Второй тектономагматический цикл ($D_{1-2}e - ef$). Возобновившиеся на рубеже раннего эмса тектонические движения обусловили заложение новых разломов, расширивших Джалканскую палеорифтовую зону до 30—35 км. Области седиментации этого периода были Воронинский и Курпанджинский блоки, ограниченные с юго-запада Воронинским, а с северо-востока Атырбахским конседиментационными разломами. Формирование разломов сопровождалось основным интрузивным (а в Восточно-Хандыгской зоне и эффузивным) магматизмом, за которым последовали опускание территории и накопление в пределах расширившегося грабена Джалканской зоны мелководно-морских карбонатных отложений томпонской свиты.

Томпонская свита ($D_{1-2}tp$) сложена светло-серыми обломочными доломитами, в кровле ее отмечаются вишнево-красные доломитово-кварцевые алевролиты и диамиктиты. Красноцветность пород обусловлена высоким содержанием тонкодисперсного гематита, выветрелых полевых шпатов и обломков основных пород. В Воронинском блоке отложения свиты мощностью 80—100 м с размывом перекрывают желтые кавернозные палеокарстовые отложения, развитые по верхнесилурийским доломитам, и резко обрезаются зоной Воронинского разлома, амплитуда которого аналогична мощности томпонской свиты. В Курпанджинском блоке отложения свиты мощностью 200—250 м с конгломератами в основании несогласно залегают на нижедевонских отложениях сеттедабанской свиты.

Третий тектономагматический цикл (D_2gv). В живетское время новый импульс тектономагматической активизации обусловил регенерацию ранних и заложение новых глубинных разломов, расширивших Джалканскую палеорифтовую зону до 45—50 км. По ним в пределах палеорифтовой долины начались многократные трещинные излияния базальтовых лав,

сформировавших покров крайнинской свиты.

Крайнинская свита (D_2kn) сложена потоками темно-зеленых базальтов и трахибазальтов, образующих покров мощностью 60—200 м. Среди базальтов отмечаются горизонты (до 2—7 м) алевролитов, туфоконгломератов и доломитовых известняков с остатками табулят *Thamnopora aff. nicholsoni* (Frech.), *Th. ex gr. alta* (Tchern.), *Coenites pinniformis* Kokch., брахиопод *Atrypida*, *Spiriferida*, ругоз и криноидей. Базальты несогласно перекрывают блоковое основание Джалканской палеорифтовой зоны. Во вновь образованных Томпонском и Придорожном блоках покров несогласно залегает на размывтой поверхности силурийских отложений, в Воронинском и Курпанджинском блоках — без видимого несогласия на ниже-среднедевонских отложениях томпонской свиты. Высокая тектоническая активность в этот период подтверждается резкой сменой мощностей базальтового покрова вдоль зоны Томпонского разлома от 70 до 200 м.

Следствием тектономагматической активизации стали нисходящие движения территории Сетте-Дабана, приведшие к образованию обширного мелководного морского бассейна, в котором накапливались карбонатные и терригенные отложения загадочнинской свиты, завершающей цикл.

Загадочнинская свита (D_2zg) представлена карбонатными и терригенными отложениями с брахиоподами *Spinatya ex gr. tubaecostata* (Paeck.), *Emanuella ex gr. takwanensis* Keyser. и др. Карбонатные породы согласно залегают на базальтах крайнинской свиты. При этом в пределах палеорифтовой зоны вблизи Улахского палеоподнятия в южной части Придорожного блока (р. Улах) свита мощностью 30 м в основании сложена серыми известняками, сменяющимися вверх по разрезу вишнево-красными, розовыми, светлыми разнородными песчаниками, вишнево-серыми и зелеными гравелитами и туфоалевролитами, свидетельствующими о прибрежных условиях осадконакопления. В Томпонском и Воронинском блоках свита представлена мелководно-морскими серыми и темно-серыми известняками и доломитами мощностью 80—100 м. В Курпанджинском блоке нижняя часть

свиты (220 м) — серые известняки и доломиты, верхняя (100 м) — зеленовато-серые известняки и туфопесчаники. При этом отчетливо наблюдается смена мощностей и состава отложений загадочнинской свиты вдоль зон разломов, ограничивающих блоки.

Четвертый тектономагматический цикл (D_3f). В раннем фране новая волна теплового потока обусловила восходящие движения в области Сетте-Дабанского палеорифта. Началось внедрение многочисленных даек долеритов. В Джалканской зоне активизировались ранние глубинные расколы земной коры, по которым происходили трещинные подводные и наземные излияния базальтовых лав, сформировавших покров сегеняхской свиты.

Сегеняхская свита (D_3sg) несогласно перекрывает отложения загадочнинской и представлена в нижней части покровом темно-зеленых трахибазальтов и базальтов мощностью 200—600 м, состоящим из 5—11 лавовых потоков. В основании потоки сложены афировыми базальтами, сменяющимися в кровле миндалекаменными породами. Отдельные потоки базальтов разделены горизонтами (по 3—5 м) грубообломочных зеленых туфогравелитов, бордовых туфопесчаников, туфоаргиллитов, туффитов и зеленоцветных известняков с *Mucrospirifer* sp., *Desquamatia* cf. *alticola*. Туфогенные породы состоят из обломков базальтов, вулканического стекла, кремнистых и карбонатных пород, гематита и титаномагнетита. Нередко гематит и титаномагнетит образуют в породе прослой, подчеркивающие параллельную или косую слоистость. Перекрывает покров толща пестроцветных молассоидных отложений мощностью 15—150 м, заполнивших палеорифтовую долину после завершения магматической деятельности. Молассоиды сложены зелеными крупногалечными и валунными туфоконгломератами с галькой базальтового состава, вишнево-красными и зелеными туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоаргиллитами. Среди туфогенно-осадочных пород встречаются пласты зеленых брахиоподовых известняков с *Mucrospirifer novosibiricus* Toll.

Вдоль зон Томпонского, Воронинского и Курпанджинского разломов наблюдается

резкое изменение мощности базальтов и пестроцветных молассоидных отложений. Кроме того, по обе стороны от Курпанджинского разлома среди пестроцветной вулканогенно-осадочной толщи развит покров базальтов мощностью до 50 м. Общая мощность сегеняхской свиты в пределах палеорифтовой зоны 750 м. На приближении к палеоподнятиям породы свиты постепенно выклиниваются, что однозначно указывает на активную эффузивную деятельность только внутри палеорифтовой зоны. Амплитуды магмоподводящих и конседиментационных разломов в этот период сопоставимы с мощностью вулканогенно-осадочных толщ (200—750 м), накопившихся в палеорифтовой зоне.

Следствием раннефранской тектономагматической активизации стало стабильное опускание территории и образование открытого к северо-западу мелководного морского бассейна. Джалканская зона в этот период представляла собой узкий протяженный залив, в котором накапливались карбонатные и терригенные отложения маучанской свиты, завершившей четвертый тектономагматический цикл.

Маучанская свита (D_3mc) представлена толщей терригенно-карбонатных пород мощностью 180—400 м, согласно залегающей на отложениях сегеняхской свиты. В центральной части Джалканской зоны она имеет двучленное строение: нижняя часть разреза (80—100 м) сложена темно-серыми известняками, доломитами с тонкими прослоями черных алевролитов и аргиллитов, содержащими остатки строматопороидей, табулят *Thamnopora ramificata* Koks., *Crassialveolites crassus* (Lec.), *Cr. ovlachanus* Koks., *Coenites ultima* Koks., *C. pinniformis* Koks., *Spinatrypa tubaecostata* (Paeck.), ругоз, брахиопод *Mucrospirifer novosibiricus* Toll. и криноидей; верхняя часть (230—250 м) — светло-серыми и светлыми с розоватым оттенком доломитами и известняками, заключающими табуляты *Coenites pinniformis* Koks., ругозы, брахиоподы *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* (Paeck.), *Schizophoria* cf. *grandis* Ljasch., *Productella* ex gr. *subaecullata* (Murch.), *Spinatrypa* cf. *bifidaeformis* (Tchern.), *Atrupa* ex gr. *vulgaris* Ljasch. В кровле свиты появляются линзовидные горизонты красноцветных косослоистых песчаников, гравелитов и конгломератов, песчаных

доломитов и серых кварцевых песчаников мощностью от 3,5 м в Воронинском блоке до 100 м в Курпанджинском. Максимальная мощность свиты 330—400 м. В сторону Ольчанского и Улахского палеоподнятий она утрачивает двучленное строение, породы постепенно выклиниваются.

Пятый тектономагматический цикл ($D_3 fm - C_1 v$). В раннем фамене интенсивность новой волны глубинного теплового потока достигла максимума. Она обусловила инверсионные движения земной коры в пределах всего Сетте-Дабанского палеорифта, следствием чего стали внедрение многочисленных даек долеритов и габбро-долеритов, активизация предыдущих глубинных расколов земной коры, трещинные излияния базальтовых лав и резкая дифференциация вертикальных перемещений в разных тектонических блоках. В пределах Джалканской палеорифтовой зоны потоки базальтов сформировали покров курпанджинской свиты, несогласно залегающей на разных горизонтах маучанской свиты.

Курпанджинская свита ($D_3 kp$) представлена покровными трахибазальтами мощностью 70—200 м, состоящими из 4—8 потоков. Базальты темно-зеленые афировые, в кровле потоков фиксируются зеленовато-красные и вишневые гематитизированные миндалекаменные базальты и шлаки, базальтовые брекчи и шаровые лавы с текстурами течения. Среди базальтов отмечаются линзовидные горизонты мощностью 2—15 м красноцветных туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов, обломки, галька и цемент которых имеют базальтовый состав. Характерная особенность трахибазальтов свиты — наличие в них самородной меди. Она представлена тонкой (0,01—0,1 мм) вкрапленностью в массивных базальтах, гнездовыми и прожилковыми выделениями в секущих эпидотовых прожилках, а также образует стратифицированные горизонты вкрапленных руд в миндалекаменных базальтах. Мощность покрова уменьшается в направлении к палеоподнятиям до полного выклинивания.

Высокая тектономагматическая активность в это время обусловила контрастные блоковые перемещения в пределах палеорифтовой зоны. Центральная часть

ее, объединяющая Воронинский и Томпонский блоки, представляла собой приподнятую структуру, образовавшую внутреннее палеоподнятие, на котором размывались базальты курпанджинской свиты. Боковые блоки — Курпанджинский и Придорожный — представляли собой седиментационные впадины, в которых накапливались обломочные отложения переломной свиты.

Переломная свита ($D_3 pr$) с конгломератами в основании несогласно залегает на размывтой поверхности курпанджинской и маучанской свит. В Курпанджинском блоке она сложена красно- и зеленоцветными песчаниками, гравелитами, известняками, глинистыми известняками, аргиллитами, туфоизвестняками, туфоалевролитами, туфопесчаниками, в кровле появляются серые известняки, обломочные, органогенно-обломочные, брахиоподовые с *Validospirifer vel.*, *Enchondrospirifer ex gr. communus* (Sid.), свидетельствующие о позднефаменском возрасте вмещающих пород. Известняковые песчаники и гравелиты содержат обломки измененных базальтов, полевых шпатов, кварца, гематита и ильменита. Рудные минералы образуют послонные скопления, подчеркивающие мелкую разнонаправленную косую слоистость. Максимальная мощность свиты 350 м. В направлении к Курпанджинскому разлому и Ольчанскому палеоподнятию отложения свиты выклиниваются.

В Придорожном блоке свита мощностью 100—200 м сложена преимущественно зеленовато-серыми известняками и известняковыми песчаниками, чередуясь с пластами зеленоцветных гравелитов и конгломератов, редко в кровле ее встречаются прослой брахиоподовых известняков. В пределах блока область распространения отложений свиты ограничивается зонами Томпонского и Улахского разломов.

В конце позднего фамена большую часть Джалканской рифтовой долины охватили процессы эрозии и денудации. Осадконакопление происходило лишь в пределах опущенного Курпанджинского блока, представлявшего собой седиментационную впадину, которая заполнялась продуктами размыва обрамляющих ее поднятий, в том числе и меденосных базальтов курпанджинской свиты. В

пределах впадины выделяется толща пестроцветных флишоподобных отложений нижней подсвиты менкюленской свиты.

Отложения *нижнеменкюленской подсвиты* (D_3m_1) трансгрессивно перекрывают подстилающие породы переломной свиты. Она сложена лагунными и прибрежно-морскими отложениями — вишневыми известняковыми песчаниками, темно-вишневыми алевролитами и аргиллитами, реже зеленовато-серыми песчаниками, гравелитами и известняками, содержащими позднефаменские фораминиферы *Archaelagena aff. globosa* Petr., водоросли *Komaena tatarstanica* Antr., *K. awirsi* Mamet et Roux, *K. delikata* Antr., *Umbella mica* Pojark. и др. Для нижнеменкюленской подсвиты характерны отчетливые регрессивные ритмы с размывами в основании и выдержанные по мощности и протяженности горизонты медистых песчаников с пирит-халькопирит-борнит-халькозиновым оруденением седиментационно-диагенетически-катагенетического типа. Максимальная мощность подсвиты 300—350 м. В направлении к палеоподнятиям отложения постепенно выклиниваются.

В турнейское время начались медленные нисходящие движения, охватившие всю Джалканскую палеорифтовую долину. Она представляла собой протяженную межгорную впадину, заполнявшуюся молассоидной меденосной толщей средне-верхнеменкюленской подсвиты.

Отложения *среднеменкюленской подсвиты* (C_1m_2) распространены по всей палеорифтовой зоне. В Курпанджинском блоке они трансгрессивно перекрывают размытую поверхность нижележащих отложений вплоть до сегеняхской свиты. Подсвита представлена в основании конгломератами и гравелитами с галькой базальтов, сменяющимися красноцветными известняковыми песчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, конгломератами и гравелитами максимальной мощностью 150—180 м. Для отложений характерны крупная косая слоистость, внутренние размывы, линзовидные горизонты медистых песчаников катагенетического, эксгальационно-гидротермально-осадочного и эксгальационно-метасоматического типов, тяготеющие к зоне Курпанджинского разлома. По условиям образования они относятся к

аллювиально-дельтовым и прибрежно-морским фациям.

В пределах Воронинского блока отложения среднеменкюленской подсвиты несогласно залегают на размытой поверхности базальтов курпанджинской свиты, а местами на доломитах маучанской (верховье р. Джалкан). Подсвита представлена преимущественно красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, реже зеленоцветными песчаниками, известняками и прерывистыми горизонтами медистых песчаников и конгломератов с халькопирит-борнит-халькозиновой минерализацией. Среди красноцветных обломочных пород встречен покров трахибазальтов и базальтов мощностью 20—300 м, состоящий из 5—6 потоков. Базальты и трахибазальты зеленовато-серые и темно-зеленые массивные, в кровле потоков миндалекаменные с красноватым оттенком, иногда темно-вишневые интенсивно гематитизированные. В них широко развиты эпидотизация пород и связанные с ней рассеянная вкрапленность и прожилки самородной меди. Среди базальтов отмечаются прослойки вишнево-красных алевролитов, гравелитов и песчаников мощностью 2—30 м. Покров примыкает к зоне магмоподводящего тектонического нарушения, являющегося оперением Воронинского разлома. Кроме того, сама зона Воронинского разлома «залечена» базальтами, а в стороны от нее в отложениях маучанской свиты наблюдаются силлы базальтов мощностью до 100 м и протяженностью 0,5—2,5 км. Мощность среднеменкюленской подсвиты в Воронинском блоке 200—400 м.

В Придорожном блоке отложения среднеменкюленской подсвиты мощностью 100—200 м несогласно залегают на породах переломной. Это параллельно- и косослоистые известняковые песчаники вишнево-красные, розовые, зеленовато-серые, пестроцветные гравелиты и конгломераты, редко маломощные линзовидные потоки базальтов. В них многочисленны горизонты медистых песчаников и конгломератов с халькозин-борнит-халькопиритовой минерализацией.

Отложения *верхнеменкюленской подсвиты* (C_1m_3) максимальной мощностью 120 м развиты локально в Воронинском и Курпанджинском блоках.

Представлены зеленовато-серыми песчаниками, серыми косослоистыми магнетит-содержащими песчаниками, обломочными известняками, реже конгломератами и гравелитами. В известняках кровли свиты обнаружены фораминиферы *Endotura perfida* Grozd. et Leb., *E. explicata* Gan., *Planoendothyra coarta* (Voiz.), характерные для вернетурнейских и нижневизейских отложений, и ругозы *Zaphirentites parallela* (Carruthers), свойственные верхнетурнейским.

Максимальная мощность менкюленской свиты 650 м. Породы ее полностью выклиниваются в направлении к обрамляющим палеорифтовую зону палеоподнятиям.

Сложная палеогеографическая обстановка, глубокие размыты девонских отложений на внутренних палеоподнятиях, накопление мощной толщи пестроцветных меденосных молассоидных отложений, многократные излияния базальтов — все это указывает на высокую тектоническую и магматическую активность палеорифтовой зоны в турнейское время.

Пятый тектономагматический цикл завершается резким опусканием всей территории Сетте-Дабанского палеорифта и накоплением в его пределах нижнекаменноугольных (визейских) глубоководных турбидитных отложений куранахской толщи мощностью 200—1500 м. Куранахская толща трансгрессивно перекрывает сложнопостроенные структуры палеорифтовых зон и размытые поверхности палеоподнятий. В пределах Джалканской палеорифтовой зоны на отложениях менкюленской свиты несогласно залегают черные известняки и известковистые алевролиты с горизонтами олистостром. В конце цикла по регенерированным конседиментационным и магмоподводящим разломам внедрились дайки и силлы габбро-диабазов, выявленные на левобережье р. Ольчан среди визейских отложений. После этого началось стабильное пострифтовое опускание территории Южного Верхоянья с образованием обширного субокеанического бассейна, в котором накапливались черносланцевые терригенные отложения верхоянского комплекса, характеризующие обстановку пассивной континентальной окраины.

В девоне — раннем карбоне палеоподнятия, ограничивающие Джалканскую

зону, также развивались в рифтогенной обстановке.

Улахское палеоподнятие, ограничивающее Джалканскую палеорифтовую зону с запада, представляло собой область интенсивной денудации. Процессы рифтогенеза в его пределах проявились в формировании линейного дайкового пояса трахидолеритов и долеритов. Насыщенность ордовикских и кембрийских отложений дайками составляет многие десятки на 1 км. В Придорожном блоке терригенные отложения Джалканской зоны содержат многочисленные остроугольные и плохо окатанные обломки и гальку силурийских и ордовикских отложений, сносимых с палеоподнятия. Мощность эродированных на палеоподнятии отложений достигает 3—4 км. В стадию пострифтового опускания территории среднекаменноугольные терригенные отложения имтаджинской свиты с базальными конгломератами в основании несогласно перекрыли размытую поверхность палеоподнятия — ниже-среднеордовикские известняки, пронизанные дайками основного состава.

Ольчанское палеоподнятие, разделяющее Джалканскую и Восточно-Хандыгскую палеорифтовые зоны, уже с раннего девона представляло собой приподнятую структуру, где процессы эрозии преобладали над аккумуляцией. Непосредственно на силурийских отложениях здесь несогласно залегает ниже-среднедевонская толща пестроцветных конгломератобрекчий, конгломератов, гравелитов, доломитов, алевролитов и гипсов мощностью до 150 м. В конгломератах содержатся многочисленные обломки, галька и валуны силурийских пород. Пестроцветная толща перекрыта покровом базальтов мощностью до 80 м, на которых сохранились фрагменты древней коры выветривания базальтов (р. Ольчан). На базальтах несогласно залегают темно-серые известняки и алевролиты нижнекаменноугольной куранахской толщи (визе). По обрамлению Джалканской зоны ордовикские и силурийские отложения палеоподнятия насыщены дайками диабазов, образующими линейно ориентированный дайковый пояс.

На основании главным образом геохимических, минералого-петрографических и палеогеографических критериев исследователями Сетте-Дабана установ-

Средний химический состав базальтов Джалканской палеорифтовой зоны, %

Оксиды	D ₁₋₂ кп		D ₃ sg		D ₃ кр		C ₁ тп		Дайки D ₃ —C ₁	
	τβ	β	τβ	β	τβ	β	τβ	β	τβ	β
n проб	16	9	12	14	19	7	4	4	9	15
SiO ₂	47,06	47,61	48,67	47,46	48,54	47,35	48,83	47,99	46,77	47,52
TiO ₂	2,39	2,93	2,2	1,92	1,9	1,73	1,94	1,89	2,92	2,51
Al ₂ O ₃	14,03	11,84	13,47	13,96	14,12	14,81	13,75	13,08	13,94	13,68
Fe ₂ O ₃	6,34	7,45	4,83	4,88	7,0	6,12	5,71	4,96	3,59	3,49
FeO	7,65	7,36	6,26	7,45	5,84	6,76	8,56	9,63	9,86	10,98
MnO	0,16	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,18	0,22	0,19	0,21
MgO	5,9	6,71	5,49	6,66	6,93	6,62	6,68	6,28	5,31	6,19
CaO	7,27	8,94	7,97	9,09	6,73	11,37	7,06	9,02	7,97	7,67
K ₂ O	2,68	0,92	1,57	1,09	1,79	0,76	1,02	0,67	1,23	0,99
Na ₂ O	2,39	2,19	3,23	2,09	3,14	1,78	3,87	2,82	3,64	2,68
P ₂ O ₅	0,33	0,35	0,26	0,21	0,16	0,13	0,17	0,17	0,4	0,32

Примечание. τβ — трахибазальты, β — базальты.

лена генетическая и парагенетическая связь медного оруденения с основным базальтоидным магматизмом [4]. По данным И.П.Никольской и Р.Н.Дорофеевой, изучавших основной магматизм Джалканской зоны, базальты по петрохимическим особенностям относятся к формации трахибазальтов. Однако среди них выделяются как трахибазальты субщелочного ряда, так и оливиновые базальты и базальты нормального ряда (таблица).

Выделенные породы присутствуют во всех покровах, переходы между ними постепенные. Однако вверх по разрезу джалканской серии отмечаются заметное увеличение щелочности пород и резкое преобладание трахибазальтов над базальтами. По типу щелочности базальты относятся к К-На серии.

Все базальтовые покровы пропильтизированы, но наиболее интенсивно процессы пропильтизации проявлены в базальтах курпанджинской свиты. Вторичные минералы — хлорит, серицит, эпидот, амфибол, альбит, кальцит, лейкоксен, кварц, реже калиевый полевой шпат, биотит и пирит — развиваются по пороодообразующим минералам (пла-

гиоклазу, пироксену, оливину) и основной массе. С процессами пропильтизации базальтов связано наличие в них сульфидной минерализации (пирит, халькопирит, халькозин, борнит) и самородной меди, которая встречается только в базальтах курпанджинской и менкюленской свит (Джалканское проявление самородной меди в базальтах). Самородная медь локализуется в участках интенсивно пропильтизированных пород в агрегативной лейкоксен-цоизитовой, лейкоксен-эпидот-цоизит-кальцит-кварцевой массе с серицитом, альбитом и калиевым полевым шпатом. Микроскопическая вкрапленность самородной меди отмечается в замещенных эпидотом клинопироксенах, альбитизированных, эпидотизированных и окварцованных реликтах плагиоклаза в основной массе породы. Оторочки меди наблюдаются вокруг гематита и титаномангнетита. Более крупные выделения самородной меди обособляются в амигдалоидных горизонтах во вторичных эпидоте, кальците, кварце, хлорите и полиминеральных миндалинах. Содержание меди в амигдалоидах в десятки и сотни раз превышает таковое в афировых базальтах. Рудные тела представляют

собой стратифицированные горизонты мощностью 0,5—4 м с содержанием меди 0,5—6%. Самородная медь образует как тонкую вкрапленность, так и крупные вкрапленники и прожилки. В аллювии р. Джалкан обнаружены самородки меди массой от 0,05 до 15 кг.

В геохимическом отношении для базальтов характерны в 1,5—2 раза превышающие кларки для основных пород концентрации меди и серебра, ровные высокие содержания висмута, кадмия, мышьяка и бора. На уровне кларка в них содержания кобальта, цинка, олова, германия, галлия, ниже кларковых концентрации титана, ванадия, никеля, молибдена, свинца, фосфора и хрома. Среднее содержание меди в базальтах крайинской и сегеняхской свит 0,0117% при коэффициенте вариации 47—54%, в базальтах курпанджинской свиты — 0,0150% при коэффициенте вариации от 66—83 до 200%. При этом в базальтах устанавливается тесная корреляционная связь меди и серебра, кобальта и никеля.

Повышенные содержания и устойчивые корреляционные связи Cu, Ag, Pb, Co, Ni, V, Ti отмечались во всех осадочных отложениях джалканской серии. По данным А.К.Иогансона, на Курпанджинском месторождении медистых песчаников пестроцветные осадочные отложения переломной и менкюленской свит, перекрывающие меденосные покровы базальтов, содержат примесь туфогенного материала в количестве 20—30 и даже 80%. Обломочный материал в них представлен окатанными и остроугольными обломками измененных базальтов и карбонатных пород, гематитом и титаномагнетитом. Палеогеографический анализ показывает, что обломочный материал в Курпанджинскую впадину поступал с Воронинского блока, где наблюдается глубокий размыв меденосных базальтов. Средние содержания меди в пестроцветных отложениях переломной и менкюленской свит близки к рассчитанным для базальтов курпанджинской свиты, а в рудоносных пачках составляют 0,018—1,03%, серебра 0,18—0,33 г/т. Коэффициент вариации 200—560%. Отмечаются также высокие корреляционные связи меди и серебра, ванадия, никеля, хрома и кобальта.

Таким образом, наличие обломков меденосных базальтов в пестроцветных

отложениях, близкие средние содержания и корреляционные связи химических элементов в осадочных и магматических образованиях однозначно указывают на парагенетическую связь оруденения в медистых песчаниках с медным оруденением в базальтах.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Формирование палеорифтовой структуры происходило на фоне регионального раздвига территории в течение девон-раннекаменноугольного периода. В пределах Сетте-Дабана растягивающие движения компенсировались в зонах глубинных разломов образованием сложнопостроенных грабенов.

2. Джалканская зона представляла собой протягивающийся на сотни километров ступенчатый грабен шириной 45—50 км, который был заполнен толщей терригенно-вулканогенно-карбонатных отложений джалканской серии мощностью 900—3500 м. Данный фациальный разрез девонских отложений характерен только для Джалканской зоны и обнаруживает лишь отдаленное сходство с разрезами других разновозрастных палеоструктур Сетте-Дабана.

3. Толща рифтогенных отложений, выполняющих грабен, сформирована в течение пяти тектономагматических циклов. Каждый цикл начинался тектоно-магматической активизацией и заканчивался накоплением континентальных и мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений. Такая закономерно повторяющаяся в пределах палеорифта цикличность, вероятно, была вызвана пульсирующими волнами глубинного теплового потока. Восходящая волна теплового потока обуславливала инверсионные и раздвиговые движения земной коры и сопровождалась внедрением в пределах палеорифта многочисленных линейно ориентированных даек основного состава и заложением глубинных разломов. При достижении разломами нижнекоровых горизонтов по ним происходили трещинные излияния базальтовых лав, заполняющих палеорифтовые долины. Спад теплового потока при многократных излияниях базальтов обуславливал нисходящие движения земной коры и накопление в пределах палеорифта морских осадков.

4. В течение рифтогенеза интенсивность тектонической и магматической активности постоянно нарастала. От цикла к циклу происходило расширение палеорифтовой зоны. Максимум тектономагматической активности приходится на фамен-турнейское время, за которым последовали стабильное пострифтовое опускание территории и дальнейшее ее развитие в обстановке пассивной континентальной окраины.

5. Заложившиеся в периоды тектонической активизации глубинные разломы представляли собой типичные сбросы. Амплитуды вертикальных перемещений по ним в каждый тектономагматический цикл достигали 100—700 м, а за весь период рифтогенеза составили от 900 до 2700—3500 м. Разломы имели конседиментационный, магноподводящий и рудо-контролирующий характер. Они определяли границы бассейна седиментации, смену состава, мощностей осадочных и магматических образований, служили каналами при трещинных излияниях базальтовых лав. Неравнозначные амплитуды вертикальных перемещений по разломам обуславливали образование в пределах рифтовых долин расчлененного палеорельефа. Это приводило к эрозии меденосных вулканитов на внутренних палеоподнятиях и способствовало формированию медистых песчаников в седиментационных впадинах. Вдоль зон разломов среди меденосных пестроцветных отложений отмечаются эксгальационно-гидротермально-осадочные и эксгальационно-метасоматические руды, что свидетельствует о немаловажном рудо-контролирующем значении этих разломов.

6. С магматическими образованиями Джалканской палеорифтовой зоны генетически связано самородно-медное оруденение в базальтах курпанджинской и менкюленской свит (тип Верхнего Озера, США) и парагенетически — седиментационно-диагенетически-катагенетическое оруденение в медистых песчаниках менкюленской свиты (тип Уайт-Пайн, США).

7. За время формирования девон-нижнекаменноугольных отложений джалканской серии сформировался Сеттедабанский субвулканический долеритовый комплекс малых интрузий, образующий линейно ориентированные дайковые пояса в пределах палеорифтовой зоны и на ограничивающих ее палеоподнятиях.

Закономерности развития Джалканской зоны характерны и для Восточно-Хандыгской и Белореченской палеорифтовых зон Сетте-Дабана. Реконструкция становления этих зон позволит объективно прогнозировать ресурсы стратифицированного медного оруденения, а в Белореченской зоне, где широко проявлен ультраосновной магматизм, определить направление дальнейших поисков редкометально-редкоземельного оруденения и алмазов.

На основании изложенного можно с уверенностью говорить о том, что в девон-раннекаменноугольный период на территории Южного Верхоянья имели место процессы континентального рифтообразования, положившего начало формированию Верхоянской пассивной континентальной окраины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булгакова М.Д., Кокшарская К.Б., Колодезников И.И., Левашов К.К. Стратотипический разрез джалканской серии хребта Сетте-Дабан // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1975. С. 9—34.
2. Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Советская геология. 1977. № 10. С. 59—75.
3. Сагир А.В. Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 740—745.
4. Соболев А.Е., Кутырев Э.И., Токсубаев А.И. Магматический контроль пластового медного оруденения Сетте-Дабанской зоны (Южное Верхоянье) // Геология рудных месторождений. 1984. Т. XXVI. С. 72—78.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (571.61)

© А.А.Данилов, 2000

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ТЕЛ И СТОЛБОВ БАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИАМУРЬЯ

А.А.Данилов (КПР Амурской области МПР России)

На основе геохимической характеристики золотого оруденения Бамского месторождения определены статистические параметры рудных столбов концентрационного, морфологического и продуктивного типов. Формирование рудных столбов концентрационного типа связывается с телескопированием производных нескольких стадий минералообразования. Главными критериями поисков и оценки рудных столбов считаются аномалии Sb и Bi в коренных породах и вторичных ореолах рассеяния, высокие концентрации сопутствующих компонентов в рудах, а также разнообразие корреляционных связей между элементами.

Бамское золоторудное месторождение расположено на севере Амурской области в юго-западной части Чубачинского гранитоидного массива раннепротерозойского возраста, прорванного раннемеловыми интрузивными и дайковыми комплексами, в пределах одноименного рудного узла [1]. Оно представляет собой линейную зону жильно-прожилковой минерализации шириной 200—400 м, протяженностью около 4 км, приуроченную к Бамскому рудоконтролирующему разлому (рис. 1). Золотое оруденение локализуется в субщелочных гранитах второй фазы чубачинского интрузивного комплекса раннего протерозоя, в надинтрузивной части Невачанского субвулканического массива. Об этом свидетельствуют гребневидные тела граносиенит-порфиоров северо-западного простирания, вскрываемые разведочными скважинами на глубинах 100—200 м на юго-западном фланге месторождения.

Основная рудоконтролирующая структура месторождения — сложно построенное, пологопадающее дизъюнктивное нарушение, состоящее из серии параллельных, сливающихся и расходящихся разрывов в полосе шириной до нескольких сотен метров, прослеженной по простиранию на протяжении 4 км. В качестве

нижней и главной границы зоны со стороны лежащего бока выделен собственно Бамский разлом, который морфологически, по данным А.А.Черемисина, представляет собой сброс, генетически связанный с Бамским вулканоплутоническим поднятием [1, 8]. Он ограничивает распространение по восстанию рудных тел в нижележащих породах и рассматривается как рудоэкранирующая структура. Эта граница достаточно условна, так как в лежащем боку сброса отмечаются также разрывы аналогичного строения, отличающиеся от разломов висячего бока лишь наличием жильного выполнения и ореолов метасоматически измененных пород. В висячем боку экрана эти изменения проявлены локально при повсеместно развитой гематитизации, охватывающей как гнейсы, так и гранитоиды. В центральной части месторождения разломы имеют субширотное простирание, на западном и восточном его флангах изгибаются к югу, вследствие чего зона приобретает форму дуги. Углы падения в разных частях зоны и у отдельных ее ветвей колеблются от 20 до 80°, составляя в среднем 30—40°. На общем фоне дугообразного разлома, выпуклой стороной обращенного к северо-западу, выделяются волнообразные изгибы

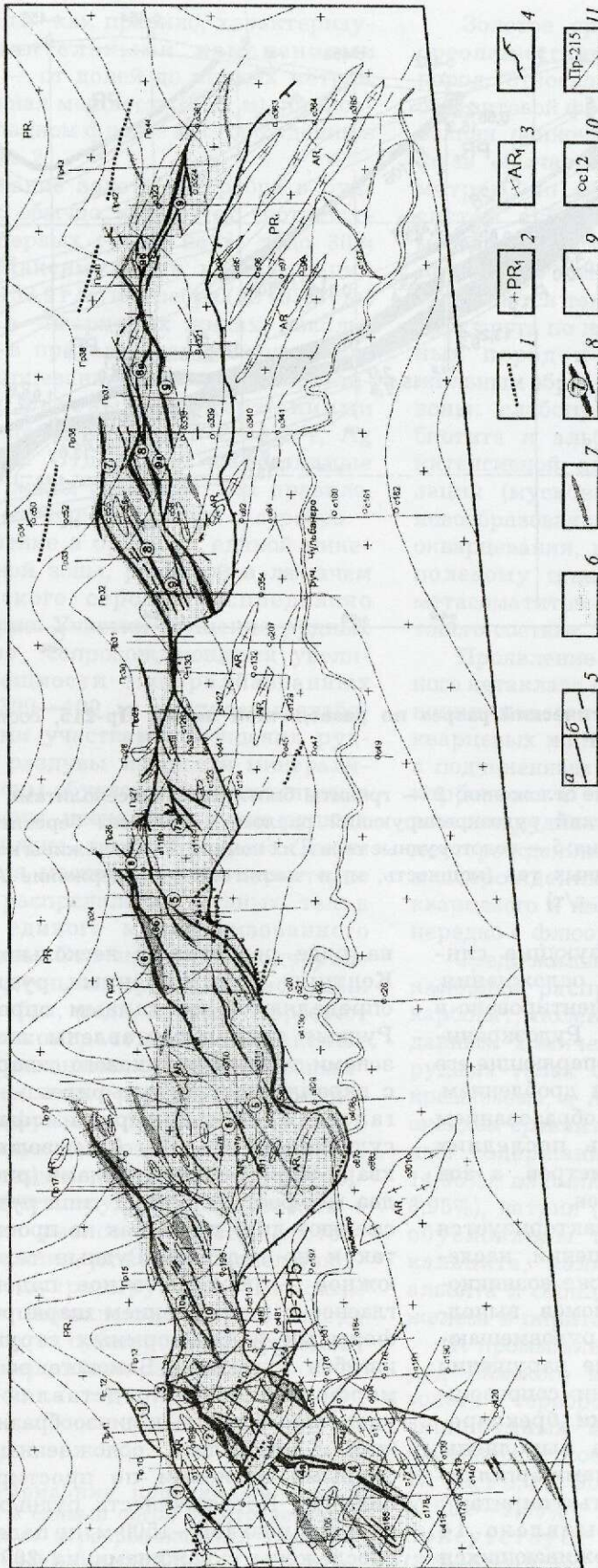


Рис. 1. Геолого-структурная схема Бамского золоторудного месторождения, составлена по материалам А.А.Черемисина (1995) и Л.П.Курника (1998):

1 — дайки кварцевых монцодиорит-порфириров, лампрофириров; 2 — граниты биотитовые порфирировидные и гнейсовидные; 3 — гнейсы, кристаллосланцы; 4 — Бамский рудоуплотняющий разлом; 5 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 6 — ортолы метасоматически измененных пород (березиты, лиственицы); 7 — зоны тонкопрожилкового окварцевания; 8 — основные золоторудные тела и их номера; 9 — каналы и бульдозерные траншеи; 10 — скважины колонкового бурения и их номера; 11 — буровые профили и их номера

Рудные тела, как правило, характеризуются значительными изменениями мощности — от долей до первых метров. Максимальная мощность (24,9 м) установлена на западном фланге месторождения в рудном теле 2.

Содержание золота и серебра в рудных телах обычно варьирует соответственно от первых грамм на 1 т до 30 и 100 г/т. Максимальные концентрации золота (до 153,9 г/т) и серебра (до 403,9 г/т) выявлены в кварцевых жилах, локализующихся в пределах зон тонкопрожилкового окварцевания. Последние характеризуются рядовыми содержаниями полезных компонентов (Au 2—6 г/т, Ag 10—30 г/т). Отдельные маломощные кварцевые жилы содержат, как правило, небольшое количество золота и серебра.

Оруденение в пределах единой минерализованной зоны, развитой в лежащем боку Бамского сброса, распределено неравномерно. Участки сгущения рудных тел, обычно сопровождающиеся увеличением мощности минерализованных пород до 300—400 м, разделены слабооруденелыми участками. Сгущения рудных тел и раздувы мощности минерализованной зоны обусловлены сочетанием в пределах зоны нескольких кулис рудных тел как в плане, так и в разрезе. Таким образом, для месторождения характерно столбовое распределение рудных тел в пределах единого минерализованного пространства. Это наглядно подчеркивается вторичными ореолами рассеяния золота, серебра, меди, которые образуют три высококонтрастные комплексные геохимические аномалии сложной формы* (рис. 3). Скопления рудных тел приурочены к синформным перегибам плоскости рудоэкранирующего разлома и, вероятно, фиксируют рудоподводящие каналы [1, 8].

Большинство рудных тел связано с оперяющими разломами северо-восточного простирания, реже они располагаются под рудоэкранирующим Бамским разломом и параллельно ему, а иногда контролируются субширотными фрагментами рудовмещающих разломов.

Золотое оруденение сопровождается ореолами гидротермально измененных пород, относящихся преимущественно к березитовой формации. Мощность ореолов вблизи одиночных жил и тектонических швов обычно не превышает нескольких метров, но на участках сближенных систем субпараллельных трещин она может возрастать до первых десятков метров. По данным Л.Я.Шмураевой [11], выделяются такие постепенно сменяющие друг друга по направлению от неизмененных пород к рудоносным кварцевожильным образованиям метасоматические зоны: слабопроявленной хлоритизации биотита и альбитизации плагиоклаза; интенсивной альбитизации и серицитизации (мусковитизации) плагиоклаза с новообразованным кварцем; интенсивного окварцевания, в том числе и по калиевому полевоому шпату; полнопроявленных метасоматитов кварц-карбонат-мусковитового состава.

Проявление последующего интенсивного катаклаза и окварцевания приводит к возникновению мощных существенно кварцевых жильно-метасоматических зон с подчиненным развитием мусковита и карбоната. С этим этапом сопряжена главная рудная минерализация Бамского месторождения. В пострудный этап на месторождении образуются прожилки кварцевого и кварц-карбонатного состава, нередко с флюоритом, баритом и гипсом.

Среди жильных минералов рудных тел наиболее распространен кварц, менее карбонат, полевые шпаты и серицит. По данным химического анализа 20 проб в рудных телах содержится 70,45—91,70% кремнезема, а Al_2O_3 , MgO, CaO и других оксидов сравнительно меньше. Повышенные содержания оксидов кальция (до 14,05%), алюминия (до 18,12%), калия (до 8,95%), натрия (до 9,38%), Fe(II) и Fe(III) обусловлены присутствием в рудах кальцита, калиевого полевого шпата, альбита и серицита, а также гидроксидов железа и пирита.

К промышленно ценным компонентам руд Бамского месторождения относятся золото и серебро, совместно с которыми в околорудных метасоматитах и рудах отмечаются повышенные концентрации W, Cu, Pb, Zn, Sb (0,01—1% и более), Bi, Mo (0,001—0,05%). Практически постоянно присутствует ртуть в количестве (3,8—4,9)·10⁻⁶%. Характерная особенность

* Их оконтуривание проводилось путем объединения в единый ореол пространственно совмещенных и перекрывающихся моноэлементных аномалий Au, Ag, Cu.

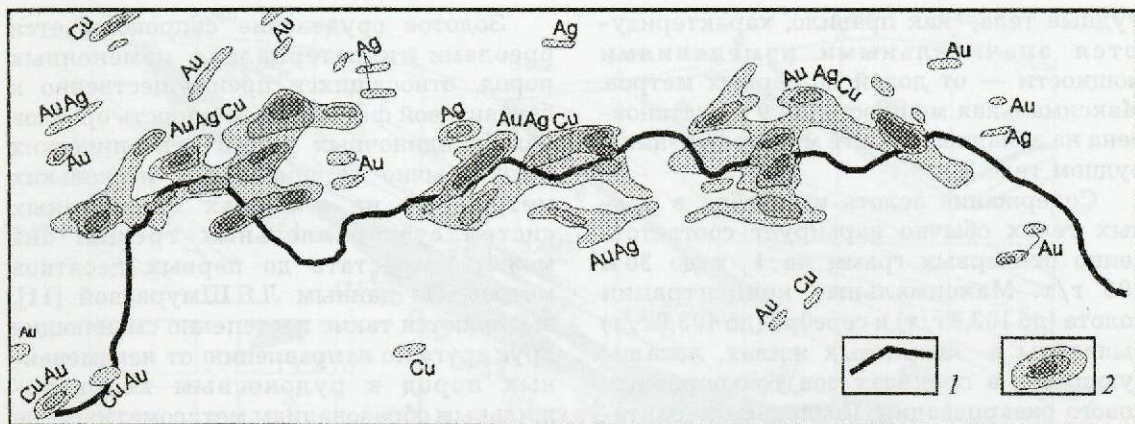


Рис. 3. Вторичные ореолы рассеяния золота, серебра и меди Бамского месторождения, составлена автором с использованием материалов Северо-Амурской ГРЭ, 1995:

1 — Бамский рудозакраивающий разлом; 2 — комплексные вторичные ореолы рассеяния Au, Ag и Cu разной интенсивности

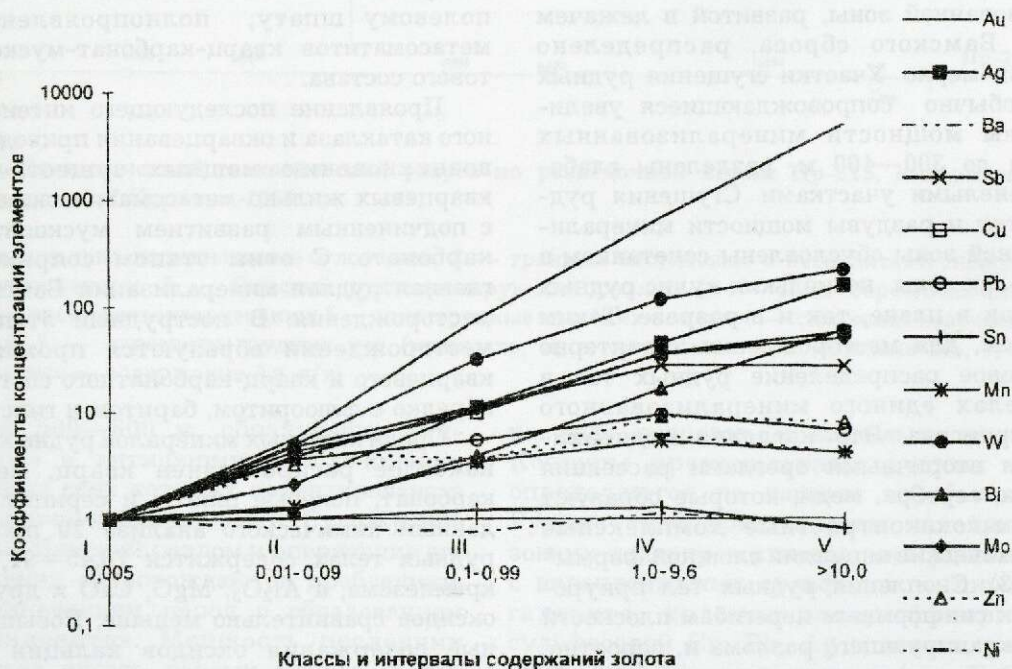


Рис. 4. Зависимость коэффициентов концентрации элементов от содержания золота в рудных телах Бамского месторождения, $n = 770$

месторождения — низкое содержание в рудах мышьяка; он встречается в единичных пробах в количестве 0,006—0,015%.

С увеличением концентрации золота в последовательном ряду от вмещающих пород к метасоматически измененным и далее к рядовым (Au 1—10 г/т) и богатым (Au >10 г/т) рудам устойчиво возрастает содержание Ag, Bi, W, Cu и Mo. В богатых

рудах несколько снижается количество Sb, Pb, Zn, Ni и Mn (рис. 4). Различное поведение элементов свидетельствует об их участии в самостоятельных геохимических парагенезисах. Среднее содержание золота и серебра по месторождению 6,6 и 33,4 г/т соответственно (табл. 1). Содержание серебра в рудах в среднем превышает содержание золота в 5 раз. По уровню накопления и характеру корреля-

1. Основные параметры распределения некоторых химических элементов во вмещающих гранитах и рудных телах Бамского месторождения

Элементы	Вмещающие граниты, n = 163			Рудные тела, n = 255			
	C	S	Kv	C	S	Kv	KK
Au	0,006	0,002	32	6,6	13,2	198	1133
Ag	0,55	1,3	236	33,4	46,4	139	61
Ba	200	242	121	227	752	331	1
Sb	27	125	458	890	2675	301	33
Cu	67	181	270	2947	4056	138	44
Pb	246	881	358	2557	4285	168	10
Sn	1,1	0,8	68	1,4	3,2	233	1
As	15	0	0	19	14	72	1
Mn	493	479	97	2368	2422	102	5
W	6	10	167	838	1535	183	136
Bi	1,1	0,3	27	26	50	191	24
Mo	0,9	1	100	37	57	152	39
Zn	158	164	104	1428	3405	238	9
Ni	29	127	445	68	213	314	2
Co	8,1	9,6	119	15	19	126	2

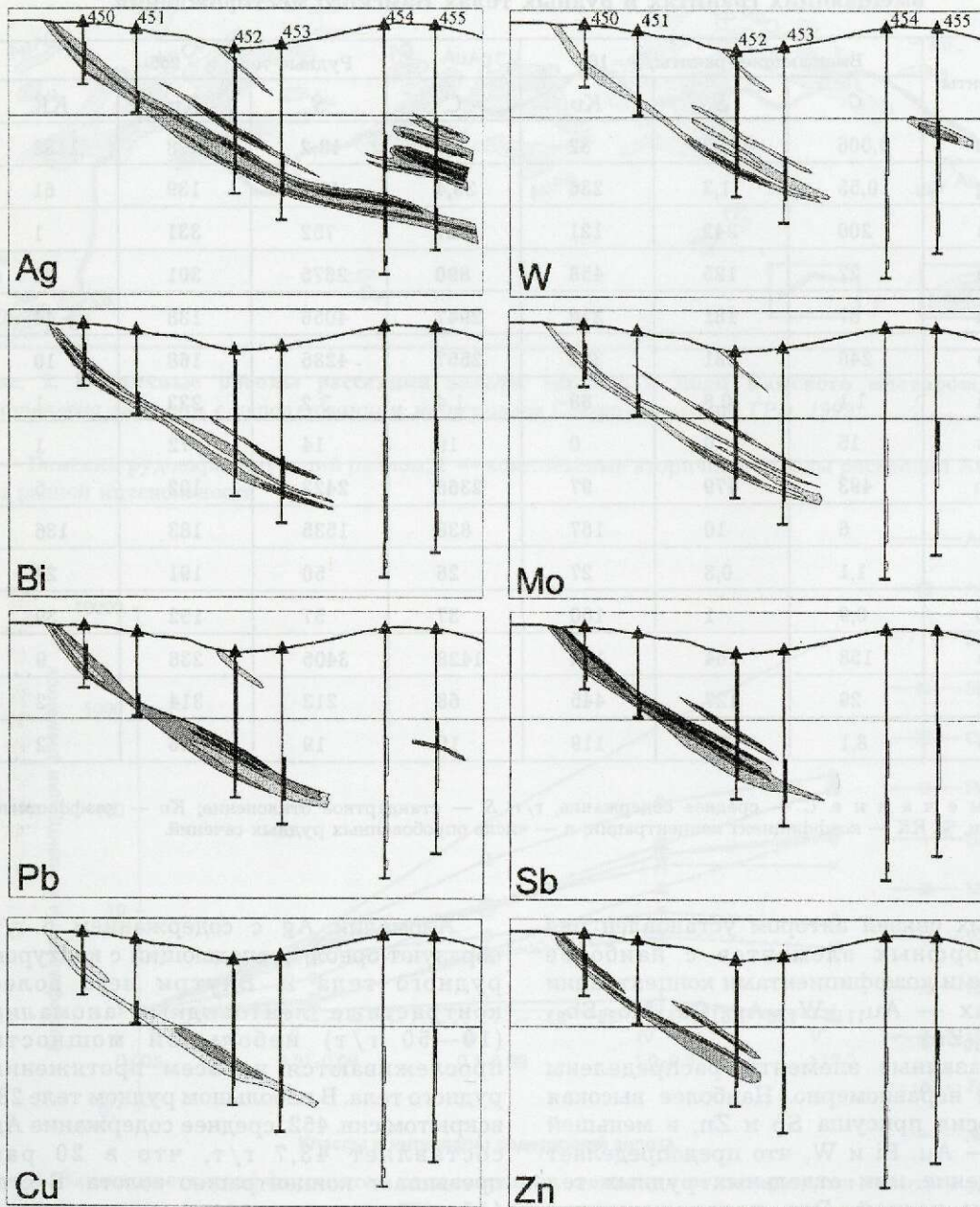
Примечание. C — среднее содержание, г/т; S — стандартное отклонение; Kv — коэффициент вариации, %; KK — коэффициент концентрации; n — число опробованных рудных сечений.

ционных связей автором установлен ряд типоморфных элементов с наиболее высокими коэффициентами концентрации в рудах — $Au_{1113}W_{136}Ag_{61}Cu_{44}Mo_{39}Sb_{33}Bi_{24}Pb_{10}Zn_9$.

Указанные элементы распределены крайне неравномерно. Наиболее высокая дисперсия присуща Sb и Zn, в меньшей мере — Au, Bi и W, что предопределяет обогащение ими отдельных рудных тел или их частей. Это подтверждается результатами изучения поведения элементов в вертикальном разрезе рудного тела 2, расположенного в западной части Бамского месторождения и разведанного скважинами по сети (20—25)×(20—40) м до глубины 180 м. Рудное тело представляет собой линзовидную залежь мощностью от первых метров до 20 м с содержанием Au до 20 г/т и Ag до 100 г/т. В разрезе по линии 215 оно прослеживается без перерыва от дневной поверхности по падению на 400 м (рис. 5; см. рис. 2).

Аномалии Ag с содержанием 5 г/т образуют ореол, совпадающий с контуром рудного тела 2. Внутри него более контрастные лентовидные аномалии (10—50 г/т) небольшой мощности прослеживаются на всем протяжении рудного тела. В небольшом рудном теле 28, вскрытом скв. 452, среднее содержание Ag составляет 43,7 г/т, что в 20 раз превышает концентрацию золота. В скв. 455 установлена высококонтрастная аномалия Ag мощностью около 11 м с содержанием 14,1—138,2 г/т (среднее 48 г/т). В пределах этого контура среднее содержание Au составило 0,9 г/т. Серебро-золотое отношение равняется 53.

Аномалии Bi с содержанием от 0,005 до 0,01% развиты преимущественно в приповерхностной части рудного тела. На всем его протяжении фиксируется менее контрастная аномалия (0,001—0,005%) висмута. Повышенное содержание Bi отмечено в небольшом рудном теле,



	Ag	Bi	Pb	Cu	W	Mo	Sb	Zn
	5-10	10-50	100-500	100-500	50-100	10-100	10-100	100-1000
	10-50	>50	500-1000	>500	100-500	>100	100-1000	
	>50				>500		>1000	>1000

Скважины колонкового бурения



а - интервалы
опробования

б - результаты
анализа
отсутствуют

Рис. 5. Моноэлементные геохимические разрезы по разведочной линии Пр-215

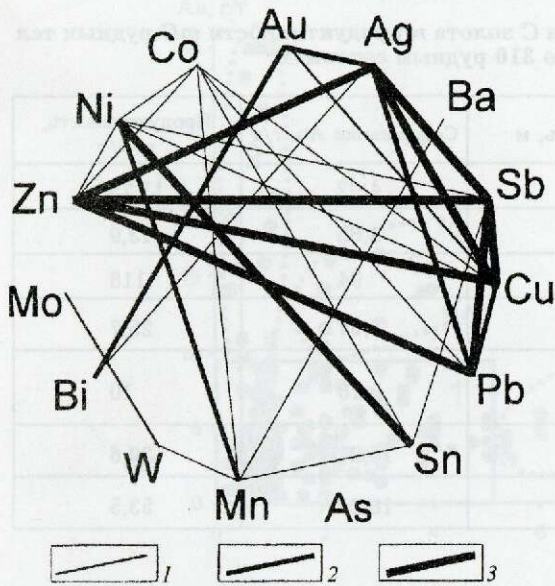


Рис. 6. Диаграмма корреляционных связей элементов в рудных телах:

содержание золота более 1 г/т; $n = 255$, $r_{\text{крит.5\%}} = 0,195$; положительные связи: 1 — значимые ($r > r_{\text{крит.5\%}}$), 2 — сильные ($r > 2r_{\text{крит.5\%}}$), 3 — весьма сильные ($r > 3r_{\text{крит.5\%}}$)

расположенном гипсометрически выше рудного тела 2 и вскрытом скв. 453.

Аномалии Cu и Pb прослеживаются по всему рудному телу, а их максимальные концентрации (более 0,01%) приурочены к его наиболее мощной части и отчетливо тяготеют к верхней границе рудного интервала. Ореолы W и Mo в целом совпадают с ореолами Cu и Pb, однако их максимальные концентрации приурочены к нижней границе рудного интервала. Ореолы Sb и Zn с содержанием 0,01% имеют одинаковый вид и обнаружены в приповерхностной части рудного тела. Ниже скв. 452 по падению рудного тела аномалии этих элементов не отмечены.

В рудных телах Au коррелирует с Ag и Bi, кроме того, отмечается его слабая связь с Cu (рис. 6). Серебро тесно связано с Sb, Cu, Zn, Pb и Bi. При 5%-ном уровне значимости Mo и W имеют между собой слабую корреляционную связь ($r = +0,23$) и не коррелируют ни с одним из других элементов. Это, вероятно, говорит о их накоплении в самостоятельную стадию минерализации.

С закономерным проявлением неравномерности распределения минераль-

ного вещества в рудах многие исследователи связывают возникновение рудных столбов [4]. Одни из них определяют рудные столбы как участки богатых руд, придавая тем самым ведущую роль в формировании рудных столбов фактору концентрации полезного компонента и изучая его распределение. Другие понимают под ними участки сосредоточения промышленно ценных руд, участки с повышенным содержанием золота на выемочную мощность или, наконец, участки с повышенными запасами золота на единицу площади руд [9]. В ряде определений мощность присутствует в качестве неперемного и очень важного параметра, характеризующего рудные столбы. Следовательно, можно выделить рудные столбы трех типов: концентрационного, для которого главный параметр — повышенное содержание полезного компонента; морфологического, связанного с увеличением мощности рудных тел; продуктивного, учитывающего мощность рудного тела и содержание полезного компонента.

Как отмечалось выше, для Бамского месторождения характерно столбовое распределение рудных тел в пределах единой минерализованной зоны, обусловленное ее структурной неоднородностью. В рудных телах, в свою очередь, выделяются обогащенные участки — рудные столбы [2]. На столбовой характер распределения продуктивности золота в рудных телах впервые обратил внимание А.А.Черемисин [8]. Под рудными столбами он понимал высокопродуктивные участки рудных тел, возникших в связи со значительным увеличением мощности рудного тела, реже в связи с повышенными содержаниями золота или одновременным увеличением мощности и содержания. А.А.Черемисин также указал на существование латеральной зональности в размещении продуктивных рудных тел.

Автором проведен статистический анализ практически всех известных на настоящий момент буровых рудных сечений Бамского месторождения при бортовом содержании Au 1 г/т ($n = 310$). Установлено, что мощность рудных тел, содержание в них золота и серебра, а также их продуктивность распределены неравномерно, что определяет появление рудных столбов. В то же время, коэффициент вариации, характеризующий

2. Основные параметры мощности m , содержания C золота и продуктивности mC рудных тел Бамского месторождения по 310 рудным сечениям

Параметры	Мощность, м	Содержание Au, г/т	Продуктивность, мгр/т
Среднее (математическое ожидание)	2,4	4,92	11,79
Стандартное отклонение S	2,99	4,65	13,9
Коэффициент вариации, %	125	94	118
Аномалия I порядка $C_1^{ан} = C + S$	5,39	9,57	25,7
Количество сечений выше аномального I порядка, %	10	10	10
Аномалия II порядка $C_2^{ан} = C + 2S$	8,38	14,21	39,6
Аномалия III порядка $C_3^{ан} = C + 3S$	11,37	18,86	53,5

дисперсию, или степень неравномерности распределения этих параметров, значительно превышает 100%, а для содержания золота он еще меньше (табл. 2). Это означает, что на Бамском месторождении частота встречаемости рудных столбов и степень их обогащенности не очень высоки, так как количество и «богатство» рудных столбов напрямую связаны с неравномерностью распределения указанных параметров. На некоторых месторождениях, характеризующихся неравномерностью от 300—400 до 800—900%, степень обогащения может быть десятикратной и более [10].

Количество рудных сечений, которые по мощности, содержанию или продуктивности можно отнести к рудным столбам (при оконтуривании их по минимально аномальному значению I порядка), составляет на месторождении 10%. Степень обогащения рудных столбов невысока — 2—5. Оконтуривание рудных столбов по аномальному значению II и III порядков приводит к вычленению небольших гнездообразных рудных скоплений.

Проведенные исследования показали, что на месторождении в равной мере имеют место рудные столбы выделенных трех типов: морфологического, концентрационного и продуктивного (рис. 7).

Область распространения рядовых руд, характеризующихся среднестатистическими параметрами, оконтуривается содержанием Au менее 9,6 г/т и мощностью рудных сечений менее 5,4 м

(аномальный уровень I порядка). При увеличении этих параметров рудные сечения разделяются на три области (поля), соответствующие рудным столбам выделенных типов. Рудные столбы морфологического типа наиболее проявлены в западной части месторождения в пределах рудных тел 2, 4, 10. В рудном теле 2 участки повышенной мощности отчетливо оконтуриваются по аномальному уровню II порядка. Они имеют в плане линзовидную форму и направлены по простиранию рудного тела (рис. 8). В центральной и восточной частях месторождения установлены единичные сечения аномальной мощности в рудных телах 6, 7, 8. При снижении уровня аномальности до $+0,5S$ рудные столбы имеют конусовидную форму, наклонены в юго-восточном направлении, а иногда вытянуты по простиранию рудных тел. Часто увеличение мощности рудных тел отмечается на поверхности по канавам, а на глубину, в скважинах, мощность не превышает «нормальную», что особенно характерно для рудных тел 4, 6, 10. По данным А.А.Черемисина, рудные столбы морфологического типа часто приурочены к участкам перегибов рудных тел по падению. Рудные тела сложены обычно отдельными разобщенными кулисными жилами и зонками прожилкового окварцевания среди гидротермально измененных пород, что также приводит к увеличению их мощности [8].

Рудные столбы золота и серебра концентрационного типа, оконтуренные по

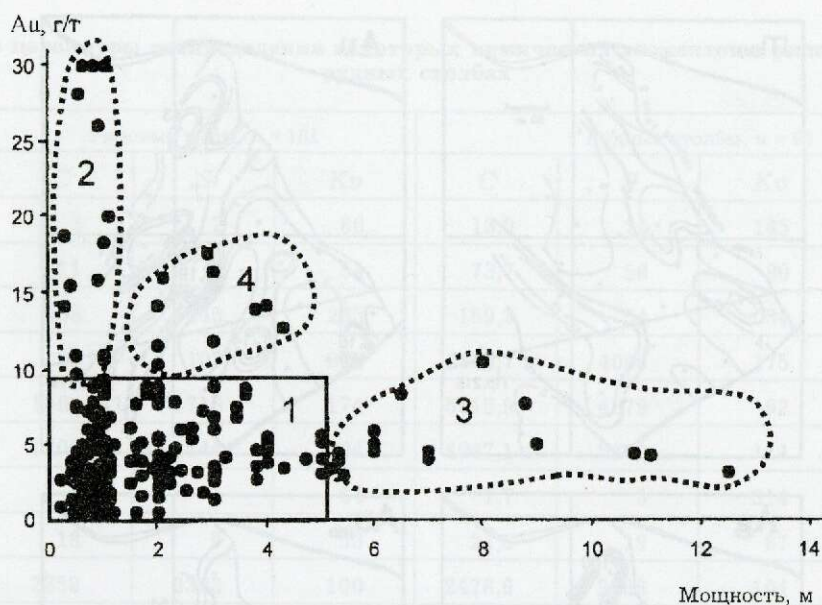


Рис. 7. Зависимость содержания золота от мощности рудных тел Бамского месторождения:

области: 1 — рядовых руд, 2 — рудных столбов концентрационного типа, 3 — рудных столбов морфологического типа, 4 — рудных столбов продуктивного типа; залитый кружок — рудные сечения

содержанию Au 5 г/т, Ag 15 г/т, также наиболее развиты на западном фланге месторождения. В рудном теле 2 сечения с максимальным содержанием основных полезных компонентов — золота и серебра — образуют линейные участки шириной 50—100 м, наклоненные на юго-восток по падению рудного тела. Характер распределения концентраций золота и серебра в плоскости рудного тела 2 в целом совпадает. Однако по падению основного рудного столба намечается расхождение осей контуров максимальных содержаний этих элементов, связанное, вероятно, с условиями тектонического приоткрывания рудоносных трещин и стадийностью формирования золото-серебряного оруденения.

В центральной и восточной частях месторождения размеры и контрастность рудных столбов золота и серебра значительно меньше. Они чаще наклонены в юго-восточном направлении, а иногда их ориентировка близка к простиранию рудного тела. Осевые линии рудных столбов Au и Ag совпадают, однако по серебро-золотому отношению отчетливо устанавливается повторяющаяся горизонтальная зональность, которая проявляется в чередовании участков преимущественной концентрации золота и серебра.

Зональность объясняется разнонаправленным характером тектонических движений стенок криволинейной рудоносной трещины и последовательным отложением минерализации разных стадий минералообразования, а также большей подвижностью серебра, чем золота.

Характер распределения содержаний золота и серебра в плоскости рудного тела 2 свидетельствует об эшелонированном размещении оруденения. По простиранию рудного тела максимальная концентрация полезных компонентов выявлена на определенных глубинах, а именно в приповерхностной части и на глубине 120—180 м от поверхности по его падению (см. рис. 8).

В целом на месторождении не наблюдается корреляция мощности рудных тел и содержания в них полезных компонентов. Существует лишь пространственная близость их максимумов, что говорит о предпочтительном накоплении золота и серебра в участках изменения ширины рудовмещающей трещины. Такая закономерность, в частности, была отмечена Н.В. Росляковой на Старо-Берикульском месторождении [6].

В рудном теле 2 изменение мощности рудовмещающих трещин приводит к усложнению формы рудных столбов,

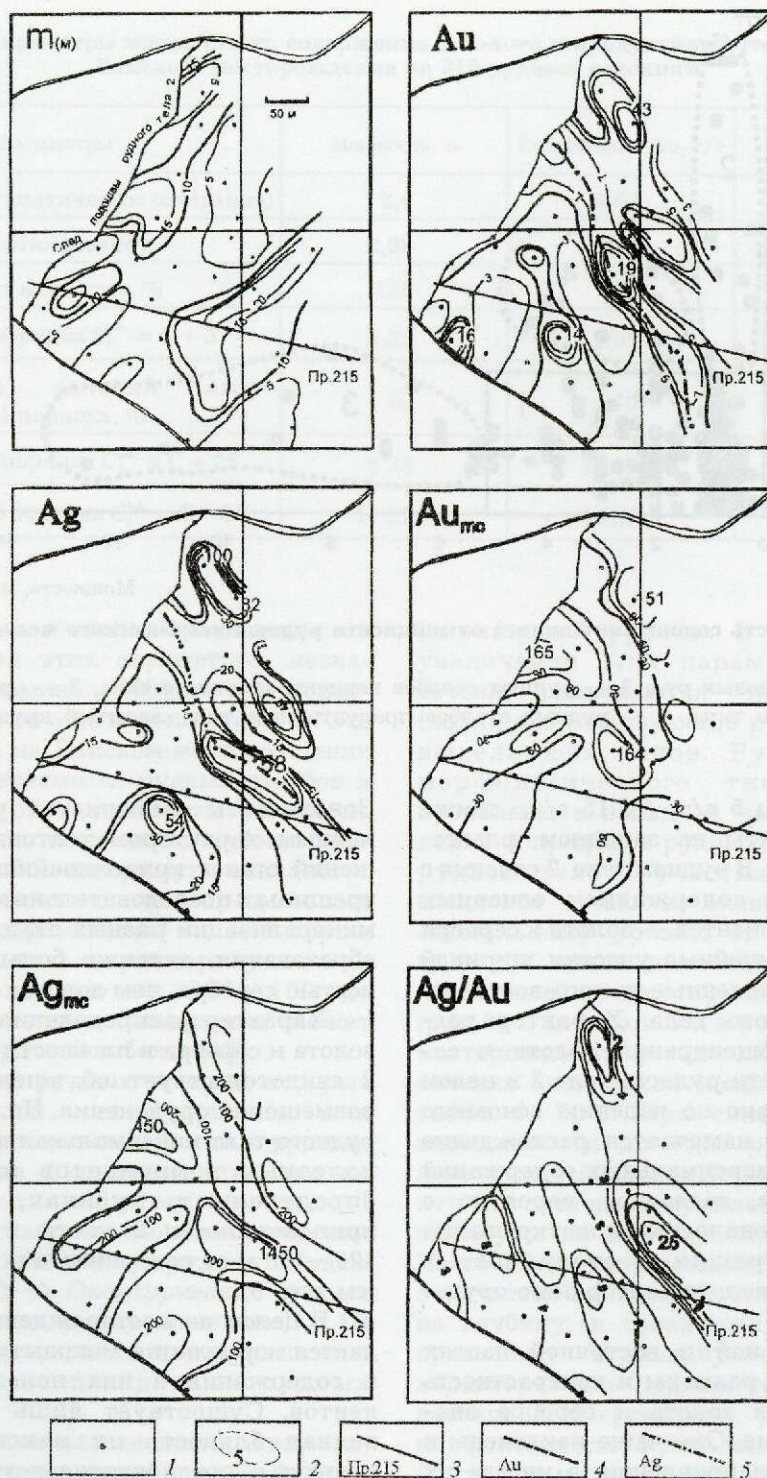


Рис. 8. Распределение мощности ($m_{(m)}$), содержания (Au, Ag), продуктивности (Au_{mc} , Ag_{mc}) золота и серебра и их отношения (Ag/Au) в плоскости рудного тела 2 (проекция на горизонтальную плоскость):

1 — проекции точек пересечения рудного тела скважиной; 2 — изолинии мощностей (м), содержания (г/т) и продуктивности (мг/т) Au и Ag; 3 — линии буровых скважин; 4 — осевые линии рудных столбов; 5 — разломы

3. Основные параметры распределения некоторых химических элементов в рядовых рудах и рудных столбах

Элементы	Рядовые руды, n = 161			Рудные столбы, n = 91			
	C	S	Kv	C	S	Kv	Ko
Au	3	2	60	13,9	20	145	5,0
Ag	11	6	54	73,7	59	80	6,5
Ba	206	545	265	159,3	54	34	0,8
Sb	35	107	303	2340,7	4089	175	66,1
Cu	1564	2716	174	5315,9	4879	92	3,4
Pb	1200	2444	204	4947,1	5662	114	4,1
Sn	1	1	54	1,7	5	314	1,4
As	18	9	53	21,8	19	87	1,2
Mn	2358	2363	100	2478,6	2586	104	1,1
W	788	1208	153	1038,1	2093	202	1,3
Bi	17	27	158	44,1	73	166	2,6
Mo	34	58	168	51,5	75	146	1,5
Zn	234	663	283	3340,5	4850	145	14,3
Ni	49	99	201	100,3	329	328	2,0
Co	13	19	149	20	19	97	1,5

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 1.

появлению высокопродуктивных участков, вытянутых по простиранию рудных тел (см. рис. 8). В восточной части месторождения (рудное тело 7) высокопродуктивные рудные столбы имеют линейный характер. Максимальные значения продуктивности золота и серебра установлены в приповерхностной части этого рудного тела.

В размещении рудных столбов прослеживается латеральная зональность. Рудные столбы западного фланга месторождения характеризуются максимальной продуктивностью Au от 30 до 164,5 мгр/т и Ag от 100 до 1447 мгр/т (рудные тела 1, 2, 4, 10). Единичные сечения с высокой продуктивностью отмечены в рудных телах 6, 11, 14 на западе центральной части месторождения, к востоку их количество уменьшается. В центральной и восточной частях месторождения единичные рудные столбы с продуктивностью 10—30 мгр/т, шириной от 100 до 300—400 м обнаружены в районе

разведочных линий 25—29 (рудные тела 6, 7), 17—19 (6, 11), 32—34 (7, 8, 9), 40 (8, 9).

В геохимическом отношении рудные столбы представляют собой аномалии, выделенные на «фоне» рядовых руд. Изучение и оценка таких аномалий важны для разработки поисковых геохимических критериев выявления богатого золотого оруденения. Обогащенные участки рудных тел Бамского месторождения, или рудные столбы, характеризуются прежде всего повышенным по сравнению с рядовыми рудами содержанием золота и серебра (табл. 3). Коэффициент обогащения (Ko) рудных столбов этими элементами, представляющий собой отношение среднего содержания элемента в рудных столбах к среднему содержанию его в рядовых рудах, составляет 5 и 6,5 соответственно. При этом возрастает и степень неравномерности их распределения. Наиболее характерный элемент рудных столбов — сурьма, концентрация которой

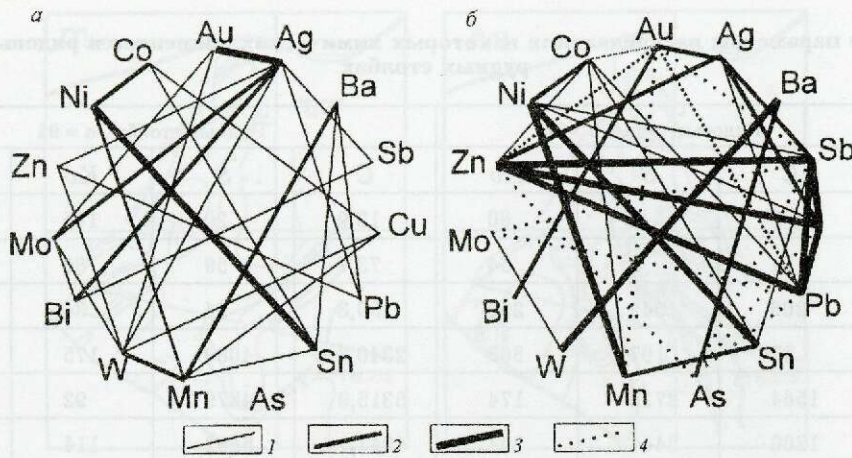


Рис. 9. Диаграммы корреляционных связей элементов в рядовых (а) и богатых (б) рудах Бамского месторождения:

а — $n = 161$, $r_{\text{крит.5\%}} = 0,19$; б — $n = 91$, $r_{\text{крит.5\%}} = 0,20$; положительные связи: 1 — значимые ($r > r_{\text{крит.5\%}}$), 2 — сильные ($r > 2r_{\text{крит.5\%}}$), 3 — весьма сильные ($r > 3r_{\text{крит.5\%}}$); 4 — значимые отрицательные связи ($r < r_{\text{крит.5\%}}$)

в них возрастает в 66 раз. В меньшей мере это относится к цинку ($Ko = 14$), а также меди и свинцу ($Ko = 3$ и 4). По сравнению с рядовыми рудами концентрация висмута в рудных столбах возрастает в 2,6, а вольфрама и молибдена в 1,4 и 1,5 раз.

Дисперсия содержаний Sb, Zn, Cu и Pb в рудных столбах значительно ниже, чем в рядовых рудах. Это свидетельствует о том, что в рудных столбах концентрационного типа увеличивается степень сульфидности руд. На это указывают и тесные корреляционные связи Ag, Sb, Zn, Cu и Pb, не характерные для рядовых руд (рис. 9).

В рудных столбах установлена значимая положительная корреляция Au с Bi и значимая отрицательная Au с Sb, Pb, Zn и Co, что объясняется, вероятно, стадийностью минералообразования. Корреляционная связь золота с W и Mo, типичная для рядовых руд, в рудных столбах не наблюдается. Серебро в рудных столбах наиболее тесно коррелирует с Sb и Cu, в меньшей мере с Pb, Zn и Au. Изучение характера распределения и взаимоотношений химических элементов в плоскости рудных тел показывает, что Au связано прежде всего с Bi, а серебро с Sb, Zn и Pb. Так, в рудном теле 2 с осевой линией золоторудного столба отчетливо совпадают аномалии Bi, W и Cu, а максимумы концентрации Sb, Zn и Pb располагаются на его периферии (рис. 10).

Самые высокие содержания Sb (0,35%), Zn (0,38%) и Pb (0,9%) проявлены в серебрянорудном столбе на участке виргации осевых линий рудных столбов Au и Ag. В юго-западной части рудного тела в золоторудных столбах отмечены аномальные концентрации как Bi, W и Cu, так и Sb, Zn и Pb. Молибден и никель занимают промежуточное положение. В пределах золоторудных столбов отмечаются как повышенные, так и пониженные их содержания.

По характеру распределения элементов и их корреляционным связям в рядовых и богатых рудах можно судить о геохимических ассоциациях, сопутствующих нескольким стадиям минералообразования. К наиболее ранней относятся Au, Ag и W, а также, вероятно, Cu и Mo, которые формировали «фон месторождения», т.е. рудные тела с рядовым содержанием полезных компонентов. Проявление более поздней геохимической ассоциации (Au, Bi), элементом-индикатором которой является Bi, привело к формированию богатого золотого оруденения. Завершился процесс рудообразования отложением сульфосолей (Ag, Sb, Cu, Pb, Zn), что значительно обогатило руды серебром. Элементом-индикатором этой стадии минерализации является сурьма, которая не характерна для более ранних стадий. Поскольку и сульфосоли и сульфовисмутиты проявлены преиму-

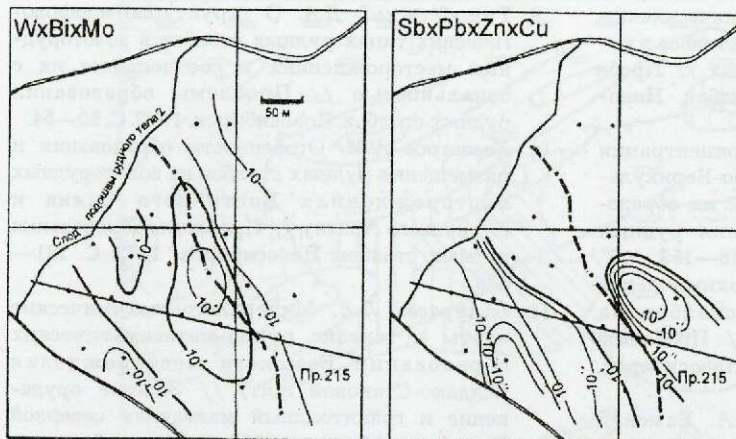


Рис. 10. Распределение мультипликативных содержаний элементов в плоскости рудного тела 2 (проекция на горизонтальную плоскость):

усл. обозн. см. рис. 8

щественно в позднюю стадию минералообразования, основной причиной возникновения рудных столбов концентрационного типа, по-видимому, следует считать телескопирование оруденения. Большое значение поздней золото-висмутовой стадии минерализации для формирования рудных столбов и бананц подчеркивали М.С.Сахарова на Дарасунском и С.С.Ильенок на Знаменитинском месторождениях [3, 7]. Сурьма, а также теллур и иттрий, как отмечали Н.А.Росляков и В.Г.Звягин [5], — элементы, указывающие на непосредственную близость рудного столба.

Таким образом, типоморфными элементами золотого оруденения Бамского месторождения являются $Au_{1113}W_{136}Ag_{61}Cu_{44}Mo_{39}Sb_{33}Bi_{24}Pb_{10}Zn_9$, расположенные в порядке уменьшения коэффициента концентрации их в рудах. Они, как правило, характеризуются неравномерным и крайне неравномерным распределением в рудных телах. Корреляционные связи элементов в отдельных рудных телах по характеру и силе различны. Они зависят как от общего содержания элементов в рудах, так и от проявления стадийности минералообразования.

Для Бамского месторождения характерно столбовое распределение золото-серебряной минерализации, проявляющееся как на уровне месторождения (участки сгущения рудных тел), так и на уровне рудных тел. В рудных телах выявлены рудные столбы золота и серебра концентрационного, морфологического и продуктивного типов с преимущественно юго-восточным склонением. В их контурах повышены содержания золота и серебра, а

также значительно возрастает мощность рудного тела. В размещении рудных столбов отмечается латеральная зональность. С запада на восток по мере удаления от Невачанской субвулканической интрузии продуктивность рудных столбов и масштабы их проявления уменьшаются. Зональный характер распределения в рудных телах содержания золота и серебра свидетельствует о сложных тектонических движениях, предшествующих рудоотложению, а также о полистадийности формирования золото-серебряного оруденения.

Основными геохимическими критериями поисков и оценки рудных столбов служат аномалии сурьмы и висмута в коренных породах и вторичных ореолах рассеяния, высокие концентрации сопутствующих компонентов в рудах, а также разнообразие корреляционных связей между элементами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия, геохимия) / В.А.Степанов, В.Е.Стриха, А.А.Черемисин и др. — Владивосток: Дальнаука, 1998.
2. Данилов А.А., Курник Л.П. Рудные столбы Бамского месторождения. Закономерности строения и эволюции геосфер // Материалы 4-го международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск, 1997. С. 197—200.
3. Ильенок С.С. Генезис бананц Знаменитинского золоторудного месторождения // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 153—156.
4. Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотоносных руд СССР // Генетические проблемы руд. М., 1960. С. 145—159.

5. Росляков Н.А., Звягин В.Г. Геохимические поисковые критерии золоторудных столбов в некоторых кварц-сульфидных жилах // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 111—119.
6. Рослякова Н.В. Зависимость концентрации золота в рудных столбах Старо-Веригульского месторождения от условий их образования // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 146—153.
7. Сахарова М.С. Минералого-геохимические особенности золоторудных столбов на Дарасунском месторождении // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 103—111.
8. Степанов В.А., Черемисин А.А. Бамский золоторудный узел Приамурья // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 64—72.
9. Тимофеевский Д.А. О структурно-морфологических типах рудных столбов в золоторудных месторождениях и соотношения их с зональностью // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 50—54.
10. Хазагаров А.М. Особенности образования и размещения рудных столбов на золоторудных месторождениях Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 131—136.
11. Шмураева Л.Я. Минералого-геохимические черты и генезис рудно-метасоматических образований Бамского месторождения (Алдано-Становой цит) // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм северной Пацифики. Магадан, 1997. С. 230—232.

УДК 553.22:553.411 (571.61)

© А.П.Мотов, С.Г.Агафоненко, С.В.Соколов, 2000

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ ХАРГИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА, ПРИАМУРЬЕ

А.П.Мотов (ВСЕГЕИ МПР России), С.Г.Агафоненко, С.В.Соколов (ФГУП «Амургеология»)

В результате картирования гидротермально-метасоматических образований территории Харгинского золоторудного узла м-ба 1:200 000 выделены метасоматические ореолы золоторудных полей и построена обобщающая схема вертикальной зональности метасоматического ореола золоторудного поля. Схема позволяет определять направление склонения поверхности эрозионного среза каждого золоторудного поля Харгинского рудного узла и оценивать относительную степень эродированности золоторудных полей.

Харгинский золоторудный узел включает коренные малосульфидные золото-кварцевые (Ингаглинское, Ясенское, Афанасьевское), золото-шеелитовые (Харгинское, Унгличанское) и золото-сурьмяное (Ленинское) месторождения (рис. 1). Согласно В.Г.Моисеенко и Л.В.Эйришу [8], он принадлежит к Верхнеселемджинскому золоторудному району Джагдинской золотоносной провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса. В геологическом строении Харгинского рудного узла, по В.Ф.Зубкову [4], участвуют палеозойские углеродистые терригенно-осадочные толщи афанасьевской, тальминской, златоустовской свит,

прорванные многочисленными малыми телами палеозойских габброидов, диоритов, плагиогранитов. Осадочные толщи и прорывающие их интрузии сложены в складки преимущественно субширотного простирания и метаморфизованы.

Метаморфические преобразования привели к частичному превращению осадочных толщ тальминской и златоустовской свит вместе с прорывающими их магматическими интрузиями в серицитовые, мусковит-серицитовые и эпидотовые сланцы. Осадочные толщи афанасьевской свиты и расположенные внутри них палеозойские магматические интрузии превращены в сланцы серицит-

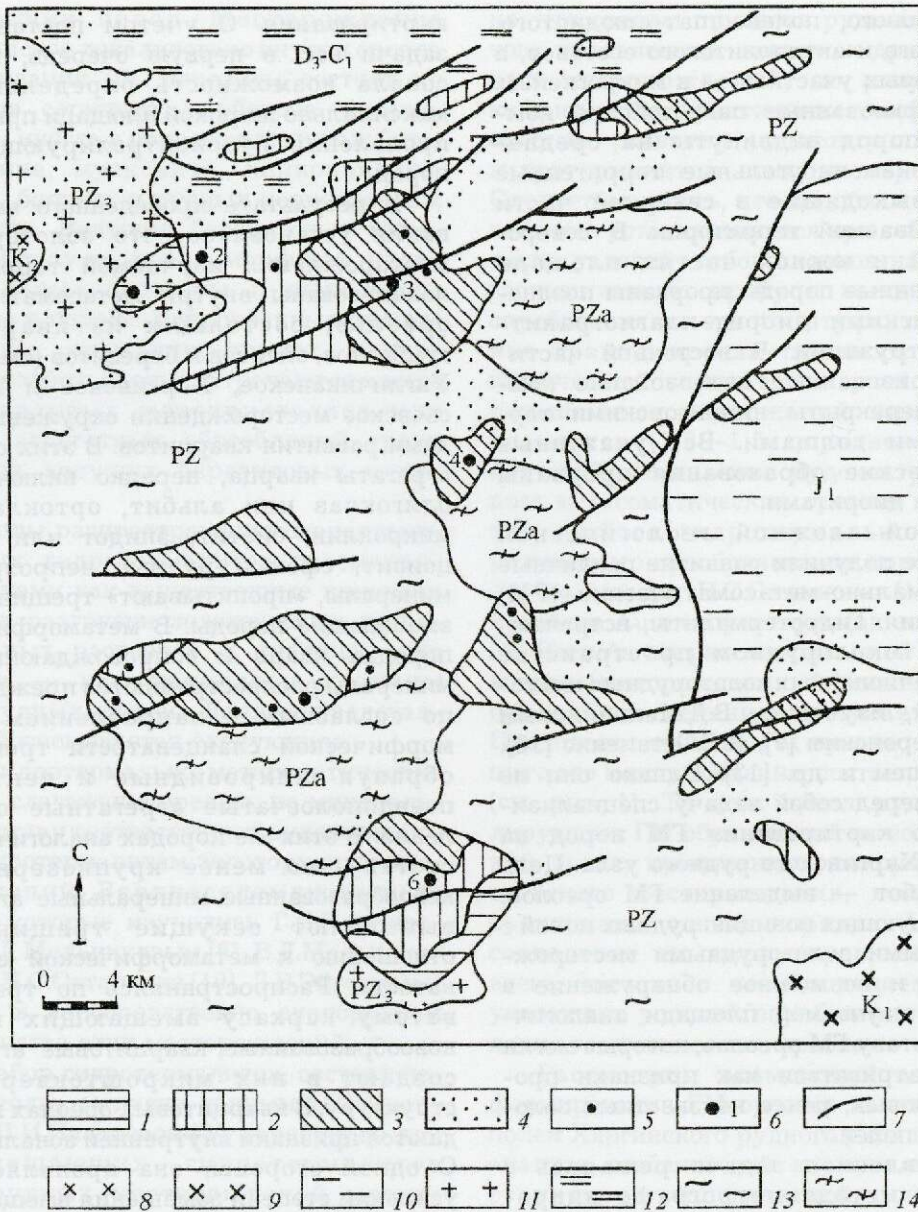


Рис. 1. Метасоматические ореолы золоторудных полей Харгинского рудного узла:

рудоконтролирующие гидротермалиты: 1 — серицитовые березиты, 2 — гумбеиты, зйситы, 3 — кварциты, часто полевошпатсодержащие; 4 — пострудные стильномелановые пропилиты; 5 — золото-кварцевые рудопроявления; 6 — золоторудные месторождения (1 — Ингаглинское, 2 — Ясенское, 3 — Унгличканское, 4 — Харгинское, 5 — Афанасьевское, 6 — Ленинское); 7 — разломы; вмещающие породы: 8 — диориты, K₂, 9 — диориты, K₁, 10 — рассланцованные песчаники и алевролиты, J₁, 11 — крупнозернистые гранодиориты, кварцевые диориты, PZ₃, 12 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, кремнистые алевролиты, диабазы, известняки, филлитизированные алевролиты, глинистые сланцы, D₃-C₁, 13 — серицитовые, зеленокаменные сланцы и мраморы, частично или полностью замещающие терригенные нередко углеродистые породы, иногда известняки златоустовской и тальминской свит, а также палеозойские малые интрузии; 14 — слюдисто-кварц-альбитовые, графит-серицитовые, кварцевые, кварц-серицит-мусковитовые, цоизитовые и амфиболовые сланцы, иногда микрогнейсы и амфиболиты, замещающие терригенные часто углеродистые породы афанасьевской свиты и палеозойские малые интрузии

мусковитового, полевошпат-слюдистого, цоизитового и актинолитового составов, а на некоторых участках — в микрогнейсы. Метаморфизованные палеозойские комплексы пород надвинуты на среднедевонско-каменноугольные терригенные толщи, выходящие в северной части рассматриваемой территории. В северо-западной и южной частях площади перечисленные породы прорваны позднепалеозойскими диорит-плагиогранитными интрузиями. В восточной части метаморфизованные палеозойские комплексы перекрыты нижнеюрскими терригенными толщами. Все указанные геологические образования прорваны меловыми диоритами.

В этой сложной геологической обстановке получили развитие различные гидротермально-метасоматические (ГМ) образования. Гидротермалиты, встречающиеся в околорудном пространстве вышеперечисленных золоторудных месторождений, изучались В.Д.Мельниковым [7], Г.И.Неронским [9], Н.С.Остапенко [10], Л.В.Эйришем и др. [13]. Однако они не ставили перед собой задачу специализированного картирования ГМ пород на площади Харгинского рудного узла. Цель наших работ — выделение ГМ ореолов, контролирующей позицию рудных полей с выявленными золоторудными месторождениями, и возможное обнаружение в пределах изучаемой площади аналогичных по составу ГМ ореолов, которые могли бы рассматриваться как признаки проявления новых, ранее неизвестных золоторудных полей.

Поставленная задача решалась с помощью метода петрографо-микроскопического картирования ГМ пород м-ба 1:200 000. Методика изучения и картирования ГМ пород изложена в работе Е.В.Плющева и др. [11]. Важная особенность данной методики — принцип картирования метасоматических пород по всей площади их распространения вне зависимости от степени их проявления. При таком подходе ГМ порода фиксируется не только в том случае, когда ее доля заметно превышает долю вмещающей породы, но и тогда, когда доля метасоматической породы составляет первые проценты от общего объема породы. Это существенно увеличивает разрешающую способность среднemasштабного петрографо-микроскопического

картирования. С учетом поставленной задачи нас, в первую очередь, интересовала возможность определения на максимально широкой площади признаков проявления рудоконтролирующих ГМ пород.

В результате проведенного картирования установлено, что золоторудные месторождения изучаемой территории локализованы внутри метасоматических ореолов, состоящих из кварцитов, гумбеитов, эйситов и березитов (см. рис. 1). Унгличанское, Харгинское и Афанасьевское месторождения окружены ореолами развития кварцитов. В этих ореолах агрегаты кварца, нередко включающие олигоклаз или альбит, ортоклаз или микроклин, биотит, эпидот или клиноцоизит, сфен и рудные непрозрачные минералы, «пропитывают» трещиноватые вмещающие породы. В метаморфических породах кварц и сопровождающие его минералы распространяются прежде всего по согласным с направлением метаморфической сланцеватости трещинам, образуя шлировидные и ленточно-псевдополосчатые агрегатные обособления. В этих же породах аналогичные по составу, но менее крупнозернистые новообразованные минеральные агрегаты выполняют секущие трещины по отношению к метаморфической сланцеватости. Распространяясь по трещиноватому каркасу вмещающих пород, новообразованные кварцитовые агрегаты создают в них микроштокверковую структуру. В кварцитовых ореолах наблюдаются признаки внутренней зональности. С одной стороны, она проявляется в усилении степени замещения вмещающих пород кварцем в направлении от периферии ореолов к центральным их частям, с другой — в различном наборе минералов, сопровождающих кварц. Так, олигоклаз или альбитсодержащие кварциты проявлены в 30% точек изучения кварцитовых минеральных парагенезисов, калишпат — в 16%, а мономинеральные кварциты — в 54% точек наблюдения кварцитов.

Месторождения Ясненское и Унгличанское локализованы внутри ореолов развития гумбеитов и эйситов, которые представлены агрегатами кварца, адуляра, карбоната, хлорита и иногда рудных непрозрачных минералов, распространяющихся по зонам трещиноватости

вещающих пород. Месторождение Ингаглинское локализовано внутри ореола березитизации [6]. Березиты состоят из агрегатов серицита, карбоната, кварца, хлорита, иногда в сопровождении альбита, турмалина, мусковита, клиноцоизита, эпидота, биотита и рудных непрозрачных минералов. Ведущие березитовые минералы образуют псевдоморфные полиминеральные агрегаты и выполняют трещины в породе. Непрозрачные рудные минералы, турмалин, эпидот, клиноцоизит, альбит, биотит встречаются в виде изолированных монокристаллов или мелких агрегатных обособлений среди агрегатов ведущих березитовых минералов.

Ореолы распространения охарактеризованных гидротермалитов рассматриваются нами как вещественные признаки участков разгрузки золотоносных гидротермальных растворов, а границы этих ореолов — как природные границы золоторудных полей. Данное представление обосновывается следующим.

1. Гидротермально-метасоматические породы, слагающие ореолы, по минеральному составу соответствуют рудовещающим гидротермалитам золоторудных месторождений Верхнеселемджинского района, которые изучались Г.П.Ковтоном и В.Д.Мельниковым [6], В.Д.Мельниковым [7], Н.С.Остапенко [10], Л.В.Эйришем и др. [12] в непосредственно околорудном пространстве этих месторождений.

2. Набор гидротермалитов, составляющих ореолы, согласно данным П.Ф.Иванкина и Н.И.Назаровой [5], характерен для рудовещающих гидротермалитов золоторудных месторождений многих регионов мира, которые локализованы, как и золоторудные месторождения Верхнеселемджинского района, внутри мощных углеродистых терригенно-осадочных геологических комплексов.

3. Площадь ГМ ореолов, измеряющаяся первыми десятками квадратных километров, соответствует площади рудных полей гидротермальных месторождений, установленных Ф.Л.Думлером [2], С.В.Соколовым [12] и другими исследователями по размерам рудовещающих ореолов привноса рудных и сопутствующих им химических элементов.

4. По опыту одновременного составления карт ГМ образований и полиэлементных геохимических карт нам извест-

но, что ореолы привноса рудных элементов, проявленные вокруг гидротермальных месторождений, по размерам и конфигурации практически тождественны ореолам развития рудоконтролирующих гидротермалитов этих месторождений. Следует отметить, что подобная тождественность устанавливается при соблюдении таких условий: отбор сколков на шлиф и геохимическую пробу в каждой точке опробования из одного штуфа; определение границ ореола привноса рудных химических элементов с учетом слабо повышенных содержаний химических элементов (1,2—1,5 породно-фоновых значений); выделение рудоконтролирующих метасоматических ореолов с учетом зон слабо гидротермально-метасоматического преобразования пород.

По данным Н.С.Остапенко [10], ореол привноса Au и сопутствующих ему Ag, W, Pb, Zn и As на рассматриваемой площади вокруг месторождения Афанасьевское в продольном сечении достигает 10 км. Продольное сечение ГМ ореола, вмещающего это месторождение, составляет 15 км (см. рис. 1). То есть ореол рудоконтролирующих ГМ образований и геохимический ореол, проявленные вокруг Афанасьевского месторождения, измеряются величинами одного порядка. Неполное совпадение их параметров, вероятнее всего, связано с несоблюдением вышеуказанных условий опробования и выделения геохимического ореола.

Рассмотрим возможный механизм формирования ГМ ореолов золоторудных полей Харгинского рудного узла на основе анализа особенностей их зональности и структурно-геологической позиции. В северной части изученной площади расположен крупный, вытянутый вдоль разломов северо-восточного простирания ГМ ореол с Ингаглинским, Ясенским и Унгличканским месторождениями (см. рис. 1). В нем с запада на восток фиксируется смена состава рудоконтролирующих гидротермалитов. Серицитовые березиты, вмещающие Ингаглинское месторождение, сменяются гумбеитами и эйситами, окружающими Ясенское месторождение, далее последние сменяются калишпат- и олигоклазсодержащими кварцитами, контролирующими руды Унгличканского месторождения. Согласно экспериментальному и расчетным данным Г.П.Зарайского и др. [3], березиты

образуются при менее высоких температурах, чем гумбеиты, а те, в свою очередь, — при более низких температурах, чем полевощпатсодержащие кварциты. Таким образом, в рудоконтролирующем ГМ ореоле вектор снижения температур его формирования направлен с востока на запад. На это же направление снижения температуры раствора, сформировавшего рудоконтролирующий ореол, указывают значения пробы золота в рудах, локализованных в данном ореоле месторождений. Проба золота Унгличканского месторождения 850—910, Ясенского — 720—780, а Ингаглинского — 720 [8].

Сходная асимметричная зональность рудоконтролирующего ГМ ореола проявлена в ореоле на юге изученной площади, вмещающем месторождение Ленинское. Но вектор температурной зональности здесь направлен с севера на юг. В ореоле, локализуемом месторождение Афанасьевское, отмечается симметричная зональность: кварциты в северо-западном и юго-восточном направлениях сменяются гумбеитами и эйситами. Метасоматический ореол, вмещающий Харгинское месторождение, не имеет отчетливо проявленной зональности. Он представлен только полевощпатсодержащими кварцитами. Отмеченные различия состава рудоконтролирующих ГМ ореолов, вероятнее всего, объясняются условиями их формирования и влиянием на них пострудной поверхностной эрозии.

По некоторым признакам месторождения Харгинского рудного узла, согласно классификации П.Ф.Иванкина и Н.И.Назаровой [5], можно отнести к интрателлурическому ряду гидротермальных золоторудных месторождений. Такие месторождения не имеют прямых связей с магматизмом и приурочены к мощным углеродистым терригенно-осадочным комплексам пород, претерпевшим дорудную складчатость и метаморфизм. Все эти признаки свойственны золоторудным месторождениям Харгинского рудного узла. Здесь коренные золоторудные месторождения тяготеют к краевым частям термально-купольных метаморфических структур, а именно к краевым частям сводов антиклинальных структур, представленных наиболее глубокометаморфизованными породами афанасьевской свиты. Отличительная особенность подобных месторождений — наличие

широких ореолов окварцевания в их околорудном пространстве и проявление, помимо золотой, шеелитовой и антимонитовой минерализации. Согласно П.Ф.Иванкину и Н.И.Назаровой [5], подобные месторождения формируются при воздействии мантийных газовых эманаций на углеродистые осадочные толщи, уже содержащие повышенные концентрации рудных элементов, в том числе и золото. В результате такого воздействия образуются щелочно-высококремнистые рудоносные растворы — «жидкие стекла», обладающие повышенной емкостью насыщения рудными компонентами и сохраняющие при миграции стабильность в восстановительной среде углеродистых толщ. Разгрузка этих растворов осуществляется при падении внешнего давления, когда они поступают в зоны открытых разрывных дислокаций.

Нам представляется, что зональные поликомпонентные рудоконтролирующие ГМ ореолы Харгинского рудного узла фиксируют каналы разгрузки рудоносных гидротермальных растворов с более стабильными условиями внешнего давления по сравнению с условиями, в которых формировались монокомпонентные ГМ ореолы. В стабильных условиях внешнего давления рудоносные гидротермальные растворы успевали эволюционировать по мере своего движения и охлаждения. Тогда как при резком снижении внешнего давления происходило скачкообразное падение температуры рудоносного раствора со столь же скачкообразной его разгрузкой. Вероятнее всего, наиболее стабильные условия разгрузки рудоносного раствора существовали в зонах пологих разрывных нарушений, а менее стабильные — в зонах крутопадающих. Рудоконтролирующая роль как крутопадающих, так и пологопадающих разрывных нарушений для месторождений золота Верхнеселемджинского района ранее отмечалась в работах В.А.Буряка и др. [1], Л.В.Эйриша и др. [13].

Рассмотренные обстановки формирования рудоконтролирующих ГМ ореолов проиллюстрированы обобщающей схемой вертикальной зональности метасоматического ореола золоторудного поля Харгинского рудного узла (рис. 2). На ней указано место каждого из основных типов

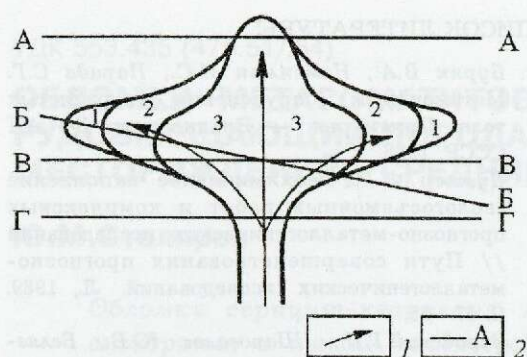


Рис. 2. Обобщенная схема вертикальной зональности метасоматического ореола золоторудного поля Харгинского рудного узла:

1 — направление движения рудоносного раствора; 2 — сечения плоскостью эрозионного среза рудоконтролирующих метасоматических ореолов, проявленных: А — среди нижнеюрских осадочных толщ, Б — вокруг Инглинского, Ясенского и Унгличканского, а также Ленинского месторождений, В — вокруг Афанасьевского месторождения, Г — вокруг Харгинского месторождения; метасоматические зоны: 1 — березитовая, 2 — эйсит-гумбеитовая, 3 — кварцитовая

рудоконтролирующих ГМ ореолов, наблюдаемых на изучаемой площади. Приведенная схема позволяет устанавливать направление склонения поверхности эрозии гидротермальных золоторудных полей рудного узла и оценивать относительную степень их эродированности.

Помимо охарактеризованных ГМ ореолов, на территории проявлены и другие ГМ образования, которые не имеют прямой связи с золоторудной минерализацией. Прежде всего это стильномелановые пропилиты (см. рис. 1). В шлифе под микроскопом они представлены розетковидными мономинеральными агрегатными обособлениями стильномелана, иногда в сочетании с розетковидными агрегатами актинолита или тремолита. Нередко стильномелан вместе с клиноцоизитом, актинолитом, биотитом, альбитом выполняет трещины и образует псевдоморфозы во вмещающих породах. Ореолы проявления стильномелановых пропилитов пространственно тяготеют к рудоконтролирующим ГМ ореолам. Ранее

В.А.Буряк и др. [1] уже обращали внимание на часто наблюдающуюся пространственную близость стильномелановых метасоматических образований и золоторудных месторождений в Верхнеселемджинском районе. По нашим наблюдениям, стильномелановые пропилиты сформировались позднее рудоконтролирующих гидротермалитов. В шлифах из участков совместного проявления этих образований хорошо видно пересечение стильномелановыми прожилками рудоконтролирующих гидротермалитов. Вероятнее всего, стильномелановые пропилиты формируются близкоодновременно с позднемеловыми пострудными дайками габброидов и диоритов. Об этом свидетельствует пространственное совпадение крупного ореола развития стильномелановых пропилитов в восточной части Инглинского гранитного массива (см. рис. 1) с выделенным здесь В.Ф.Зубковым и др. [4] крупным «роем» позднемеловых диоритовых даек. Л.В.Эйриш и др. [13] отмечают многочисленные случаи пересечения золото-кварцевых жил месторождений Верхнеселемджинского района позднемеловыми диоритовыми дайками. При этом происходит обогащение золоторудной минерализации, выражающееся в увеличении пробы золота за счет экзоконтактной высокотемпературной отгонки из него примесей Hg, Ag, Sb и других элементов.

Таким образом, стильномелановые пропилиты указывают на участки пострудной температурной проработки пород. На подобных участках может встречаться высокопробное золото на фоне сравнительно низкотемпературных рудоконтролирующих гидротермалитов. Внутри ореолов стильномелановой пропилитизации также могут фиксироваться случаи омоложения изотопных калий-аргоновых систем породообразующих минералов вмещающих пород и гидротермальных минералов. В целом ореолы распространения стильномелановых пропилитов и рудоконтролирующих гидротермалитов отражают участки проявления гидротермальных образований мезозойской эпохи активизации.

Помимо рудоконтролирующих гидротермалитов и стильномелановых пропилитов, на изучаемой территории прояв-

лены скарны, аргиллизиты, цеолититы и хлоритовые пропилиты. Выделяются гранатовые, пироксеновые и везувиановые скарны. Большая часть точек обнаружения скарнов установлена за пределами рудоконтролирующих ГМ ореолов. Скарны, вероятно, связаны с процессами метаморфизма и гранитоидного магматизма, широко проявившимися на территории. В местах совмещения скарнов и рудоконтролирующих гидротермалитов отмечается наложение рудоконтролирующих гидротермалитов на скарны. Цеолититы (цеолит, доломит), каолиновые (каолинит, кварц, гидросерицит, непрозрачный рудный минерал) и гидросерицитовые (гидросерицит, кварц, хлорит, лейкоксен) аргиллизиты, а также хлоритовые пропилиты (хлорит, лейкоксен, карбонат) распространены вдоль узких трещинных зон, секущих ореолы рудоконтролирующих ГМ образований и ореолы стильпномелановых пропицитов. По-видимому, эти наиболее поздние гидротермалиты сформированы в процессе кайнозойской тектонической активизации.

Итак, петрографо-микроскопическое картирование ГМ образований на территории Харгинского рудного узла м-ба 1:200 000 позволило установить вещественные признаки ограничения известных здесь золоторудных полей и выделить участки, которые можно рассматривать как новые потенциальные золоторудные поля. На основе анализа закономерностей внутреннего строения ГМ ореолов золоторудных полей, их структурно-геологической позиции и представлений об условиях их формирования построена обобщающая схема вертикальной зональности метасоматического ореола золоторудного поля, позволяющая определить направление склонения поверхности эрозионного среза каждого золоторудного поля Харгинского рудного узла и оценить относительную степень их эродированности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г. *Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья*. — Владивосток: ДО АН СССР, 1988.
2. Думлер Ф.Л. Геохимическое наполнение геологосъемочных работ и комплексных прогнозно-металлогенических исследований // Пути совершенствования прогнозно-металлогенических исследований. Л., 1989. С. 47—55.
3. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Белянская О.Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. — М.: Наука, 1981.
4. Зубков В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-53-XXVI. — М.: Мингео СССР, 1974.
5. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
6. Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д. Березитовая золоторудная формация Верхнего Приамурья // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск, 1995. С. 79—84.
7. Мельников В.Д. Аномалии золотоносности Верхнего Приамурья: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — Владивосток: ДО РАН, 1995.
8. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996.
9. Неронский Г.И. Геологическое строение и типы золотой минерализации Верхне-селемджинского района // Золотая минерализация Верхнего и Среднего Приамурья. Владивосток, 1978. С. 87—116.
10. Остапенко Н.С. Зональность оруденения и первичные ореолы рассеяния золоторудных ореолов Верхне-Селемджинского района: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
11. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1981.
12. Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. — СПб: Наука, 1998.
13. Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Токурское золоторудное поле: геология, геохимия, генезис (Амурская область, Россия). — Хабаровск: ДАН РФ, 1998.

УДК 553.435 (470.51/.54)

© Ю.М.Столяров, 2000

ОБЛОМКИ МЕТАСОМАТИТОВ И ПЛАГИОГРАНИТОВ В РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ ЛЕВИХИНСКИХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СРЕДНИЙ УРАЛ

Ю.М.Столяров

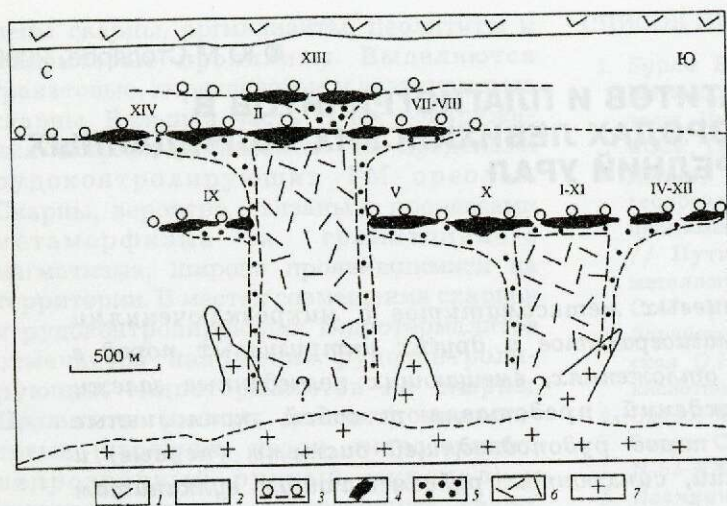
Обломки серицит-кварцевых метасоматитов с микровключениями ангидрита, а также плагиогранитов и других интрузивных пород в вулканогенно-осадочных отложениях, вмещающих колчеданные залежи Левихинских месторождений, представляют собой эксплозивные продукты разрушения пород рудоподводящей системы (первые) и интрузивных образований, синхронных рудовмещающим вулканитам (вторые). Присутствие обломков метасоматитов в вулканомиктовых отложениях всех трех уровней локализации рудных тел месторождения свидетельствует, с одной стороны, о сингенетичности и синхронности вулканизма и рудообразования, с другой — о цикличности процессов рудоотложения и накопления толщ вулканитов. Сделан также вывод о раннем, до начала рудоотложения на самом нижнем стратиграфическом уровне, внедрении плагиогранитов и, следовательно, неверности существующих представлений о якобы их пострудном возрасте и регенерирующем воздействии на руды месторождения.

Левихинские колчеданные месторождения относятся к числу достаточно хорошо известных и изученных объектов [2, 3, 5, 8]. Для них характерно ярусное расположение рудных тел в разрезе, на разных стратиграфических уровнях [8]. И если в целом сингенетичность и синхронность рудообразования и вулканизма сейчас почти ни у кого не вызывают сомнений, то механизм формирования подобных месторождений и способы отложения руд во многом неясны и спорны, особенно на Среднем Урале, где в результате позднейших дислокаций и других изменений месторождения, в том числе и Левихинские, в значительной степени утратили свой первоначальный облик и первичные признаки. Немало вопросов возникает и в связи с местом и ролью в указанных процессах интрузий плагиогранитов, сопровождающих многие из этих месторождений [1, 2, 4]. Приведенные ниже данные проливают свет на строение и историю образования Левихинских месторождений, а также на некоторые из затронутых проблем.

Характерная особенность строения Левихинских месторождений — это обилие (до 10—15%) ангидрита (и гипса — продукта его гидратации) в подрудных

метасоматитах, особенно в рудоподводящей системе (каналах) [6, 7]. При этом в последней, кроме свободных выделений, он присутствует в виде микровключений (сингенетичных и реликтовых), также весьма обильных, в метасоматическом кварце, апатите и пирите [7]. Автором выделяются, по меньшей мере, три более или менее автономных канала, каждый из которых питал «свою» область разгрузки на том или ином уровне рудоотложения (рисунок). Каналы вследствие складчатости в настоящее время располагаются субгоризонтально и корнями уходят к западу, к основанию рудовмещающей толщи вулканитов, и вместе с тем — в сторону Тагильского массива габбро-перидотитового комплекса и окаймляющих его с востока плагиогранитов и плагиогранит-порфиров.

Изучение вулканомиктовых пород, вмещающих колчеданные залежи, показало, что во всех трех горизонтах наряду с разнообразным по составу вулкано- и пирокластическим материалом, а также рудокластами довольно часто встречаются обломки серицит-кварцевых метасоматитов, метасоматический кварц, апатит и пирит которых содержат микровключения (сингенетич-



Модель строения Левихинских колчеданных месторождений (реставрация на начало отложения пород порфириновой свиты):

1 — порфирировая свита; 2 — рудоносная свита; 3 — вулканомиктовые отложения; 4 — рудные тела; 5 — метасоматиты с вкрапленностью пирита; 6 — метасоматиты с ангидритом; 7 — плагиограниты и плагиогранитпорфиры; I—XIII — месторождения

ные и реликтовые) ангидрита. Размер исследованных обломков варьирует от 6 до 0,3 мм, вплоть до отдельных осколков кварца или пирита размером до 0,03 мм с «сидящими» в них включениями ангидрита размером 0,05—0,005 мм. Такие обломки и осколки прослеживаются по всему разрезу вулканогенно-осадочных пород в пределах рудного поля, т.е. на 4,5 км по простиранию и до 1 км по падению. Общее число находок — несколько десятков, по 10—15 на каждый горизонт. Частота встречаемости в среднем — каждый третий или четвертый шлиф, изготовленный из этих пород, иногда чаще — до 2—3 в шлифе. При этом обломки метасоматитов с включениями ангидрита отмечаются в породах, в различной степени измененных и рассланцованных. Только в сильно измененных и рассланцованных породах с появлением в метасоматическом кварце, минерале-хозяине, волнистого угасания — явственного признака его существенной деформации — или же признаков перекристаллизации включения ангидрита отсутствуют. По совокупности типоморфных петрографических признаков (облик и размер зерен минерала-хозяина, включений и ассоциирующих минералов) обломки метасоматитов с включениями ангидрита самого нижнего горизонта (уровня) несколько отличаются от аналогичных обломков из верхних горизонтов и весьма близки (или идентичны) соответствующим метасоматитам из самого южного рудоподводящего канала, «подпирающего» этот горизонт в районе месторождений Левихи I—XI и X (см. рисунок). Это дает основание рассматривать канал как

материнский для обломков метасоматитов нижнего уровня. С другой стороны, обломки метасоматитов двух верхних уровней по своим признакам более близки метасоматитам из второго и третьего рудоподводящих каналов, расположенных севернее и «прорывающих» первый, самый нижний, рудоносный горизонт.

Наряду с обломками метасоматитов и осколками кварца и пирита с включениями ангидрита в тех же горизонтах, а иногда и в одном шлифе, почти столь же часто встречаются обломки в той или иной степени измененных интрузивных пород — диоритов, плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, практически не отличающихся макроскопически и микроскопически (в шлифах) от соответствующих пород из Тагильского интрузивного массива или отдельных более мелких тел, распространенных в нижней части разреза рудовмещающей толщи недалеко от него. Всего при документации керн скважин и затем в шлифах автором в разных частях рудного поля зафиксировано около 20 находок обломков интрузивных пород размером до 2 см.

Совместное нахождение в вулканомиктовых отложениях всех трех уровней обломков плагиогранитов (и других интрузивных пород) и метасоматитов с микровключениями ангидрита — образований изначально по своей природе и глубинности весьма различных — свидетельствует о едином механизме или способе их попадания в эти отложения. И этим единственно возможным, исходя из конкретной геологической обстановки, механизмом являются вулканические выбросы при эксплозиях, возобновлении

активной вулканической деятельности. Данный механизм способствует попаданию подобных обломков и в другие продукты вулканической деятельности (например, тела жильных и субвулканических пород в виде ксенолитов или различных продуктов размыва и перетложения) и, следовательно, обуславливает более широкое их распространение в перекрывающих толщах вулканогенных и вулканокластических пород. Убедительное подтверждение тому — обнаружение обломков метасоматитов с микровключениями ангидрита вместе с рудокластами, а также обломками кварцевых диоритов в прослое грубослоистых плохо сортированных туфов висячем боку Шайтанских месторождений, в 400 м выше рудоносного горизонта. Эти месторождения находятся в 6 км от Левихинских и имеют свою ангидритсодержащую рудоподводящую систему, корнями уходящую в сторону массива плагиогранитов.

Приведенные данные свидетельствуют, с одной стороны, о сингенетичности и синхронности вулканизма и рудообразования, а с другой — о цикличности процессов рудоотложения и накопления толщ вулканитов и, в частности, о самостоятельности и независимости рудоотложения на разных стратиграфических уровнях. В отношении плагиогранитов сложилось мнение [1, 2, 4] об их внедрении синхронно с накоплением рудовмещающих толщ вулканитов, после завершения колчеданного рудообразования и даже после довольно значительных дислокаций, и о регенерирующем их воздействии на месторождения и руды. Находки же говорят о значительно более раннем внедрении плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, до начала рудоотложения на нижнем стратиграфическом уровне, и поэтому они не могли быть причиной регенерации руд Левихинских (и Шайтанских) месторождений и уж тем более — после складчатости, как утверждается в работах [1, 4].

И, наконец, обломки метасоматитов с микровключениями ангидрита, как и рудокласты, представляющие определенную часть единой в структурном и генетическом отношении рудообразующей системы, — весьма важный источник прогностической информации. Это, а

также хорошая, несмотря на весьма «солидный» геологический возраст (ордовик — ранний силур), сохранность первоначального облика и первичных признаков (что дает возможность уверенно их распознавать) и большая частота встречаемости позволяют относить обломки к весьма надежным поисковым признакам колчеданных месторождений типа Левихинских, т.е. ангидритсодержащих. А таких на Урале, да и во многих других колчеданных провинциях, по подсчетам автора, не менее половины всего числа месторождений.

Автор признателен и благодарен Б.Т.Коновалову, директору научно-производственного предприятия «Терра» (г. Ессентуки), за бескорыстную помощь и содействие в проведении лабораторных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Интрузивные породы в рудоносных вулканических комплексах / И.А.Смирнов, Л.Я.Кабанова, А.П.Наседкин и др. // Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования. Екатеринбург, 1992. С. 40—51.*
2. *Логинов В.П. Закономерности локализации колчеданных месторождений на Среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1958. Т. 1. С. 339—362.*
3. *Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения / В.А.Прокин, В.М.Нечухин, П.Ф.Сопко и др. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.*
4. *Прокин В.А., Алешин К.Б., Иванов А.А. Ново-Шайтанское месторождение // Медноколчеданные месторождения. Геологическое строение. Свердловск, 1988. С. 139—144.*
5. *Пэк А.В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских месторождений на Среднем Урале // Колчеданные месторождения Урала. М., 1950. С. 193—282.*
6. *Столяров Ю.М. Ангидрит и гипс в колчеданных месторождениях Урала в связи с проблемой их генезиса // Геология рудных месторождений. 1965. № 2. С. 107—113.*
7. *Столяров Ю.М. Микровключения ангидрита в сульфидных рудах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 138—147.*
8. *Столяров Ю.М., Столова Г.А. Некоторые новые данные о геологическом строении и условиях локализации рудных тел Левихинских колчеданных месторождений (Средний Урал) // Тр. ЦНИГРИ. 1977. Вып. 126. С. 56—64.*

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 669.214

© Э.П.Здорова, Т.А.Важеркина, 2000

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ПРОБИРНОГО АНАЛИЗА СЛОЖНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ШЕРБЕРНОЙ ПЛАВКИ

Э.П.Здорова, Т.А.Важеркина (ЦНИГРИ МПР России)

Для точного определения золота и серебра в технологических концентратах и металлургических сплавах разработаны схемы пробирного анализа с использованием окислительного обжига и шерберной плавки. Для богатых продуктов (> 0,5% золота и серебра) разработана схема анализа с шерберной окислительной плавкой при использовании навески не более 1 г. Точность определения высокая.

Пробирный анализ в классическом варианте включает следующие операции: шихтование, тигельная плавка, окислительная плавка — купелирование на магнетитовых пористых сосудах, разваривание, взвешивание на микроаналитических весах. Эта схема позволяет с высокой точностью анализировать минеральное сырье простого вещественного состава — окисленные и мало-сульфидные руды, основные и кислые породы, концентраты и хвосты переработки руд.

Присутствие в рудах даже невысоких содержаний цветных металлов, не более 5%, может значительно усложнить схему пробирного анализа. Высокая точность определения благородных металлов в этом случае обеспечивается введением в схему дополнительных операций — окислительного обжига и шерберной плавки.

Технологические концентраты и металлургические продукты относятся к самому сложному типу сырья. Содержание цветных металлов и тугоплавких компонентов (оксиды магния, титана, циркония, ниобия, алюминия и др.) в них превышает 20%, а в некоторых составляет до 80%. Пробирный анализ каждого сложного продукта осуществляется по индивидуальной схеме. При разработке

схемы учитываются содержание благородных металлов, их природные особенности, равномерность распределения и степень концентрации, минералогический и химический составы, состав вмещающих пород. Выбор схемы анализа гравитационных и флотационных концентратов начинается с определения навески анализируемого материала. При содержании благородных металлов более $n \cdot 10^2$ г/т навеска составляет 10—25 г.

Технологическая схема пробирного анализа сложных по составу золото-содержащих материалов дополнительно включает операцию предварительного обжига. Отобранная средняя проба направляется на окислительный обжиг в шамотовой лодочке в камерной электропечи с регулируемой температурой. Режим окислительного обжига определяется примесными элементами. При наличии в пробах меди и никеля обжиг проводят при 700—800°C до полного перевода этих металлов в сульфатные соединения или оксиды. В присутствии сурьмы обжиг начинают при низкой температуре 350—450°C, затем ее повышают до 650°C в течение 2—3 ч (И.Н.Плаксин, 1947).

В случае высоких содержаний цветных металлов и сурьмы в концентратах

(40—50%) огарок подвергают кислотному выщелачиванию. И.Ф.Барышниковым (1978) подробно описаны условия проведения этой операции в зависимости от удаляемого компонента. Осадок от выщелачивания шихтуют и направляют

на тигельную плавку и далее на отработку по схеме (рис. 1).

В шахтной электропечи при температуре 1050—1150°C восстановительная тигельная плавка проводится в шамотовых тиглях. Однако в ходе

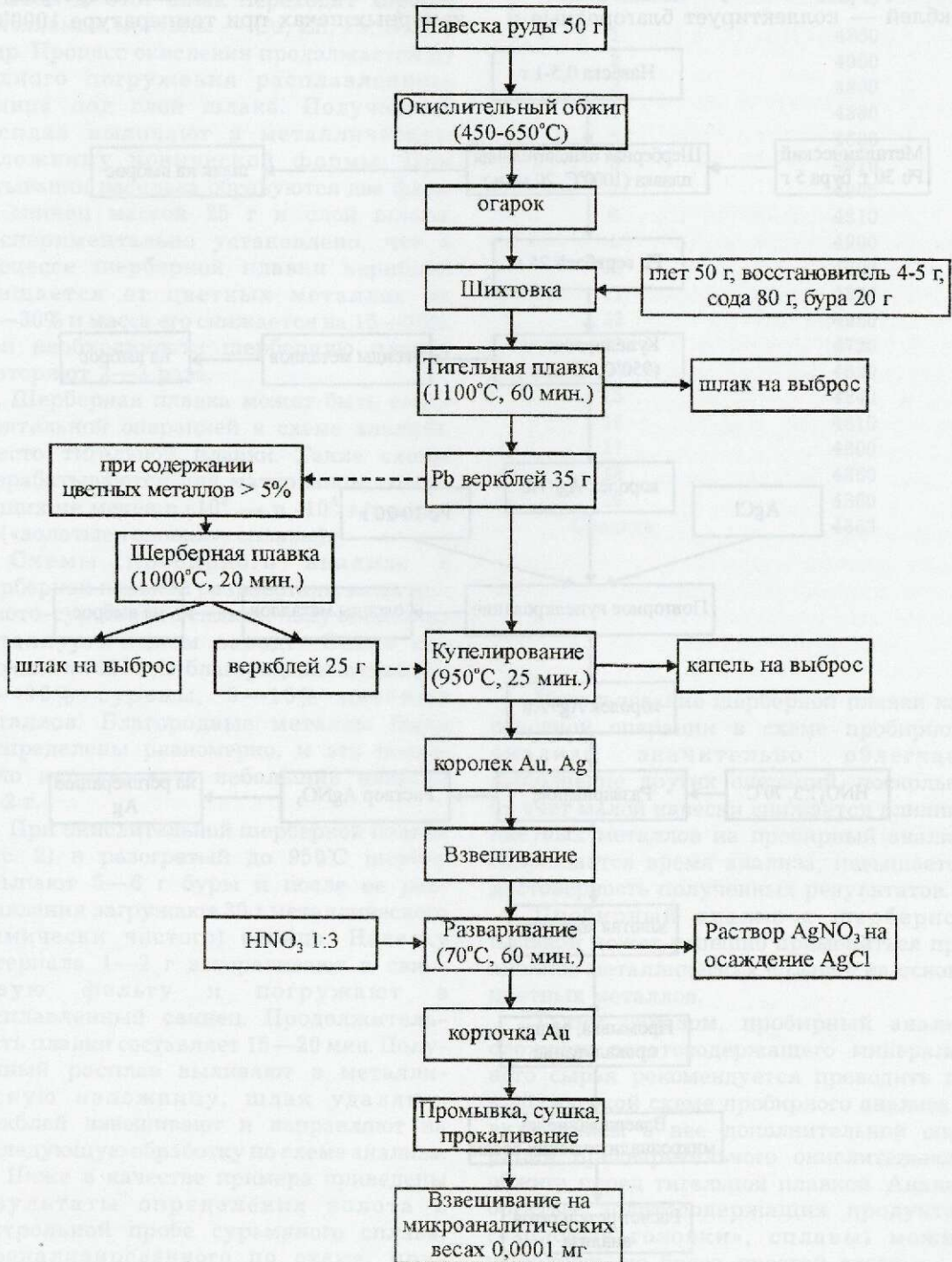


Рис. 1. Технологическая схема пробирного анализа для сложных по составу руд и технологических продуктов

восстановительной плавки цветные металлы Cu, Ni, Co, Sb частично восстанавливаются до металлического состояния и активно взаимодействуют с расплавленным свинцом, образуя твердые растворы и интерметаллические соединения. Свинцовый черновой сплав — веркблей — коллектирует благородные и

цветные металлы. Последние могут осложнить, а иногда и полностью прекратить последующий процесс купелирования.

Для очистки веркблея от цветных металлов нами разработана шерберная окислительная плавка. Она осуществляется в шамотовых чашках (шерберах) в камерных печах при температуре 1000°C.

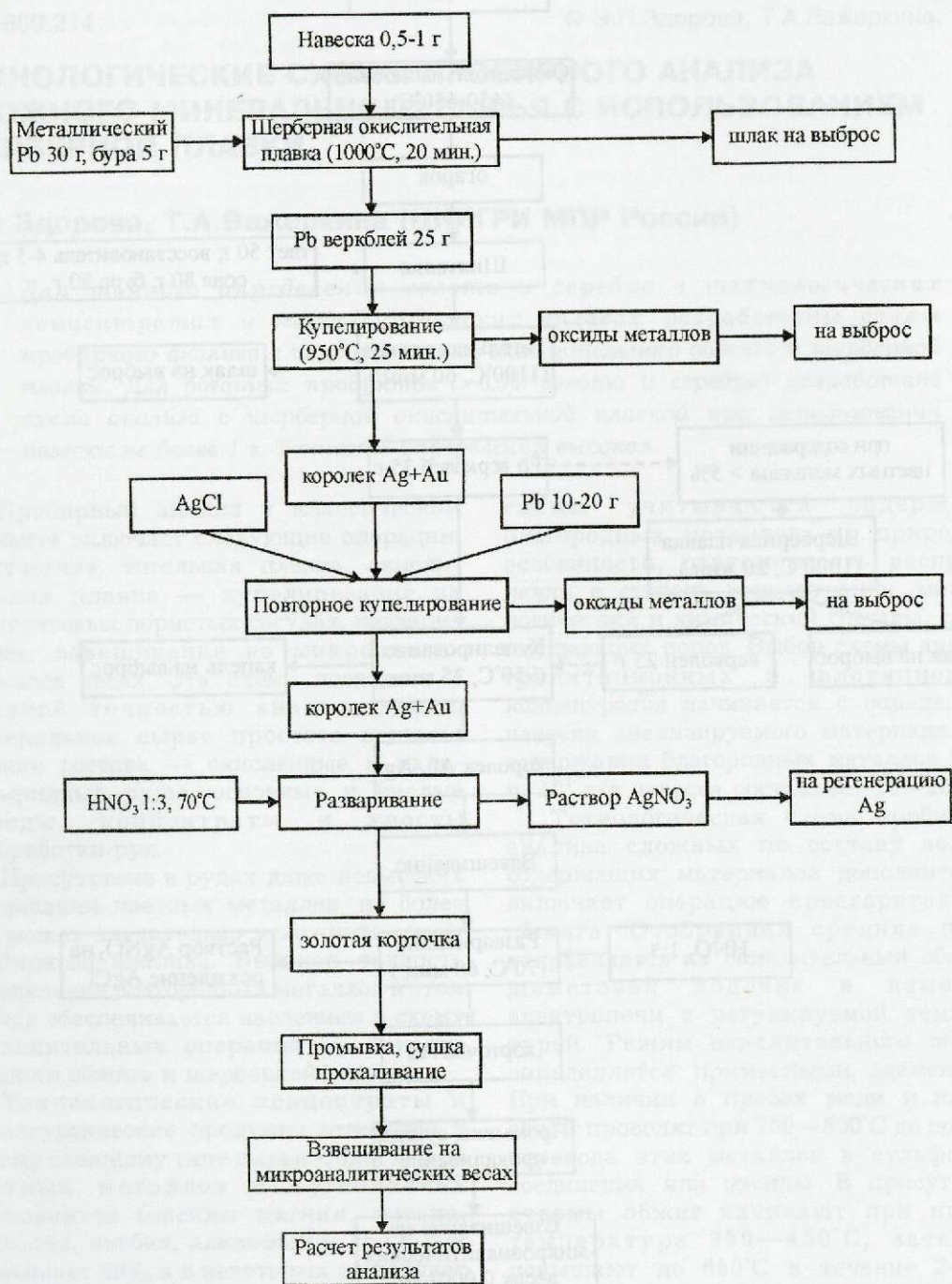


Рис. 2. Технологическая схема пробирного анализа для богатого золото-сурьмяного сплава с использованием окислительной шерберной плавки

Шербер предварительно прогревается в течение 20 мин., затем в него загружают 5—6 г буры. В расплавленную бурю помещают свинцовый веркблей. На поверхности расплавленного свинца образуется кольцевой слой шлака на основе боратов. В этот шлак переходят хорошо окисляемые металлы — Cu, Zn, Fe, Ni, Pb и др. Процесс окисления продолжается до полного погружения расплавленного свинца под слой шлака. Полученный расплав выливают в металлическую изложницу конической формы. При остывании расплава образуются две фазы — свинец массой 25 г и слой шлака. Экспериментально установлено, что в процессе шерберной плавки веркблей очищается от цветных металлов на 25—30% и масса его снижается на 15—20%. При необходимости шерберную плавку повторяют 2—3 раза.

Шерберная плавка может быть самостоятельной операцией в схеме анализа, вместо тигельной плавки. Такие схемы разрабатываются для материалов, содержащих не менее $n \cdot 10^3$ — $n \cdot 10^4$ г/т золота («золотые головки», сплавы).

Схемы пробирного анализа с шерберной плавкой разработаны нами для золото-сурьмяного сплава, полученного на металлургическом заводе. Сплав содержал $n \cdot 10^4$ г/т благородных металлов, 80—90% сурьмы, 5—15% цветных металлов. Благородные металлы были распределены равномерно, и это позволило использовать небольшие навески 1—2 г.

При окислительной шерберной плавке (рис. 2) в разогретый до 950°C шербер засыпают 5—6 г буры и после ее расплавления загружают 30 г металлического (химически чистого) свинца. Навеску материала 1—2 г заворачивают в свинцовую фольгу и погружают в расплавленный свинец. Продолжительность плавки составляет 15—20 мин. Полученный расплав выливают в металлическую изложницу, шлак удаляют, веркблей взвешивают и направляют на последующую обработку по схеме анализа.

Ниже в качестве примера приведены результаты определения золота в контрольной пробе сурьмяного сплава, проанализированного по схеме, приведенной на рис. 2. Суммарная ошибка составила 86 г/т или не более 1,7% от

исходного содержания, что укладывается в допуски.

Число плавов	Au, г/т
1	4860
2	4900
3	4800
4	4880
5	4880
6	4910
7	4905
8	4810
9	4990
10	4980
11	4800
12	4980
13	4720
14	4820
15	4840
16	4810
17	4800
18	4860
19	4860
Среднее	4863

Использование шерберной плавки как основной операции в схеме пробирного анализа значительно облегчает выполнение других операций, поскольку за счет малой навески снижается влияние цветных металлов на пробирный анализ, сокращается время анализа, повышается достоверность полученных результатов.

Пробирный анализ с шерберной плавкой может успешно применяться при анализе металлических сплавов на основе цветных металлов.

Таким образом, пробирный анализ сложного золотосодержащего минерального сырья рекомендуется проводить по классической схеме пробирного анализа с включением в нее дополнительной операции предварительного окислительного обжига перед тигельной плавкой. Анализ богатых золотосодержащих продуктов («золотые головки», сплавы) можно выполнять по более простой схеме — с применением в качестве основной операции шерберной плавки.

УДК 622.235.432

© М.М.Граевский, П.П.Петрушин, 2000

СПОСОБ УСКОРЕННОГО РАСЧЕТА ЭЛЕКТРОВЗРЫВНЫХ СЕТЕЙ И ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ КОНДЕНСАТОРНЫХ ВЗРЫВНЫХ ПРИБОРОВ

М.М.Граевский, П.П.Петрушин (ВНИИА Минатом РФ)

Изложен новый способ расчета электровзрывных сетей по графикам или таблицам, которые строятся один раз разработчиками взрывного прибора и должны быть составной частью его описания.

Производительность взрывного прибора (ВП), т.е. общее число N взрывааемых им электродетонаторов (ЭД), зависит, с одной стороны, от параметров ВП (емкости C и напряжения U_n конденсатора-накопителя ВП), с другой — от параметров электровзрывной сети (ЭВС), присоединяемой к ВП (сопротивления магистральной линии R_m , сопротивления электродетонаторов $r_{эд}$ и их чувствительности, а также от схемы соединения ЭД, т.е. от числа параллельных ветвей M). Поэтому расчеты ЭВС и производительности ВП — это, по существу, одна и та же операция, которая дает ряд конкретных значений N в зависимости от параметров конкретных ЭВС. Производительность ВП в отечественной практике в ряде случаев представляют в табличной форме, а за рубежом — в виде графиков.

Существующая методика [2] для каждого конкретного случая предусматривает расчеты ЭВС и производительности ВП по формулам, исходящим из двух классических условий безотказного взрывания. Параметры электровзрывной

сети и взрывного прибора, удовлетворяющие обоим условиям, приходится находить методом последовательных приближений, из-за чего данная методика достаточно трудоемка. В более простой методике [1], автоматически учитывающей первое условие безотказности, все же необходима проверка по второму условию безотказности, которое, как правило, является определяющим.

Разработанная авторами методика, учитывающая оба условия безотказности, предусматривает выполнение расчетов по графикам или таблице, которые строятся один раз — при создании взрывного прибора. При эксплуатации ВП не требуется выполнять никаких вычислений по формулам, кроме, естественно, работы с этими графиками или таблицей. Для любого конденсаторного ВП и электродетонаторов с известными характеристиками могут быть построены соответствующие графики и таблицы, что позволяет быстро и полно ответить практически на все вопросы, возникающие при расчете электровзрывных сетей. Методика ус-

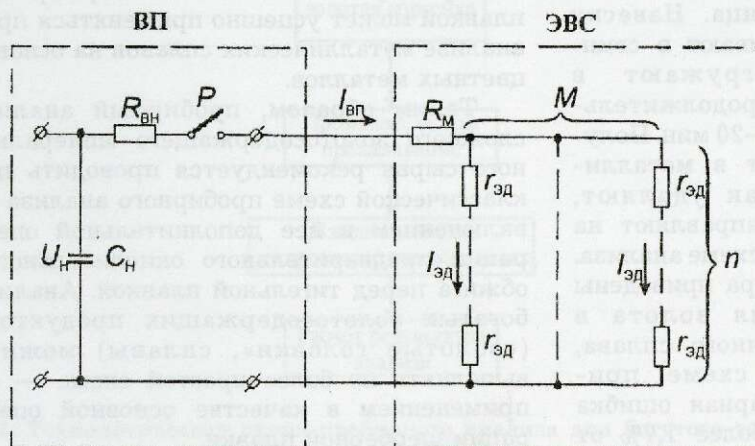


Рис. 1. Принципиальная схема электровзрывной сети

пешно подтверждена экспериментально при лабораторных и промышленных испытаниях КВП-2/200, разработанного во ВНИИА [3].

Для получения формул, необходимых для расчета таблиц и графиков по предлагаемой методике, рассмотрена наиболее общая последовательно-параллельная сеть (рис. 1) с числом параллельных ветвей M и числом ЭД в каждой ветви n . Общее количество электродетонаторов в ЭВС:

$$N = M \cdot n. \quad (1)$$

При $M = 1, N = n$ смешанная сеть превращается в последовательную, а при $n = 1, N = M$ — в параллельную. Обе сети являются частным случаем смешанной ЭВС.

С учетом сопротивления магистрали R_m общее сопротивление ЭВС:

$$R_{\text{ЭВС}} = R_m + n \cdot r_{\text{ЭД}} / M, \quad (2)$$

а с учетом выражения (1) $R_{\text{ЭВС}} = R_m + N \cdot r_{\text{ЭД}} / M^2$, из которого получаем формулу для производительности ВП при смешанном соединении:

$$N = (R_{\text{ЭВС.макс}} - R_m) M^2 / r_{\text{ЭД}}. \quad (3)$$

Здесь $R_{\text{ЭВС.макс}}$ — максимально допустимое сопротивление электровзрывной

сети. Оно зависит от параметров взрывного прибора (C_n, U_n), числа параллельных ветвей M взрывной сети и параметров ЭД (импульсов воспламенения: нормированного $K_{\text{в.ворм}}$, минимального $K_{\text{в.мин}}$, времени передачи $\theta_{\text{мин}}$, нормированного тока I_n). Численные значения $K_{\text{в.ворм}}, K_{\text{в.мин}}, I_n$ приводятся в литературе [1, 2]. Все перечисленные величины входят в условия безотказности, исходя из которых и определяются численные значения $R_{\text{ЭВС}}$ при расчете по выражению (3) таблиц и графиков для различных взрывных приборов.

Фактическое значение $R_{\text{ЭВС.ф}}$ не должно превышать $R_{\text{ЭВС.макс}}$ при эксплуатации прибора во избежание отказов. В табл. 1 для сравнения приведены максимально допустимые сопротивления ЭВС ($R_{\text{ЭВС.макс}}$) для различных типов ВП в зависимости от числа параллельных ветвей M в электровзрывной сети.

Зависимость (3) при фиксированных значениях $M, r_{\text{ЭД}}, R_{\text{ЭВС}}$ и изменяющемся R_m представляет собой уравнение прямой, отсекающей на оси ординат (при $R_m = 0$) значение $N' = M^2 R_{\text{ЭВС}} / r_{\text{ЭД}}$, а на оси абсцисс (при $N = 0$) значение $R'_m = R_{\text{ЭВС}}$. На рис. 2 изображены зависимости производительности (общего количества подрываемых ЭД) от сопротивления

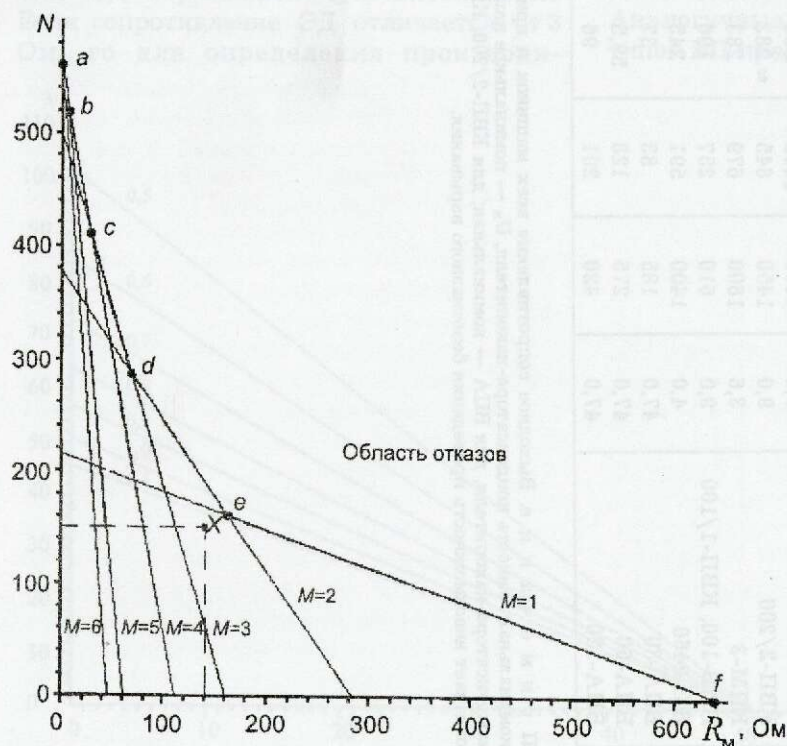


Рис. 2. Зависимость производительности взрывного прибора КВП-2/200 от сопротивления магистрали электровзрывной сети с ЭД нормальной чувствительности со средним сопротивлением 3 Ом

1. Максимальное сопротивление электровзрывной сети ($R_{\text{ЭВС макс}}$) для взрывных машинок и приборов различных типов при работе с электродетонаторами нормальной чувствительности

Тип взрывной машинки (прибора)	$C_{\text{к}}$, мкФ	$U_{\text{н}}$, В	Число параллельных ветвей ЭВС									
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ВМК-500	3,0	3000	1353	606	359	235	159	114	85,6	66,6	53,2	43,4
КВП-2/200	9,0	1450	645	≈ 283	164	≈ 104	≈ 68	44	≈ 26	≈ 14	≈ 6	—
КПМ-3	3,6	1600	679	283	148	88	58	41	30	23,4	18,6	15,1
ШИВ-100, КВП-1/100	9,0	610	257	106	55	32	21	15	11,1	8,5	6,8	5,5
ЖЗ 2460	4,0	1400	591	245	127	75,3	49,5	34,9	25,9	20	15,8	12,9
ВПА-30	47,0	185	83	37	21,9	14,4	9,9	7,1	5,3	4,1	3,2	2,6
ВПА-60	47,0	275	128	59,5	36,7	25,3	18,6	14,2	11,1	8,7	6,9	5,7
ВПА-120	47,0	420	201	96	61	43,3	32,9	26	21,1	17,4	14,6	12,4

П р и м е ч а н и е. Выходное сопротивление всех машинок и приборов принято равным нулю (КВП-2/200 — 30 Ом). Для всех машинок и приборов $C_{\text{н}}$ — номинальная емкость конденсатора-накопителя, $U_{\text{н}}$ — номинальное напряжение на конденсаторе-накопителе (для КВП-2/200 и КПМ-3 $C_{\text{н}}$ — минимальная емкость конденсатора-накопителя, для ВПА — номинальная; для КВП-2/200, КПМ-3 и ВПА $U_{\text{н}}$ — минимальное зарядное напряжение конденсатора-накопителя). Знак «←» означает невозможность проведения безотказного взрывания.

магистрали и $M = 1, 2, 3, \dots$, построенные по формуле (3), для прибора КВП-2/200 и ЭВС с ЭД нормальной чувствительности. Наклонные прямые на рис. 2, пересекаясь в точках b, c, d, e, f , образуют ломаную линию $a-b-c-d-e-f$, дающую зависимость наивысшей производительности взрывного прибора N_{\max} от сопротивления магистрали R_m . Ниже линии $N_{\max} = f(R_m)$ находится область безотказного взрывания, выше — область отказов. Если точка, определяемая выбранными значениями N и R_m , попадает в последнюю, то безотказность взрывания не обеспечивается.

Отметим, что для конкретного значения M область безотказного взрывания расположена ниже соответствующей данному M наклонной прямой. Например, 150 электродетонаторов при сопротивлении магистрали 140 Ом (точка x , см. рис. 2) можно безотказно взорвать при $M = 1, M = 2$, а при $M = 3$ уже возможны отказы. Вместе с тем, те же 150 электродетонаторов при $R_m = 100$ Ом можно безотказно взорвать при $M = 1, 2$ или 3 , а при $M = 4$ возможны отказы, так как точка (150, 100) расположена над прямой, соответствующей $M = 4$.

График на рис. 2 построен для расчетного сопротивления $r_{\text{эд}} = 3$ Ом, равного приблизительно среднему сопротивлению ЭД нормальной чувствительности. Если сопротивление ЭД отличается от 3 Ом, то для определения производи-

тельности ВП можно воспользоваться формулой

$$N_{\phi} = N_{\text{гр}} \cdot 3 / r_{\text{эд}\phi}, \quad (4)$$

где $N_{\text{гр}}$ — производительность по графику — рис. 2 (для $r_{\text{эд}} = 3$ Ом); $r_{\text{эд}\phi}$ — фактическое сопротивление ЭД; N_{ϕ} — производительность, соответствующая $r_{\text{эд}\phi}$.

На рис. 3 представлена зависимость производительности КВП-2/200 от сопротивления магистрали для электродетонаторов пониженной чувствительности. Поскольку смешанное соединение ЭД в этом случае нецелесообразно из-за малой производительности ВП, на рисунке дан график для последовательного соединения ЭД ($M = 1$) при сопротивлениях ЭД от 0,5 до 1,1 Ом, что не требует пересчета по формуле (4). Как следует из графика, максимальная производительность КВП-2/200 при $R_m = 0$ составляет в зависимости от сопротивления ЭД от 46 до 102 шт. Максимальное сопротивление ЭВС достигает 52 Ом.

Вид зависимости $N = f(R_m)$ получается более удобным для расчетов, особенно при небольших значениях R_m , если построить ее в полулогарифмическом масштабе (рис. 4). Тогда огибающая $a-b-c-d-e-f$ по-прежнему представляет собой зависимость $N_{\max} = f(R_m)$. Аналогичные зависимости для других типов ВП представлены на рис. 5.

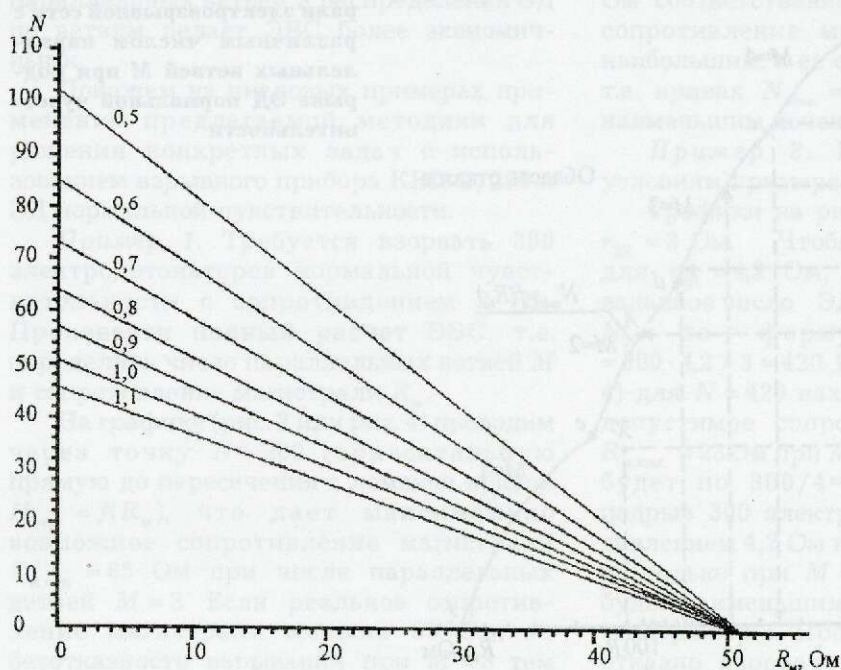


Рис. 3. Зависимость производительности КВП-2/200 от сопротивления магистрали электровзрывной сети с ЭД пониженной чувствительности

На графиках, в частности, видно, что для КВП-2/200 и КППМ-3 их максимальная производительность при $M=1$ и $M=2$ практически одинакова, а при $M > 2$ у КППМ-3 она меньше, чем у КВП-2/200. Это объясняется тем, что у КВП-2/200 номинальная емкость конденсатора-накопителя больше, чем у КППМ-3 (10 против 4 мкФ). Максимальная производительность КВП-2/200 выше, чем у всех приведенных взрывных приборов и машинок, кроме ВМК-500, имеющей зарядное напряжение 3 кВ.

В табл. 2 приведены максимальные значения общего количества N подрываемых электродетонаторов в зависимости от сопротивления магистрали R_m и числа параллельных ветвей M , а также число n ЭД в одной ветви, сопротивление одной ветви R_n , распределительной сети и общее сопротивление распределительной сети R_{pc} .

Табл. 2 и графики рис. 2, 4 получены с использованием одних и тех же формул и содержат аналогичные сведения, поэтому определение N с помощью их приводит к одинаковым результатам. Вместе с тем, табл. 2 более информативна, поскольку в ней по сравнению с графиками, кроме R_m и N , приведены другие характеристики ЭВС

— n , R_m и R_{pc} . Значения R_m в таблице по необходимости даны с интервалами ($R_m = 0, 5, 10, 20, 40\dots$), что приводит к дополнительным вычислениям в случае промежуточных значений R_m , требующих проведения линейной интерполяции.

При расчетах ЭВС возникают задачи двойного рода в зависимости от исходных данных для расчета. При проверочном расчете известны общее число N взрывааемых электродетонаторов, число параллельных ветвей M , число n последовательно соединенных ЭД в ветви и сопротивление магистрали R_m . Требуется убедиться в том, что подрыв такой ЭВС данным взрывным прибором будет безотказным. Расчет в этом случае сводится к проверке выполнения условий:

$$N_{\text{факт}} \leq N_{\text{max}} \quad (5)$$

или

$$R_{m, \text{факт}} \leq R_{m, \text{max}}, \quad (6)$$

где N_{max} , $R_{m, \text{max}}$ находят по графикам (рис. 2, 4) или табл. 2.

При другого рода задачах, требующих полного расчета ЭВС, обычно известны число N взрывааемых электродетонаторов

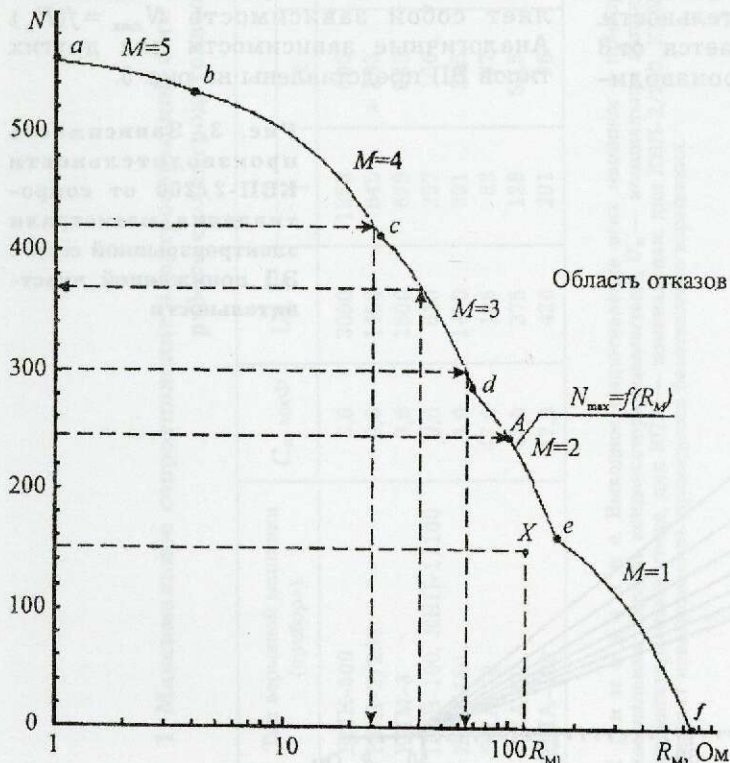


Рис. 4. Зависимость производительности КВП-2/200 от сопротивления магистрали электровзрывной сети с различным числом параллельных ветвей M при подрыве ЭД нормальной чувствительности

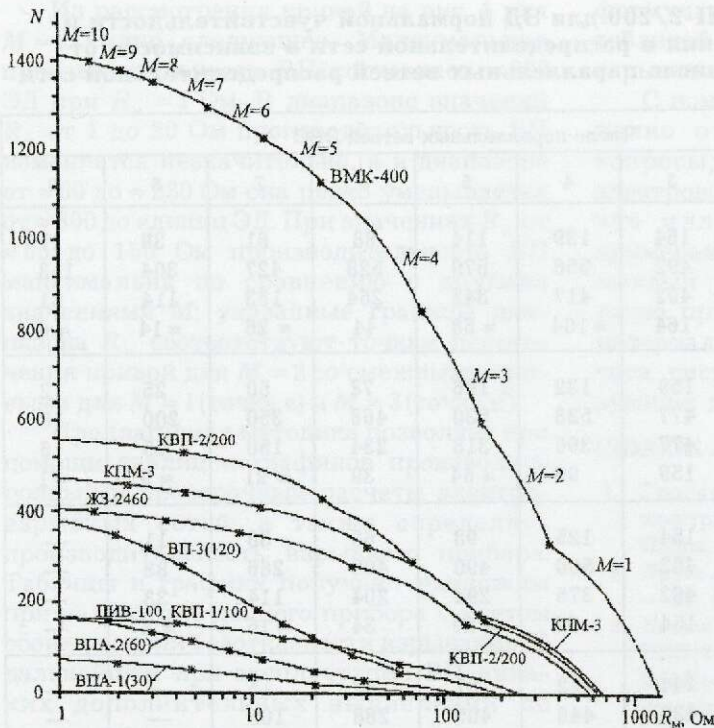


Рис. 5. Зависимость производительности взрывных приборов разных типов от сопротивления магистрали при подрыве ЭД нормальной чувствительности со средним сопротивлением 3 Ом:

для взрывных приборов типа ВПА-1, ВПА-2, ВПА-3 в скобках указана их производительность

и их размещение на местности. Требуется определить минимальное число M групп в сети, распределение ЭД по группам (n) и максимально допустимое сопротивление $R_{m, \max}$. Необходимость полного расчета обычно возникает при взрывании больших ЭВС (с большим числом ЭД и параллельных ветвей), когда оптимизация числа параллельных ветвей и распределения ЭД по ветвям делает ЭВС более экономичными.

Покажем на числовых примерах применение предлагаемой методики для решения конкретных задач с использованием взрывного прибора КВП-2/200 и ЭД нормальной чувствительности.

Пример 1. Требуется взорвать 300 электродетонаторов нормальной чувствительности с сопротивлением 3 Ом. Произвести полный расчет ЭВС, т.е. определить число параллельных ветвей M и сопротивление магистрали R_m .

На графике (рис. 2 или рис. 4) проводим через точку $N=300$ горизонтальную прямую до пересечения с ломаной кривой $N_{\max} = f(R_m)$, что дает максимально возможное сопротивление магистрали $R_{m, \max} \approx 65$ Ом при числе параллельных ветвей $M=3$. Если реальное сопротивление магистрали меньше 65 Ом, то безотказность взрывания при $M=3$ тем

более будет обеспечена, так как ток через ЭД будет больше нормированного. При $R_m > 65$ Ом возможны отказы: точки ($N=300$, $R_m > 65$ Ом) находятся выше кривой $N_{\max} = f(R_m)$, т.е. в зоне отказов.

Из графика (рис. 4) следует, что безотказный подрыв 300 ЭД возможен при $M=2, 3, 4, 5, 6, 7$ и $R_m = 60, 65, 48, 32, 18$ и 8 Ом соответственно, но только при $M=3$ сопротивление магистрали получается наибольшим, а ее сечение — наименьшим, т.е. кривая $N_{\max} = f(R_m)$ дает решение с наименьшим сечением магистрали.

Пример 2. Рассчитать ЭВС по условиям примера 1, но при $r_{\text{ЭД}} = 4,2$ Ом.

Графики на рис. 2 и 4 построены для $r_{\text{ЭД}} = 3$ Ом. Чтобы воспользоваться ими для $r_{\text{ЭД}} = 4,2$ Ом, следует пересчитать заданное число ЭД $N_1 = 300$ на число ЭД N_2 по формуле $N_2 = N_1 \cdot r_{\text{ЭД}2} / r_{\text{ЭД}1} = 300 \cdot 4,2 / 3 = 420$. По графикам (рис. 2 или 4) для $N=420$ находим, что максимально допустимое сопротивление магистрали $R_{m, \max} = 23$ Ом при $M=4$, т.е. в каждой ветви будет по $300/4=75$ ЭД. Безотказный подрыв 300 электродетонаторов с сопротивлением 4,2 Ом возможен и при $M=3..6$, но только при $M=4$ сечение магистрали будет наименьшим.

Пример 3. Проверить, можно ли безотказно взорвать прибором КВП-2/200

2. Производительность КВП-2/200 для ЭД нормальной чувствительности и максимальные сопротивления в распределительной сети в зависимости от сопротивления магистрали и числа параллельных ветвей распределительной сети

R_m , Ом	Параметры ЭВС	Число параллельных ветвей ЭВС								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	n	215	189	164	139	114	88	61	38	17
	N	215	378	492	556	579	528	427	304	153
	R_b	645	567	492	417	342	264	183	114	51
	R_{pc}	645	≈ 283	164	≈ 104	≈ 68	44	≈ 26	≈ 14	≈ 6
5	n	214	186	159	132	106	78	50	25	2
	N	214	372	477	528	530	468	350	200	18
	R_b	642	558	477	396	318	234	150	75	6
	R_{pc}	642	279	159	99	≈ 64	39	≈ 21	≈ 9	≈ 1
10	n	212	183	154	125	98	68	38	11	—
	N	212	366	462	500	490	408	266	88	—
	R_b	636	549	462	375	294	204	114	33	—
	R_{pc}	636	≈ 274	154	≈ 94	≈ 59	34	≈ 16	≈ 4	—
20	n	209	176	144	112	81	48	15	—	—
	N	209	352	432	448	405	288	105	—	—
	R_b	627	528	432	336	243	144	45	—	—
	R_{pc}	627	264	144	84	≈ 49	24	≈ 6	—	—
40	n	202	163	124	85	48	8	—	—	—
	N	202	326	372	340	240	48	—	—	—
	R_b	606	489	372	255	144	24	—	—	—
	R_{pc}	606	≈ 244	124	≈ 64	≈ 29	4	—	—	—
60	n	195	149	104	59	14	—	—	—	—
	N	195	298	312	236	70	—	—	—	—
	R_b	585	447	312	177	42	—	—	—	—
	R_{pc}	585	≈ 223	104	≈ 44	≈ 8	—	—	—	—
80	n	189	136	84	32	—	—	—	—	—
	N	189	272	252	128	—	—	—	—	—
	R_b	567	408	252	96	—	—	—	—	—
	R_{pc}	567	204	84	24	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Численные значения параметров получены для расчетного сопротивления ЭД ($R_{эд}$), равного 3 Ом. Производительность КВП-2/200 при других сопротивлениях ЭД определяется по формулам: $N = N_{табл} \cdot 3 / R_{эд}$, $n = n_{табл} \cdot 3 / R_{эд}$. Например, при $R_{эд} = 2$ Ом, R_m Ом и $M = 2$ получаем: $N = 372 \cdot 3 / 2 = 558$, $n = 186 \cdot 3 / 2 = 279$. Значения сопротивлений R_b и R_{pc} сохраняются неизменными независимо от сопротивления ЭД. Численные значения округлены до целого. Знак «—» указывает на невозможность безотказного взрывания при заданных значениях R_m и M .

300 электродетонаторов с сопротивлением $r_{эд} = 3$ Ом в трех параллельных ветвях, если сопротивление магистрали $R_m = 40$ Ом.

По графику (рис. 4) или табл. 2 для $R_m = 40$ Ом и $M = 3$ находим $N_{max} = 375$ ЭД (372 — по табл. 2; расхождение в пределах точности графика). Поскольку

$N = 300 < N_{табл}$, взрывание будет безотказным.

Пример 4. По ряду соображений необходимо выполнить взрывную сеть из двух параллельных ветвей ($M = 2$). Оценить возможности прибора КВП-2/200 по производительности и соответствующие значения сопротивления магистрали.

Из рассмотрения кривой на рис. 4 для $M = 2$ видно следующее. Максимальная производительность ВП составляет ≈ 380 ЭД при $R_m = 1$ Ом. В диапазоне значений R_m от 1 до 20 Ом производительность ВП изменяется незначительно, а в диапазоне от ≈ 60 до ≈ 280 Ом она резко уменьшается от ≈ 300 до единиц ЭД. При значениях R_m от ≈ 65 до 150 Ом производительность ВП максимальна по сравнению с другими значениями M ; указанные границы диапазона R_m соответствуют точкам пересечения кривой для $M = 2$ со смежными кривыми для $M = 1$ (точка *e*) и $M = 3$ (точка *d*).

Предлагаемая методика позволяет при помощи таблиц и графиков производить полный и проверочный расчеты электровзрывных сетей, а также определять производительность взрывного прибора. Таблицы и графики получают единожды при разработке данного прибора с учетом обоих условий безотказности взрывания. В дальнейшем при эксплуатации ВП никаких дополнительных вычислений по

формулам не требуется, кроме работы с таблицей и графиками, а безотказность взрывания при этом гарантируется.

С помощью методики можно быстро и полно ответить практически на все вопросы, возникающие при расчете электровзрывных сетей в эксплуатации, что иллюстрируется приведенными примерами. В техническом описании на каждый разрабатываемый ВП целесообразно приводить в качестве справочного материала указанные графики для расчета систем электровзрывания, использующих данный ВП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Граевский М.М. Справочник по электрическому взрыванию зарядов. — М.: Недра, 1983.
2. Лурье А.И. Электрическое взрывание зарядов. — М.: Недра, 1983.
3. Новый конденсаторный взрывной прибор КВП-2/200 / В.П.Абрамов, М.М.Граевский, В.И.Кравченко и др. // Безопасность труда в промышленности. 1997. 7. С. 23—27.

ДИСКУССИИ

УДК 552.512:553.2 (680)

© Д.И.Царев, 2000

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ПСЕВДОКОНГЛОМЕРАТЫ ВИТВАТЕРСРАНДА

Д.И.Царев (Геологический институт СО РАН)

Освоение золото-урановых месторождений в протерозойских породах геологической структуры Витватерсранд (Южная Африка) возбудило большой интерес геологов к конгломератам. С начала промышленного освоения Витватерсранда прошло уже более ста лет, а интерес этот не уменьшается. Геологи стали приходить к убеждению, что металлоносными являются в основном кварцевые конгломераты, значительные скопления которых встречаются на древних кристаллических щитах в Южной и Центральной Африке, Канаде, Бразилии, Австралии, Скандинавии, Украине, Енисейском кряже и других местах.

В 1966 г. в Москве (ЦНИГРИ) было проведено совещание по проблеме древних металлоносных конгломератов в СССР. На нем преваляло мнение, что образование металлоносных конгломератов определяется той же совокупностью факторов, что и образование россыпей. Их относили к продуктам переотложенных древних кор выветривания, подчеркивая, что металлоносны в основном кварцевые конгломераты. Отмечалась слабая разработка теоретических основ условий формирования и размещения золотоносных конгломератов.

Особенность состава конгломератов обусловила выделение формации металлоносных кварцевых конгломератов [4]. Ф.П.Кренделев обобщил данные по металлоносным конгломератам мира [3]. Многочисленные труды по металлоносным конгломератам были посвящены их структурной приуроченности, возрасту, происхождению оруденения. При этом всегда оставался загадкой вопрос: почему металлоносны исключительно кварцевые разновидности? Большинство исследова-

телей склонялось к тому, что кварцевые гальки более устойчивы к выветриванию, чем гальки других пород, и поэтому сохранялись при неоднократном выветривании и перемыве их в течение длительного времени. Но почему при этом россыпи не разубоживаются? Металлоносность кварцевых конгломератов обычно связывалась с тем, что материалом для их формирования служили горные породы, богатые кварцевыми жилами, содержащими рудные минералы.

Поиски крупных золотых месторождений типа Витватерсранд успехом до сих пор не увенчались. Изученные Ф.П.Кренделевым золотоносные кварцевые конгломераты на Енисейском кряже оказались, по нашему мнению, тектонометасоматическими брекчиями.

П.К.Дементьев, И.С.Модников и А.И.Безгубов (1975) рассмотрели геотектоническое положение докембрийских толщ, вмещающих металлоносные конгломераты и их связь с формацией железистых кварцитов. Они пришли к выводу, что накоплению металлоносных конгломератов во всех районах предшествовала глубокая, захватившая огромные площади гранитизация. Накопление конгломератов происходило в краевых частях прогибов и связано с тектонической активизацией, сменяющейся платформенным режимом. По направлению к внутренним частям они сменяются формацией железистых кварцитов или подстилают железистую формацию.

Связь кварцевых конгломератов с золотым и урановым оруденением воспринимается исследователями по-разному. Одни считают, что природа золота и урана первично экзогенная: коры выветривания, снос в водоемы, формирование россыпей,

метаморфизм [17]. Другие полагают, что оруденение возникло гидротермальным путем. Но вмещающие оруденелые горные породы всеми относились к кварцевым и кварц-сульфидным конгломератам.

А.М.Портновым изучены кварц-пиритовые конгломераты на золото-урановом месторождении Кочбулак в Средней Азии, располагающемся в верхнепалеозойской вулканогенной структуре [6]. Сравнивая их с конгломератами Витватерсранда, он заключил, что галька сульфидов, неустойчивых в окислительных условиях земной поверхности, могла сформироваться только вследствие гипогенных процессов. Он полагает, что кварцевые и сульфидные гальки образовывались в результате механического окатывания обломков в гидротермальных растворах, заполняющих трещинные и трубообразные полости. Приблизительно к таким же выводам пришел А.Д.Щеглов, побывавший на Витватерсранде [14]. По его мнению, гальки пирита и кварца из гидротермальных аппаратов поступали в водоем и зонально распределялись по отношению к разломам. Мелкие гальки пирита отлагались на удалении от них, а крупные — вблизи.

В 1989 г. в Сыктывкаре проходил Всесоюзный симпозиум по проблеме «Псевдоконгломераты». Было признано существование псевдоконгломератов. Одни докладчики доказывали их динамометаморфическую природу, другие придерживались гидротермального окатывания обломков, третьи считали, что это может происходить при движении обломков в жерле взрывозивного сооружения (вулкана или слепой эксплозии). Но эти воззрения не могли удовлетворительно объяснить всех особенностей этих образований. На симпозиуме автором сделан доклад по псевдоконгломератам Витватерсранда и другим объектам с физико-химическим обоснованием механизмов их формирования с позиции метасоматических процессов [11, 12].

По данным многочисленных исследователей, вся основная рудоносная площадь Витватерсранда, в пределах которой находится большинство золотых рудников, представляет собой синклинали, вытянутую в запад-юго-западном направлении примерно на 400 км при ширине около 140 км. По всей вероятности, это крупная штамповая складка, возникающая

при дислокации докембрийского фундамента преимущественно в вертикальном направлении. Доказательством тому является: наличие купола Вердефорт — выступа фундамента в середине структуры, крутое падение пород на крыльях синклинали с выколаживанием их на глубину. Такие коробчатые структуры характерны для штамповых складок.

На поверхности разрывные тектонические движения проявились в виде сбросов и надвигов. Широкое развитие их отмечается в пределах рудных полей. Система Витватерсранд подразделена на две свиты — верхнюю и нижнюю. Двумя концентрическими овалами они прослеживаются по всей структуре. Нижняя свита сложена глинистыми сланцами, кварцитами, песчаниками и конгломератами, верхняя — кварцитами и конгломератами.

Золотое оруденение обнаружено в конгломератах системы Доминион-Риф (одна зона), в конгломератах нижней свиты системы Витватерсранд (один пласт) и в основном — в конгломератах верхней свиты. Месторождения расположены в северо-западном крыле и на центриклинальных замыканиях брахисинклинали (рис. 1). Горизонты, к которым приурочено оруденение, названы рифами. Мощность их колеблется от долей метра до нескольких метров [5]. Повышенное содержание золота приурочивается к вытянутым рудным столбам или рудным струям.

Источником оруденения большинство исследователей считает архейские образования, включающие древние кварцевые золотоносные жилы и ураноносные пегматиты, которые якобы разрушались, окатывались и отлагались, образуя рудные конгломераты, впоследствии метаморфизованные [15, 16, 19].

Давидсон и др. (1953, 1957) полагают, что золотое и урановое оруденение гидротермальное, связанное с явлениями гранитизации. Симпсон пришел к выводу о том, что перенос рудного вещества с площади размыва происходил не механически, а в виде растворов, из которых оно осаждалось в восстановительных условиях. Луи, Хейгем и др. (1954) считали месторождение Витватерсранд инфильтрационным. Барникот и др. (1997) относят оруденение к гидротермальному впоследствии метаморфизованному.

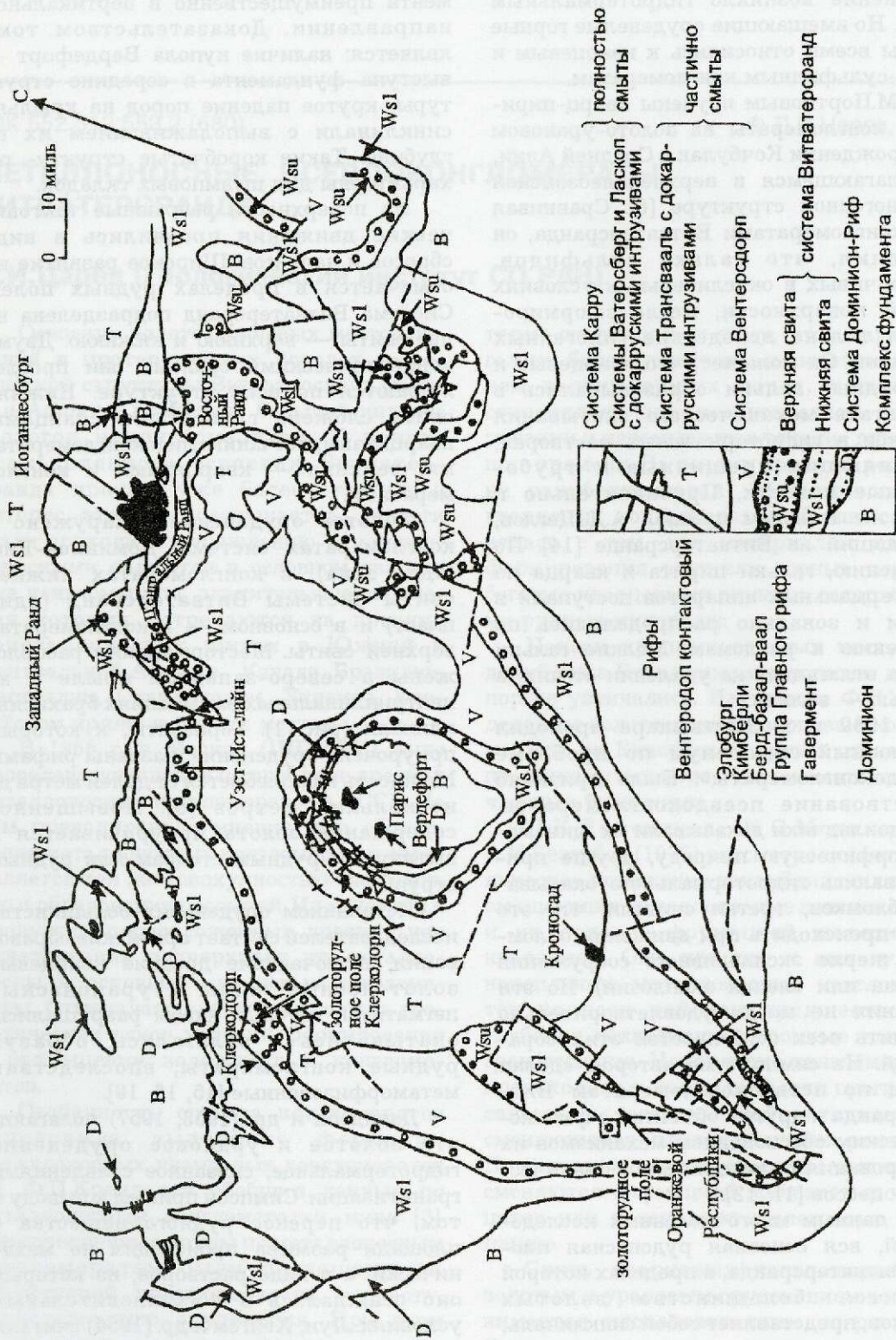


Рис. 1. Геологическая карта, иллюстрирующая условия залегания системы Витватерсранд под вышележащими породами [5]

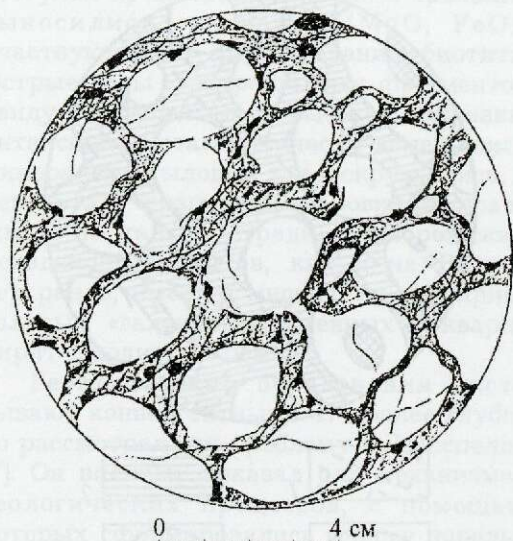


Рис. 2. Кварцевый металлоносный псевдоконгломерат Витватерсранда:

кварцевые псевдогальки располагаются в кварц-слюдистой пиритизированной основной массе («цементе»); встречается вкрапленность золота и тухолита (?); некоторые «гальки» соединены между собой перешейками

В конгломератах Витватерсранда гальки сплющены, но многие кварцевые гальки ни дроблению, ни сплющиванию не подверглись. В них не отмечается значительных признаков даже катаклаза: трещиноватости, волнистого угасания и грануляции. Большая часть таких галек, по нашим данным (1980, 1988), — псевдогальки, т.е. гальковидные метасоматические фрагменты [10, 13] или замещенные кварцем гальки конгломератов.

Автор изучал конгломераты Витватерсранда по коллекциям Всесоюзного геологического музея (ВГМ, коллекция М.И.Липовского), геологических музеев Ленинградского горного института (ЛГИ), Московского геологоразведочного института и Геологического института Бурятского филиала СО РАН СССР (коллекция Ф.П.Кренделева) и пришел к заключению, что многие золотоносные и ураноносные горные породы, называемые конгломератами, являются тектонометасоматическими конгломерациями [11, 12]. Такое заключение основывается на следующих фактах.

1. Галька весьма часто монокристалльная, т.е. полностью состоит из одного

кристалла прозрачного кварца. В связи с этим трудно представить, чтобы для формирования монокристалльных галек конгломерата разрушалось такое изобилие друз горного хрусталя.

2. Многие гальки имеют зональное строение: в центре зернистый кварц, на периферии монокристалльный прозрачный (обр. 22/2437 из висячего бока пласта Мейн-Лидер-Риф, коллекция М.И.Липовского, ВГМ). Этот факт свидетельствует о возникновении концентрической текстуры на месте при перекристаллизации кварцевой гальки в процессе метаморфизма или при формировании галькоподобного фрагмента целиком в процессе метасоматоза.

3. Галька мелкогалечных конгломератов (гравелитов) часто целиком состоит из монокристалльного кварца. Между конгломератами, гравелитами и монокристаллическими кварцитами имеются постепенные переходы (обр. 22/422-2 из Ниджел-Рифа, музей ЛГИ; обр. 13/2437 из Мейн-Лидер-Рифа, ВГМ).

4. В полированных срезах встречаются участки конгломератов, где отдельные монокристалльные гальки соединяются перешейками с другими гальками без каких-либо границ (рис. 2). Некоторые гальки как бы подогнаны друг к другу, т.е. разделены извилистой трещинкой, которая свидетельствует о едином блоке, расчленяющемся на два гальковидных фрагмента (обр. 22/422-2 из Ниджел-Рифа, музей ЛГИ и обр. Р-176, музей ВГИ СО АН СССР).

5. Местами можно наблюдать, как формировалась псевдогалька, отчленяясь от трещиноватых кварцитов при замещении породы вдоль трещинок сульфидными, золотом и слюдяными минералами. В межтрещинных овальных фрагментах часто с периферии имеются включения сульфидов и золота. Гальковидные фрагменты с включениями зерен золота по периферии чаще бывают монокристалльными, чем без включений (обр. 22/97-1 из Йоханнесбурга, музей ЛГИ).

6. Кроме четко оконтуренных гальковидных фрагментов, встречаются фрагменты, постепенно переходящие в сульфидный «цемент» (обр. 22/422 из Ниджел-Рифа, музей ЛГИ).

7. Монокристалльные кварцевые псевдогальки в большинстве случаев мельче и круглее, чем таковые из зернистого квар-

ца. Этот факт указывает на более совершенную кристаллизацию кварца в меньших межтрещинных фрагментах исходных скрытокристаллических черных кварцитов. Реликты этих кварцитов встречаются во многих образцах (обр. 22/2437 из Мейн-Лидер-Рифа, ВГМ).

8. Иногда встречаются овальные кварцевые блоки, различно окрашенные по разные стороны тонкой извилистой трещинки (обр. 22/422-1 из Ниджел-Рифа).

9. Встречаются участки темных скрытокристаллических массивных и полосчатых кварцитов, разбитых на остроугольные блоки разноориентированными трещинами, по которым сформировались расплывчатые кремнистые прожилки в виде сетки. Остроугольные межтрещинные блоки в результате перекристаллизации местами становятся овальными, приближаясь по конфигурации к галькам (рис. 3). В трещинках отлагаются золото, коричневые охры и углеродистое вещество (тухолит?). Там, где есть включения золота и охр, межтрещинные кварцевые блоки превращены в прозрачные монокристаллы, похожие на гальку образования (обр. 22/422 из Ниджел-Рифа, 22/97-1 и 2 из Йоханнесбурга, музей ЛГИ).

10. Кварцевые галькоподобные блоки местами расчленяются тектоническими трещинками на более мелкие овальные блоки. Можно проследить, как из одной псевдогальки в результате дезинтеграции формируется несколько (обр. 22/97-3 из Йоханнесбурга, музей ЛГИ).

11. Образования, относимые к цементу конглобрекций, сложены гидротермальными минералами: сульфидами, золотом, пирофиллитом, серицитом, турмалином, хлоритом. В сущности — это агрегат гидротермальных минералов, развившихся вдоль ячеистой сети трещинок, обрамляющих более крупные блоки в кварцитах, дающий иллюзию цементации кварцевых галек. Местами можно наблюдать, как кварцевый блок расчленяется полосками сульфидов («цементом») на два галько-видных фрагмента, но не полностью; образуются как бы две гальки, не совсем отчлененные друг от друга (обр. 22/422 из Ниджел-Рифа, музей ЛГИ).

12. Округлые зерна пирита до 3 мм в диаметре, обычно считающиеся окатанными, представляют собой пентагондоде-

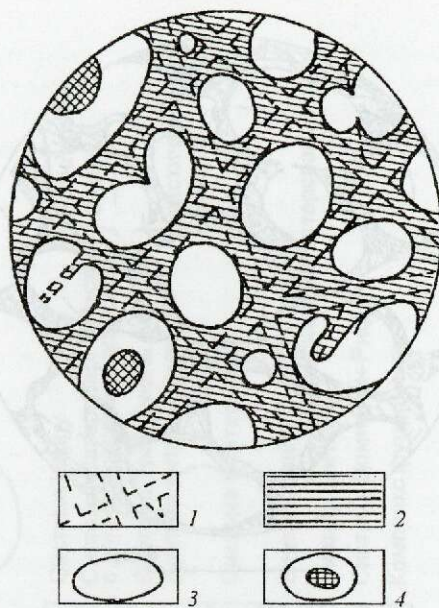


Рис. 3. Схема формирования псевдоконгломератов в трещиноватой горной породе:

1 — трещины; 2 — зона инфильтрационного метасоматического замещения; 3 — зона диффузионного метасоматического замещения (псевдогалька); 4 — концентрически зональная псевдогалька: в центре — зернистый кварц, на периферии — монокристалльный

каэдрические кристаллы с растворенными ребрами. Различная степень растворения позволяет проследить переходные формы зерен от шаровидных до ограненных (обр. 22/422 из Ниджел-Рифа). Некоторые шаровидные зерна пирита выросли с периферии в так называемые гальки, что еще раз свидетельствует о возникновении их форм не при окатывании.

13. Овальные фрагменты мелкозернистого пирита, размером до 3 см в длину, являются не гальками, как считают многие исследователи [5], а фрагментарными метасоматитами (рис. 4) [10—12].

Подобные псевдоконгломераты изучены нами на Криворожских месторождениях железистых кварцитов. В образцах керна из Криворожской сверхглубокой скважины видно, что кварцевые фрагменты («гальки») разделены извилистыми трещинами, подчеркнутыми биотитом (рис. 5). Это говорит о существовании трещиноватых кварцитов, впоследствии метасоматически преобразованных. По трещинам фильтровались растворы, в межтрещинные фрагменты диффузионно

поступал кремнезем, а из них в трещины выносились основания (MgO , FeO), участвующие в формировании биотита. Острые углы межтрещинных фрагментов ввиду их относительно высокой кривизны интенсивно метасоматически замещались минералами тыловых зон и скруглялись, в результате фрагменты становились похожими на гальки. Среди Криворожских псевдоконгломератов, как и на Витватерсранде, имеется множество монокристалльных «галеk» погруженных в кварц-пирит-слюдистый цемент.

Геологические образования часто бывают конвергентными. Наиболее глубоко рассмотрел эту проблему Г.Л.Поспелов [7]. Он впервые показал ряд механизмов геологических процессов, с помощью которых сформировались горные породы, трудно отличимые от пород другого происхождения. Например, блочные метасоматиты большинством геологов до сих пор считаются обломочными поро-

дами: взрывными и эруптивными брекчиями, конгломератами, туфами и т.д. Автор такие обломковидные образования относит к фрагментарным метасоматитам [10, 13].

Фрагментарный метасоматоз основан на неоднородном метасоматическом замещении горных пород, вызванном неравномерной пропиткой их раствором, которая связана с анизотропией проницаемости и насыщения. При этом система метасоматоза распадается на ряд частных (фрагментарных) систем с отличными друг от друга термодинамическими параметрами.

При фильтрации растворов в трещиноватых, дробленых, обломочных осадочных или пирокластических горных породах наиболее проницаемые участки (трещины, более интенсивно раздробленные зоны, более пористый, чем крупные обломки, цемент и т.д.) пропускают через себя основную часть раствора.

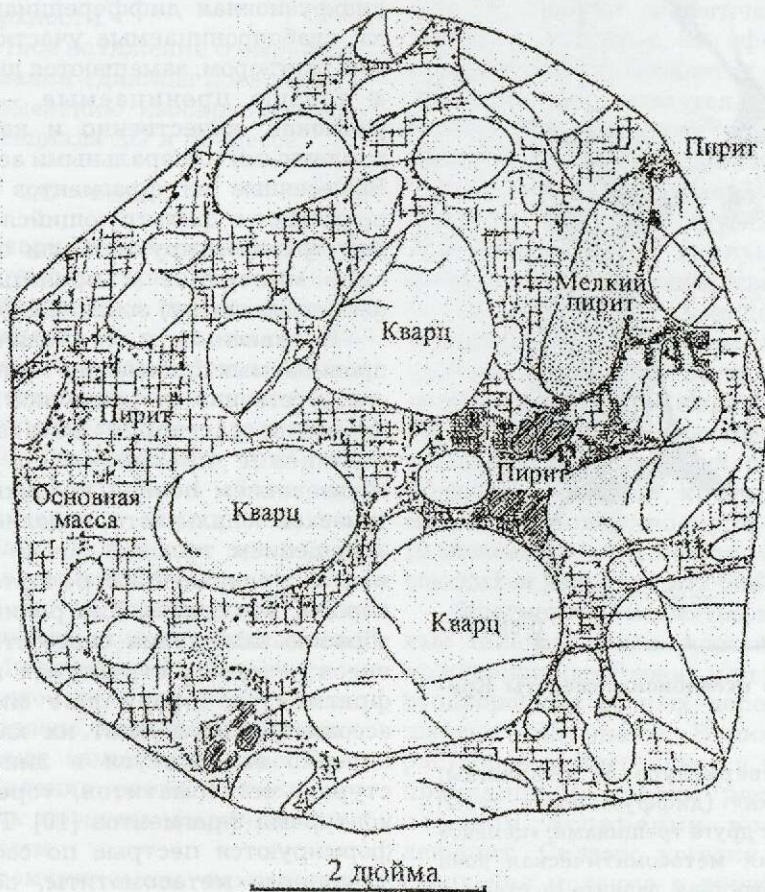


Рис. 4. Образец конгломерата из контактового рифа Вентерсдорп, Витватерсранд [5], в интерпретации автора — сульфидно кварцевый псевдоконгломерат

Межтрещинные фрагменты, более крупные или менее пористые обломки пропитываются раствором частично или полностью или вообще не пропитываются. Глубина пропитки фрагментов горных пород описывается следующим уравнением:

$$l = \frac{P_* l_0}{P_* + P_0}, \quad (1)$$

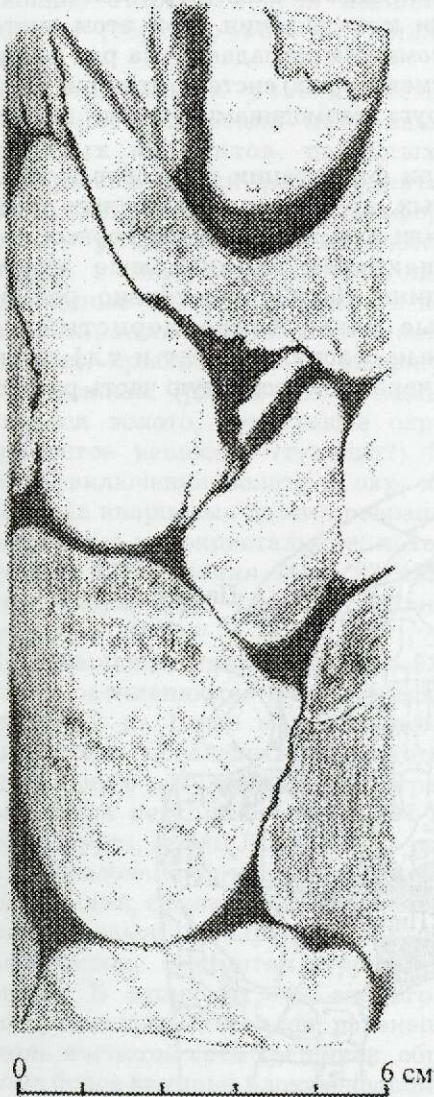


Рис. 5. Кварцевые псевдоконгломераты Криворожья:

образец керна сверхглубокой скважины: кварцевые «галечки» (диффузионные зоны) отделяются друг от друга трещинами, «цемент» (инфильтрационная метасоматическая зона кварц-биотитового состава, развита по стенкам трещин, разделяющих диффузионные фрагменты)

где $P_* = \frac{2\sigma}{r} \cos\theta$ — капиллярное давление; σ — энергия поверхностного натяжения раствора; r — радиус капилляра (поры); θ — краевой угол смачивания; P_0 — начальное давление газа в капилляре; l_0 — полная длина капилляра. Следовательно, глубина пропитки фрагментов зависит от их физического состояния. Этот процесс будет идти самопроизвольно. Но если существует дополнительное давление (напор) фильтрующегося по трещинам раствора, то глубина пропитки увеличивается. При одностороннем давлении раствора более мелкие фрагменты будут пронизываться раствором, т.е. в них будет осуществляться сквозная фильтрация, а в крупных — раствор будет застойным. При метасоматическом процессе в проницаемых участках происходит инфильтрационное замещение горной породы, а в фрагментах с застойными поровыми растворами — диффузионное. В горной породе происходит инфильтрационно-диффузионная дифференциация вещества: слабопроницаемые участки, окруженные раствором, замещаются диффузионно, а хорошо проницаемые — инфильтрационно, качественно и количественно различными минеральными ассоциациями. Вынесенные из фрагментов компоненты поступают в фильтрующийся раствор и с ним транспортируются или отлагаются в виде минералов в проницаемых (инфильтрационных) зонах (см. рис. 3).

В зависимости от величины слабопроницаемых фрагментов горной породы и соответственно от различной глубины их пропитки раствором метасоматическое замещение протекает по-разному: с образованием полной колонки метасоматической зональности, неполной, с полным замещением тыловой зоной всего фрагмента, с сохранением реликтов исходной породы, без сохранения реликтов. Разнообразию замещения способствует различие в исходных структурах и текстурах фрагментов: вторичные минеральные ассоциации наследуют их характер, что нередко выражается в линейных текстурах метасоматитов, «срезающихся» контурами фрагментов [10]. Таким путем формируются пестрые по составу фрагментарные метасоматиты, обычно принимаемые исследователями за эксплозивные, эруптивные, осадочные брекчии,

конгломераты [10, 13]. При длительных процессах кремниевого метасоматоза (кислотного выщелачивания) происходит полное замещение породы кварцем с образованием кварцевых псевдогалек.

В динамике фрагментарного метасоматоза значительную роль играет поверхность раздела фаз, где молекулы или ионы испытывают различное влияние со стороны внутренних частей вещества и граничащей с ними среды. Равнодействующая сил направлена по нормали к той фазе, где больше силы молекулярного взаимодействия. На границе раздела фаз жидкость — газ равнодействующая сила будет действовать в сторону жидкости, а на границе жидкость — твердое тело — в сторону твердого тела. Следовательно, в наших случаях на границе фильтрующийся раствор — слабопроницаемый фрагмент горной породы равнодействующая сила будет направлена в сторону фрагмента. При изогнутой поверхности раздела фаз большее давление возникает на вогнутой поверхности.

Поверхностное натяжение σ выражает работу образования единицы поверхности ΔA и равно изменению изобарно-изотермического потенциала ΔG в процессе:

$$\Delta G = \sigma \Delta A, \quad (2)$$

поскольку поверхностное натяжение с повышением температуры уменьшается ($d\sigma / dt < 0$), образование новой поверхности сопровождается увеличением энтропии. Условием самопроизвольного течения процессов, происходящих при постоянных температуре и давлении, служит $\Delta G < 0$. Следовательно, для рассматриваемых процессов $\sigma \Delta A < 0$, т.е. при постоянном значении σ самопроизвольно могут протекать только те процессы, которые сопровождаются уменьшением поверхности A , но не увеличением ее, и условием равновесия служит минимальное значение ΔA . Минимальная же по энергемкости поверхность — это поверхность шара. Следовательно, шаровые поверхности тел возникают самопроизвольно. При повышении давления раствора повышается активность процесса формирования новой поверхности.

При метасоматическом замещении остроугольных фрагментов очень часто происходит скругление углов и они становятся похожи на гальки. Мета-

соматическое замещение, как правило, протекает более активно в телах, имеющих меньший радиус кривизны поверхности. Поэтому в остроугольных фрагментах горных пород скорость процесса будет больше на углах. Это подчиняется следующему выражению:

$$P^a - P^b = \frac{2\sigma^{ab}}{r^{ab}}, \quad (3)$$

где P^a — давление раствора на вогнутой поверхности; P^b — давление раствора на выпуклой поверхности; σ^{ab} — поверхностное натяжение на границе раздела фаз a и b ; r^{ab} — средний радиус кривизны поверхности. С уменьшением радиуса кривизны поверхности будет повышаться давление внутри фазы. Повышение давления вызывает повышение химических потенциалов компонентов этой фазы [9]. Считают, что влияние кривизны поверхности на поверхностное натяжение сказывается только в дисперсных частицах [8]. Однако геологические факторы убеждают нас в том, что эффект кривизны поверхности проявляется и в крупных телах. Здесь сказывается главным образом длительность геологических процессов. Известны шарообразные текстуры, возникающие при выветривании массивных тел диоритов, габбро и других образований, скругление глыб горных пород при десквамации, совершенствование сферической поверхности в кольцах Лизеганга от периферии угловатых глыб горных пород к центру и т.д. При метасоматозе этот процесс весьма ярко выражен. Скругление остроугольных фрагментов, находящихся в неравновесной с ними среде, — закон природы, согласно которому создается минимум поверхностной энергии для равновесного сосуществования соприкасающихся разнородных объектов (фаз).

Фрагментарные метасоматиты подобные галькам формируются не только в межтрещинных блоках или обломках, но и в однородных горных породах, не нарушенных тектоникой. В них фильтрация растворов осуществляется по порам. При прекращении подачи раствора и при поровом испарении возникает его дефицит. Силами когезии (внутреннего сцепления молекул в жидкости) раствор стягивается в разрозненные сферы. С увеличением в связи с испарением концентрации компонентов в поровых растворах

сфероидов происходит метасоматическое замещение горной породы. Компоненты, выносимые за пределы сфероидов, удаляются по пленочным растворам в окружающую среду и рассеиваются там. При равномерной пористости метасоматические сфероиды бывают идеальными шарами. Любые дефекты в структуре и текстуре горной породы искажают их форму. Если же порода трещиновата, то трещины, экранируя растворы, способствуют образованию вместо сфероидов остроугольных обломковидных обособлений [10]. Сульфидные метасоматические обособления обычно принимают за обломки на многих колчеданных, золотых и других месторождениях мира. Большинство геологов, исследующих Витватерсранд, считает пиритовые обособления механически окатанными рудными обломками: в водоемах [17]; в гидротермальных растворах [6, 14]. По нашим данным, механическое формирование галек сульфидов невозможно по следующим причинам: окатывание в водной среде обломков сульфидов осуществляется медленнее, чем их окисление; если бы обломки смогли окататься в гидротермах, то при попадании в открытые водоемы они все равно окислились бы. Но этого мы не видим.

Интересные зарисовки зерна буровых скважин приводит А.А.Константиновский [1] по рудоносным конгломератам КМА (рис. 6). Но по нашим представлениям, на рисунке А.А.Константиновского изображена не осадочная порода с галькой и гравием кварца, пирита и пирротина, как он считает, а метаморфическое образование с метасоматически наложенной кварцевой и сульфидной минерализацией в форме псевдогалек и псевдогравия, подчеркивающих косую и параллельную слоистость исходной осадочной породы. Сульфидный осадок в мелководной фации, где идет перемешивание воды, не может сохраниться, не окислившись. Наложённая сульфидная вкрапленность подчеркивает здесь слои горной породы, т.е. пути фильтрации гидротермальных растворов. На этих же путях сформировались кварцевые псевдогалки голубоватого цвета, характерного для подобных образований на различных месторождениях. Данный образец хорошо иллюстрирует явление конвергенции в геологии. Образование обломковидных сульфидных обособлений метасоматическим путем подтверждается

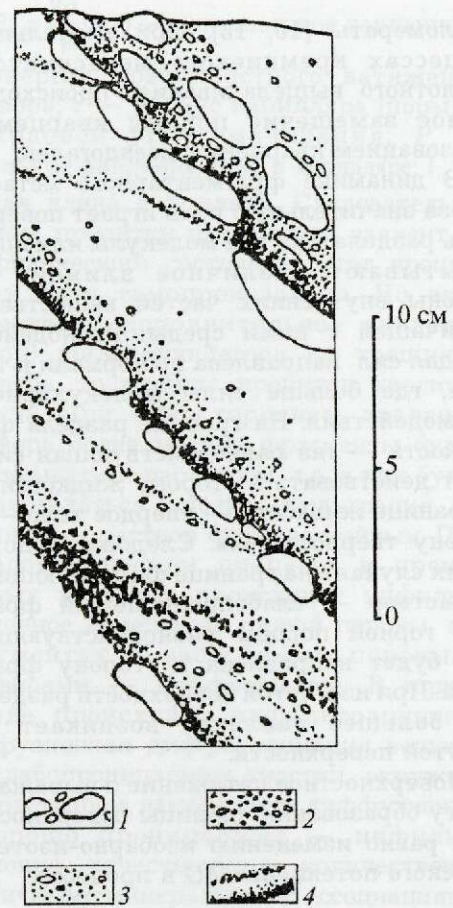


Рис. 6. Косая слоистость в пудингах пачки стойленской свиты (Курская магнитная аномалия), подчеркнутая послойными скоплениями мелких зерен пирита и пирротина, по А.А.Константиновскому [5]:

1 — «цепочки» мелкой и средней кварцевой гальки в пудингах; 2 — кварцевые гравелиты с фукситом и рассеянными зернами голубого и синего кварца; 3 — косослойный пудинг; 4 — послойные скопления мелких округлых зерен пирита и пирротина (естественный «желтый» шлик) [1]; интерпретация автора — в тексте

экспериментами [2; Д.И.Царев, А.А.Мохсохоев, А.Г.Миронов, 1983]. Как правило, сульфидные «галки» на различных месторождениях пространственно связаны с рудными телами и вмещающими их тектоническими структурами. На Витватерсранде количество сульфидов (в основном пирита), в том числе и в галькообразных формах, также положительно коррелируется с содержанием золота. Если бы эти образования были неоднократно перемытыми россыпями, то ни о

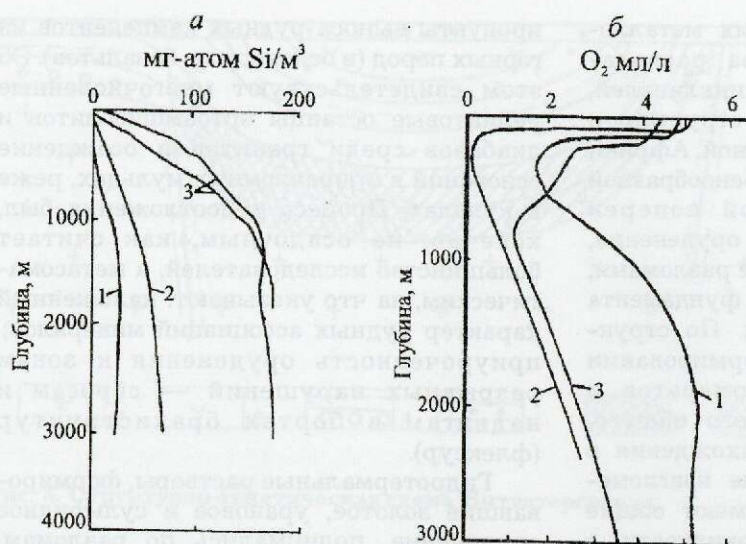


Рис. 7. Распределение кремния по глубинам в основных районах океанов — а, по А.О.Алекину, 1953; характерные кислородные профили океанов — б, по Р.Хорну, 1972:

океаны: 1 — Атлантический, 2 — Тихий, 3 — Индийский

каких галечек сульфидов не могло быть и речи. Об этом свидетельствуют многочисленные факты [10] и здравый смысл, подсказывающий, что неокисленных пириговых галек быть не может. Ссылка на бескислородную атмосферу Земли в раннем протерозое несостоятельна. Имеются доказательства существования в это время атмосферы, аналогичной по составу современной [6]. На рис. 7 изображены кривые содержаний кислорода на различных глубинах океанов. Осаждение и длительное существование сульфидов на малых и больших глубинах, согласно этим кривым, невозможно. Они могут формироваться только там, где существует высокий химический потенциал серы, т.е. имеются сернистые гидротермы, или разлагающаяся в застойной обстановке органика. Как только перестают действовать источники сернистых гидротерм, сульфиды быстро превращаются в гидроксиды.

Обильное отложение кремнистых осадков в морских бассейнах происходит не в прибрежных зонах, а на больших глубинах (см. рис. 7). В прибрежных зонах, где возможно формирование галечников, вода богата кислородом и сульфиды там не сохраняются. Тесное пространственное совмещение кварцитов и конгломератов в мульде Витватерсранд свидетельствует о гидротермально-метасоматическом (метаморфогенном) происхождении первых. Это подтверждается наличием реликтов углеродистых сланцев и истинных галек различных пород в кварцитовых телах со следами замещения кварцем.

М.Рассел, З.Тайхе, Ф.Нейл (1993) считают, что сульфиды железа замещают гальки разного размера в конгломератах Витватерсранда, а также минералы цемента и кварциты. Они устанавливают тесную связь между сульфидизацией, мусковитизацией и хлоритизацией, совмещая ее с пиком метаморфизма. Богатые сульфидами золотоносные кварцевые брекчиевые зоны в архейских метатурбидитах на северо-западе Канады приурочиваются к областям кливажа слоистости черносланцевых толщ. Полагают, что золото выщелачивалось из турбидитов и отлагалось в трещинах брекчий. Золотоносные кварцевые брекчии напоминают конгломераты [18].

Сульфидные (преимущественно пиритовые) конгломераты — это иллюзия, возникшая в результате явлений конвергенции, так же как и многие кварцевые металлоносные конгломераты, в том числе и Витватерсранда. Последние мы относим к гидротермально-метасоматическим образованиям — фрагментарным метасоматитам. Такую же природу имеют аналогичные образования в Криворожье, на КМА, Енисейском кряже и в других регионах.

Геологическая структура Витватерсранд, как указывалось выше, представляет собой штамповую мульдообразную синклираль кольцевого строения (с выступом фундамента в центре). Эта структура с северо-запада и юго-запада обрамлена разломами, к которым в основном и приурочиваются месторождения. Ф.П.Кренделев считал, что «все

месторождения докембрийских металлоносных конгломератов мира располагаются в бортах крупных синклиналей, вернее, брахисинклинальных структур» и «наиболее богатые руды Южной Африки локализованы в пределах грабенообразной структуры, расположенной поперек структуры Ранда» [3]. Золотое оруденение, по всей вероятности, связано с разломами, возникшими при дислокации фундамента и образовании брахискладки. По структурным особенностям в формировании золото-ураноносных конгломератов и железистых кварцитов много общего, вплоть до их совместного нахождения в одних структурах. Кварцевые конгломераты различных регионов имеют общие свойства, и многие их разновидности, с которыми связаны рудные месторождения, обогащены минералами железа (магнетитом, гематитом, пиритом, пирротинном). Нередко в золотоносных и золото-ураноносных кварцевых конгломератах встречаются и минералы цветных металлов (халькопирит, галенит, сфалерит, борнит). По данным Ф.П.Кренделева, рудная минерализация в кварцевых конгломератах является наложенной в результате гидротермальных процессов при метаморфизме. Температура гомогенизации вторичных включений в кварце и рудных парагенезисах минералов совпадает и колеблется в наиболее высокотемпературных (Урал, Карелия, Енисейский кряж) от 280 до 570°C; в сульфидных конгломератах Витватерсранда от 220 до 400°C. Источником золота считаются породы различного состава, но главным образом базальтового, которые присутствуют в различных количествах на месторождениях данного типа и содержат повышенные кларки золота и радиоактивных элементов [3].

Хотя некоторые исследователи считают, что широко развитая гранитизация по времени предшествовала формированию металлоносных конгломератов, этот вопрос до конца неясен. Судя по геологическому строению Криворожья, КМА и Витватерсранда, можно вполне обоснованно считать, что метаморфизм и широкая гранитизация, формирование железистых кварцитов и металлоносных конгломератов — процессы часто сопряженные в пространстве и времени. Осадившиеся в брахиструктурах металлы —

продукты выноса рудных компонентов из горных пород (в основном из базальтов). Об этом свидетельствуют многочисленные реликтовые останцы ортоамфиболитов и диабазов среди гранитов и осаждение оснований в приразломных мульдах, реже в куполах. Процесс рудоотложения был, конечно, не осадочным, как считает большинство исследователей, а метасоматическим, на что указывают: наложенный характер рудных ассоциаций минералов; приуроченность оруденения к зонам разрывных нарушений — сбросам и надвигам в бортах брахиструктур (флексур).

Гидротермальные растворы, формировавшие золотое, урановое и сульфидное оруденение, поднимались по разломам, растекались по слоям хорошо проницаемых пород (конгломератам, гравелитам, песчаникам) и экранировались менее проницаемыми (магматическими силлами, пелитоалевритовыми пластами) (рис. 8). Растворы имели кислую реакцию, и под их воздействием происходило кислотное выщелачивание горных пород. Основания (MgO, FeO, CaO) выносились, а кремнезем, сульфиды, золото и другие компоненты осаждались. Выпадали крупные массы кремнезема, образуя послойные залежи кварцитов и кварцевые псевдоконгломераты. Вынесенные основания, по Д.С.Коржинскому (1972, 1982), при позднем ошелочении растворов отлагались, образуя железистые кварциты, хлорит, биотит, флогопит и другие магнетиально-железистые минералы, фациально сменяющие кварциты и кварцевые псевдоконгломераты.

Хорошей иллюстрацией явлений конвергенции служат полосчатые железистые кварциты весьма сходные со слоистыми осадками. Полосчатые и ритмично-полосчатые метасоматиты широко распространены на различных рудных месторождениях и обычно также принимаются за слоистые образования [10, 13].

В.В.Жданов, Т.П.Малкова (1974) и Д.А.Михайлов (1983) пришли к твердому убеждению, что железистые кварциты — образования метасоматические, связанные с выщелачиванием железа из базитов и ультрабазитов кислыми растворами. Кварц-золоторудные тела, пространственно ассоциирующие с железистыми кварцитами, имеют с ними генетическое сходство.

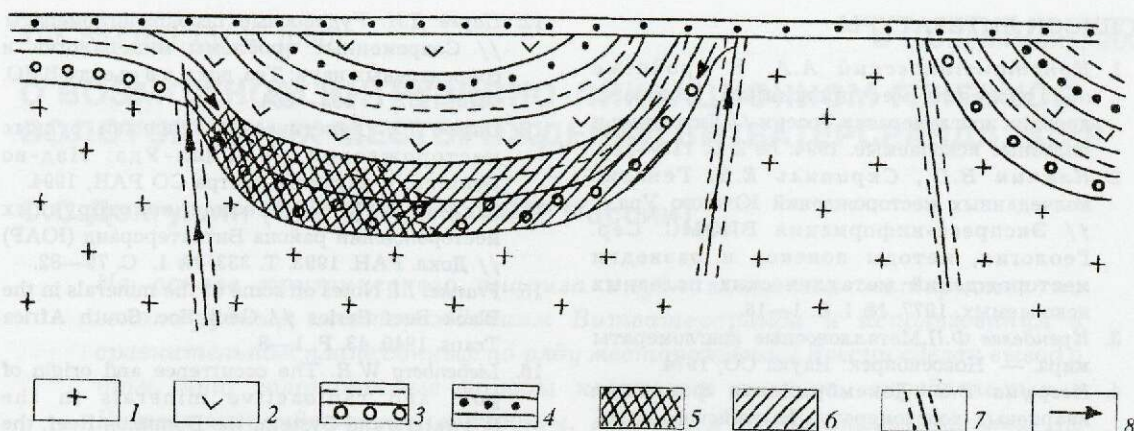


Рис. 8. Структурно-генетическая схема Витватерсранда:

1 — метаморфогенный фундамент; 2 — силлы и лавы базальтового состава, экранирующие гидротермальные пластовые растворы; 3 — осадочные породы чехла древней платформы; 4 — кайнозойские осадки; 5 — область кислотного выщелачивания пород, золотого, уранового и сульфидного оруденения; 6 — зона осаждения оснований и формирования железистых кварцитов; 7 — структурообразующие флюидоподводящие разломы; 8 — пути движения флюидов и гидротерм

Изложенный материал, основанный на многолетних исследованиях проблемы конгломератовидных горных пород и руд музейных коллекций урано-золотоносных пород Витватерсранда и литературных данных, позволил сформулировать следующие диагностические признаки псевдоконгломератов Витватерсранда.

Общегеологические: 1. Тесная пространственная ассоциация кварцитов и «конгломератов» является фациально запрещенной для осадочных образований. 2. Гальки пирита не могут формироваться в фации конгломератов и вообще в водоемах, так как высокий химический потенциал серы не сохраняется в движущейся воде. Пирит быстро окисляется. 3. Невероятное сочетание малой мощности (до 10 см) тел конгломератов с широким площадным их распространением. Это гидротермально-метасоматические тела, развитые в пологих трещинах. 4. Ориентировка длинных осей кварцевых «галек» параллельна рудоносным «струям».

Морфологические: 1. Соединение некоторых кварцевых «галек» между собой перешейками. 2. Слияние «галек» друг с другом. 3. Наличие концентрически-зональных «галек». 4. Мозаичное «врезание» соприкасающихся контуров «галек» (совмещение отрицательных форм с положительными). 5. Межтрещинные остроуголь-

ные фрагменты в кварцитах часто перекристаллизованы в округлые гальковидные монокристалльные кварцевые образования. 6. Отсутствие у кварцевых «галек» матовых поверхностей — признака их истирания при окатывании.

Минералогические: 1. Весьма часто кварцевые «галки» являются монокристалльными и имеют голубоватый или синеватый оттенок. 2. Кварц в псевдогалках не имеет волнистого угасания, тогда как в истинных галках он деформирован и угасание его волнистое. 3. Цемент кварцевых конгломератов состоит из трещиноватого кварцита с вкраплением гидротермальных минералов. 4. Гидротермальные минералы, в том числе и золото, сосредоточиваются в «цементе» и крупные зерна их как бы воткнуты в «галки» с периферии (результат очищения от посторонних примесей при перекристаллизации фрагментов кварца). 5. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце «галек» и «цемента» имеют одни и те же значения. 6. Содержания сульфидной вкрапленности и гальковидных сульфидных обособлений в псевдоконгломератах находятся в прямой корреляционной зависимости от содержания золота и увеличиваются при приближении к разломам. 7. Чем больше монокристалльных «галек», тем выше содержание золота и урана в псевдоконгломератах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Константиновский А.А. К проблеме обнаружения месторождений золота в древних конгломератах России // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 2. С. 119—121.
2. Клемин В.П., Скрипиль Е.В. Генезис колчеданных месторождений Южного Урала // Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. 1977. № 1. С. 1—18.
3. Кределев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. — Новосибирск: Наука СО, 1974.
4. Негруца В.З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. — Апатиты, 1990.
5. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. — М.: Мир, 1966.
6. Портнов А.М. О возможном гипогенном происхождении конгломератов Витватерсранда // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1978. № 10. С. 49—53.
7. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. — Новосибирск: Наука СО, 1973.
8. Русанов А.И. Термодинамика поверхностных явлений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1960.
9. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. — М.: Изд-во ИЛ, 1961.
10. Царев Д.И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. — М.: Наука, 1978.
11. Царев Д.И. Рудоносные псевдоконгломераты Витватерсранда // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. Киев, 1990. Ч. 2. С. 184—186.
12. Царев Д.И. Рудоносные псевдоконгломераты // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук: Тез. докл. к 8 съезду ВМО. СПб, 1992. С. 203—204.
13. Царев Д.И. Генетические признаки рудных месторождений. — Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 1994.
14. Щеглов А.Д. О генезисе золоторудных месторождений района Витватерсранд (ЮАР) // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 79—82.
15. Frankel I.I. Notes on some of the minerals in the Black Reef Series // Geol. Soc. South Africa Trans. 1940. 43. P. 1—8.
16. Liebenberg W.R. The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand System, the Dominion Reef, the Ventersdorp Contact Reef and the Black Reef // Geol. Soc. South Africa Trans. 1955. 58. P. 101—254.
17. Ramdohr P. New observation on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance // Geol. Soc. South Africa Trans. 1958. 61. P. 1—51.
18. Stokes T.R., Zentilli M., Culshaw N. Structural and lithological controls of gold-bearing quartz-breccia zones in Archean metaturbidites, Gordon Zake, Northwest Territories, Canada // Spec. Sess. 19 Geol. Assoc. Can.-Miner. Assoc. Can. «Recent Dev. Study Archean Gold Deposits», Montreal, Earth. Sci. 1990. Vol. 27. № 12. P. 1577—1589.
19. The Witwatersrand Gold Fields: Part 1. Postdepositional History / G.N. Phillips, R.E. Myers, D.M. Zaw a. o. // The Geology of Gold Deposits: The perspective in 1988. Economic Geology Monograph, 6. The Economic Geology Publishing Company. 1989. P. 585—597.

УДК 553.061.13/.17 (680)

© С.С.Долгушин, 2000

О ВОЗМОЖНОМ ИНТРУЗИВНО-ЛИКВАЦИОННОМ ГЕНЕЗИСЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВИТВАТЕРСРАНДА, ЮАР

С.С.Долгушин (СНИИГГиМС МПР России)

На основе критического анализа опубликованных материалов по золоторудным месторождениям Витватерсранда и использования в сравнительном плане данных по ряду месторождений России сделан вывод о том, что золотоносные породы кварцевого состава, определяемые в Витватерсранде как конгломераты, являются псевдоконгломератами. Их образование связано с интрузией первично золотоносного кремнеземного флюида (расплава), подвергшегося ликвационному расслоению на месте его становления с образованием глобулярных (конгломератовидных) текстур.

Золоторудные месторождения Витватерсранда (ЮАР), связанные с кварцевыми конгломератами, — крупнейшие поставщики золота на нашей планете. Они уникальны не только по запасам металла, но и генезису, так как практически нигде в мире их аналогов не обнаружено. Все это заставляет исследователей снова и снова обращаться к вопросам генезиса этих уникальных объектов [4, 5, 9—11]. Автор на основе сравнения опубликованных данных по месторождениям Витватерсранда и материалов, включая собственные, по ряду месторождений бывшего СССР пришел к принципиально новому выводу о генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда, определяя тем самым новую научную основу для разработки критериев поисков аналогичного оруденения в других районах, в том числе и в нашей стране.

Область развития золоторудных конгломератов юга Африки представляет собой архейский кратон, перекрытый 15—20-километровой толщей пологолежащих докембрийских отложений, нижняя 7—8-километровая часть которых выделяется в Витватерсрандскую систему, вмещающую главную часть золоторудных месторождений.

Кварцевые конгломераты — не единственные золоторудные породы в Витватерсранде. Так, Ф.П.Кренделев [4] выделяет четыре морфологических промышленных типа золоторуденения: кварцевые конгломераты, кварцевые штокверки, кварцевые жилы секущего типа и пластовые кварцевые жилы

(кварцевые силлы). Из них кварц-конгломератовый — главный, однако промышленная значимость трех других также высока.

Если генезис рудной минерализации в кварцевых конгломератах не ясен, то в рудах трех других типов он эндогенный, и оруденение связанное с кварцевыми жилами, относится к гидротермальному типу. Не рассматривая оруденение в секущих кварцевых жилах и штокверках, отметим, что пластовые золотоносные жилы по структурному положению, компоновке в пачки по несколько жил-пластов, приуроченности таких пачек к определенным стратиграфическим горизонтам и выдержанности на больших расстояниях (до 20 км), небольшой мощности жил (до 1,5 м), интенсивности рудной минерализации (Ф.П.Кренделевым по промышленной значимости они ставятся сразу же после конгломератов) и ряду других параметров весьма похожи на золотоносные кварцевые конгломераты.

В разрезе Витватерсрандской системы известны два типа конгломератов: полимиктовые (в том числе и тиллиты) с галькой самых разнообразных пород района, практически не золотоносные, и мономиктовые кварцевые золотоносные, по поводу генезиса которых ведутся нескончаемые дискуссии.

Кварцевые золоторудные конгломераты встречаются по всему разрезу докембрийских отложений, но подавляющая их часть сосредоточена в Витватерсрандской системе, где они в пределах ее 7—8-километрового разреза, представ-

ленного песчаниками, алевролитами, сланцами и кварцитами, наблюдаются не менее чем на 16 стратиграфических уровнях [4], составляя 0,2% объема разреза. Они представляют собой маломощные (0,3—1,5, редко до 5—6 м, а в единичных случаях в раздувах до 25 м) согласные со слоистостью вмещающих пород тела линзовидной формы протяженностью первые десятки метров, максимально до 1300 м, группирующиеся в пачки по несколько штук с расстоянием в этих пачках между слоями конгломератов 1—10 м, разделенных обычно кварцитами, реже сланцами. Нередко в конгломератах отмечаются линзы мощностью от 5—10 см до 0,5 м кварцитов. Размещаются конгломераты обычно в кварцитах, но нередко на контакте слоев кварцитов со сланцами. Их ограничения четкие; выклинка происходит путем уменьшения мощности вплоть до слоя в одну гальку, иногда сменяющие их кварциты приобретают тонкополосчатое строение, обусловленное чередованием кварцевых и пиритовых полосок с сохранением золотоносности, постепенно исчезающих по мере удаления от области выклинка конгломератового слоя.

Одна из характернейших особенностей, определяющих мировую известность золоторудных конгломератов, — их мономиктный кварцевый состав. Так, по А.Дю Тойту [2, с. 84], «...галька конгломератов составляет по объему около 70% породы и состоит главным образом из жильного кварца — стекловатого, белого, пятнистого, серого и черного или синеватого опалесцирующего». В разных горизонтах конгломераты могут быть сложены только одной разновидностью кварца — молочно-белого, фарфоровидного, синеватого и т.д. Описывая конгломераты, Ф.П.Кренделев [4, с. 45) подчеркивает, что «... конгломераты исключительно мономиктны и содержат преимущественно кварц...», подтверждая это химическими анализами, показывающими содержание кремнезема до 80%, а со ссылкой на Холла — до 97,5%. Галька обычно мелкая, средний размер ее по 20 тыс. измерений [2] 1,4 см. На фоне мелких иногда встречаются крупные обломки до 10—15 см. Галька в основном хорошо округлена, почти всегда удлинена, обычно имеет овальную, эллипсоидную, эллипсоидно-уплощенную, иногда почти шаро-

видную форму. А.Дю Тойт обращает внимание на аномальность формы наиболее крупных галек, констатируя, что отмечаются «...неправильная окатанность галек и преобладание уплощенной (с одной стороны) крупной гальки» и относит такие гальки к булкообразным. Он полагает, что они образовались в морских условиях. Нам, однако, представляется, что булкообразная форма может быть свидетельством совершенно иных, не экзогенных, а эндогенных процессов, не связанных с обработкой обломков в водной среде, о чем и будет сказано ниже.

Цемент, слагающий 30, а иногда и до 60% объема породы, состоит из кварца с переменным количеством серицита, хлорита, пирита и иногда углеродистого вещества. Из-за присутствия темноокрашенных минералов, особенно при значительном содержании пирита и углеродистого вещества, он имеет темные оттенки, что отражается даже в названии рудных горизонтов, например таких, как Блек-Риф [2, 7].

Одна из достопримечательностей золотоносных конгломератов — спорадическое присутствие в кварцевом цементе круглых концентрически-зональных образований — шариков пирита размером от нескольких миллиметров до 0,5—1,5 см, так называемой пиритовой «дробь» или «картечи», о природе которой, как и о рудной минерализации, идут многолетние дискуссии. Стронники осадочного генезиса оруденения пиритовую «картечь» считают продуктом окатывания пиритовых обломков, сторонники гидротермального оруденения — образованием, наложенным на конгломераты.

Как отмечает Ф.П.Кренделев [4, с. 191], «...уран-золотоносными являются не любые конгломераты, а только хорошо отсортированные олигомиктовые разности с преобладанием кремнезема в составе галек и цемента», т.е. кварцевые конгломераты. Главное полезное ископаемое — золото, второстепенные и не всегда встречающиеся — уран, пирит (на серную кислоту), редко — осмистый иридий [2, 4, 7]. Золото содержится примерно поровну в кварцевом цементе и пирите, как в мелкой его вкрапленности, так и в «картечи». Золото повсеместно невидимое, средний размер золотинок (по данным 20 тыс. замеров) всего 50—70 мкм, форма золотинок преимущественно овальная, округло-

приплюснутая. Содержание золота высокое — в среднем по рудам Витватерсранда — 10,9 г/т, на отдельных рудниках до 16 г/т. В конгломератах оно распределено неравномерно, обогащены обычно нижние части горизонтов мощностью от 0,3 м до 1—2 см и даже менее, иногда золото сосредоточено в 1—2-миллиметровом слое, представляющем собой основную ценность пласта [2]. Однако далеко не всегда золото сосредоточивается в подошвенном слое, нередко оно обогащает узкие полоски как средней, так и верхней части пласта, что трудно объяснимо с позиции его осадочного генезиса.

Уран, извлекаемый лишь на отдельных месторождениях, присутствует в форме уранинита или тухолита, как и золото, в основном в виде мелких (50—70 мкм) выделений преимущественно шаровидной формы. Осмистый иридий также образует мелкие шарики, распространен слабо и неравномерно, но в одном случае все же извлекался.

За более чем 100-летний период изучения золотоносных конгломератов предложено множество самых разнообразных гипотез их генезиса и оруденения в них. Обусловлено это необычностью их состава, характера рудной минерализации, соотношением ее с вмещающими конгломератами и вообще уникальностью объектов, практически не известных более на нашей планете. Тем не менее все разнообразие гипотез принципиально можно свести к трем.

По первой — осадочной — конгломераты и вся рудная минерализация как сингенетичная им считаются осадочными образованиями. Многие южноафриканские геологи [2, 8 и др.], приверженцы этой гипотезы, считают делом национальной чести отстаивать ее. По второй — гидротермальной — конгломераты относятся к осадочным образованиям, а рудная минерализация к гидротермальным, на них наложенным. Как и первую, эту точку зрения разделяют многие геологи. Наиболее ярким их представителем в нашей стране был Ф.П.Кренделев [2], много сделавший для популяризации идеи поисков конгломератов типа Витватерсранда. Третья гипотеза — в определенной степени компромиссная между двумя первыми. По ней конгломераты традиционно относятся к осадочным, а оруденение может быть как первично осадочным,

позднее метаморфизованным, так и гидротермальным, наложенным.

В последние 10 лет появилась еще одна точка зрения на генезис этих конгломератов, развиваемая А.М.Портновым [5], а вслед за ним и А.Д.Щегловым [10, 11]. Она близка к третьей гипотезе, однако имеет и принципиальное отличие, связанное с отнесением, по крайней мере, какой-то части золотоносных конгломератов к гидротермальным псевдоконгломератам с частичным оруденением за счет золотоносных гидротерм, формирующих на морском дне кремнеземный гель, дающий при коагуляции и коацервации псевдогалки. В вопросе соотношения оруденения с кварцевыми конгломератами А.Д.Щеглов [11, с. 38] придерживается представлений о том, что «золотоносные конгломераты — это случайное благоприятное совпадение одновременного образования конгломератов и излияния золотоносных гидротерм в бассейн, где шло их формирование», а сами месторождения он считает комбинированными полигенными, осадочно-гидротермальными метаморфизованными образованиями. Существует и еще одна точка зрения на метасоматическое происхождение как псевдоконгломератов, так и оруденения в них [9].

Не будем рассматривать доводы каждой из названных гипотез, отметим лишь, что в принципиальной постановке вопроса генезиса все они имеют одну общность — во-первых, признание первично-осадочной природы конгломератов, вмещающих оруденение, а во вторых, отрицание генетической связи между оруденением и кварцевым составом конгломератов. Между тем представляется, что именно эти две позиции и могут стать отправными для суждения о генезисе золотоносных конгломератов Витватерсранда и обоснования принципиально новой гипотезы их образования в результате послыйного интрузивного внедрения кварц-золоторудного флюида (расплава) с последующей его ликвацией на месте становления, определившей глобулярную текстуру и конгломератовидный облик золотоносных пород.

Стержневой частью предлагаемой нами гипотезы являются представления о появлении в результате эволюционной дифференциации исходной магмы плотного высококонцентрированного кварц-золотоносного флюида (расплава или кварцевой магмы) при интрузивном

пути его становления. Представления относительно кварцевой магмы не новы, ибо они использовались почти 100 лет назад Дж.Сперром, отстаивающим идею наличия такой магмы в числе других рудных магм. В той или иной форме близких представлений придерживались и многие другие ученые, в том числе отечественные. Так, С.С.Смирнов допускал возможность формирования оловорудных месторождений из кварц-оловорудной магмы. Похожих представлений относительно формирования оловорудных месторождений из высокотемпературного кремнеземисто-оловорудного геля придерживался и О.Г.Левицкий. В последнее время представления о наличии высококонцентрированных плотных кварцево-золоторудных флюидов (кварцево-рудных магм) экспериментально подтверждены в работах многих исследователей, в частности Г.А.Юргенсона, А.Г.Миронова с соавторами и др. Г.А.Юргенсон [13, с. 89], подводя итоги экспериментальных работ по изучению кварц-золоторудных систем, пишет, что «...состав флюидных включений в кварце, строение, структурно-текстурные особенности кварцевых жил свидетельствуют об образовании рудоносных кварцевых жил из высококонцентрированных, высокоплотных существенно силикатных систем, обогащенных летучими, щелочами и рудными элементами» и определяет эти системы как растровые-расплавы или рудные (кварц-золоторудные) магмы. А.Г.Миронов с соавторами [12] также связывают образование золотоносных кварцевых жил с высококонцентрированными плотными (1,9—2,1 г/см) флюидами. На основе экспериментальных данных они пришли к выводу о растворимости в этом флюиде золота в количестве до 19 г/т и даже более, что соответствует его содержанию в месторождениях Витватерсранда. Золотоносный кварцевый флюид, или по другим представлениям своеобразная кварцеворудная магма, способен формировать золоторудное месторождение в принципе путем одноактного внедрения, подвергаясь, как и любая другая магматогенная система, эволюционным изменениям, в том числе ликвационному расслоению.

Новыми в предлагаемой нами гипотезе являются представления о ликвационном расслоении флюида-расплава, приведшего к образованию глобулярной (конг-

ломератовидной) текстуры кварц-золоторудной массы. Явления ликвации в магматических расплавах вообще и высококремнистых в особенности распространены достаточно широко. В качестве примера сошлемся на фельзиты, в которых нередко можно наблюдать, как ликвационные глобулярные текстуры буквально в пределах одного обнажения постепенно переходят в тонкополосчатые. Кстати, заметим, что на золоторудных месторождениях Витватерсранда конгломератовидные текстуры очень часто сопряжены через взаимопереходы с тонкополосчатыми. Не останавливаясь на характеристике ликвационных глобулярных и тонкополосчатых текстур магматических пород, широко освещенных в литературе, отметим одну их особенность, важную для понимания генезиса так называемых конгломератов Витватерсранда. Это, во-первых, однородный состав глобул в «конгломератах» Витватерсранда с их монокварцевой галькой, во-вторых, взаимопереходы глобулярных текстур в полосчатые.

Как отмечалось, конгломераты — не единственный промышленный тип золотых руд в этом районе. Есть промышленные руды, связанные с послойными кварцевыми жилами (силлами), которые, как и конгломераты, залегают на определенных стратиграфических уровнях и формируют зоны протяженностью до 20 км. Именно наличие кварцево-жилных типов оруденения и послужило Ф.П.Кренделеву [4] аргументом для доказательства эндогенной природы оруденения и в конгломератах. Автор полностью присоединяется к этому тезису, но полагает, что эта связь гораздо глубже и что не только оруденение, но и сами кварцевые «конгломераты» следует сопоставлять с кварцевыми жилами как продукты единого процесса разной формы проявления.

При решении вопросов генезиса золоторудных месторождений Витватерсранда, как нам представляется, в первую очередь необходимо ответить на два главных вопроса: 1) почему золотоносные породы, определяемые как конгломераты, имеют мономиктовый, чисто кварцевый состав? 2) почему золоторудными являются только мономиктовые кварцевые конгломераты? Все остальные вопросы, как бы важны они не были, — производные от этих двух.

Витватерсрандская система непосредственно или через отложения системы Доминион-Риф мощностью 250—400 м ложится на архейские породы кристаллического основания, представленные кристаллическими сланцами, гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами, служащими областью сноса на время формирования витватерсрандских отложений, состав пород которых и должен быть отражен в конгломератах [2]. Из самой природы конгломератов, являющихся интегрированным продуктом сносимых материала из области водосбора, следует, что они должны отражать состав сносимых пород в принципе пропорционально площади их развития. А между тем в гальке золотоносных конгломератов присутствует только жильный кварц [2, 3, 8, 11], т.е. кварц из кварцевых жил, площадь которых, без сомнения, бесконечно мала по сравнению с площадью вмещающих их пород.

Существующие на этот счет представления о селективном истирании обломочного материала в речном потоке или разрушении его в корях выветривания ни в коем случае не объясняют феномен монокварцевого состава конгломератов. Между тем с позиций образования так называемых конгломератов из кремнеземной магмы с последующим ее ликвационным расслоением объяснение этого феномена простое: это псевдогальки-глобулы; они и должны быть одного состава, а именно — кварцевого и более того в определенных случаях кварца одного вида — фарфоровидного, молочно-белого, синеватого, черного и других цветов и оттенков как продуктов раскристаллизации исходной массы несколько различного состава, что фактически и имеет место в псевдоконгломератах Витватерсранда.

Говоря о составе «галеk» как производном ликвационных процессов, нельзя не обратить внимание и на их форму: при достаточно хорошей округленности все они удлиненно-уплощенные — эллипсоидные, эллипсоидно-уплощенные и т.д., что весьма характерно для ликвационных обособлений в магматических породах вообще и в фельзитах как наиболее близких по содержанию кремнезема к «кварцевым конгломератам», в частности. Особенно показательна в этом отношении булкообразная форма наиболее крупных

(до 10—15 см) «галеk» с уплощенной нижней поверхностью [2], наглядно демонстрирующей «растекание» жидкостного обособления, удерживаемого лишь силой поверхностного натяжения жидкости.

В рудных конгломератах, кроме гальки кварца, редко, но все же встречаются обломки и других пород, по составу отвечающих вмещающим конгломераты породам — кварцитам, яшмам, сланцам и т.д. Однако А.Дю Тойт [2] подчеркивает, что по морфологии они резко отличаются от округлых «галеk» кварца, поскольку имеют плоскую форму с острыми углами и, как нам представляется, являются ксенолитами вмещающих пород, захваченных кварцевой массой при ее внедрении.

Напомним, как показал Ф.П.Кренделев [4], золотоносны не любые конгломераты, а только мономиктовые кварцевые, т.е. конгломераты с кварцевой галькой и кварцевым цементом. Однако ни осадочная, ни гидротермальная гипотезы золотооруденения, ни компромиссная между ними удовлетворительно не объясняют этого факта. Так, если исходить из наиболее распространенных представлений о гидротермальном, наложенном характере оруденения, то вообще не понятны причины столь избирательного его наложения по отношению именно к мономиктовым кварцевым разновидностям конгломератов в противоположность полимиктовым, по мнению А.ДюТойта [2], не менее чем первые, проницаемым для растворов. Именно необъяснимость приуроченности оруденения только к кварцевым конгломератам и служит сторонникам осадочного генезиса важнейшим аргументом для отрицания наложенного характера и гидротермального генезиса оруденения. У сторонников же гидротермального генезиса суждения по этому вопросу разные, вплоть до отрицания этой связи, как видно в одной из самых последних публикаций по проблеме Витватерсранда А.Д.Щеглова [11, с. 38], где отмечается, что сочетание оруденения с кварцевыми конгломератами «...в определенной мере случайное явление, которому не следует придавать универсального значения». Между тем именно этому явлению, т.е. связи золотого оруденения с кварцевым составом вмещающих его «конгломератов», есть объяснение не как случайному, а вполне закономерному

явлению, связанному с послонной интрузией и последующей ликвацией кварц-золоторудного флюида (расплава), где кварцевая и рудная составляющие связаны единством происхождения. Ликвационными же процессами обусловлены и нередко отмечаемая выклинка золоторудных конгломератов путем перехода их в тонкополосчатые кварц-пиритовые также золотоносные породы или появление таких участков внутри конгломератов. Следует заметить, что переход глобулярных текстур в тонкополосчатые — типичное явление для ликвационных образований и чрезвычайно широко распространено как в породах, так и рудах, подвергающихся ликвационному расщеплению.

В дискуссиях по генезису золоторудных конгломератов особое место всегда отводилось достаточно экзотическим образованиям — пиритовой «дробии» или «картечи», нередко переполняющей их цемент. Сторонники осадочного генезиса оруденения считали ее элементом россыпи, а гидротермального — наложенной на конгломераты. Особое мнение по этому поводу высказал А.М.Портнов [5], усомнившийся в осадочном генезисе не только «картечи», но и в целом конгломератов, считая, по крайней мере, часть из них псевдоконгломератами, образованными вместе с «картечью» не при переносе обломков речными потоками, а под действием гидротермальных растворов в особых условиях. Заметим, что нет каких-либо оснований рассматривать эту «картечь» как какой-то особый случай, тем более «окачивать» ее в россыпях, ибо подобные образования как пирита, так и других минералов распространены достаточно широко в магматических породах и рудах и известны как глобулы, образование которых связано с явлениями ликвации. Особенно близки к «картечи» по шаровой форме, концентрически-зональному строению, размерам и внешнему виду магнетитовые образования Ангаро-Илимских железорудных месторождений Сибирской платформы, слагающие так называемые «оолитовые» или «нодулярные» руды, обязанные своим происхождением ликвационным процессам при становлении рудной (магнетитовой) магмы [1].

Примером для сравнения могут служить и оловорудные месторождения, где

подобное строение имеют касситерит-галенитовые руды жильного типа, образовавшиеся, по мнению О.Д.Левицкого, из высокотемпературного кварц-касситеритового геля. Таким образом, представляется, что пиритовая «картечь» — продукт тех же ликвационных процессов, приводящих к образованию как кварцевых, так и пиритовых глобул.

Шаровую или близкую к ней форму в витватерсрандских рудах имеют не только пирит, но и другие рудные минералы, в частности уранинит и тухолит при размерах около 50—75 мкм [7].

Для золота также характерны овально-округлые образования размером 30—50 мкм нередко с уплощенной нижней поверхностью, подобные булкообразным формам кварцевых глобул, но только в микромасштабе. Исходя из ликвационной природы обособлений золота становятся понятными концентрация его в микрополосках в результате слияния мельчайших капелек и положение обогащенных им участков не только в придонном слое, но и других его частях. Понятным становится и отсутствие самородков в «конгломератах», поскольку кварц-золоторудный флюид (расплав) поступал на место одноактно инъекционным путем и золото выделялось из него разово в виде мельчайших капелек, а вторичного (т.е. многократно последующего) поступления золота, как в гидротермальных жилах, где формируются самородки, не было.

А.М.Портнов [5], ставя под сомнение осадочную природу золоторудных конгломератов Витватерсранда, ссылается на аналогию с ними одного из золоторудных месторождений бывшего СССР, где «...гидротермальный конгломерат преимущественно кварц-пиритового состава...» с пиритом в виде «картечи» и кварцем в виде окатанной гальки слагает столбообразное рудное тело в позднепалеозойской вулканоструктуре, и отмечает, что они чрезвычайно похожи на витватерсрандские конгломераты. В заключение он пишет: «...если бы описанные нами руды с конгломератовой текстурой из месторождения СССР залегали бы не в вулканоструктуре, а среди терригенных толщ, например, среди сланцев и песчаников, геологически корректно доказать их «гипогенность», вероятно, было бы невозможно» (с. 53), что, добавим от себя, и имеет место в Витватерсранде.

Резюмируя, отметим следующее. Породы кварцевого состава конгломератовидной текстуры, называемые в Витватерсранде конгломератами, и ассоциирующее с ними золотое оруденение являются эндогенными образованиями, т.е. псевдоконгломератами, и связаны с послыйным внедрением золотосодержащего кремнеземного флюида (расплава), подвергшегося на месте становления ликвации с образованием в самостоятельные фазы рудной составляющей, в частности золота и пирита, с одной стороны, и чистого кварца — с другой, в форме глобул, что и определяет в целом их глобулярную конгломератовидную текстуру. Широко распространенные золотосные кварцевые жилы, в первую очередь жилы пластового типа, генетически однотипны с золотосными кварцевыми псевдоконгломератами. Их различие заключается только в степени проявления процессов ликвации, обусловивших их текстурный облик и концентрированность оруденения. Первые не испытали существенного ликвационного расслоения, особенно в кварцевой фазе, вторые подверглись интенсивному расслоению и приобрели специфическую глобулярную текстуру, определившую их конгломератовидный облик.

Следовательно, тесная пространственная связь оруденения с кварцевыми «конгломератами» — явление далеко не случайное, как полагают сторонники представлений о наложенном золоторуденении, а имеет глубокий генетический смысл, обусловленный единством их происхождения. Именно это единство их происхождения как продуктов дифференциации кварц-золотосного флюида (расплава) и должно быть положено в основу разработки новых критериев поисков золоторудных место-

рождений типа Витватерсранда в других районах мира, в том числе и в России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгушин С.С., Павлов А.Л. Механизм формирования магнетитовых месторождений. — Новосибирск: Наука, 1987.
2. Дью Тойт А. Геология Южной Америки. — М.: ИЛ, 1957.
3. Кренделев П.Ф. Древние металлоносные конгломераты и коры выветривания // Геология и геофизика. 1965. № 11. С. 92—101.
4. Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. — Новосибирск: Наука, 1974.
5. Портнов А.М. О возможном гипогенном происхождении конгломератов Витватерсранда // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1988. № 10. С. 49—54.
6. Трофимов В.С. О происхождении золота в некоторых древних конгломератах // Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., 1969. С. 58—63.
7. Уран в древних конгломератах / А.И.Безгубов, Ю.И.Бывших, П.К.Дементьев и др. — М.: Госатомиздат, 1963.
8. Хоутон О.Г. Африка южнее Сахары. — М.: Мир, 1966.
9. Царев Д.И. Рудоносные псевдоконгломераты // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. СПб., 1992. С. 203—204.
10. Щеглов А.Д. О генезисе золоторудных месторождений района Витватерсранда // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 79—82.
11. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1994.
12. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов / А.Г.Миронов, А.И.Альмухамедов, В.Ф.Гелетий и др. — Новосибирск: Наука, 1989.
13. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. — М.: Недра, 1984.

РЕЦЕНЗИИ

УДК (049.32)

© Л.Т.Шевырев, 2000

ПРИСТАЛЬНЫЙ ВЗГЛЯД ПРОФЕССИОНАЛОВ*

Л.Т.Шевырев (Воронежский государственный университет)

Нет сомнений в том, что большая часть континентов планеты находится за пределами нашего Отечества, а подавляющее большинство человечества — иностранцы. Поэтому знать, чем занимаются коллеги-алмазники Африки, Канады, Австралии не только полезно, но, в рыночные времена, — дальновидно и выгодно. Слишком долго мы находились в автономном плавании и, хотя и достигли в алмазопроисковом деле признанных успехов, лишь освоение мирового опыта дает нашей науке шанс сохранить ее заслуженные, достойные позиции. Мы стали ездить по миру, смотреть и слушать других, привозить домой чужие знания, без которых наши взгляды, гипотезы вынужденно неполны, изначально ущербны. Отрадно, что рецензируемую книгу написали люди, многое видевшие собственными глазами, державшие в руках, исследовавшие вещество кимберлитов всех основных месторождений планеты. Так, Н.Н.Зинчук, вероятно, лишь третий в истории российский геолог, посетивший знаменитые месторождения Южной Африки, первыми же были Н.М.Федоровский (ВИМС, 30-е годы) и Г.И.Смирнов (ИМП, 80-е годы).

В книге известных специалистов-алмазников приводится комплексная характеристика около 50 главных коренных месторождений мира, как говорится, up-date, по самым последним данным. Оперативность геологической информации, что нечасто бывает, соседствует с продуманностью и взвешенностью материала, его единообразным изложением в главах (структурное положение трубок,

вертикальный и горизонтальный разрезы, фазы внедрения и типы алмазоносного вещества, взаимоотношения с вмещающими и перекрывающими породами, ксенолиты, свойства и морфология алмазов, закономерности распределения, качество, стоимостная оценка). По примеру J.V.Hawthorne (1975), создавшего известную модель кимберлитовой трубки Африки, авторы привели подобные модели для кимберлитовых тел Якутии, Зимнего Берега, Китая. Это помогло восприятию излагаемого сложного материала. Мы узнаем, что из 2000 известных кимберлитовых и лампроитовых диатрем в 300 обнаружены алмазы, но только в десятках — промышленные их содержания. С августа 1870 г., когда человечество познакомилось с горной породой «кимберлит» трубки Ягерсфонтейн, в эксплуатации находились лишь 23 кимберлитовые и единственная лампроитовая (Аргайл) трубки взрыва.

Две трети книги посвящены месторождениям Якутской и Архангельской алмазоносных провинций (ЯАП и ААП), особенно первой, вклад авторов в исследование которой признан и государством и научной общественностью. Читателя знакомят с уникальными данными о недавно обнаруженных высокоперспективных диатремах Якутии — Нюрбинской и Ботуобинской (Накынское поле Среднемархинского алмазоносного района), о которых геологам мало что было известно. Поисковые работы здесь начались еще в 1950 г., но только спустя 44 года они привели к открытию первых коренных источников алмаза, зерна которого встречались в аллювии левых притоков р. Вилюя, реках Мархи (среднее течение) и Тюкана (верховья). Трубки эти — «алмазная надежда» России

* Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998.

следующего столетия — интересны рядом особенностей, убедительно и ярко раскрытых авторами. Из наиболее любопытных выделим их небольшой эрозийный срез и сохранность кратерной фации, четкую двухфазность внедрения кимберлитового вещества (Ботубинская), рассечение рудоносного тела мощной интрузией графитов (Нюрбинская). Кстати, на Африканском континенте, где за 120 лет исследований открыты многие сотни диатрем, лишь в одной (Премьер) встречен секущий силл габбро. Авторы, профессиональные минералоги, не могут не отметить уникальность минералогии трубок, не имеющих аналогов в ЯАП. Это повышенная крупность выделений алмаза, резкое преобладание бесцветных октаэдров во всех классах крупности, низкое содержание двойников, сростков, кристаллов с включениями, почти полное отсутствие кристаллов с закругленными гранями уральского типа (среди тех же, что попадают, в большинстве — «мархинские» псевдоромбододекаэдры), заметное количество псевдокубоидов, присутствие молочно-белых кубоидов. Характеристика максимально точна и в целом понятна. Даже когда авторы, увлекшись, рассказывают без дополнительных пояснений о не очень ведомых специалистам алмазах «с толстой оболочкой IV разновидности», «поликристаллических сростках VIII разновидности».

Познавательны и материалы, относящиеся к Архангельской алмазодобывающей провинции, в Верхотинском кимберлитовом поле которой в 1995 г. при участии канадских инвестиций обнаружена высокоалмазодобывающая трубка им. Владимира Гриба. К сожалению, авторы лишь упоминают о ее существовании, не приводя почти никакой информации о геологическом строении уникальной диатремы, во многом отличной от подобных тел ААП. Безусловно, здесь вмещивается фактор коммерческой тайны. Однако эталонные месторождения всех пяти полей Зимнебережного района кимберлитового и родственного ему магматизма описаны довольно полно. Принятая модель алмазодобывающей кимберлитовой трубки ААП (впервые предложена А.А.Колодыко и др., 1993) наглядно показывает важные отличия кимберлитов этого первого на Европейском континенте промышленного алмазодобывающего района от классических

африканских или якутских (низкопутниковость, отсутствие мегакристов распространенных минералов кимберлитов, необнаружение высокотемпературных субкальциевых клинопироксенов и т.д.).

Важная часть книги — описание главных алмазодобывающих месторождений мира. Авторы нашли «свежие» слова, новые данные даже для старых хорошо известных диатрем Южной Африки. Оказывается, из диатремы Премьер извлечена четверть известных человечеству алмазов массой более 400 карат! Отсюда идут безазотные алмазы, ценнейшие, исключительной редкости. Используются в аппаратуре управления космическими аппаратами, в радарной технике. Это сверхчистое природное вещество всегда образует выделения не вполне правильной формы: округлые, продолговатые, с волнообразной поверхностью и выбоинами.

Авторы внесли свой вклад в изучение кимберлитов Китая, где разрабатываются две диатремы — Шенгли-1 (провинция Шаньдун) и Бинхай-50 (провинция Ляонин). Ими отмечены интересные особенности этих пород, в общем сходных с аналогичными образованиями иных регионов планеты: низкое содержание карбонатной составляющей (хотя иногда кимберлиты прорывают карбонатные породы), низкая калиевокость (несмотря на присутствие флогопита). Исследовалась авторами и единственная полвека эксплуатируемая североиндийская трубка Маджаван. По ряду петрохимических и минералогических признаков они отнесли алмазодобывающие породы этой трубки к промежуточному типу между кимберлитами и лампроитами. Среди таких признаков: полное отсутствие CaO и CO_2 при высоком содержании TiO_2 , низкое содержание индикаторных минералов и одновременно — пониженные концентрации K_2O , непрямого компонента типичных лампроитов.

Авторам удалось пополнить известную модель австралийской лампроитовой трубки (тип «champagne-glass», по A.Jacks et al., 1989) конкретными геолого-минералогическими данными. По эволюционному типу парагенезиса (пироп-альмандин, клинопироксен, рутил), облегченному изотопному составу углерода, присутствию на поверхности кристаллов алмаза каверн и каналов травления, повышенной

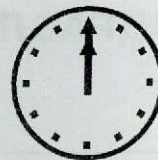
твердости австралийские лампроитовые алмазы оказались близки таковым северных районов ЯАП (но не центральных ее районов) и особенно российского европейского Севера.

С недоступной ранее нашему читателю полнотой характеризуются кимберлиты северо-западных территорий Канады. Впечатляют многоэтапность становления кимберлитовых тел наиболее перспективной на промышленные алмазы провинции Слейв, расположенной между Большим Невольничьим озером на юге и заливом Коронейшн на севере, закономерное удревание возраста диатрем от центра к периферии провинции. Здесь известны трубки, внедрившиеся в кембрии, силуре, перми(?), юре, позднем мелу—эоцене. К тому же 40% диатрем содержат алмазы. Изучение кимберлитов Канады впервые позволило опровергнуть тезис о снижении алмазоносности с омоложением возраста диатрем и подтвердить мнение российских минералогов о существовании закономерных связей между продуктивностью трубок и генетическим спектром алмазов.

Завершая рассмотрение этой интересной книги, хотел бы пожелать, чтобы авторы не считали затронутую тему исчерпанной. Настоящий их достойный труд видится лишь первым томом двух- или трехтомника с тем же названием. В нем можно было бы поместить столь же подробную характеристику и иных алмазоносных регионов мира (Южной Америки, США, Юго-Восточной Австра-

лии, Центральной и Арктической Канады, Калимантана, таких проблематичных, как Северо-Припятский район Белоруссии, Финляндия и т.д.). Очень важно было бы узнать и представления авторов об эпохах алмазоносности неогена, их количестве в истории Земли. Попробовать при их компетентном участии понять, почему состав кимберлитов не эволюционировал во времени; рифейские и меловые кимберлиты Южной Африки не разделяются по этому показателю. Или важнейший для поисков вопрос — различаются ли на самом деле по возрасту «алмазы с признаками древности» и «молодые». Дискуссия об этом продолжается. Наконец, за «бортом» книги почти целиком остались коровые алмазы, «кокчетавские», попирайские импактные. Известно, что далеко не все согласны с астроблемной гипотезой происхождения последних их первооткрывателя В.Л.Масайтиса.

Тем не менее это всего лишь пожелания трудолюбивому и талантливому авторскому коллективу, состоящему из выпускников Львовского университета разных лет, круга известного преподавателя и ученого А.П.Бобривича. Книга их — несомненное крупное достижение отечественной геологической мысли. Ей суждено надолго стать незаменимым справочным пособием для специалистов, занимающихся прогнозированием и поисками алмазов, преподавателей вузов, читающих курс месторождений полезных ископаемых.



Итоги заседания секции пробирных методов анализа НСАМ МПР России

На базе пробирной лаборатории ЦНИГРИ ежегодно проводятся заседания секции пробирного анализа НСАМ МПР России. Очередное заседание состоялось 14—15 декабря 1999 г. В работе секции участвовали представители трех научных и производственных организаций МПР РФ, цветной металлургии, ГОХРНа, Минатома, а также фирм-производителей пробирного оборудования.

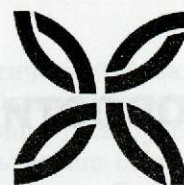
На совещании были заслушаны и обсуждены сообщения о состоянии и перспективах развития пробирного анализа благородных металлов, новых методиках определения золота и платиновых металлов в минеральном сырье и сплавах благородных металлов — «Пробирно-атомно-абсорбционное определение золота, серебра, платины, палладия и родия в сульфидных рудах» (ЦНИГРИ), «Масс-спектрометрическое определение платиновых металлов и золота в сульфидных медно-никелевых рудах и продуктах их переработки» (Норильский ГМК), «Пробирное определение благородных металлов в сплавах» (Московский завод спецсплавов), а также информация о техническом перевооружении пробирных лабораторий и выпускаемом оборудовании (фирмы «Термит» и «Азимут»).

Совещание отметило в целом неудовлетворительное состояние системы геологического контроля. Множество пробирных лабораторий отрасли (более 50%) прекратило свое существование. Внешний контроль проводится на низком уровне. Техническое состояние лабораторной базы не отвечает современным требованиям. Вместе с тем часть лабораторий, в том числе созданных в последние годы, отличается относительно высокими научно-методическим и техническим уровнями, оснащена современным оборудованием, прошла аккредитацию и имеет аттестаты Госстандарта РФ. Эти лаборатории обеспечивают аналитическими данными геологоразведочные и добычные работы по благородным и цветным металлам.

Участники совещания выразили благодарность ЦНИГРИ за координационную роль в области пробирного анализа, оказание методической помощи и консультации. Совещание рекомендовало продолжить работу секции, расширить круг участников и организовать в журнале «Руды и металлы» регулярную публикацию по аналитическому направлению.

Э.П.Здорова, председатель секции,
заведующая лабораторией ЦНИГРИ

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



18 июня 2000 г. исполняется 70 лет **ВАДИМУ ГРИГОРЬЕВИЧУ КАРДЫШУ**, доктору технических наук, профессору, действительному члену Международной академии природных ресурсов и члену-корреспонденту Технологической академии России, заслуженному деятелю науки и техники России.

После окончания в 1953 г. Московского геологоразведочного института В.Г.Кардыш работал в разведочной партии «Ухтанефтегеофизика». С 1956 г. по настоящее время работает в Специальном конструкторском бюро Мингео СССР, а затем МПР России, с 1973 г. — в должности главного инженера этой организации.

Многогранная деятельность В.Г.Кардыша способствовала научному обоснованию, технической реализации и широкому внедрению в практику разведки месторождений прогрессивных способов бурения с гидро- и пневмотранспортом керна, со съемными керноприемниками, с применением гидроударных машин, малогабаритных шарошечных долот, коронок армированных твердыми сплавами и искусственными алмазами; разработке широкой гаммы малогабаритных буровых станков, плунжерных насосов, контрольно-измерительных приборов и средств управления процессом бурения.

Наиболее значительными являются исследования В.Г.Кардыша условий и опыта эксплуатации геологоразведочных буровых станков и установок, позволившие разработать и реализовать научно обоснованную программу обновления бурового парка, создать научные основы одного из наиболее эффективных способов бурения с гидropневмотранспортом разрушенной породы, а также комплекс исследований по сопоставлению эксплуатационных свойств отечественного и зарубежного бурового оборудования и инструмента.

В.Г.Кардышем опубликовано 210 научных работ, в том числе 12 монографий, получено 50 авторских свидетельств на изобретения, разработан новый курс для студентов вузов «Проектирование и стандартизация бурового оборудования».

В.Г.Кардыш, наряду с основной работой в качестве главного инженера СКБ «Геотехника», — член президиума Российского геологического общества, член редакционной коллегии журнала «Разведка и охрана недр». Он широко известен не только в России, но и в странах СНГ, бывших странах СЭВ, а также в Китае, ФРГ, Швеции, где неоднократно был в командировках с целью оказания технической помощи и чтения лекций.

За заслуги в производственной деятельности В.Г.Кардыш награжден орденом Почета, медалью «За трудовое отличие»; он — лауреат премий Совета Министров СССР и Министерства геологии СССР, Почетный разведчик недр.

Поздравляем Вадима Григорьевича с юбилеем, желаем ему здоровья и дальнейших творческих успехов.



*Научно-технический совет
СКБ «Геотехника»
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ВАЛЕНТИНУ ТИХОНОВИЧУ ПОКАЛОВУ

исполнилось 70 лет. Он родился 20 июня 1930 г. в Москве. После окончания Московского геолого-разведочного института им. С.Орджоникидзе в 1953 г. поступил на работу в ВИМС, где прошел школу таких ученых, как Н.А.Хрущов, В.В.Щербина, Я.Д.Готман, В.Г.Мелков, Е.В.Рожкова и др.

В 1958 г. В.Т.Покалов защитил кандидатскую диссертацию на тему «Геология и генезис Умалтинского молибденового месторождения», а в 1968 г. — докторскую на тему «Закономерности образования и размещения месторождений молибдена в СССР». Уже будучи известным как исследователь геологии молибденовых месторождений, В.Т.Покалов в связи с назначением на должность заместителя директора ВИМСа по научной работе (1972 г.) расширил свои научные интересы, став руководителем работ по черным, легирующим, части цветных и редких металлов, а также по ряду полезных ископаемых нерудного минерального сырья.

В настоящее время В.Т.Покалов — ведущий ученый в области геологии рудных месторождений, внесший большой вклад в разработку современной теории гидротермального рудообразования как основы создания рациональной методики поисков и комплекса критериев для оценки рудных районов, узлов, полей и месторождений. В результате ее внедрения в практику геологоразведочных работ повысились обоснованность и целенаправленность прогнозной оценки минерально-сырьевого потенциала России.

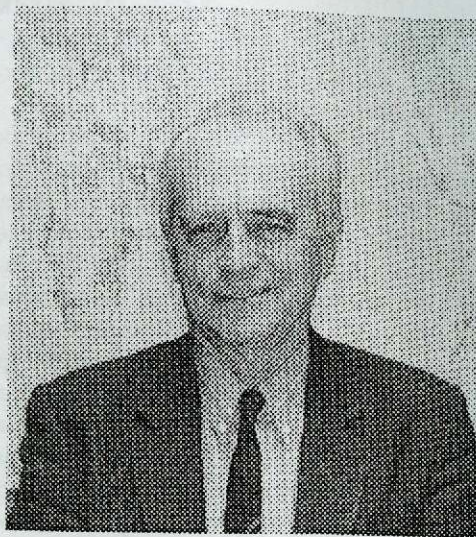
С 1967 г. В.Т.Покалов — куратор Министерства геологии СССР и Министерства природных ресурсов России по молибдену, один из создателей надежной базы стратегического сырья для черной металлургии. По прогнозу и личным рекомендациям В.Т.Покалова значительно увеличены промышленные запасы на стратегически важных объектах — Сорском, Орехитканском, Коктенкольском. По его инициативе были поставлены разведочные работы на Агаскырском медно-молибденовом рудопоявлении (Хакасия), завершившиеся созданием крупной резервной сырьевой базы.

В.Т.Покалов — один из организаторов, руководитель и непосредственный исполнитель работ по созданию «Современных моделей обеспечения промышленности минеральным сырьем с учетом экономической и государственной безопасности России», один из авторов программы «Межгосударственная система нормативно-методического обеспечения геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые» и программ по укреплению и качественному улучшению минерально-сырьевой базы металлургической промышленности России.

В.Т.Покалов — председатель Межведомственного экспертного научно-методического совета (МЭНМС) по геологии черных, легирующих и редких металлов, обеспечивающего эффективную деятельность производственных и научно-исследовательских геологических организаций России, член комиссии Межправительственного совета по разведке, использованию и охране недр стран СНГ, член трех советов ВАК по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, действительный член двух академий — Международной академии минеральных ресурсов, Российской академии естественных наук. Он — автор более 140 научных публикаций, подготовил семь кандидатов геолого-минералогических наук, ему присвоено звание профессора.

Валентин Тихонович имеет награды: «Почетный разведчик недр», «Заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации», орден Трудового Красного Знамени (1976 г.), четыре медали.

Желаем Валентину Тихоновичу крепкого здоровья, благополучия в семье и многих лет творческого труда.



Ученый совет ВИМСа
Ученый совет ЦНИГРИ
Редакция журнала

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая аннотацию (1/3 страницы), таблицы и список литературы. Текст печатается на одной стороне листа, сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см) оставляются поля, все страницы нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в форматах Text format (*.rtf) или 6,0/95 (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 12, двойной межстрочный интервал); для таблиц — такой же шрифт (размер 9—10, один межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, список литературы, подписи к рисункам. По окончании работ дискеты возвращаются автору. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: tsnigri@pol.ru.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах. На оборотной стороне каждого рисунка карандашом указывается его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала. Рисунки принимаются на дискетах с распечаткой на бумаге. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (*.tif), Paint Brush (*.pcx), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстрационного материала должно обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения (плакатный вариант). Подрисовочные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

3. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

4. Точность приведенных цитат заверяется подписью автора на полях рукописи; обязательно указывается источник по списку литературы.

5. Список литературы (не более 15 названий) дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

6. Статья подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (домашний и служебный).

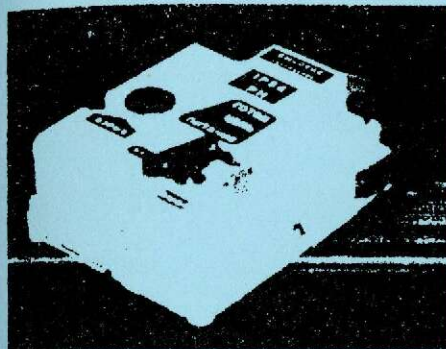
7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).

МИНИСТЕРСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО АТОМНОЙ ЭНЕРГИИ



ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ АВТОМАТИКИ

Новый мощный конденсаторный взрывной прибор КВП-2/200



Контактный телефон
(095) 978-99-43

Взрывной прибор КВП-2/200 разрешен Госгортехнадзором России (Решение № 542-ЭН от 29.05.97 г.) к постоянному применению на открытых и подземных работах в условиях, не опасных в отношении взрыва газа и пыли.

Прибор обладает высокой эксплуатационной надежностью и безотказностью, не требует технического обслуживания в течение назначенного срока эксплуатации кроме проверки работоспособности, подзарядки аккумуляторов или смены гальванических элементов в блоке питания.

Технические характеристики КВП-2/200

Максимальное число взрывааемых ЭД:	
пониженной чувствительности ($R_{эд}=0,5 \text{ Ом}$)	100
нормальной чувствительности ($R_{эд}=3,0 \text{ Ом}$)	570
Назначенный ресурс включений	10 000

Импульсные нейтронные генераторы и аппаратура на их основе

Импульсные нейтронные генераторы различного назначения обеспечивают импульсное нейтронное излучение в широком диапазоне потока, частот генерации и длительности импульсов.

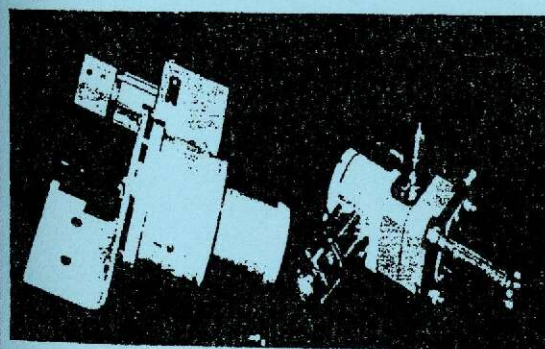
Выпускается специальная аппаратура на основе нейтронных генераторов для использования в следующих основных направлениях:

- каротаж нефтегазовых скважин;
- нейтронно-радиационный анализ;
- исследования по физике ядерных реакторов и критсборок;
- контроль содержания ядерных материалов.



Контактный телефон
(095) 978-22-24

Датчики и сигнализаторы давления

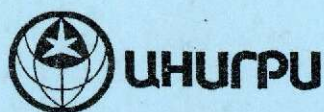


Контактный телефон
(095) 281-52-24

Взрывозащищенные датчики и сигнализаторы давления предназначены для эксплуатации в составе систем контроля и управления технологическими процессами в газовой, нефтяной, химической и других областях промышленности. Датчики давления предназначены для непрерывного преобразования избыточного давления или перепада давлений жидкостей и газов в унифицированный выходной сигнал постоянного тока в системах контроля и управления давлением.

Сигнализаторы давления предназначены для коммутации электрических цепей при достижении заданных значений давлений или перепада давления.

Всероссийский НИИ автоматики
Адрес: Россия, 101000 Москва, Моспочтамт, а/я 918
Телефоны (095) 978-12-68, 978-78-03
Факс (095) 978-09-03



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КАРТА ПЕРСПЕКТИВ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕЛКОГО И ТОНКОГО ЗОЛОТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Впервые составлена карта прогнозных ресурсов мелкого и тонкого золота (МТЗ) масштаба 1:5 000 000, на которой выделены перспективные районы для поиска экзогенных месторождений МТЗ и типы месторождений, которые могут вовлекаться в эксплуатацию в первой четверти XXI века и на более дальнюю перспективу. Приведена характеристика классов крупности золота для групп россыпей и отдельных месторождений для всех россыпных районов по данным разведки, эксплуатации и выборочного технологического опробования.

Проведена экспертная оценка потенциальных ресурсов МТЗ, которая пока-

зала, что при наличии рациональных технологий эти месторождения могут восполнить ресурсы традиционных россыпей, близких к истощению.

Карта предназначена для оценки потенциальных и прогнозных ресурсов МТЗ и определения направлений ГРП по перспективным золотоносным районам и субъектам Федерации.

Карта предназначена для широкого круга специалистов в сфере геологии, экономики и разработки россыпных месторождений золота, а также представляет несомненный интерес для управленческих структур, промышленных и финансовых организаций, участвующих в использовании недр РФ.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-27-56
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: tsnigri@pol.ru

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 2000